Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ во Скопје

Драган Колчаковски

ГЕОМОРФОЛОГИЈА



Скопје, 2026

Издавач:
Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ во Скопје
Бул. „Гоце Делчев“ бр. 9. 1000 Скопје

Уредник на издавачката дејност на УКИМ:
Проф. д-р Биљана Ангелова, ректор

Уредник на публикацијата:
проф. д-р Драган Колчаковски

Рецензенти:

1. Академик, проф. д-р Блажо Боев, Рударско-геолошки факултет, Универзитет „Гоце Делчлев“ - Штип
2. Академик, проф. д-р Владо Матевски, Природно-математички факултет, Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ - Скопје

Техничка обработка:
авторот

Лектура на македонски јазик:
М-р Лилјана Јовановска

Илустрации:
авторот

CIP - Каталогизација во публикација
Национална и универзитетска библиотека “Св. Климент Охридски“, Скопје

551.4(075.8)

КОЛЧАКОВСКИ, Драган
Геоморфологија (Електронски извор) / Драган Колчаковски ; (илустрации Драган Колчаковски). - Скопје : Универзитет “Св. Кирил и Методиј“, 2026

Начин на пристапување (URL): https://ukim.edu.mk/e-book/00159. - Текст во PDF формат, содржи 440 стр., илустр. - Наслов преземен од екранот. - Опис на изворот на ден 30.01.2026. - Фусноти кон текстот. - Библиографија: стр. 405-411. - Регистар

ISBN 978-9989-43-548-5

а) Геоморфологија -- Високошколски учебници

COBISS.MK-ID 68013317

ПРЕДГОВОР

Подготовката на учебникот *ѓеморфологија* е започната некаде по 2000-та година. Од 2006 се користи од студентите на Институтот за географија на ПМФ. Истиот е даден на увид на еминентни геоморфолози од регионот за да дадат сопствени сугестии за негово подобрување. Нивните видувања ги пренесувам во целост, со посебна напомена дека сугестиите на академик Иван Гамс, еден од водечките карстолози во Светот по Втората Светска војна, посебно ги прифатив и со подобрување на прилозите е второто издание на овој учебник кој се користи од мојте студент по предметот *ѓеоморфологија*, но и од мојте студенти на еколошката и наставна насока на Институтот за биологија на ПМФ, на Шумарскиот факултет, на студентите на Универзитетот во Штип но и надвор од Македонија.

Knjiga Geomorfologija je na kvalitetnem nivoju mednarodnih učbnikov za Geomorfologijo. Predlagam njenem avtorju prof. dr. Draganu Kolčakovskemu, da tehničko izboljša ilustracije, tekst prevede v enega od mednarodnih jezikov in knigo izda v mednarodni zalozbi. S tim in z geomorfološko analizo svoje domovine bo dosegel tudi povečano mednarodno zanimanje za Makedonijo.

Akademik **Ivan Gams**
SAZU - Ljubljana, Slovenija

...учебнкът може свободно да се използува и от бъгарских студент и аз вече го препоръчам като материал за курса по Обща геоморфологи. За студентите по Гелогия и География от бакалавърския Курс в Софийския и Пловдивския Университети.

...университетският учебник по Геоморфология на проф. Драган Колчаковски е навременен, оригинален, напълно задоволава нуждите от знания по Геоморфогия на студентите следващи География и сродните науки и е един прекрасен справочник в областа на Науките за Земята. Написан е на лек и достъпен език и не съществува сериозна езикова бариера при ползуването му от бъгарски студент и учени.

Проф. д-р **Георги Балтаков**
Катедра по Климатология, хидрология
и геоморфология при Геолого-географския Факултет на Софийския Университет "Св. Климент Охродски" - София,
Бъгари

To je prvi makedonski učebnik geomorfologije, ki ga poznam in sam prijetno presenče nad obilico podrobno obravnavane snovi in velikim številomilustracij, ki so za tak učebnik včasih se bolj pombne od besedila. Kot raziskavalec krasa sam posebej vesel obsežnega poglavja o krasu, ki vključuje tudi najnovejša spoznaja o tem tipu zemeljskega površja. Podhobnipregled krasa v Makedoniji ni koristen le za študent, ampak zelo zanimiv za vse, ki jih zanima kras po svetu. Če omenim še to, da je delo zelo pomembno za strokovne terminologijo v makedonskem jeziku, lahko za slep rečem, da je to Geomorfologija ne le učbenik ampak, geomorfolosko delo, pomembno za promocijo makedonskega krasa, makedonske geografije in makedonske znanosti sploh.

Akademik **Andrej Kranjc**
Institut za raziskovanje krasa
ZRC, SAZU - Postojna, Slovenija

Учебник је добро концепиран, са јасно и прегледно изложеним садржајем и на високом стручном нивоу. Заснован је на најновијим научним сазнањима из ове дисциплине у свету, што се односи не само на текст, већ и на графичке прилоге. По бројним фотографијама аутора може се закључити да је доста материјала сакупио на путовањима по свету. Пажњу привлачи поглавље о геоморфолошком картирању и геоморфолошки речник на крају књиге. Посебна вредност учебника је што истовремено обрађује проблем из домена опште геоморфологије, али даје и приказ рељефа на територији Македоније. на прилозите е второто издание кој и до сега

Проф. д-р **Душан Гавриловић**
Природно-математички факултет
Београд, Србија

СОДРЖИНА

Вовед
Предмет на проучување и поделба на геоморфологијата
Развиток на геоморфологијата во Македонија
Геоморфолошки научни методи
Општа морфологија на планетата Земја

СТРУКТУРНА ГЕОМОРФОЛОГИЈА

ГЛАВА I

Градба на Земјата и општи сознанија за минералите и карпите како градители на литосферата

Минерали
Кристали
Карпи
Магматски карпи
Седиментни карпи
Метаморфни карпи

ГЛАВА II

Класификација на тектонските движења и нивно значење за создавање на структурниот релјеф

Епирогенетски движења
Орогенетски движења
Секундарни структурни елементи
Влијание на секундарните структури врз еволуцијата на релјефот
Тектоника на плочи

Еволуција и морфологија на континенталните плочи
Континентални штитови и платформи (кратони)

Постанок и морфологија на планинските структури
Генетска и еволутивна класификација на планините
Палеозојски планински системи
Постанок и морфологија на мезозојско-кенозојските планински системи

Постанок и морфологија на океанските басени
Постанок и еволуција на океанските басени
Морфоструктурни елементи на океанските басени
Основни морфолошки карактеристики на океанските басени

ГЛАВА III

Внатрешна динамика на Земјата и нејзино влијание врз создавањето на структурен релјеф
- Магматизам
- Вулканизам
- Примарни структурни елементи

Вулкански релјеф
- Елементарни форми на вулканскиот релјеф
- Вулкански планини
- Вулкански острови
- Морфолошко преобликување и уништување на вулканскиот релјеф

Метеоритски кратери
Земјотреси

ГЛАВА IV

Планетарна геоморфологија
- Земјина Месечина

Внатрешни планети
- Марс
- Меркур
- Венера

Надворешни планети
- Галилејски месечини на Јупитер
- Месечини на Сатурн
- Месечини на Уран
- Месечини на Нептун
- Компаративна планетарна (гео) морфологија

ГЛАВА V

Тектонска реонизација и геотектонска еволуција на Северна Македонија

Тектонска реонизација
- Структурни карактеристики на Западно-македонската Зона
- Структурни карактеристики на Пелагонот
- Структурни карактеристики на Вардарската Зона
- Структурни карактеристики на Српско-маккедонскиот Масив

Геотектонска еволуција
- Бајкалска орогенеза
- Херцинска орогенеза
- Алпска орогенеза

Сеизмотектонски карактеристики

Геотектонски основи на релјеф во Република Северна Македонија
- Влијание на поширокиот регион врз создавање на структурниот релјеф
- Неотектонски и современи процеси во создавање на структурниот релјеф
- Основни карактеристики на структурниот релјеф

Морфоструктури на издигнување - хорстови
- Изразито високи планини (над 2.500 m нв)
- Високи планини (над 2.000 m нв)
- Останати значајни планински структури

Грабенски структури - депресии (котлини)

Палеовулкански релјеф

ДИНАМИЧКА ГЕОМОРФОЛОГИЈА

ГЛАВА VI

Раздробување и распаѓање на карпите, денудациски релјеф
Раздробување и распаѓање на карпите
Физичко раздробување
Хемиско распаѓање
Органогено (биогено) раздробување и распаѓање на карпите

Релјефни форми настанати со раздробување и распаѓање на карпите
Ерозија на почвата
Денудациски релјеф во Северна Македонија

ГЛАВА VII

Абразивен релјеф
Абразивен процес

Крајбрежен абразивен релјеф
Крајбрежни акумулативни релјефни форми
Морфолошка еволуција на абразивниот релјеф
Полиморфија на формите на абразивниот релјеф
Морфологија и генетска класификација на бреговите
Класификација на островите
Фосилен абразивен релјеф
Абразивен релјеф во Северна Македонија
фосилен абразивен релјеф
рецентен абразивен релјеф

ГЛАВА VIII

Флувијален релјеф
Флувијален процес

Флувијални ерозивни форми
Речно корито
Меандри
Водопади и останати форми на речното корито
Речна долина
Речни тераси
Речен слив
Флувијални акумулативни релјефни форми

Фосилни флувијални релјефни форми
Полиморфија на формите на флувијалниот релјеф
Морфолошка еволуција на флувијалниот релјеф
Флувијален релјеф во Северна Македонија

ГЛАВА IX

Карстен релјеф
Карстен процес (карстификација)

Површински карстни форми
Микрорелјефни карстни форми
Вртачи

Ували
Карстни полиња
Карстни долини
Карстни површи

Карстна хидрографија

Површинска хидрографија
Подземна карстна хидрографија

Подземни карстни форми

Пропасти
Пештери
Акумулативни подземни карстни форми

Типови карст

Структурно-геолошки типови карст
Хидроморфолошки типови карст според Цвијић
Климатски типови карст
Псевдокарст
Фосилен карст

Морфолошка еволуција на карстниот релјеф

Карстен релјеф во Северна Македонија

Површински карстни форми
Подземни карстни форми

ГЛАВА X

Периглацијален релјеф

Периглацијален процес

Мезорелјефни периглацијални форми
Микрорелјефни периглацијални форми
Периглацијален релјеф во Северна Македонија

ГЛАВА XI

Глацијален релјеф

Снежна граница
Создавање на глечерите и нивна динамика
Морфолошки типови на глечери

Глацијални релјефни форми

Ерозивни глацијални форми
Акумулативни глацијални форми
Морфолошка еволуција на глацијалниот релјеф

Плеистоцена глацијација

Причини за плеистоценатa глацијација
Плеистоценатa глацијација во Европа и Северна Америка

Глацијален релјеф во Северна Македонија

ГЛАВА XII

Еолски релјеф

Еолски процес
Типови пустини и нивна распространетост

Еолски релјефни форми

Ерозивни еолски форми
Акумулативни еолски форми
Морфолошка еволуција на еолскиот релјеф

ГЛАВА XIII

Геоморфолошко картирање
Примена на геоморфолошките карти

Концепт и методи на геоморфолошко картирање
Концепт на геоморфолошки карти
Методолошки пристап во геоморфолошкото картирање
Фази на геоморфолошкото картирање

Содржина на геоморфолошката карта
Податоци за геолошката градба на теренот
Морфогенетски податоци
Морфографско-морфометриски податоци
Морфохронолошки податоци

Геоморфолошки податоци, легенда и толковник
Прикажување на геоморфолошки податоци на карта
Легенда на геоморфолошка карта
Толковник на геоморфолошка карта

литература
регистер на стручни изрази и поими

Вовед

Релјефот *како елементарна компонента на природната средина претставува комплекс на форми што се јавуваат на Земјината површина. Самиот израз* ***геоморфологија*** *потекнува од грчките зборови ge - Земја, morphe - форма и logos - учење, наука. Според тоа, геоморфологијата треба да биде учење, односно наука за формите на релјефот на Земјата. Тоа значи дека предмет на геоморфологијата е непосредно самиот релјеф на Земјата додека нејзината задача е да ги проучува законитостите на постанокот (генеза) и развитокот (морфолошка еволуција) на релјефните форми и на релјефот во целина.*

Геоморфологијата иако во основа е наука што се бави со проучување на формите на површината на Земјата и процесите што ги создаваат, во неа се вклучени и изучувањата на карактеристиките на водните басени, претежно на нивните дна, а со развојот на планетарните истражувања, денес се вклучува и релјефот на цврстите тела во Сончевиот систем.

Бидејќи Земјината површина претставува меѓусебен склоп на литосферата, атмосферата, хидросферата и биосферата, геоморфологијата е тесно поврзана со широк спектар на дисциплини. Такви се: геофизиката, седиментологијата, геохемијата, хидрологијата, климатологијата, педологијата, биологијата, информатичките технологии и вселенската наука. Како дел од физичката географија, односно како дел на географијата во поширока смисла, геоморфологијата претставува стара научна дисциплина. Како самостојна наука геоморфологијата започнува да се оформува во втората половина на XIX век, кога геологијата веќе ги поставила своите научни и теоретски основи. До средината на XIX век претходело дескриптивно собирање на сознанија за релјефот, произлезени од геолошките и топографските проучувања и картирања. Втората половина на XIX век претставува значајна пресвртница во развојот на геоморфолошката научна мисла. Тогаш се поставуваат геоморфолошките методи, а се презентираат и воопштени научни теории и концепции. Денес геоморфологијата претставува самостојна научна дисциплина, тесно поврзана со географијата и геологијата, но со свој предмет на проучување, сопствени научни методи и точно определена задача во научно-истражувачката работа.

Во геоморфологијата, како и во другите научни дисциплини, во врска со развојот на научната мисла и обемноста на податоците произлезени од непосредните проучувања се јавило потреба за една општа, како и за специјалистички поделби. Во согласност со двете основни сили - ендогени и егзогени во релјефот на Земјината површина се јавуваат две основни генетски категории на релјефни форми. Тоа се тектонските и ерозивните (со акумулативните). Првите претставуваат предмет на проучување на геотектониката и структурната геоморфологија, додека формите настанати со егзогените процеси, покрај нивното проучување од разни специјалистички геоморфолошки дисциплини (карстологија, глациологија, ...), во основа се проучуваат од динамичката геоморфологија. Во согласност со тоа е и самата концепција на учебникот, поделен на два дела, на структурна и динамичка геоморфологија.

Тектонската (морфотектонска) или ***структурна геоморфологија*** *ги проучува формите на релјефот на Земјината површина кои настанале со делување на тектонските движења и поместувања. Ваквите движења и поместувања се резултат на внатрешните, ендогени сили. Почнувајќи од создавањето на цврстата Земјина кора, тектонските форми го претставуваат основниот релјеф на Земјината површина. Тоа е примарен, иницијален релјеф, на кого надворешните (егзогени) сили преку ерозивните процеси градат различни генетски категории и типови релјеф. Ерозивната или* ***динамичка геоморфологија*** *ги проучува релјефните форми на Земјината површина кои настанале под дејство на надворешните (егзогени) сили на кои одговараат и соодветен тип на ерозивно-акумулативно процеси.*

За територијата на Македонија до почетокот на XX век главно се изнесуваат дескриптивни сознанија за релјефните особености. Во периодот од почетокот на XX век до Првата Светска војна (1918 год) се поставени основите на геоморфолошките истражувања на Македонија (Oestrich, 1902, Цвијић 1906 - 1911). Во периодот помеѓу 1918 и 1941 година, односно помеѓу двете светски војни се остваруваат сериозни сознанија за геоморфолошките карактеристики на одделни области во Македонија, како: Пореч, Јакупица, Скопската Котлина и др (Јовановић 1928, 1931, Радовановић 1931). По Втората Светска војна проучувањата се интезивираат, а најбројни резултати се остваруваат во текот на шеесетите и седумдесетите години на XX век (Стојадиновиќ, Манаковиќ). Ваквите сознанија продолжуваат континуирано да се остваруваат и во последните децении на XX век (Андоновски, Колчаковски), а продолжуваат и во XXI век.

Во секое засебно поглавје од учебникот, таму каде што има основа за тоа е даден и синтезен приказ за релјефните појави на територијата на Северна Македонија. Користејќи го искуството на неколку генерации геоморфолози кои работеле на територијата на Македонија е произлезен учебникот ***Геоморфологија****. Самиот учебник, како што е напоменато е поделен на два дела; структурна и динамичка геоморфологија. Учебникот е илустриран со 374 фотографии, 85 карти, 238 скици, главно блок-дијаграми и 7 табели. На крајот е даден толковник на 403 геоморфолошки или блиски на геоморфологијата стручни изрази и поими.*

ПРЕДМЕТ НА ПРОУЧУВАЊЕ И ПОДЕЛБА НА ГЕОМОРФОЛОГИЈАТА

Релјефот како елементарна компонента на природната средина претставува комплекс на форми што се јавуваат на Земјината површина. Самиот израз ***геоморфологија*** потекнува од грчките зборови *ge* - Земја, *morphe* - форма и *logos* - учење, наука. Според тоа, геоморфологијата е учење, односно наука за формите на релјефот на Земјата. Тоа значи дека предмет на геоморфологијата е непосредно самиот релјеф на Земјата додека нејзината задача е да ги проучува законитостите на постанокот (генеза) и развитокот (морфолошка еволуција) на релјефните форми и на релјефот во целина.

Како дел од физичката географија, односно како дел на географијата во поширока смисла, геоморфологијата претставува стара научна дисциплина. *Verenius* во опсежното дело *Geographia generalis*, кон крајот на XVII век ги систематизирал геоморфолошките појави, заедно со вулканските и земјотресите. Од средината на XVIII век проучувањата што се однесуваат на геоисторискиот развиток на Земјата, формираат посебна наука - геологија. Терминот *ге̄о - морфо - ло̄гија* во денешна смисла на зборот во литературата првично е презентиран од американскиот геолог *Mc Gee* во 1893 година.

Многу пред воведувањето на самиот термин геоморфологија учените луѓе изнесувале разни претпоставки за силите и механизмите што го создавале природниот релјеф околу нив. *Аристо̄тел*, *Херодо̄т*, *Сенека*, *Стра̄бон* пишувале за потеклото на речните долини и делтите, за врската меѓу земјотресите и деформацијата на површината на Земјата итн. Идејата дека реките поседуваат значителна сила за да ги вдлабат своите долини донекаде била подржана од *Сенека* и секако од *Леонардо да Винчи* во XV век, но дури во текот на XVIII век импликациите на овој фундаментален концепт започнале целосно да се истражуваат.

Во 1785 година *Хато̄н* (*James Hutton*) пред Кралското друштво во Единбург презентира соопштение во кое расправа дека површината на Земјата е обликувана многу повеќе од споро, постојано ерозивно дејство на водата отколку со катастрофални дејства какво што мислење застапувале црковните учени луѓе.

Методологијата на *Хато̄н* базирана на верувањето дека спорото, но постојано дејство на процесите се доволна основа за објаснување на сегашната конфигурација на повшината на планетата Земја била искористена од *Чарлс Лајел* (*Charles Lyell*) во идејата за униформност. Во неговото влијателно дело *Принципи на ге̄ологијата* (1830-33), *Лајел* е голем поборник на она што стана познато како *концепт на униформизам*.

Неколку значења може да бидат идентификувани во принципите на *Лајел*; 1. *Униформно̄ст на законо̄т*; што подразбира претпоставка дека сите закони се константни во времето и просторот, 2. *Униформно̄ст на про̄цесо̄т*; укажува дека минатите настани може да бидат објаснети со процесите за кои сега се знае дека функционираат. Тоа значи дека не треба да бидет воведени дополнителни непознати причини. Суштински тоа е принцип на едноставност усвоен во сите научни објаснувања (ако познатите процеси се доволни за објаснување на природните феномени, не треба да се во- ведуваат дополнителни "егзотични" механизми). За *Лајел* и *Хато̄н* пред него, ваквиот принцип е во спротивставност на погледите за Божјата интервенција врз создавањето на површината на Земјата, 3. *Униформно̄ст (по̄сте̄пено̄ст) на бр̄зината*; е предлог дека промените на површината на Земјата вообичаено се спори, постојани. Иако *Лајел* признава дека големите настани, како поплавите и земјотресите се случуваат, тој тврдел дека таквите феномени се локални и дека се појавувале во минатото со иста просечна фреквенција како што се јавуваат и денес.

Како самостојна научна дисциплина геоморфологијата започнува да се оформува во втората половина на XIX век, кога геологијата веќе ги поставила своите научни и теоретски основи.



Grove Karl Gilbert (1843 - 1918)



John Wesly Powell (1834 – 1902)

До средината на XIX век претходело дескриптивно собирање на сознанија за релјефот, произлезени од геолошките и топографските проучувања и картирања. Поголемиот дел од концептите на модерната геоморфологија се поставени во втората половина на XIX век од група еминентни американски геолози предводени од Џон Весли *Пауел* (*John Wesly Powell*) и Карл *Гилберт* (*Grove Karl Gilbert*). Тие, своите најзначајни работи ги создале во периодот меѓу 1865 и 1890 година. Проучувајќи ги западните делови на Северна Америка (Карпестите Планини, Јута, Невада, областите на исушените плеистоцени езера, големиот кањон на реката Колорадо) овие научници ги истражуваат заемните односи помеѓу структурата на Земјата и стадиумите на морфолошката еволуција на релјефот, со што ја внесуваат генетската метода во проучувањата.

Најголемиот концепциски придонес на *Пауел* е за развојот на основното ниво на Земјата, крајно претставено со нивото на морето под кое реките ќе неможат да предизвикаат ерозија. Од особено големо значење за идниот развиток на геоморфологијата е пионерското истражување на *Гилберт*. Тој создал прва систематска анализа на заедничките интеракции помеѓу движечките сили на ерозија и силите на отпор претставени со карпите и површинските наноси. Неговиот сонародник и современик Вилијам Морис *Дејвис* (*William Morris Davis*) создава концепт за систематска прогресија во промената на релјефот со текот на времето, иницирано од брзо подигнување на површината на Земјата (*ерозивен циклус*).

Поголемиот дел од европските геоморфолози на ваквиот концепт гледале како на премногу теоретски и идеализиран природен модел кој слабо ја претставува улогата на климата врз развојот на релјефот на Земјата. Валтер *Пенк* (*Walther Penck*) ја отфрлил претпоставката за ерозивен циклус, односно "дека површината на Земјата не може да биде доволен период стабилна за да се реализира ваквиот циклус". Место тоа понудил дека; "вкупното создавање на релјефот првенствено ќе зависи од тоа дали стапката на подигање се зголемува, се намалува или е константна низ времето". Во континентална Европа, по II Светска војна се зацврстила претходната традиција дека геоморфологијата е заснована на врската меѓу релјефот и климатските зони.

Иако во принцип нашето знаење за процесите на површината на Земјата се многу напреднати, истражувањата во геоморфологијата малку придонесуваа за разбирањето "како со текот на времето се менуваат огромните релјефни области". Во доцните шеесетти години на XX век, револуционерните промени во дисциплините слични на геоморфологијата, заедно со примена на нови техники, овозможи повторно да се разгледа овој проблем. Во доцните шеесетти и седумдесетти години на минатиот век дојде до драматична промена на разбирањето за Земјата како континентална мобилност отелотворено во концептот за *тектоника на плочи*. Со тоа се создаде концепт кој е во состојба да предвиди општ модел за промените на површината на Земјата низ времето и просторот. Еден од резултатите на теоријата е и сваќањето дека во релативно стабилните региони, морфологијата на повшината може да остане без значајна модификација со ерозивните промени неколку десетици милиони години.

Од шеесеттите години на XX век дупчењата на длабоките океански басени и во плитките води околу маргините на континентите понуди многу сознанија за количествата на седименти акумулирани во долг временски период. Тоа обезбеди информации за ерозијата на соседните копнени маси. Воедно, во периодот по шеесеттите години на минатиот век се отвори нов терен за истражување во геоморфологијата а тоа е *сончевиот систем*. Како со истражувањето на некогаш непознатите делови на југозападен САД кои доведоа до пионерската работа на *Гилберт* и *Паул*, вонземскиот релјеф на Месечината, Марс и другите планетарни тела претставуваат голем предизвик за геоморфолозите.

Денес геоморфологијата претставува самостојна научна дисциплина, тесно поврзана со географијата и геологијата, но со свој предмет на проучување, сопствени научни методи и точно определена задача во научно - истражувачката работа. За остварување на своите цели и задачи, геоморфологијата користи различни методи и помошни дисциплини, како што се: *морфографија* (опишување на релјефните форми), *морфологија* (генетска класификација на релјефните форми), *морфометрија* (утврдување на метричките вредности на формите), *морфогенеза* (утврдување на потеклото, начинот на постанок и морфолошката еволуција на релјефот) и *морфохронологија* (утврдување на староста на релјефот и на неговите засебни елементарни релјефни форми).

Во геоморфологијата, како и во другите научни дисциплини, во врска со развојот на научната мисла и обемноста на податоците произлезени од непосредните проучувања се јавило потреба за една општа, како и за специјалистички поделби. Првичната поделба на геоморфологијата е на ***општа***, ***посебна*** и ***регионална*** геоморфологија. Општата геоморфологија ги дава теоретските основи и законитостите на генезата и морфолошката еволуција на релјефот, а ги проучува и процесите на современото менување на релјефот. Посебната геоморфологија ги проучува релјефните форми на одредени генетски категории (тектонски, вулкански, флувијални, карстни итн), додека регионалната геоморфологија ја проучува генезата и морфолошката еволуција на одредени морфолошки и географски целини.



William Morris Davis (1850 - 1934)

Современиот развиток на геоморфологијата овозможил поделба на општата геоморфологија на повеќе потесни дисциплини. Така, на пример, *планетарната* геоморфологија ја проучува генезата и морфолошката еволуција на

континентите и океанските басени, т.е. морфотектонските макроцелини на Земјата, но и на останатите познати планети. *Структурната* геоморфологија ја проучува заемната условеност на геолошките структури и релјефните форми, т.е. законитостите на еволуцијата на релјефот во зависност од геолошките структури во минатото и денес. *Климатската* геоморфологија го проучува оформувањето на релјефот како резултат на климатските влијанија, т.е. според законитостите на климатската зоналност на Земјата. *Палеогеоморфологијата* се бави со реконструкција на развитокот на релјефот во одделни етапи од геолошкото минато, додека *применетата* геоморфологија се бави со решавање на практични проблеми.

Развитокот на геоморфологијата условило поделба и на посебната геоморфологија на одделни научни субдисциплини кои детално и систематски ги проучуваат разните генетски категории релјеф. *Карстологијата* се бави со проучување на карстниот релјеф. Во овој домен посебно е издвоена *спелеологијата* чиј предмет на проучување се исклучиво подземните карстни форми. *Глациологијата* се бави со проучување на глацијалниот релјеф, додека проучување на плеистоценатa глацијација е повеќе во домен на *квартернатa* геоморфологија. Покрај ваквата поделба, геоморфологија според морфогенетскиот принцип се дели на *тектонска* или структурна и *ерозивна* (динамичка) геоморфологија.

Ако тежиштето на геодинамиката е анализа на причините за структурните промени на Земјата, задачата на геотектониката е реконструкција на структурните последици. Одразите на ваквите збиднување на површината на Земјата е предмет на *структурната* геоморфологија. Генерално земено врз структурниот релјеф на Земјата делуваат повеќе агенси што условуваат различни типови на ерозија. *Денудацијата* е резултат на механичкото дробење и хемиското преобликување на карпите, плакнењето на педолошкиот супстрат и оголувањето на подлогата. *Абразијата* е резултат на делувањето на брановите врз океанските, морските или езерски брегови. *Карстната* ерозија претставува хемиско делување на водата врз карбонатните карпи, *глацијалната* на делувањето на глечерите, *еолската* на ветрот итн. Според типот на ерозијата е извршена и генетска класификација на релјефните форми.

Во согласност со двете основни сили - ендогени и егзогени во релјефот на Земјината површина се јавуваат две основни генетски категории на релјефни форми. Тоа се тектонските и ерозивните (со акумулативните). Првите претставуваат предмет на проучување на геотектониката и структурната геоморфологија, додека формите настанати со егзогените процеси, покрај нивното проучување од разни специјалистички геоморфолошки дисциплини, во основа се проучуваат од динамичката геоморфологија.

Макротектонските форми претставуваат примарни појави и тие го даваат релјефниот скелет на Земјината кора (континентални блокови, океански басени, макропланински структури). Тектонските процеси изградуваат и помали релјефни форми. На оваа категорија припаѓаат појавите и формите изградени со вулканските активности и со земјотресите. Тектонските форми го сочинуваат иницијалниот, примарен релјеф врз кој делуваат разни егзогени процеси. Со долготрајно делување на геоморфолошките агенси, иницијалниот тектонски релјеф постепено морфолошки се менува и најпосле се уништува. Во зависност од траењето и интензитетот на ерозивните процеси структурниот релјеф во поголем или помал дел може да го сочува својот примарен изглед и својата основната карактеристична морфологија. Макротектонските форми најдобро се сочувани поради своите димензии. Формите со помали димензи побрзо се уништуваат, односно потешко може да се забележат во денешниот релјеф. Нивниот примарен изглед најчесто може да се согледа само со помош на реконструкција.

Од тектонските форми во денешниот релјеф најдобро се сочувани појавите создадени во најмладиот период од геолошката историја на Земјината кора. Тоа се главно неотектонските форми. Тие се од големо значење за палеогеоморфолошка реконструкција на постарите тектонски појави кои речиси се уништени како релјефна манифестација.

Втората генетска категорија на релјефни форми на Земјината површина ја сочинуваат *ерозивните* и *акумулативните* форми. Тие се создаваат како резултат на различни ерозивни процеси. Со механичкото делување на океанските, морските или езерски бранови во крајбрежниот појас се создаваат *абразивни* фор-

ми. Со механичкото делување на речните текови се изградуваат речни или *флувијални* релјефни форми, додека со хемиското и механичко делување на водата врз растворливите карбонатни карпи настануваат *карстните* форми. Во пустините и полупустинските предели со механичкото дејство на ветрот се изградуваат *еолски* форми, додека на големите географски широчини и на високите планини со механичкото делување на глечерите се градат *глацијални* форми. Со процесите на наизменично замрзнување и одмрзнување на педолошкиот супстрат на големите географски широчини и на високопланинските предели се создаваат *перигласијални* релјефни форми. Со плакнење на педолошкиот супстрат, како и со процесот на раздробување и распаѓање на карпите поради температурните колебања и хемиското делување на водата настануваат *денудациските* форми.

Секоја од овие генетски класифицирани релјефни појави може да биде *ерозивна*, ако е создадена со однесување на материјалот во текот на морфолошкиот процес и *акумулативна*, ако настанала со насобирање на материјалот кој во претходната ерозивна фаза бил однесен. Во природата е честа појавата ерозивните форми да не се создале како резултат само на една, одредена ерозија, туку со комбинирано делување на два или повеќе типа на ерозија. Во согласност со ова, ерозивните форми можат да бидат *моногенетски*, ако се изградени само под дејство на одредена ерозија и *полигенетски*, ако настанале со делување на повеќе, различни типови на ерозија.

Секоја од споменатите генетски категории на релјефни форми изградува сопствен тип на релјеф. Така вулканските форми изградуваат вулкански релјеф, глацијалните форми изградуваат глацијален релјеф, за еолските тоа е еолски релјеф итн.

развиток на геоморфологијата во Македонија

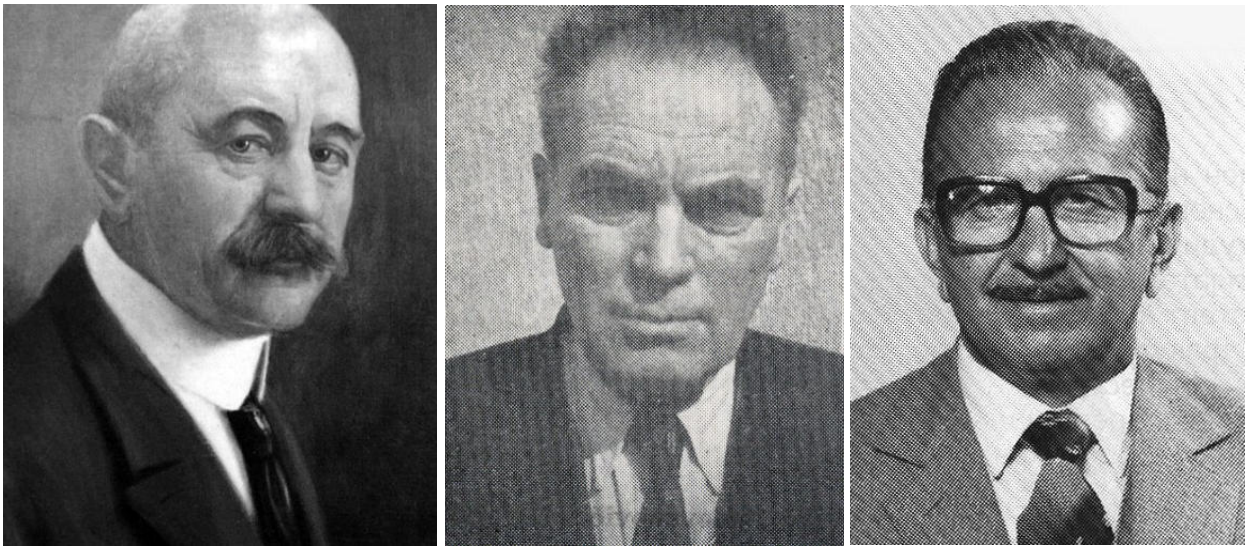
Геоморфолошките проучувања на територијата на Република Македонија може да се поделат на неколку периоди. До почетокот на XX век главно се изнесуваат дескриптивни сознанија за релјефните особености на Македонија. Во периодот од почетокот на XX век до Првата светска војна (1915 година) се поставени *основите* за геоморфолошките истражувања на Македонија (*Oestrich* 1902, *Цвијиќ* 1906, 1911)). Во третиот период, помеѓу 1918 и 1941 година, односно помеѓу двете светски војни се остваруваат сериозни сознанија за геоморфолошките карактеристики на одделни области во Македонија, како: Пореч, Јакупица, Скопската Котлина и др (*Јовановиќ* 1928, 1931, *Радовановиќ* 1931). По Втората светска војна проучувањата се интезивираат, а најбројни резултати се остваруваат во текот на шеесетите и седумдесетите години на XX век (*Стојадиновиќ*, *Манаковиќ*). Ваквите сознанија продолжуваат континуирано да се остваруваат и во последните децении на XX век (*Андоновски*, *Колчаковски*).

Во средината на август 1898 година познатиот српски и европски географ Јован *Цвијиќ* започнува студиозни екскурзии (истражувања), почнувајќи од Солунскиот Залив, низ територијата на Македонија и нејзините соседни области. Како резултат на ваквите истражувања, на почетокот на XX век (1906-1911) од печат излегува обемна студија, едно од неговите капитални дела, во три тома "Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије". Во првиот том (1906 год.), од 101 до 256 и од 274 до 355 страница се презентирани резултатите од истражувањата на просторот на денешната територија на Северна Македонија. Во третиот том (стр. 689 - 1372) на околу осумдесет страници се опфатени сознанија за Десаретските езера (Охридско, Преспанско, ...), како и за Пореч, Кичево, Полог и Шар Планина. Тоа е труд што ќе се користи од повеќе генерации истражувачи, практично низ целиот XX век.

Помеѓу двете светски војни, како што е напоменато, се презентирани капитални сознанија за геоморфолошките карактеристики на одделни простори во Македонија. Како најзначајни, речиси ненадминати до денес може да се сметаат студиите за глацијалниот релјеф на Јакупица (*Јовановиќ* 1928), за абразивниот и карстниот релјеф во Пореч (*Јовановиќ* 1927, 1928), комплексната геоморфолошка студија за Скопската Котлина (*Јовановиќ* 1931), како и за денудацискиот релјеф на Селечка Планина и карстот на планината Кожуф (*Радовановиќ* 1928, 1931). Овие студии, како и некои други, објавени во првата половина на XX век (до Втората светска

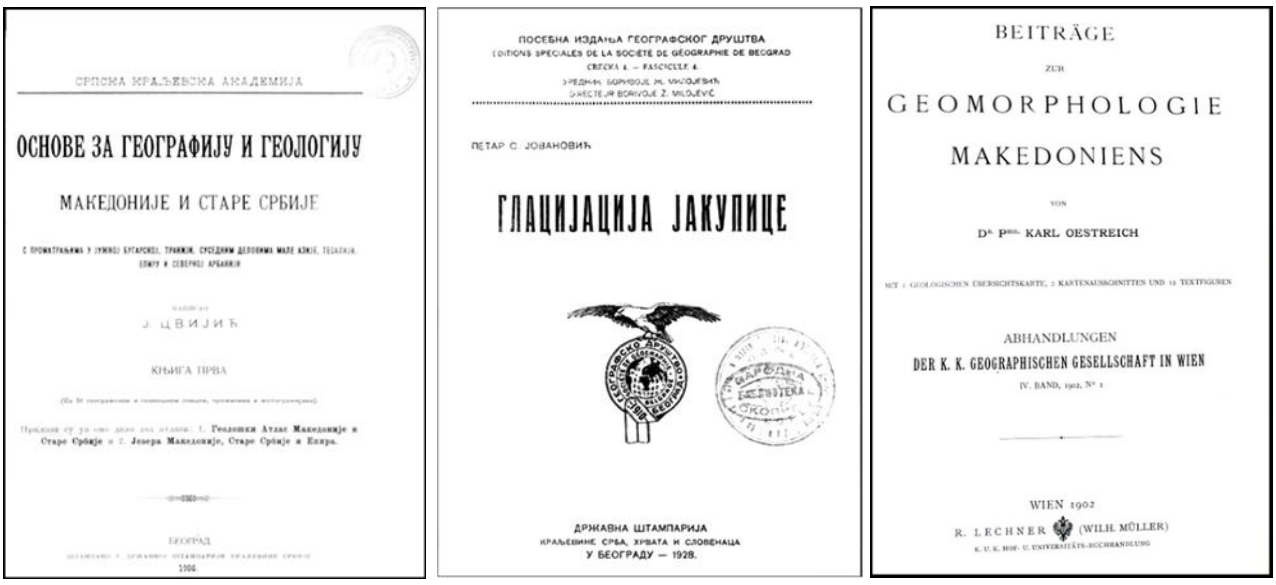
војна), претставуваат солидна основа за идните, континуирани геоморфолошки истражувања на Република Северна Македонија.

По Втората светска војна на геоморфологијата се посветуваат неколку генерации македонски географи. Со студија за Дебарската Котлина, геоморфолошките истражувања првично ги продолжува *Гашевски* (1953). *Стојадиновиќ*, исто така, објавува неколку значајни студии. Такви се за релјефот на Пелистер (1962, 1970), за литоралниот (абразивен) релјеф на Охридскиот Басен (1967, 1968) и други.



сл 4, Јован Цвијиќ (1865 - 1927), Петар С. Јовановиќ (1893 - 1957) и Душан Манаковиќ (1924 - 1995)

Несомнено најголем придонес во проучувањето на севкупните геоморфолошки карактеристики на Република Македонија по Втората Светска војна, низ повеќе трудови има Душан *Манаковиќ*. Овој, наш, еминентен геоморфолог, се зафаќа со разрешување на широк спектар на геоморфолошки проблеми, почнувајќи од карстот, флувијалниот и абразивниот релјеф па сé до глацијалниот и периглацијалниот. Кон крајот на педесетите и во текот на седумдесетите години на XX век придонес за геоморфолошките истражувања имаат Миливој *Гашевски* и Станко *Станкоски*, а во последните две децении на XX век Томе *Андоновски*.


СРПСКА КРАЉЕВСКА АКАДЕМИЈА

ОСНОВЕ ЗА ГЕОГРАФИЈУ И ГЕОЛОГИЈУ

МАКЕДОНИЈЕ И СТАРЕ СРБИЈЕ

ЈОВАН ЦВИЈИЋ

КЊИГА ПРВА

БЕОГРАД

ПОСЕБНА ИЗДАЊА ГЕОГРАФСКОГ ДРУШТВА

ПЕТАР С. ЈОВАНОВИЋ

ГЛАЦИЈАЦИЈА ЈАКУПИЦЕ

ДРЖАВНА ШТАМПАРИЈА

КРАЉЕВИНЕ СРБА, ХРВАТА И СЛОВЕНАЦА

У БЕОГРАДУ — 1928.

BEITRÄGE

ZUR

GEOMORPHOLOGIE

MAKEDONIENS

VON

Dr. Phil. KARL OESTREICH

ABHANDLUNGEN

DER K. K. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT IN WIEN

WIEN 1902

R. LECHNER (WILH. MÜLLER)

сл 5, Насловна страница на цвијиќевите "Основи", капиталното дело за глацијацијата на Јакупица и првата студија за геоморфологија на Македонија од Естрајх (1902)

ГЕОМОРФОЛОШКИ НАУЧНИ МЕТОДИ

Релјефот на Земјината површина е подложен на постојани морфолошки промени, како под дејство на *ендогените* (внатрешни) така и на *егзогените*, надворешни сили. Ваквите влијанија меѓусебно се комбинираат и преплетуваат и од нив зависи генезата и морфолошката еволуција на релјефните форми и на релјефот во целина. За утврдување на законитостите на генезата и морфолошката еволуција на релјефот во геоморфологијата се применуваат различни ***научни методи***. Некои од нив се општо научни, а има и такви специфични само за геоморфологијата.

Релјефот на Земјата постојано се менува. Неговите форми се создаваат, преобликуваат и уништуваат, односно релјефот како основна компонента на природната средина е *динамичка појава*.

Денешниот релјеф претставува само одреден стадиум на сопствената морфолошка еволуција. За правилно да се одговори на проблемот на генезата и морфолошката еволуција, неопходно е да се следат и поврзуваат различните влијанија на тектонските и ерозивните процеси. Ваквите влијанија во текот на долгата геолошка историја на Земјината кора се менувале, ги создавале, менувале и ги уништувале релјефните форми.

Уште *Ј. Цвијиќ* (1924 год) сметал дека геоморфологијата не може да се ограничи само на едноставно опишување на единечните релјефни форми или на релјефот како целина (метода на ***дескрипција***). Оттука и основната задача на геоморфологијата е не опис (дескрипцијата) туку приказ на еволуцијата на релјефот. Ваквата цел се постигнува со ***генетската*** метода. Со нејзе во основа се објаснуваат приликите и начинот на постанокот на релјефните форми на Земјината површина. Истражувањата во геоморфологијата имаат научна вредност само ако постои морфолошки проблем кој се решава со генетската метода.

За развитокот на геоморфологијата и на нејзините научни методи во истражувачката работа посебно негативно влијание имала ***метафизичката*** метода. Таа се јавува во онаа етапа од развојот на науката кога знаењата се уште не биле во состојба природата да ја согледаат и сватат како *процес*. Метафизиката како теорија за апсолутната непроменливост на природата го негира развитокот, поврзаноста и заемното делување помеѓу појавите на природната средина. Според оваа теорија, природата, било како да е создадена, еднаш создадена останала таква каква што е во текот на целото свое постоење. Сегашните континенти отсекогаш постоеле со истите планини и долини, истите реки и растителни и животински видови и истите климатски карактеристики. Ниту најголемата разновидност на релјефните форми на Земјината површина на метафизичката метода не и биле доволен доказ дека сите тие се само различни стадиуми на сопствената морфолошка еволуција.

Наоѓајќи се во најдлабока противречност со појавите и процесите на природната средина, а како резултат на огромниот број постигнати резултати, метафизичката метода марала да го отстапи местото на друга метода која единствено одговара на резултатите на вековниот развиток на науката. Еден од првите пробиви во однос на ваквото статично гледање на метафизиката кон природата го сторил *Е. Kant* (1755 год). Земјата и целиот планетарен систем се прикажани како нешто што со текот на времето е создадено. Значи, релјефот на Земјината површина се создава и развива со постепеното преобликување на лицето на Земјата.

За да се дојде до објективна научна вистина во геоморфолошките истражувања неопходно е примената на ***дијалектичката*** метода. Со нејзе на релјефните форми не се гледа како на случаен збир на појави кои едни од други се издвоени и независни. Напротив, релјефот претставува единствена целина во кои формите и процесите генетски се поврзани и меѓусебно се

условуваат. Дијалектичката геоморфолошка метода покажува дека ниту една релјефна појава не може да се свати и морфогенетски да се објасни ако се набљудува изолирано, надвор од врските со појавите што ја опкружуваат и надвор од условите на природната средина. Генезата на релјефните форми во основа мора да се набљудува во нераскинлива, взаемна врска со геотектонските и ерозивните процеси. Дијалектичката геоморфолошка метода на релјефот гледа како на состојба на постојано движење, односно морфолошко менување, непрекинат развиток и обновување каде постојано нешто се создава и исчезнува. Значи, дијалектичката метода на појавите и релјефните форми не гледа само од аспект на нивната взаемна поврзаност и условеност, туку и од гледиште на нивната еволуција; создавање, менување и исчезнување.

Еволутивната метода во геоморфологијата е воведена од *V.M. Davis* (1889 год). Тој на релјефните форми не гледал како на дадена статична појава туку ги набљудувал низ постојаниот процес на нивниот морфолошки развиток. *Девис* воочил дека релјефните форми се подложни на постојани морфолошки промени кои произлегуваат од законитостите на нивната еволуција. Изменета и дополнета, еволутивната метода и денес има своја полна вредност и примена во геоморфолошките истражувања.

Аналитичката метода во геоморфологијата прв ја применил *A. Penck* (1924 год) во рамките на својата концепција за "морфогенетска анализа". Со анализа на површинските релјефни форми и егзогените процеси *Пенк* се обидел да го утврди карактерот и износот на тектонските движења на кои релјефните форми се изложени. Сепак, аналитичката метода сама по себе не е доволна за решавање на проблемите на генезата и морфолошката еволуција на различните категории релјеф.

Синтезната метода во геоморфологијата е воведен од страна на *Braun* (1930 год). Тој сметал дека оваа метода има за цел анализа на развитокот на релјефните форми во согласност со тектонските и другите услови. Меѓутоа, битно значење за геоморфологијата нема само тектониката туку и цела низа на други геолошки и географски дисциплини (историска геологија, петрографија, климатологија, хидрологија, палеогеографија и др.). Без нив современите геоморфолошки истражувања не можат ниту да се замислат. Истото доаѓа до посебен израз кога се во прашање решавањето на проблемите на генезата и морфолошката еволуција на релјефот.

На релјефот, како елементарна компонента на природната средина се својствени внатрешни противречности. Тоа доаѓа оттаму што релјефните форми имаат свое минато, сегашност и иднина, т.е. свое создавање, развиток и крај. Внатрешните противречности се резултат на судирот на спротивставените тенденции, почнувајќи од примарната борба помеѓу ендогените и егзогени сили па се до борбата помеѓу ерозивните процеси кои се менуваат во текот на морфолошката еволуција. Противречностите на природната средина имаат свои позитивни и негативни страни, што водат кон развиток или кон уништување. Релјефот е класична појава на спротивности, т.е. борба помеѓу претходно настанатото и новосоздаденото, помеѓу она што исчезнува и она што се раѓа. Тоа значи дека процесот на морфолошката еволуција, од пониски кон повисоки (посложени) форми не се одвива со хармоничен развиток, туку со остра борба помеѓу спротивставените геоморфолошки процеси.

Во релјефот не постојат форми и процеси кои се без причини ниту причини кои нема да се одразат со последични појави. Морфоло шките промени кои во текот на еволуцијата се случуваат минуваат од незначителни (затскриени) квантитативни промени па сé до битните промени настанати не случајно туку како резултат на законитостите на еволуцијата на различните категории релјеф. Поврзано со современите научни резултати, модерните геоморфолошки методи водат кон фундаменталните геоморфолошки заклучоци и објективна научна вистина.

ОПШТА МОРФОЛОГИЈА НА ПЛАНЕТАТА ЗЕМЈА

Земјата како космичко тело има различен состав и различна внатрешна градба. Внатрешноста на Земјината маса се одликува со концентрично распоредени сфери, со различен состав и физички особености. Наспроти ваквите сфери, врзани непосредно за Земјината маса, се наоѓаат надворешните сфери: атмосфера, биосфера и хидросфера.

Кога се набљудува релјефот на Земјата во целина тогаш се забележуваат две основни категории на макротектонски форми: ***копнени делови***, кои ги опфаќаат континенталните платформи и ***океански басени***, кои ги опфаат најголемите водни површини на Светското море. Изградувањето на релјефот, според тоа, се врши во две совршено различни физичко-географски средини; на копно и на дната на морските (океански) басени.

Континенталните платформи ги претставуваат континентите: Европа и Азија (Евроазија), Африка, Северна и Јужна Америка, Австралија и Антарктикот. Од вкупната површина на Земјата, која изнесува 510 милиони km^2, континентите зафаќаат 149 милиони km^2, односно 29,8 %. На Северната Хемисфера копното е претставено со 39 %, а на јужната со 19 %. Одделно континентите ги имаат следните површини (изразено во милиони km^2): Азија 44,13, Африка 29,83, Северна Америка 24,06, Јужна Америка 17,89, Антарктикот 14,17, Европа 10,01 и Австралија 8,90 милиони km^2.

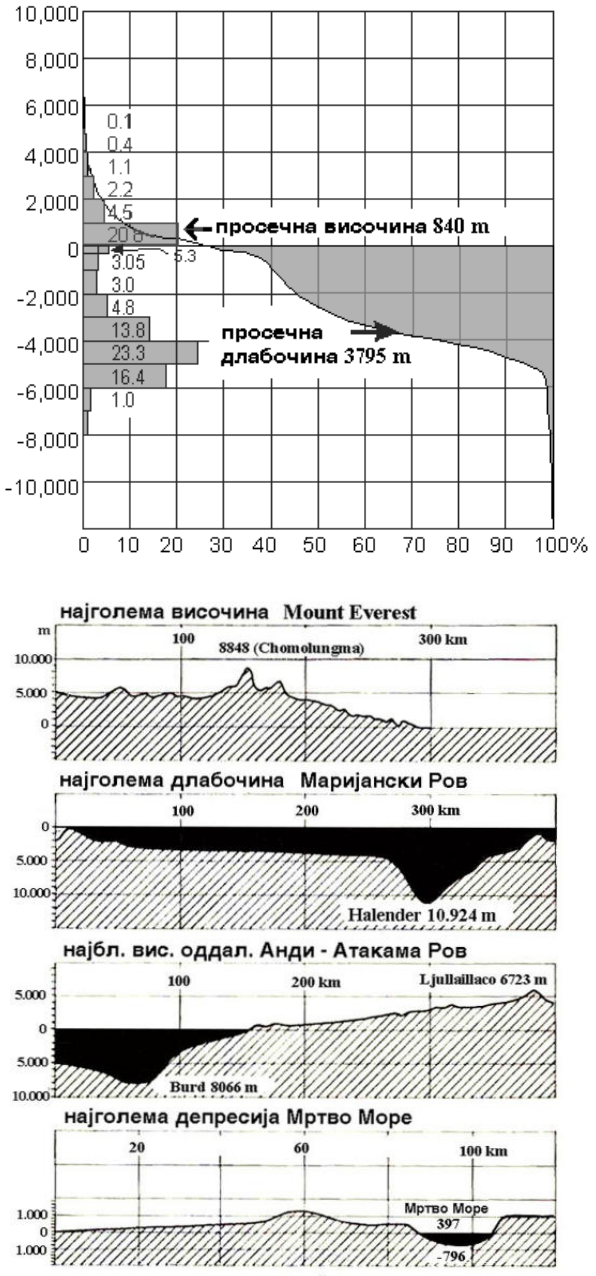
Чомолунгма (Непал)	8.848	Нанга Парбат (Пакистан)	8.126
К2 (Пакистан / Кина)	8.611	Анапурна I (Непал)	8.091
Кангченџунга (Индија / Непал)	8.586	Аконкагва (Ј. Америка)	6.959
Лоце (Кина / Непал)	8.516	Мак Кинли (С. Америка)	6.194
Макалу (Кина / Непал)	8.485	Килиманџаро (Африка)	5.895
Чо Оју (Кина / Непал)	8.188	Елбрус (Европа)	5.642
Даулгари I (Непал)	8.167	Винсон (Антарктик)	5.140
(Манаслу (Непал)	8.163	Кошчушко (Австралија)	2.228

таб. 1, Приказ на највисоките планински врвови (m) и одделно на секој континент

длабнатина	должина (km)	најдлабока точка	длабочина (m)
Маријанска длабнатина (Тих)	2.250	Челенџер	10.924
Тонга Кармедег (Тих)	2.575	Витјаз II	10.882
Курило-Камчатска (Тих)	2.250	нема име	10.542
Филипинска длабнатина (Тих)	1.325	Галатеја	10.539
Порто Рико (Атл)	800	Милвоки	9.218
Јапонска длабнатина (Тих)	1.600	нема име	8.412
Јужен Сендвич (Атл)	965	Метеор	8.325

таб. 2, Некои од најголемите морски длабнатини (m)

Гледано во целина, копното на континентите во најголем дел е ниско. Од вкупната површина на копното, 33 % се до 200 m надморска височина. Неговиот најголем дел, или 73 % не ја надминува височината од 1.000 m. Воедно, во релјефен поглед, се забележува очигледна асиметрија на континентите. Маркантните планински венци (Анди, Кордиљери, Хималаи, ...) не се наоѓаат во средишните делови на континентите туку се сместени долж нивните рабни делови.



сл. 6, Глобална дистрибуција на височините и длабочините во % и хипсометрија на одделни карактеристични делови на планетата Земја.

Просечната средна височина на копното изнесува 840 m. Просечната височина одделно на континентите е различна. Во Азија таа изнесува 960 m, Африка 750 m, во Северна Америка 720 m, Јужна Америка 590 m. Во Австралија и Европа е по 340 m, додека на Антарктикот, вклучувајќи ја и мразната покривка е 1.830 m. Од ова се гледа дека просечно најиздигнат дел на Земјината кора е Азија, каде се наоѓаат и најголемите височини: Монт Еверест - Чомолунгма 8.848 m, Лотце 8.516 m, Макалу 8.485 m итн. Највисоките планински врвови на останатите континенти се: Аконкагва (6.959 m) во Јужна Америка, Мак Кинли (6.194 m) во Северна Америка, Килиманџаро (5.895 m) во Африка, Елбрус (5.642 m) на Кафказ во Европа, Винсон (5.140 m) на Антарктикот и Кошчушко (2.228 m) во Австралија.

Наспроти високите планини, во релјефот на континентите се јавуваат и мошне длабоки котлини (криптодепресии). Нивните дна се наоѓаат значително под нивото на Светското Море. Такви се, на пример, Мртвото Море со ниво на водата на -397 m под нивото на Светското Море додека самото дно на басенот е на -796 m под нивото на Светското Море. Нивото на Каспиското Море е на -28 m, а дното на -1.023 m. Дното на Бајкалското Езеро е на -1.165 m, Тангањика на -662 m итн. Најголмата денивелација на копното, претставена со Хималаите и дното на Бајкалското Езеро изнесува 10 013 m.

На копнените маси припаѓаат и бројните острови расфрлени низ морињата и океаните. Тие зафаќаат површина од 9,9 милиони km^2. Најголемите од нив достигнуваат речиси континентални димензии (Гренланд 2.176 милиони km^2, Борнео 734 000 km^2, Мадагаскар 590 000 km^2, Нова Гвинеја 829 000 km^2 итн).

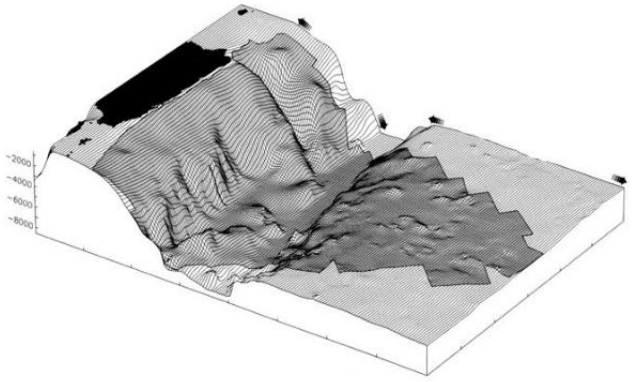
Светското Море зафаќа 361 милион km^2. Просечната длабочина на Атлантскиот Океан изнесува -3.330 m, Индискиот -3.900 m, а на Тихиот -4.030 m. Просечната длабочина на океанските басени (-3.795 m) е значително поголема од просечната височина на копното. Тоа значи дека во релјефот на Земјата постои изразена висинска денивелација помеѓу просечно помалите височини на копното и просечно поголемите длабочини на океанските басени. Така, на пример, длабочините поголеми од -3.000 m зафаќат 77,1 %, а длабочините до -200 m само 7,8 % од вкупната површина на Светското Море.

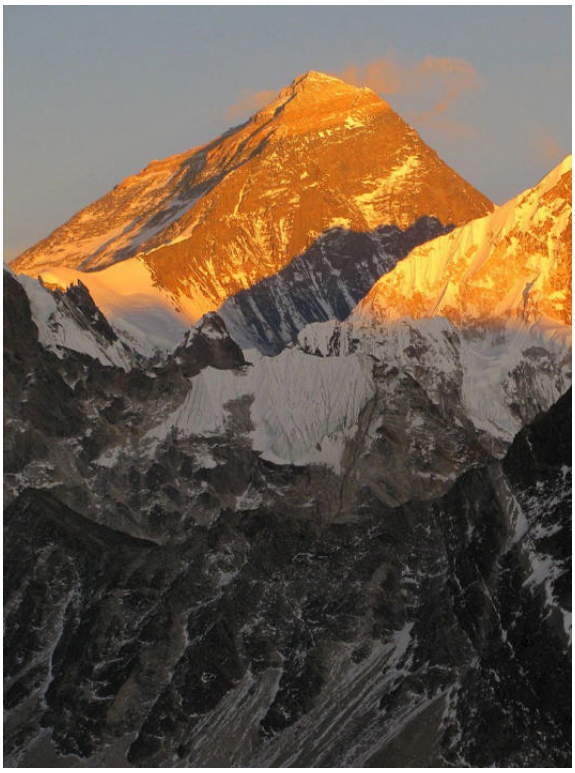
Најголемите длабочини на Светското Море се наоѓаат во рововите на Тихиот Океан. Такви се: Маријанскиот Ров (10.924 m), Тонга (10,882 m), Курилско-камчатскиот (10.542 m), Филипинскиот (10.539 m) итн. Најголемата длабочина во Атлантикот е ровот Порто Рико (9.218 m). Јавонскиот во Индискиот Океан е длабок 7.450 m, додека во Северниот Океан тоа е Нансеновата Котлина со длабочина од 5.220 m.

скала	долж km	површ km^2	ендо-гени	флувијал	глацијал	еолски	ендогени	егзогени
МИКРО	< О,5	< О,25	микро расед	потоци, брзаци	стрии, мали моренски гребени	рипли	индивидуални земјотреси и вулкански ерупции	Метеорол настани
МЕЗО	0,5-10	0,25-100	мали вулкани	меандри	глечерс долини	дини	локално и регионално издигнување, локален вулканизам и сеизмичност	кратки климатски промени
МАКРО	10-1.000	$100-10^6$	структурни блокови	потопени речни рамнини	планин глацијац	песоч море	регионално издигнување и спуштање	долги климатски промени (глацијален циклус)
МЕГА	>1.000	$> 10^6$	голем план венци	големи одводни басени	континен мразен штит	големи пустин	орогенеза	долготрајни климатски промени (глацијации)

таб. 3, Хиерархија на релјефот во геоморфологијата

Релјефот на планетата Земја се изградува во рамките на регионалните морфотектонски целини; на копно на континенталните плочи и под море, на дната на океанските плочи. Освен различниот начин на постанок, т.е. разликите во генезата, релјефните појави се разликуваат и морфометриски. Тие во основа може да се поделат на: *мега*, *макро*, *мезо* и *микрорелјеф*. Вака предложената хиерархија на линеарна и површинска скала (таб. 3), особено меѓу одделните категории е донекаде произволна.





сл. 7, Длабнатината Милвоки (-9.218 m) во западниот дел на Атлантикот кај Порто Рико и највисокиот врв (Монт Еверест, 8.848 m)

СТРУКТУРНА ГЕОМОРФОЛОГИЈА

Тектонската (морфотектонска) или ***структурна геоморфологија*** ги проучува формите на релјефот на Земјината површина кои настанале со делување на тектонските движења и пореметувања. Ваквите движења и пореметувања се резултат на внатрешните, *ендогени* сили. Ендогените (ендогенетски) процеси главно се поделени на три типа; 1. *еруптивна активност* која се состои во движење на стопените карпи или магма на или кон површината на Земјата, 2. *орогенеза* која подразбира формирање на планински појаси со типично линеарна форма и 3. *епирогенеза* што подразбира издигнување на вообичаено големи области на Земјината површина без позначајни фрактури. Почнувајќи од создавањето на цврстата Земјина кора, тектонските форми го претставуваат основниот релјеф на Земјината површина. Тоа е примарен, иницијален релјеф, на кого надворешните (егзогени) сили преку ерозивните процеси градат различни генетски категории и типови релјеф.

Ако тежиштето на геодинамиката е анализа на причините за структурните промени, задачата на геотектониката е реконструкција на структурните последици. Одразите на ваквите збиднувања на површината на Земјата е предмет на структурната геоморфологија. Значи, за разлика од тектониката, како наука за структурата на Земјата и процесите во Земјината кора, структурната геоморфологија ги проучува исклучиво формите кои се создадени со тектонските движења а кои се јавуваат на површината на литосферата и учествуваат во изградувањето на релјефот. Предмет на проучување и анализа на структурната геоморфологија не се само формите настанати со процесите на тектонските движења и пореметувања во Земјината кора, туку и релјефните манифестации настанати со вулканските активности и сеизмичките движења, односно со земјотресите.

За да се утврдат законитостите на генезата и морфолошката еволуција на тектонските (структурни) форми неопходно е да се познаваат движењата и процесите во Земјината кора кои го предизвикуваат нивното создавање. Покрај своето непосредно морфолошко значење структурните форми имаат и долгорочни последици врз ерозивните процеси. Тие не само што го одредуваат интензитетот на нивното делување, туку ја претставуваат и самата смисла на ерозивното делување

Ендогените сили кои делуваат во Земјината внатрешност предизвикуваат различни движења на Земјината маса. Тие се манифестираат преку тектонските процеси, вулканизмот и земјотресите. Постојат две основни ендогени сили. Тоа се *Земјината тежа* или гравитација и *Земјината топлина*. Земјината тежа се изразува преку непрекинато привлекување на сите делови на Земјината маса кон нејзиното средиште или јадро. Таа делува во смисла на собирање на Земјината маса. Благодарение на гравитацијата е воспоставена рамнотежа на вкупната Земјина маса и е условен нејзиниот распоред според густината, односно специфичната тежина. Земјината топлина која прогресивно се зголемува со длабочината, како резултат на постојаните хемиски и радиоактивни процеси делува во смисла на ширење на прегреаните цврсти, течни и гасовити маси. Со тоа се предизвикуваат движења спротивни од делувањето на Земјината тежа. Поради нееднаквата загреаност на Земјината маса во нејзе се јавуваат диференцирани движења и пореметувања. Земјината тежа и Земјината топлина ги претставуваат двете основни но спротивставени ендогени сили. Како резултат на ваквото, меѓусебно спротивно делување, се јавуваат различни тектонски процеси, движења и пореметувања кои ја следат геолошката историја на Земјата од нејзиното создавање до денес.

Макротектонските форми во релјефот на Земјината површина кои настанале низ долгите геолошки периоди во текот на еволутивниот разавиток минале различни фази, при што, го менувале својот првобитен изглед. Ендогените процеси во литосферата предизвикуваат создавање на нови и уништување или морфолошко преобликување на постарите, палеотектонски форми. Поради тоа, може да се каже дека структурниот релјеф е динамичка појава, иако неговите морфолшки промени, освен вулканските и земјотресните, се случуваат во долг временски период. Најдобри одговори за постанокот на макрорелјефните комплекси и процесите на вулканизмот даваат модерните погледи на теоријата за *тектоника на плочи* или нова глобална тектоника.

Задачата на структурната (тектонска) геоморфологија е да ги реконструира примарните тектонски форми, поаѓајги од нивниот денешен изглед. Воедно, ги класифицира и ја следи нивната морфотектонска еволуција, односно го следи износот на ерозивното делување во нивното морфолошко преобликување. Тектонските (структурни) форми, значи, претставуваат примарен, иницијален релјеф врз кој егзогените процеси градат различни генетски категории и типови релјефни форми.

ГЛАВА I

ГРАДБА НА ЗЕМЈАТА И ОПШТИ СОЗНАНИЈА ЗА МИНЕРАЛИТЕ И КАРПИТЕ КАКО ГРАДИТЕЛИ НА ЛИТОСФЕРАТА

Најстарите карпи на Земјата се формирани пред околу 4 милијарди години. Габро анортозитите од Месечината се стари околу 4,4 до 4,5 милијарди години. Слична старост е добиена и со проучување на метеоритите. Ваквите податоци укажуваат дека Земјата и планетите на Сончевиот систем се формирани пред околу 4,5 до 5 милијарди години. Структурата и внатрешната градба на Земјата е утврдена врз основа на петролошките, геохемиските и геофизичките проучувања. Резултатите покажуваат дека Земјата е изградена од железо, кислород, силициум и магнезиум, кои претставуваат околу 90 % од нејзината маса.

Во Земјата постои ***зонарна*** распределба на елементите - издвоени по слични геохемиски карактеристики. Тешките елементи: железо, никел, кобалт и др. во најголем дел се наоѓаат во јадрото или во долната обвивка. Полесните елементи: калциум, натриум, калиум се концентрирани во Земјината горна обвивка и посебно во кората, поради неможноста да се вградат во минералите што влегуваат во составот на обвивката и јадрото.

Според петролошките, геофизичките и геохемиските проучувања се смета дека Земјата има слоевита градба што ја чинат: *кора*, *обвивка* и *јадро*.

Кората го претставува надворешниот дел на Земјата над т.н. *Мохо-дископтинуитет*[1]. Според минералниот и хемискиот состав и начинот на создавање (појавување) Земјината кора се дели на *океанска*, со дебелина од 2 до 12 km и *континентална* кора, која е многу подебела, до 80 km. Кората претставува единствена карактеристика на Земјата. Ниту една друга планета од Сончевиот систем нема идентична или слична кора со земјината. Најстарите, зачувани фрагменти на континенталната кора, главно изградени од гнајсеви се со датација од околу 3,8 - 3,9 милијарди години.

[1] името е според истакнатиот хрватски геофизичар Andrija *Mohorovicic* (1857 - 1936). Постојат две хипотези за постанокот на Моходисконтинуитетот. Според едната зголемувањето на сеизмичките бранови е последица на промените на густината на минералите поради разлика во притисокот, а според другата е поради разликата во минералниот состав на карпите над и под дисконтинуитетот.

Океанската кора е со воедначен состав. Под океанската кора се наоѓаат тектонитски перидотити, односно највисоките делови на обвивката. Директното набљудување на океанската кора е од почетокот на 70-те години на XX век, со земање примероци во Атлантскиот рифт близу Азорските Острови. Најкомплетен профил на океанска кора е добиен со дупчење во источниот дел на Тихиот Океан. Дупнатината длабока 1350 m започнува со пакет на седименти дебели 300 m, а потоа со дебелина од 800 m е пресечена бречирана пилоу лава. Дупнатината завршува со пакет на дијабазни дајкови со дебелина од 300 m.

Главните фактори што ја контролираат дебелината на океанската кора се температурата на горната обвивка под океанските рифтови и брзината на раздвојувањето. Поголемата температура на обвивката дава поголем степен на делумно топење и распространување на стопеното подрачје. Поголемиот степен на делумно топење создава поголема количина магма која со излевање формира подебела океанска кора. Повисоките температури во текот на архаикот веројатно овозможиле содавање на подебела океанска кора во однос на денешната (околу 20 km). Палеомагнетните проучувања на карпите од океанската кора ги дале основите за модерната мобилистичка теорија - *тектоника на плочи* и за ширењето на океанското дно.

Земјата е единствена планета во Сончевиот систем со *континентална кора*. Неспорно примарен фактор за создавањето на континенталната кора е тоа што Земјата е единствената планета во Сончевиот систем со значителни количества вода и второ, веројатно е единствената планета во која се одвивале движења на плочи од поголеми размери и во значајни временски периоди. Со механизмот на растење на континентите се објаснува многу поголемата дебелина на континенталната кора (до 80 km) во однос на океанската. Растењето на континенталната кора може да се објасни со различни механизми на нараснување. Главни причини се додавање нови количества магма и навлекување и додавање седиментни призми на континенталните маргини. Континенталната кора која може да биде со дебелина и до 80 km е изградена од два слоја со различна густина и состав. Горниот слој е со помала густина. Него го градат околу 90 % кисели магматски и метаморфни карпи (гнајсеви) и околу 10 % седиментни карпи, главно песочници и варовници. Долниот слој е со поголема густина. Изграден е од високометаморфизирани и дехидратизирани карпи со кисел и базичен состав. Границата помеѓу овие два слоја е позната како *Конрадов дисконтинуитет*.

Обвивката на Земјата се наоѓа под мохо - дисконтинуитетот и зафаќа околу 83 % од волуменот на Земјата. Од јадрото на Земјата е одвоена со стопена зона. Според хемискиот, односно минералниот состав и физичката состојба таа се дели на: горна и долна обвивка.

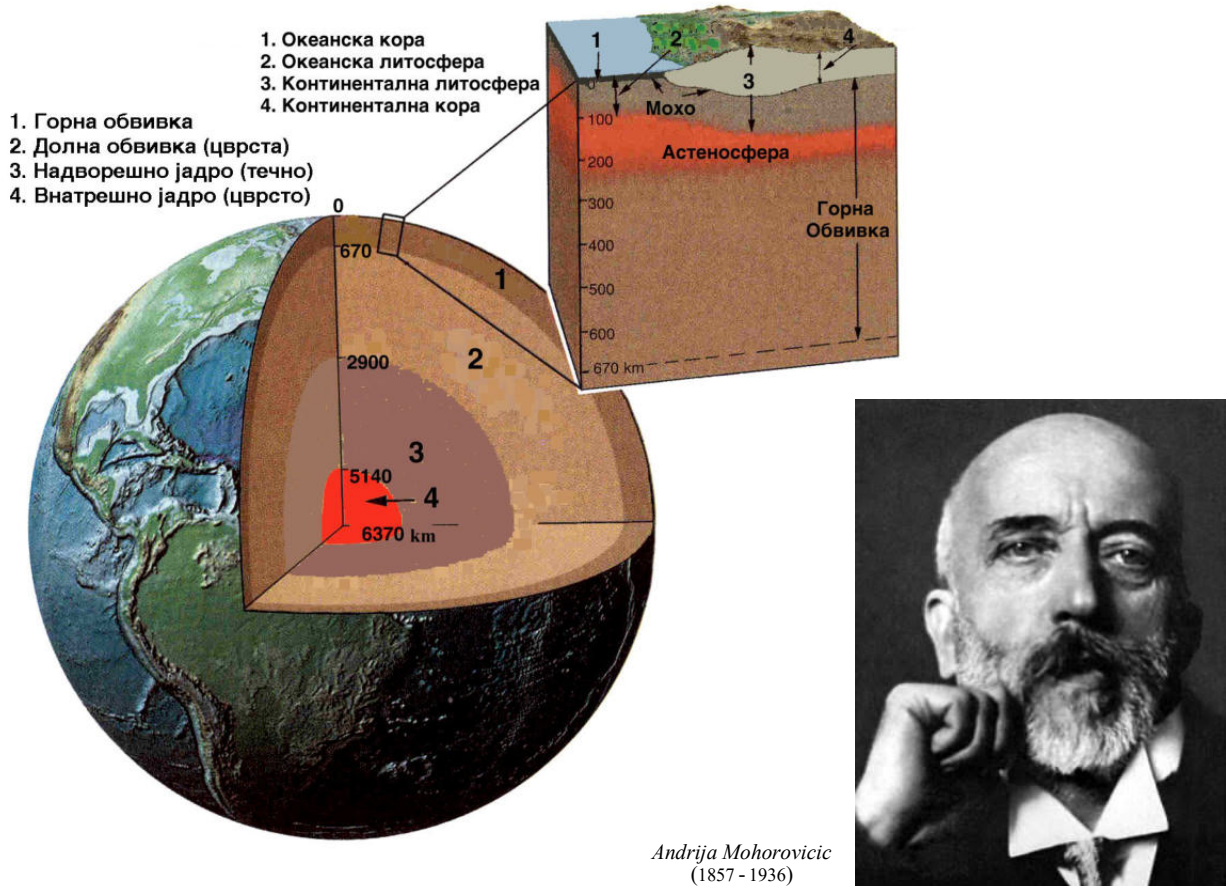
Горната обвивка е дел на Земјата под океанската и континенталната кора, т.е. мохо - дисконтинуитетот. Ја опфаќа и астеносферата (сл. 8), т.е. оди до длабочина од 670 km. Нејзиниот горен дел го чини длабокиот дел на *литосферата* и *астеносферата*. Литосферата, како дел на Земјата над астеносферата ја сочинуваат Земјината кора и горниот дел на горната обвивка. Таа може да се набљудува како мозаик на плочи ограничени со океански рифтови, субдукциски зони и трансформни раседи. Се смета дека долната граница на литосферата и астеносферата е претставена со изотермата од околу 1.200°C. Според структурата, минералниот состав и физичко - механичките својства литосферата се дели на океанска и континентална.

Океанската литосфера се наоѓа под океанските подрачја во кои е развиен океански тип на кора. Во субдукциските зони океанската литосфера ќе биде "изедена", но таа загуба се надополнува со формирање на нова океанска литосфера во подрачјата каде плочите се раздвојуваат (океански рифтови). На тој начин таа постојано се обновува, односно рециклира во подлабоките делови на обвивката. Дебелината на океанската литосфера е променлива и изнесува од околу 50 km во зоните на ширење на плочите до околу 125 km на просторите подалеку од подрачјето на ширење. Овде литосферата е и најстара. Генерално земено океанската литосфера е со дебелина од околу 100 km.

Континенталната литосфера се наоѓа под континенталните штитови и е многу постара од океанската. Дебелината и изнесува од 80 до 200 km. Долниот дел на континенталната литосфера сеизмички тешко се дефинира за разлика од долниот дел на океанската литосфера.

Астеносферата се протега под континенталната и океанската литосфера. Тоа е зона на мали брзини на сеизмичките бранови. Тие се

силно ослабени или дури и заостануваат што иницира присуство на стопена фаза. Како полутечна, астеносферата го овозможува движењето на плочите на океанската и континентална литосфера кои се наоѓаат преку неа. Под континенталната литосфера, астеносферата е со дебелина од 30 до 50 km, додека под океанската литосфера е со дебелина од околу 100 km (сл. 8).



сл. 8, Внатрешна градба на Земјата

Долната обвивка претставува дел на Земјата помеѓу 670 и 2.900 km. Геофизичките податоци покажуваат дека долната обвивка е за околу 5 % погуста од долниот дел на горната обвивка. Постојат две објаснувања за зголемување на нејзината густина, а тоа се: натамошната минерална трансформација во долната обвивка, т.е. формирање асоцијации со поголема густина и зголемена содржина на железо и зголемен однос на Fe/Mg во однос на горната обвивка.

Јадрото го опфаќа подрачјето на длабочина помеѓу 2.900 и 6.370 km. Тоа се дели на *надворешно јадро* помеѓу 2.900 и 5.200 km и *внатрешно јадро* помеѓу 5.200 и 6.370 km. Границата помеѓу јадрото и обвивката е означена со голема разлика во густината и температурата. Тоа е зона со широчина од околу 200 km во која најверојатно дошло до диференцијација, каде поте шкиот материјал од обвивката тонел кон дното но поради помалата густина не можел да влезе во јадрото. Полесниот материјал од јадрото испливувал но не можел да влезе во обвивката. За составот на Земјиното јадро може да сезборува единствено според геофизичките истражувања. Пресметките покажуваат дека густината на јадрото на границата јадро - обвивка изнесува 10 gr/cm^3, а во самото јадро е 13 gr/cm^3. Низ надворешниот дел на јадрото поминуваат сеизмичките бранови, што говори дека е веројатно вотечна агрегатна состојба и дека има хомоген состав. Внатрешниот дел на јадрото се претпоставува дека е во цврста состојба.

МИНЕРАЛИ

За да се определи составот на карпите треба да се одредат минералните видови од кои се составени карпите, како и да се определат нивните количински односи. За објаснување на процесите на создавањето на карпите како и за класификација на самите карпи е неопходно темелно и комплексно да се познаваат минералите од кои се изградени.

Уште во праисториско време минералите го привлекле вниманието на човекот. Палеолитскиот човек ги одбирал парчињата кремен што можел да ги употребува како секира, нож (сечиво) или врв за копје. Знаењето за минералите растело паралелно со развојот на материјалната култура на човекот.

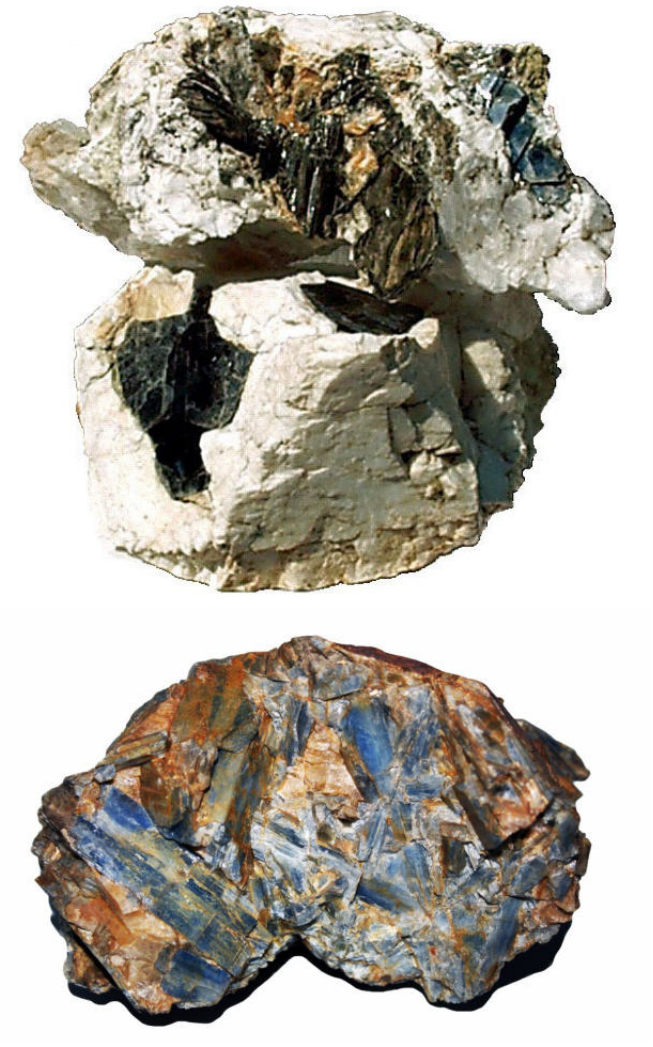
Зборот ***минерал*** (mineralis) е со латинско потекло и означува нешто што припаѓа на рудникот, дел од рудникот, односно парче руда. Најстариот запис посветен на минералите е расправата "за каменот", напишана од *Теофраст* (371-286 год пне). Тој наведува 16 различни видови минерали кои ги дели на метали, камења и земја. Особено внимание посветува на нивното практично значење со што неговото дело има карактер на "економска минерологија". ***Минерологијата*** како наука започнува да се развива во времето на ренесансата. Саксонскиот лекар и рудар *Агрикола* (*Georg Bauer Agrikola* 1494-1555) истакнува цела низа физички особености на минералите што се важни за нивната дијагностика и систематика. Неговата систематика опфаќа околу 60 минерални видови. XVIII век е период на буен развиток на минерологијата што оди паралелно со огромните достигнувања во хемијата и физиката. Во почетокот на XIX век американскиот минеролог *Дана* (*J.D. Dana* 1813-1895) разработува минеролошка класификација која се базира на хемиските особености на минералите.

Минералните тела, т.е. сето она што ја претставува Земјината кора е продукт на природни реакции. Тие се главно од неорганско потекло, настанати по пат на геохемиски процеси од материјалот што е врзан непосредно за Земјината кора. Со учество на биохемиските процеси настануваат минерални тела со органско потекло - *биолити* (пример, јаглени, органогени варовници и др). На површината на Земјината кора се сретнуваат и такви тела што се со потекло од меѓупланетарниот простор. Тоа се метеоритите, т.е. минерални тела со космичко потекло.

Научната дисциплина **минерологија** ги проучува: формата, хемиските и физичките особини, начинот на постанок и менувањето на минералите во природата. Проучувајќи ги ваквите поединости се востановуваат и принципите и методите по кои минералите се класификуваат, а воедно се осознаваат и нивните погодности за практично користење. Постојат различни методи за испитување на минералите. За нивното морфолошко испитување е потребно да се има минерал што се развил во јасни кристали, додека оптичките особености на минералите можат да се испитуваат без разлика дали се развиени во кристална форма или не. Постојаното воведување нови методи за испитување на минералите овозможило нивно сé подобро разликување. Денес се познати околу 4000 различни видови минерали.



сл. 9, Алшар - важен минерошки локалитет од Свешко значење на планината Кожуф



сл. 10, Присуство на лискун во кварцит и дистен во Пелагоније

Минералите од ист или од различен вид меѓу себе сраснуваат и на тој начин образуваат разновидни, во поглед на минеролошкиот состав помалку или повеќе сложени минерални тела. Тоа се заедници на минерали, т.е. минерални агрегати. Најраспространети минерални агрегати се *карпите*. Според петрогените минерали карпите се разликуваат едни од други и се класифицираат. Покрај тоа, по нив може да се протолкуваат и процесите на создавање и промените во карпите. Во однос на вкупниот број познати минерали, бројот на минералите што може да се издвојат како битни за изградување на карпите е мал.

Основна разлика помеѓу минералот и карпата е тоа што минералот е релативно хомоген тело. Значи, минералите се хомогени физичко - хемиски делови на Земјината кора што имаат правилна внатрешна градба, или покажуваат тенденција таквата градба да ја остварат.

кристали

Минералите обично се јавуваат во цврста состојба. Како една од последиците на правилната внатрешна градба и нивната правилна надворешност, минералите се јавуваат во кристална форма, или едноставно ***кристал*** (сл. 11). Во текот на растењето на кристалот се развиваат симетрично распоредени гранични елементи: *странични површини*, *рабови* и *агли*. Рамните површини го ограничуваат кристалот од сите страни, додека рабовите се праволиниски гранични елементи на допирот на две страни. Аглите на кристалот се создаваат на места на допир на три или повеќе страни. Рамната површина на кристалот може да биде со различна форма: правоаголна, триаголна, квадратна, ромбоидна, трапезоидна, делтовидна, пентагонална итн. Рабовите на кристалите се разликуваат по својата должина и острина, додека аглите може да бидат тристрани, четвоространн итн.



сл. 11, Кристали на гранат од Пелагонија, во Мариово

Кристалите ретко се јавуваат како самостојни индивидуи. Најчесто меѓу себе сраснуваат, при што, се создаваат прости (од два минерала) или повеќекратни минерални близнаци.

Издвојувањето на кристалите (цврста фаза) настанува само при одредена презаситеност на растворот, односно преладениот растоп. Издвојувањето на оддедини минерали од растворот, т.е. кристализацијата зависи од концентрацијата и хемиската природа на растворот, температурата и донекаде од притисокот. Процесот на растење на кристалите во преладен растоп се потполно исти како и во презаситен раствор.

Кристализацијата во основа е правилно распоредување на минералните честички. Нејзиниот почеток се објаснува на начин кога поради презаситениот раствор или снижување на температурата на растворот одредени честички престануваат слободно да се движат. Со тоа го образуваат центарот на кристализацијата. Тие ги привлекуваат соседните честички и создаваат кристален зачеток околу кого се сложуваат во правилни низи и останатите честички. Со привлечната сила честичките делуваат едни на други и на тој начин се држат во меѓусебна рамнотежа. На овој начин кристалот расте. Сложувањето на честичките не се врши со иста брзина во сите правци. Бидејќи брзината на растење е еднаква само во паралелни правци, при процесот на кристализација се создава тело со правилна внатрешна градба, ограничено со различна положба на површините, т.е. се создава кристал.

КАРПИ

Карпите се природна заедница на минерални агрегати со одреден минерален и хемиски состав и со одредени структурни карактеристики. Постоечките класификации на карпите се базираат на различни основи, како што се: начинот на постанок, минералниот состав, или пак, хемизмот на карпата.

Според генетските и геолошките чинители (начинот и условите на постанок) карпите се делат на три големи групи: ***магматски***, ***седиментни*** и ***метаморфни***. Со начинот на појавување, постанокот, состав и класификација на карпите, како една од фундаменталните геолошки дисциплини се бави ***петрологијата*** (петрографија).

магматски карпи

Магматските карпи се настанати со консолидација на вжештениот течен растоп што се нарекува *магма* (латински ignus - оган). Нејзината манифестација на површината се нарекува *лава*. Магматските карпи се делат на три групи: ***длабински***, односно плутонски или интрузивни, ***изливни*** (вулкански, ефузивни) и ***жични***.

Длабинските магматски карпи се создаваат во случај кога магмата оцврснува во внатрешноста на Земјината кора. Изливните карпи се резултат на лавата што оцврснува на повшината на Земјата, додека жичните претставуваат ограноци на плутонитот. Како резултат на специфичните услови на постанок тие од плутонските (длабински) карпи се разликуваат структурно а понекогаш и по минералниот состав.

Плутонските од вулканските карпи лесно се разликуваат според структурата и минералниот состав. Помеѓу овие две групи постои мала но значителна разлика во хемискиот состав што е во врска со различните услови на ладење.

Класификацијата на магматските карпи според нивниот хемиски состав првенствено се однесува на содржината на SiO2 во карпата. Според содржината на овој оксид карпите се поделени на: *кисели* (содржина на SiO2 преку 66 %), *интермедијални* со содржина на SiO2 од 52 до 66 % и *базични* карпи со содржина на SiO2 помалку од 52 %. По некои класификации се издвојува и група на *ултрабазични* карпи со помалку од 45 % SiO2. Обично карпите богати со силициум се одликуваат со поголема содржина на кварц и фелдспати и се посветли.



сл. 12, Сиенит од планината Пелистер со порфирска структура

Според начинот на сраснувањена состојките, како и според формата и големината на зрната се одредува структурата на магматските карпи. Кај длабинските карпи консолидирани во долното и горно плутонско ниво кристализацијата течела полека. Поради тоа сите минерали можеле да се кристализираат во зрна со подеднаква или приближно еднаква големина. Тоа е т.н. *зрнеста* структура на карпите.

Според димензиите што ги имаат зрната карпите се делат на: *грубозрнести*, *крупнозрнести*, *среднозрнести* и *ситнозрнести*. Ако карпите се кристализираат во две фази, од кои, првата течела поспоро, при движење на магмата нагоре некои минерали се кристализираат и создаваат кристали со правилна форма. По излевањето или втиснувањето во близина на површината останатиот растоп брзо оцврснува. Со тоа карпата се здобива со структура каде крупните кристали излачени во првата фаза лежат во ситнозрнеста, микро до криптокластична маса. Ваквата структура се нарекува *порфирска* (сл. 12, 13). Таа е карактеристична за изливните и жичните карпи настанати во мошне плитко ниво на Земјината кора, или на нејзината површина.



сл. 13, Андензит од планината Кожуф со порфирска структура

Текстурата на магматските карпи се дефинира со просторниот распоред на состојките, опфаќајќи ја внатрешната исполнетост на магматската маса. Текстурата е резултат (последица) на ендогените и егзогени фактори што делувале во текот на кристализацијата на карпестата маса

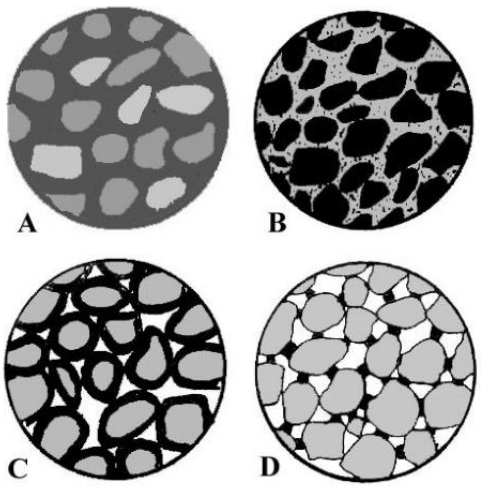
Кога сите состојки на карпата се распоредени рамномерно и даваат хомоген склоп велиме дека карпата има *масивна* или хомогена текстура. *Шкрилавата* текстура настанува како последица на дејство на силни притисоци во текот на консолидацијата на карпата или по нејзе. Плочестите или лушпести состојки на карпата кај ваквата текстура заземаат положба според насоката на притисокот. *Флуидната* текстура се јавува како последица на течење на магмата при нејзината консолидација што укажува и на насоката на течење на лавата. *Меурестата* текстура настанува како резултат на гасовити меури, при што, заостануваат кружни шуплини. Ако шуплините подоцна се исполнат со некои од секундарните минерали се образува *мандолеста* текстура. Ваквата текстура е обично карактеристична за субмаринските базалтни и дијабазни изливи.

седиментни карпи

Седиментните, или како што се нарекуваат таложени карпи (лат. Sedimentum - таложење), настануваат од продукти на хемиска и механичка преработка на претходно создадените магматски, метаморфни или седиментни творби. За да дојде до создавање на цврста седиментна карпа потребно е сукцесивно да се остварат следните услови; површинско распаѓање (раздробување, растварање), транспорт, таложење (седиментација) и дијагенеза (оцврснување). Седиментните карпи во основа се делат на: *кластични*, настанати од раздробен карпест материјал, *органогени* настанати во содејство на организмите од растително или животинско потекло и *хемиски* (минералогени) настанати со лачење од соодветен раствор.

Значи, како база за класификација на седиментните карпи се зема сличноста во начинот на нивниот постанок. Ваквата, генетска класификација, во основа се базира на агенсите на пренос на материјалот (вода, мраз, ветер), на процесите на таложење (механичко, хемиско) и на средината на таложење (водна, континентална). Бидејќи седиментните карпи обично претставуваат смеса на секакви можни пропорции и често чинат одреден преод, покрај името на карпата се додава и описна придавка, како: варовнички песочник, глинест варовник, песочна глина итн. Постојат додавки што ја означуваат и текстурната карактеристика на карпата: масивна, лентеста, банковидна, тенкослоевита, фосилоносна и др.

Процесите во кои се вклучени промените на седиментите во времето помеѓу нивното таложење и потполно оцврстување се нарекува *дијагенеза*. Со овие процеси се опфатени: оцврстувањето, цементацијата, метасоматските замени и прекристализацијата на седиментот. За кластичните седиментни карпи е карактеристично присуството на *цемент*, т.е. материјал со кој фрагментите на седиментот се врзани. Самиот процес на врзување се нарекува цементација. Цементната маса во седиментните карпи ја претставуваат распространетите минерали: опал, карбонати, лимонит и др. Хемискиот состав на седиментните карпи е мошне променлив и тие покажуваат многу поголема разновидност отколку магматските карпи. Минералниот состав на седиментните карпи може да биде сложен, а вкупниот број на минерали што се јавуваат да е голем. Минералите во седиментните карпи припаѓаат на две различни групи - *детритични* и *хемиски*. Првите претставуваат стабилни минерали, ослободени од матичната карпа во процесот на нејзиното раздробување, додека вторите настануваат со таложење од соодветен раствор.



сл. 14, Начин на врзување на кластичните седиментни карпи





сл. 15, Структурна карактеристика на breча со аглести фрагменти, лево и палеогена делтовидна седиментација во централниот дел на Македонија

Под **структура** на седиментните карпи се подразбира нивната физичка градба, т.е. условите на меѓусебните односи на зрната (големина, форма) што ја изградуваат карпата без разлика на нејзиниот минерален или хемиски состав. Структурата е, значи, последица на сите процеси што претходеле во создавањето на одредена седиментна карпа. Постојат три основни типа структури на седиментните карпи, и тоа: кластична, кристалеста и аморфна. *Кластичната* структура е карактеристична за седиментните карпи изградени од неврзани или цементирани фрагменти. Одделни типови на кластичната структура главно се разликуваат по формата на зрната (фрагментите), нивната големина (гранулометриски состав) и количеството на фрагментите во однос на цементот, односно по начинот на нивното врзување. Големината и формата на честичките (зрната) е важен структурен елемент на кластичните карпи што зависи од егзогените услови при транспортот и таложењето. Фрагментите во кластичните седименти може да бидат: незаоблени или аглести (сл. 15), полуаглести, полузаоблени, заоблени и добро заоблени (округли).

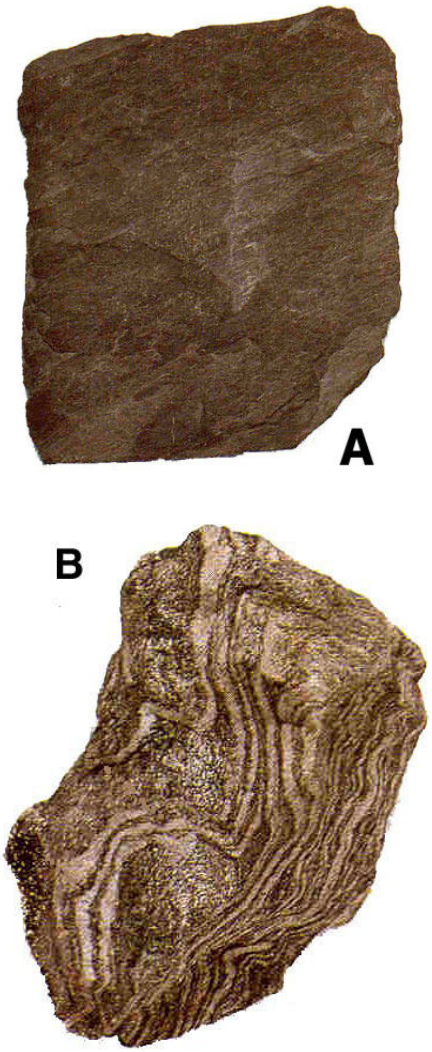
Според големината на зрната се издвојуваат: грубозрнеста структура со големина на зрната преку 2 mm, среднозрнеста (псамитска) со големина помеѓу 0,05 и 2 mm, ситнозрнеста од 0,005 до 0,05 mm и финозрнеста (пелитска) структура со големина на зрната под 0,005 mm. Освен кластичната структура, која покажува воедначена големина на фрагментите, т.е. припаѓа на една класа, постојат и случаи кога фрагментите во карпата имаат различни димензии и припаѓаат на две или три класи. Значи, може да се зборува за класирани (фрагменти со воедначена големина), слабо класирани и некласирани седиментни карпи со изразена невоедначена големина на фрагментите.

По начинот на врзување (цементирање), како и по односот - количината помеѓу цементот и фрагментите се разликува кластична структура со базален цемент каде фрагментите се наоѓаат во цементна маса што чини 30-50 % од карпата. При ваква структура фрагментите не се допираат, т.е. "пливаат" во цементот (сл. 14, A). Структура со просторен цемент е кога цементот ги исполнува сите меѓупростори (пори) но зрната се допираат. Постои и структура кога цементниот материјал ги обиколува фрагментите но тој не го исполнува сиот меѓупростор. При контактна структура цементот се јавува само на допирот на фрагментите (сл. 14, D).

Кристалестата структура се одликув со меѓусебно непосредно сраснување на фрагментите. Таа се разликува по начинот на сраснување и по големината на фрагментите. Според големината на фрагментите се разликуваат макрокристалеста структура кога зрната се видливи со голо око, микрокристалеста кога одделни зрна се разликуваат само под микроскоп и криптокристалеста структура кога зрната не може да се видат ниту под микроскоп. *Сверолитската* и *оолитската* структура се специфични структурни вариетети на хемиските седименти каде како центар на кристализацијата се јавува

зрно песок. Оолитот е со концентрична слоевита градба со големина до 2 mm, додека ако е поголем од 2 mm се нарекува *пизолит*. Сверолитската структура се карактеризира со кристалести агрегати од тенки игличести кристали распоредени радијално околу центарот на кристализацијата. *Биогената* или органогена структура се карактеризира со присуство на поголемо количество органски (фосилни) остатоци кои со формата и големината влијаат врз општиот изглед на карпата.

Текстурата на седиментните карпи ја претставуваат крупни форми што е подобро да се набљудуваат теренски отколку како издвоени примероци. Текстурата на седиментните карпи е со физичко потекло, т.е. е создадена за време на седиментацијата или нешто подоцна. Една од основните текстурни карактеристики на седиментните карпи, што го олеснува нивното одредување на терен е *слоевитоста*. Слојот (*stratum*) е индивидуален дел на карпата кој се издвојува од слоевите што лежат над и под него. Значи, слојот има помалку или повеќе еднороден состав, определен со паралелни или субпаралелни гранични површини. По правило слоевите се со далеку поголемо хоризонтално протегање отколку со вертикална моќност. Според моќноста (дебелина) се разликуваат: лист (дебелина под 5 mm), плоча (помеѓу 5 mm и 5 cm), слој (од 5 cm до 60 cm) и банк (од 60 cm до 2 m). Масивните карпи имаат дебелина на слоевите над 2 m.



*сл. 16, Ситнозрнест филит (**A**), типична шкрилавост кај гнајсот (**B**)*

метаморфни карпи

Метаморфните карпи (metamorphe, промена на формата) претставуваат трета голема група на карпи. Тие се настанати со преобликување на магматските и седиментните, или на веќе постоечките метаморфни карпи. Ваквите промени се резултат на физичко - хемиските услови кои се разликуваат од оние што владееле во времето на постанок на матичната (магматска или седиментна) карпа. Најчесто метаморфизмот се врши поради промена на притисокот и температурата, при што, преобразбата на матичната карпа може да биде структурна, минеролошка и хемиска. Со процесот на прекристализација се зголемуваат зрната. Така, на пример, од варовниците се создаваат мермери, од песочници кварцити итн. Терминот *шкрилавост* или фолијација се применува за заемниот паралелен распоред на листестите минерали: биотит, мусковит, хлорит, талк и др.

Метаморфните карпи се делат на: *регионално - метаморфни*, *динамо - метаморфни* и *контактно - метаморфни*. Регионално - метаморфните карпи настанале како резултат на големи движења во литосферата (епирогени, орогени). Се создаваат под различни услови но секогаш имаат голема распространетост. Во зоните на раседнување, т.е. при појаки механички движења со дробење на цврстите карпи настануваат динамо - метаморфните карпи. Тие се со локална распространетост. Контактно - метаморфните карпи се продукт на влијанието на вжештената магма врз карпите околу магматските интрузии. Во колку карпата е делумно преобразена тогаш на името на првобитната карпа



Гранит со крупни кристали на фелдспат (2-3 cm), **2**. Окцест гнајс, **3**. Гнајс со лентовидна структура

сл. 17, Трансформација од магматска (гранит) во метаморфна карпа (гнајс)

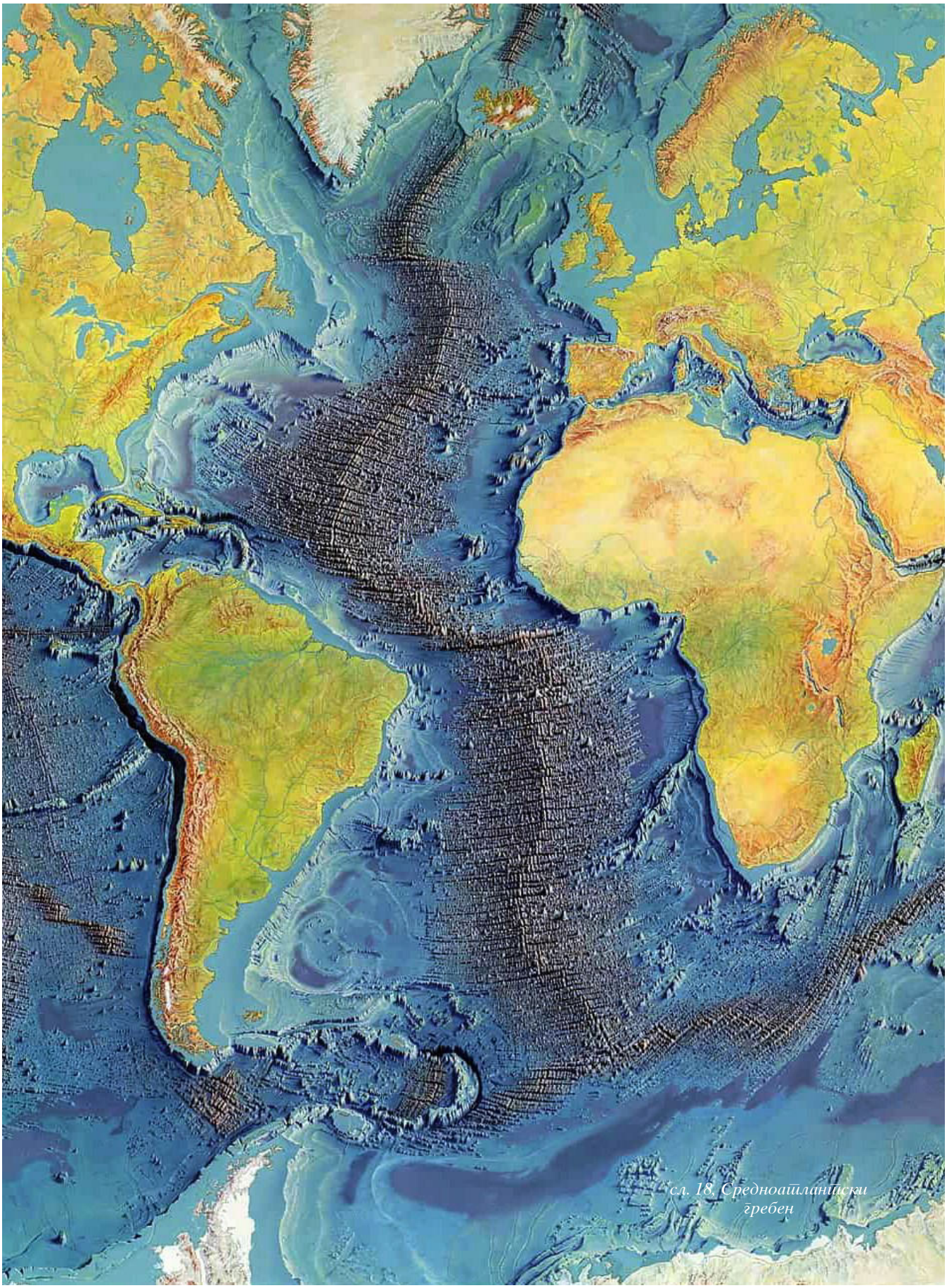
се додава префиксот *мета*. Пример; метапесочник, метагабро итн. Префиксот *ортo* се користи за метаморфните карпи со магматско потекло (ортошкрилци), додека префиксот *пара* е за оние настанати од седиментни карпи - парагнајсеви, парашкрилци итн.

Структурните карактеристики на метаморфните карпи настануваат на два начини. Првиот е со процесот на прекристализирање, преминерализација на состојките и со растење на минералите во цврстата или делумно цврста маса на карпата. Бидејќи растењето на минералите во метаморфните карпи се нарекува *бластеза*, структурите настанати на овој начин се познати како *бластични структури*. Вториот тип на структура настанува со дробење на делови или на целата маса на примарната карпа. Поради тоа, ваквата структура се нарекува *кластична структура*. Гранубластичната структура подразбира состојба кога состојките во метаморфните карпи имаат приближно иста големина, додека немобластичната (*нема*, влакно) се карактеризира со присуство на иглички или издолжени столбести минерали (пироксени, амфиболи). Лепидобластичната (*лепис*, лушпа) е со присуство на лушпести минерали (лискун, хлорит, талк итн). Кај порфиробластичната структура одредени минерали во текот на бластезата пораснале многу побрзо од останатите, односно се покрупни. Кластичната структура настанува при дробење на карпата, како резултат на тектонските процеси. По дробењето обично се врши и рекристализација. Со заостанати крупни зрна се карактеризира порфирокластичната структура.

Според распоредот на состојките во метаморфните карпи може да се издвојат следните **текстури**: *шкрилеста*, *лентеста*, *окцеста*, *бобичеста*, *масивна* и *инјекциона*. Шкрилестата текстура се карактеризира со паралелен распоред на состојките, поради што, карпата лесно се дели во плочести или таблести делови. Ваквата текстура обично настанува при силно дејство на насочен притисок при плитко ниво на регионален метаморфизам. Набраната структура е специфичен вариетет на шкрилестата. Кај лентестата текстура состојките се зонално групирани во ленти. Обично ваквата текстура е карактеристична за метаморфните карпи создадени во длабоко ниво и при контактен метаморфизам. Кај окцестата структура одредени состојки, обично кварц и фелдспати гнездесто се групираат (сл. 17 - 2), додека бобичестата е всушност ситноокцеста текстура. Кога состојките се распоредени без било каква ориентација метаморфната карпа има масивна текстура. Инјекционата текстура подразбира вбризгување на магматски (аплитоиден) растоп долж површината на шкрилавоста.

Класификацијата на метаморфните карпи е изведувана на различни начини, како на пример: според минералниот состав, текстурата, кристалинитетот итн. Една од најчесто употребуваните систематики се базира на текстурните карактеристики. Со неа карпите се делат на шкрилести и делумно шкрилести од една и масивни метаморфни карпи од друга страна. Карпите од првата група обично се означуваат како кристалести шкрилци, а вторите како масивни метаморфни карпи. Според степенот на кристалинитетот се делат на две групи: карпи со висок кристалинитет кај кои состојките главно може да се гледаат со голо око и карпи со низок кристалинитет.

Според текстурните карактеристики и квантитативниот минерален состав метаморфните карпи се поделени на седум основни групи: филити, шкрилци, гнајсеви, кварцити, мермери, амфиболити и останати метаморфни карпи.



сл. 18. Средноатлантически гребен

ГЛАВА II

КЛАСИФИКАЦИЈА НА ТЕКТОНСКИТЕ ДВИЖЕЊА И НИВНОТО ЗНАЧЊЕ ЗА СОЗДАВАЊЕ НА СТРУКТУРНИОТ РЕЛЈЕФ

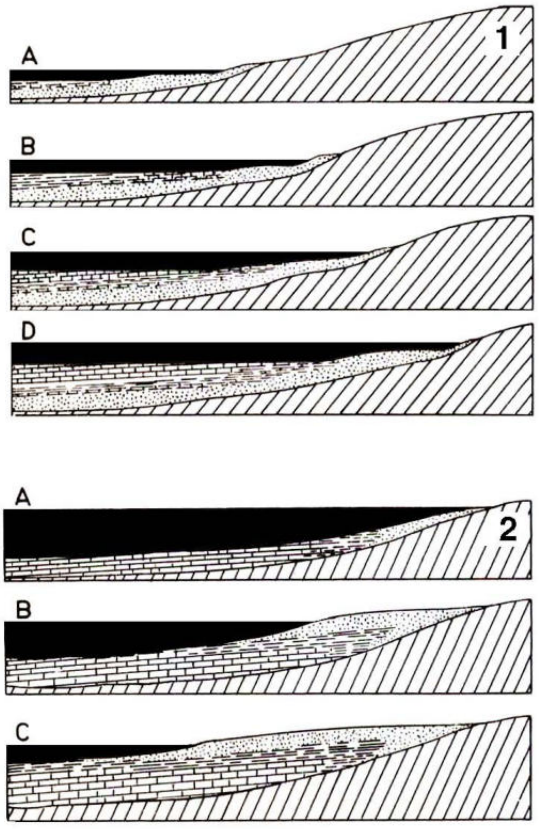
Тектонските движења во Земјината кора, покрај тоа што предизвикуваат движења на поголеми количини на карпести маси и формирање на разни структури во нив, создаваат и патишта за магматските движења. Тие, исто така, ја условуваат морфологијата на релјефот, а во крајна линија, гледано глобално, ги менуваат односите помеѓу копното и водните површини на Земјата.

Под тектонските движења се опфатени механичките движења во Земјината кора и горната обвивка, под чие влијание доаѓа до движење и преместување на карпестиот материјал во литосферата, а со тоа и до одредени промени во структурата на геолошките тела. Овие движења особено се манифестираат на површината на Земјата или во највисоките делови на Земјината кора. Тектонските движења се јавуваат како последица на делувањето на повеќе фактори во Земјината кора и нејзината внатрешност, односно горната обвивка. Такви се: физичко - хемиските процеси, топлотната енергија, радиоактивното распаѓање, гравитациската енергија, магматските струења итн. Тектонските движења обично се делат на групи, видови, типови и поттипови. Како основна (упростена) поделба се делат на ***епирогенетски*** и ***орогенетски*** движења.

ЕПИРОГЕНЕТСКИ ДВИЖЕЊА

Ендогените движења кои делуваат во литосферата предизвикуваат издигнување на едни и спуштање на други делови на Земјината кора. Ваквиот механизам кој се одвива многу бавно и опфаќа огромни пространства е издвоен како *епирогенетски движења*, а самата појава е наречена ***епирогенеза***, од *epeiros* (копно) и *genesis* (постанок).

Со епирогенетските процеси на постепено издигнување на одделни делови на Земјината кора според застарената теорија на геосинклинали се формира копно, додека со спуштање настануваат мориња и океани. Епирогенетските движења, како бавни нишања во позитивен и негативен смисол најдобро може да се набљудуваат во крајбрежните подрачја на морињата и океаните. Според тоа, како последица на дејството на епирогенетските движења изгледот на Земјата постојано се менува. Ако подлабоко се навлезе во геолошката историја на Земјата ќе се види дека распоредот на копното и морето постојано се менувал. Одделни делови на морињата и океаните повеќе се спуштале, со што овозможувале седиментација на различен материјал, додека други делови се издигнувале и овозможиле појава на поголеми копнени пространства.



*сл 19. Трансгресија (**1**) и регресија (**2**)*

Брановидните процеси во Земјината кора, кои се производ на епирогенетските движења, доведуваат до надојдување на водата на копното или до нејзино повлекување од копното. Наидувањето на водата на копното е познато како *трансгресија*, додека повлекувањето на морето од копното е познато како *регресија* (сл. 19). Трансгресиите и регресиите можат да се јават и како последица на орогенетските движења, т.е. со издигнување на планински структури од широки размери, или пак, при глобалните климатски промени (појава на глацијација).

Трансгресиите што се случиле низ геолошкото минато можат да се забележат по присуството на конгломерати со кои започнува одделна серија на седименти. Бидејќи тие се наоѓаат во нејзината база се нарекуваат *базални конгломерати*. Ваквите конгломерати настануваат како последица на наидувањето на водата на копното, со што силните бранови ги раздробуваат карпите. Раздробениот материјал се движи, односно тркала преку цврстата подлога, поради што фрагментите стануваат заоблени. Кога наидувањето на водата на копното е веќе остварено, продолжува нормална седиментација,односно конгломератите се покриваат со помлади седименти како зачеток на еден нормален седиментационен циклус. Базалните конгломерати лежат директно преку постарата основа и тоа најчесто дискордантно. Со регресија ситуацијата е спротивна. Поради повлекување на крајбрежната линија преку седиментите на длабоководната фација (мил, глина) се таложат слоеви карактеристични за плитки води и крајбрежни делови (чакал, груб песок).

Бидејќи трансгресиите и регресиите се јавуваат и како резултат на други фактори (радијални движења, климатски промени), утврдувањето на епирогенетските движења според процесот на трансгресија и регресија е несигурно. Нивното утврдување со геоморфолошките методи е значително посигурно. Тоа се базира на проучувањето на морфолошките пореметувања во релјефот настати како последица на делувањето на епирогенетските движења. Со епирогенетските процеси на издигнување широките ерозивни зарамнини на копното постепено се засводуваат (испакнуваат) во централните делови а наведнуваат долж рабовите. Во врска со тоа се јавуваат и процесите на забрзување или успорување на речната ерозија во деловите кои се изложени на епирогенетските движења. Испакнувањето ја интезивира ерозијата додека спласнувањето ја зголемува акумулацијата. Со делување на епирогенетските процеси се јавува и денивелација на абразивните тераси. Нивните релативни височини се зголемуваат или смалуваат.

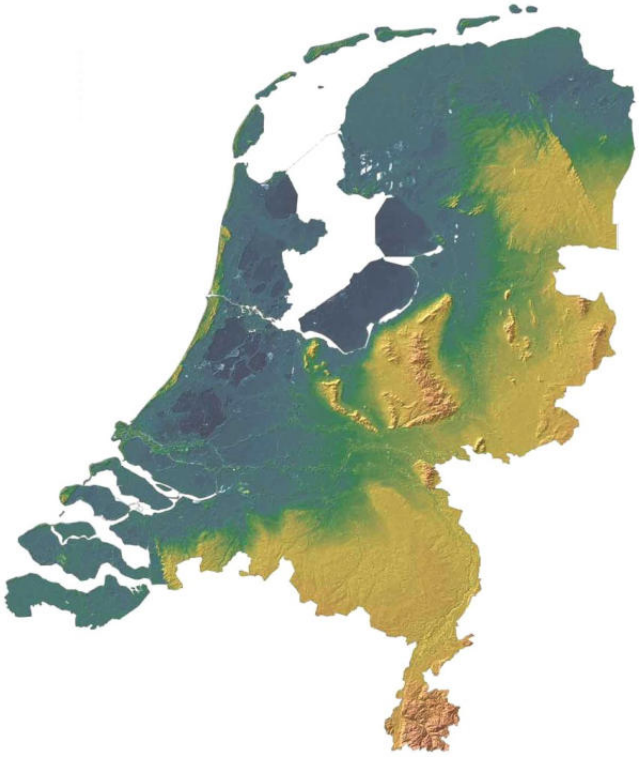
Иако епирогенетските движења се бавни и зафаќаат големи пространства тие и денес може да се следат. Во многу крајбрежни делови постојат докази за современата промена на крајбрежната линија. Многу антички населби кои биле изградени во крајбрежните делови на морињата денес се наоѓаат под вода. Спротивно на ова некои делови кои биле под вода денес се далеку на копното. Коритата на многу реки значително се намалени, поради фактот што некогашните делти се потопени од морињата и океаните. Коритото на реката Конго е скратено за околу 150 km, односно е потопено со водите на Атлатикот. Тоа укажува на големи спуштања на западните делови на Африка. Вакви примери има и на други континенти.

Класичен пример на пореметување на маринските тераси и преку нив утврдувањето на епирогенетските процеси е со Скандинавскиот Полуостров. Кога се набљудуваат фосилните абразивни тераси од север кон југ се забележува дека нивната височина над морето постепено расте до 275 m, а потоа височината им опаѓа. Според тоа, може да се заклучи дека Скандинавскиот Полуостров е епирогенетски издигнат во вид на огромен штит (сл. 20). Да немало епирогенетски издигнувања фосилните абразивни тераси би биле хоризонтални и би лежеле на иста апсолутна и релативна височина над морето. Поради ваквите процеси крајбрежјето на Финскиот Залив во последните 400 години е повлечено за 8 до 10 km. Според *Чаригин* и *Васиљев* (преземено од *Petrovic* 1977), Скандинавскиот Полуостров и Финска се издигнуваат за 1,4 cm годишно, додека бреговите на Германија и Холандија постепено се спуштаат. Холандскиот брег е типичен пример на епирогенетско тонење. Внатрешните делови на Холандија не се потопени благодарение на системот на одбранбени бедеми (полдери). Покрај холандскиот брег со млади епирогенетски спуштања се зафатени и бреговите во Јужна Кина, Северна Африка итн.

Пример за млади епирогенетски движења може да послужи Сераписовиот храм во близина на Неапол, изграден пред 2.000 години. Поради спорото спуштање на брегот *Лајел* во 1828 година констатирал дека столбовите на овој храм се 30 cm потопени под вода. Во 1878 година длабочината на водата достигнала 65 cm, во 1913 година е веќе на 1,53 m, додека во 1933 година 2,5 m. Во последните децении на XX век овдешното тонење на копното изнесува околу 2 cm годишно. Басенот на Јадранското Море, исто така, е изложен на диференцирани епирогенетски движења. Проучувајќи ја тектониката на Балканскиот Полуостров *Цвијиќ* утврдил дека брегот во Далмација тоне за разлика од италијанскиот брег кој се издигнува. Тонењето на брегот во Далмација се потврдуваи со потопените устија на Неретва, Мирна и други реки, како и со абразивните тераси кои се наоѓаат на 65 m длабочина. Со вакви процеси брегот е зафатен и во историско време. Така, на пример, римските саркофази на островот Муртер се потопени под вода, односно се смета дека во текот на новата ера, до 1900 година, нивото на Јадранското Море се покачило за 199,2 cm. Со процеси на тонење е зафатен и турскиот брег на Егејското Средоземното Море.



сл 20. Засводување на Скандинавија како последица на епирогенетските процеси на издигнување

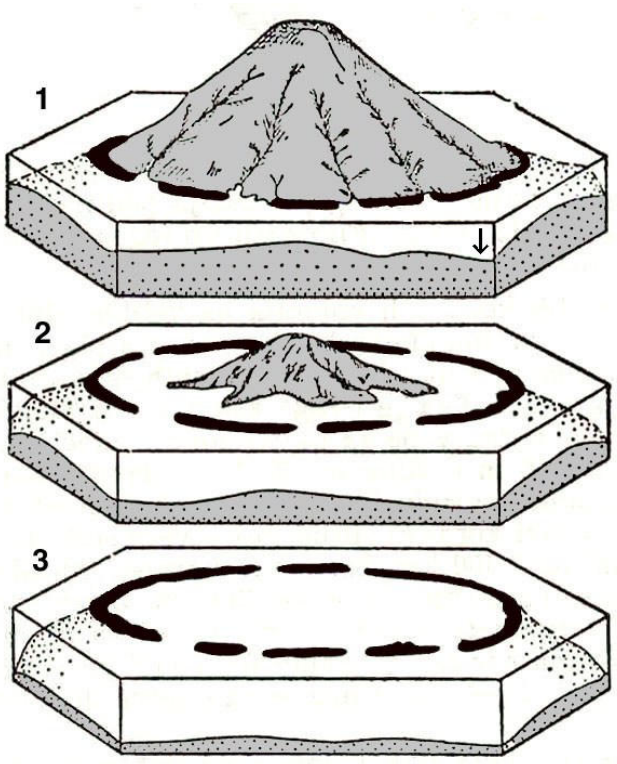


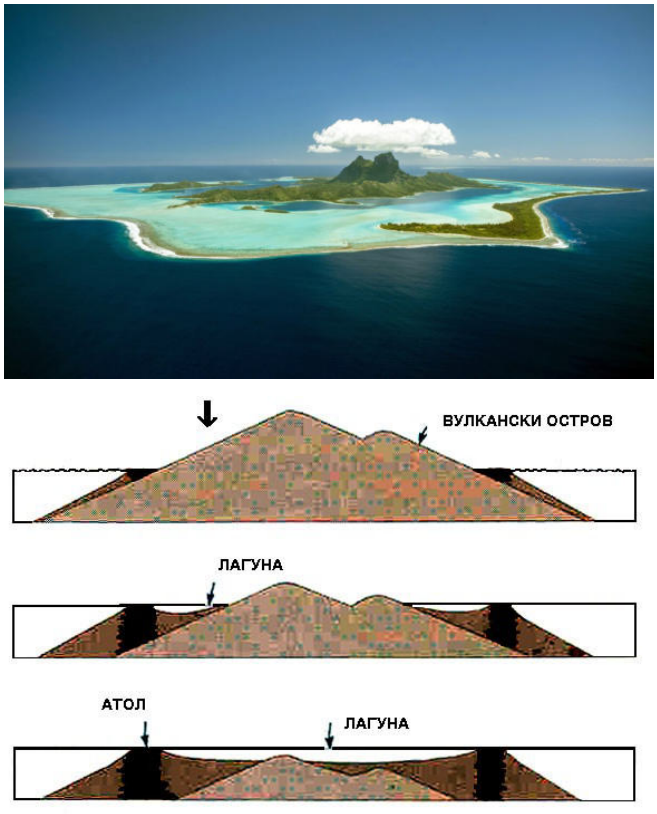
сл 21. Епирогенетско тонење на Холандскиот брег

Положбата на изумрените коралните колонии на големите длабочини е, исто така, доказ за тонење на океанските басени. Коралите егзистираат во топлите мориња. За развој на коралните колонии е неопходно температура од најмалку 20°C, салинитет од 27 до 38 %, бистра вода со активна циркулација и тврда карпеста подлога, т.е. дно до најмногу 50 m длабочина. Брзината на нараснувањето на коралните колонии при вакви, најповолни услови, изнесува 35 m за 1.000 години во рабните делови на коралните гребени, односно 17,6 m во лагуните и 3-4 cm годишно на длабочина од 10 m. Положбата на изумрените коралните колонии на поголеми длабочини е сигурен доказ за тонење на дното на океанскиот басен.

Проучувајќи го постанокот на коралните острови *Дарвин* (*Darwin*) утврдил дека карпестата подлога на коралите кај атолот Фуанофути се наоѓа на длабочина од 340 m. Во пределот на Маршалските Острови во Тихиот Океан коралните колонии се наоѓаат на длабочина од 1.200 m. Со геофизички истражувања и дупнатини е утврдено дека моќноста на коралите во повеќето случаи надминува 300 m. На атолот Бикини дебелината на коралните наслаги е околу 600 m, додека на соседниот атол Ениветок со дупнатина е утврдена базалната основа на длабочина од 1.405 m. Над нејзе се наоѓаат еоценски, миоценски, плиоценски и плеистоценски корали. Несомнено коралните колонии не можеле да се егзистираат на толку големи длабочини. Нивната подлога морала да биде сосема плитка во времето кога започнанало создавањето на коралната колонија. Со подоцнежните спори епирогенетски процеси дното на басенот постепено се спуштало, коралните колонии во долните партии изумреле, а на нив се населувале нови одржувајќи ја рамнотежата со тонењето на басенот.

Создавањето на прстенестите коралните острови - *атоли* се толкува со тонење на вулканските купи кои првично се издигнати над океанската површина (сл. 22). Во плиткиот крајбрежен дел коралните колонии ја опкружуваат вулканската купа. Со бавното спуштање на дното на басенот прстенестиот корален гребен постепено нараснува компезирајќи го износот на епирогенетското тонење. Вулканската купа во внатрешноста на коралниот прстен постепено тоне и најпосле исчезнува под морското ниво (сл. 22 - 3). Со тоа на површината на океанскиот басен останува прстенест корален остров или атол.





сл 22. Начин на постанок на прстенест корален остров (атол), според Darwin (1839)



сл. 23, Корален остров Bora Bora со згаснатиот вулкан Отеману (727 m), како највисока точка на островот

ОРОГЕНЕТСКИ ДВИЖЕЊА

Под поимот орогенетски движења се подразбираат сите збиднувања во литосферата чиј резултат е создавање набори (брчки) и набрани планински венци. Орогенетските движења се последица на страничните притисоци кои се резултат на движењето на плочите во литосферата. Најчесто се поврзани за периферните делови на плочите, пред сé на континетналните плочи и во основа се последица на континенталната колизија. Постарите теории орогенетските движења ги поврзувале со еволуцијата на геосинклиналите (делови на литосферата со лабилно дно).

Секундарните структури се елементи што настануваат поради тектонски пореметувања од различен вид, но откако биле создадени карпите. Со нивното познавање полесно се утврдуваат натамошните пореметувања кои се сведуваат на раскршување и преместување на примарните комплекси. Преместувањата можат да бидат на местото на нивниот постанок (издигнување, спуштање, набирање па и превртување), или на помала или поголема оддалеченост од тоа место. За да се согледаат ваквите процеси потребно е да се одреди положбата на сите важни компоненти. Некои од податоците може да се востановат на површината, други на отсеци, со бушење, или пак, со геофизички методи. Врз основа на ваквите податоци се востановени правилности што овозможуваат дефинирање на секундарни структурни целини во литосферата. Стандардни називи на ваквите единици се: **набор**, **расед** и **навлака**.

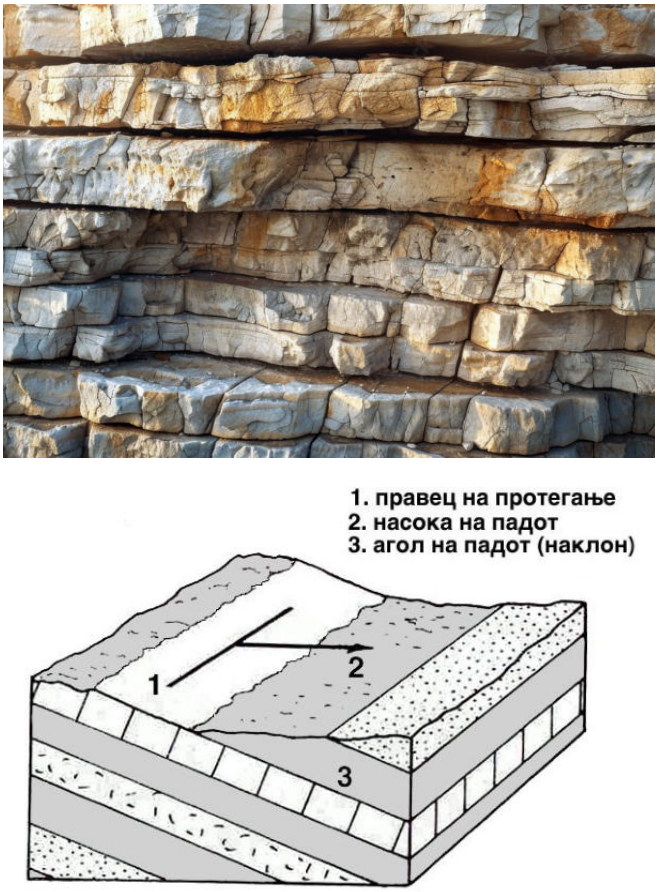
секундарни структурни елементи

Основно значење во конципирањето на секундарните структурни елементи имаат **слоевите**. Тие се резултат на кратки прекини или на мали промени на приликите во кои седиментацијата се изведувала. Заслоените вулкански карпи се сретнуваат кај вулканските купи, а особено кај вулканските плочи каде се со тенденција да постигнат хоризонтална положба. Слоевитоста на метаморфните карпи е наследена од метаморфизираните седиментни (слоевити) карпи.

Поставеноста на слоевите кај седиментните карпи примарно се приближува кон хоризонтална положба. Меѓутоа, има и исклучоци. Примарно наведнати (коси) слоеви се сретнуваат непосредно крај бреговите на мирни езерски басени, во делтите или при устието на реките во мориња та. Сето тоа укажува дека при утврдувањето на структурните единици треба да се води сметка за примарноста на наведените појави.

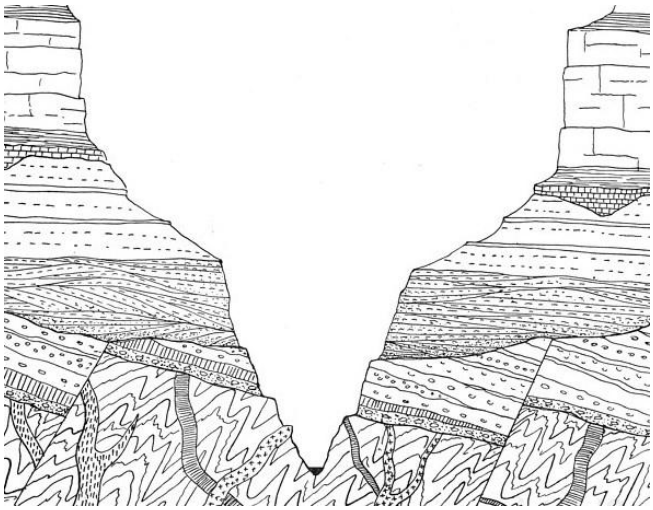
Во поголем број случаи наведнатоста или свиткаността на слоевите е последица на последователни тектонски процеси. Токму кај ваквите појави е важно да се претпостави нивната

примарна положба, со цел да може да се оцени степенот на пореметеноста. При ова треба да се води сметка дека слојот не е ограничен само вертикално туку и хоризонтално. Хоризонталното протегање ја одразува површината на просторот во кој слојот настанал како продукт на одредени услови. Слојот престанува таму каде таквите услови не биле присутни.



сл. 24, Хоризонтални слоеви и елементи на положба на наведнати слоеви, според Herak (1987)

Кај секој изданок на одреден слој се разликува: протегање на слојот или слоевите, насока на неговиот наклон (азимут) и агол на наклонот (сл. 24). Протегањето на слојот всушност го подразбира неговиот пресек во однос на хоризонталната рамнина. Насоката на наклонот покажува кон која страна на светот е наведнат, додека аголот на наклон е агол што слојот го затвора во однос на хоризонталната рамнина. Ако во одредена серија на слоеви се земе положбата на еден слој, тогаш слоевите над него го чинат неговиот покривен дел (*повлата*), а слоевите под него се неговата *подина*. Бидејќи слоевите може да се јават и како превртени, во тој случај е потребно да се разликува топографската од стратиграфска подина и повлата. Топографската подина (или повлата) се одредува само според положбата, без разлика на староста на слоевите. Тоа значи дека кај превртените слоеви во топографската подина се наоѓаат млади додека во повлатата постари слоеви. Стратиграфската подина секогаш ја чинат стари слоеви и тогаш кога поради превртувањето положбата им е обратна.

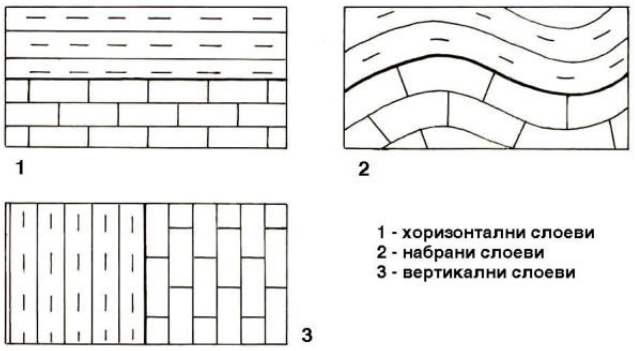




сл. 25, Геолошки профил на Кањоноt Колорадо со приказ на дискордантна слоевитост, според Walther (1908) и дискордантни слоеви

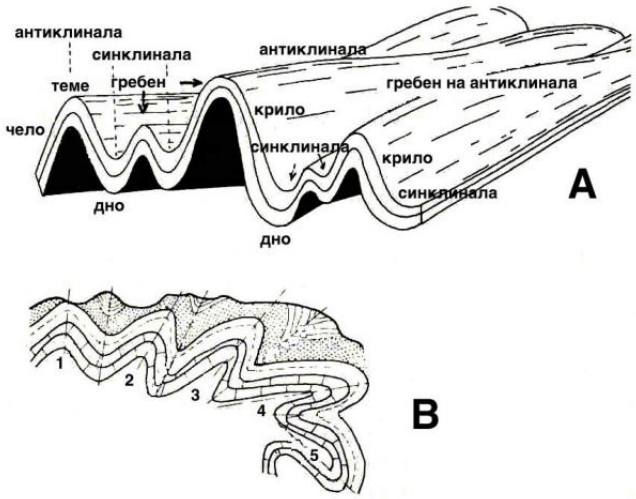
Ако слоевите се без поголеми пореметувања, што би предизвикало подолг прекин на седиментација, тие меѓу себе се паралелни, без разлика дали се хоризонтални, вертикални или набрани, т.е. се *конкордантни* (сл. 26). Чести се и случаите кога меѓу себе се поставени под некој агол, т.е. се *дискордантни* (сл. 25). Причи-

ната за ваквата положба може да биде различна, но најчесто се сведува на издигнувања и пореметувања кои се поврзани со прекин на седиментацијата, а потоа повторно спуштање и продолжување на седиментацијата. При прекин на седиментацијата може да дојде до еродирање на дел од наслагите, со што помеѓу горниот и долниот збир на слоеви се јавува стратиграфска празнина или *хијатус*.



сл. 26, Конкордантни слоеви, според Herak (1987)

Борите се структурни делови на литосферата кои настануваат со извиткување на слоевите, најчесто под влијание на компресија што се пренесува на слоевите. Потполната бора се состои од еден испакнат (конвексен) и еден коритест (конкавен) дел. Првиот се нарекува *антиклинала*, а вториот *синклинала* (сл. 27). Најиспакнатиот дел на антиклиналата го чини нејзиното *теме* или гребен, додека јадрото на антиклиналата е претставено со нејзиниот средшен (најстар) дел. За разлика од јадрото на антиклиналата јадрото (дното) на синклиналата се состои од најмлади наслаги. Всушност, морфолошките односи кај синклиналата се обратни од тие кај антиклиналата. Антиклиналната и синклиналната структура се делови на бора, што не мора да се совпаѓа со површинските форми на релјефот (сл. 32). Поради нееднаквите услови на создавање се разликуваат повеќе типови бори (сл. 27). Борите со нормални димензии ("макробори") можат да создадат комплексни набрани целини кои така групирани сочинуваат засебна форма позната како *антиклинориум* и *синклинориум* (сл. 28). Тие имаат елементи аналогни на синклиналата и антиклиналата (теме, јадро, крила, чело). Меѓутоа, нивните односи се комплексни бидејќи крилата им се секундарно набрани, а и димензиите им се многу поголеми.

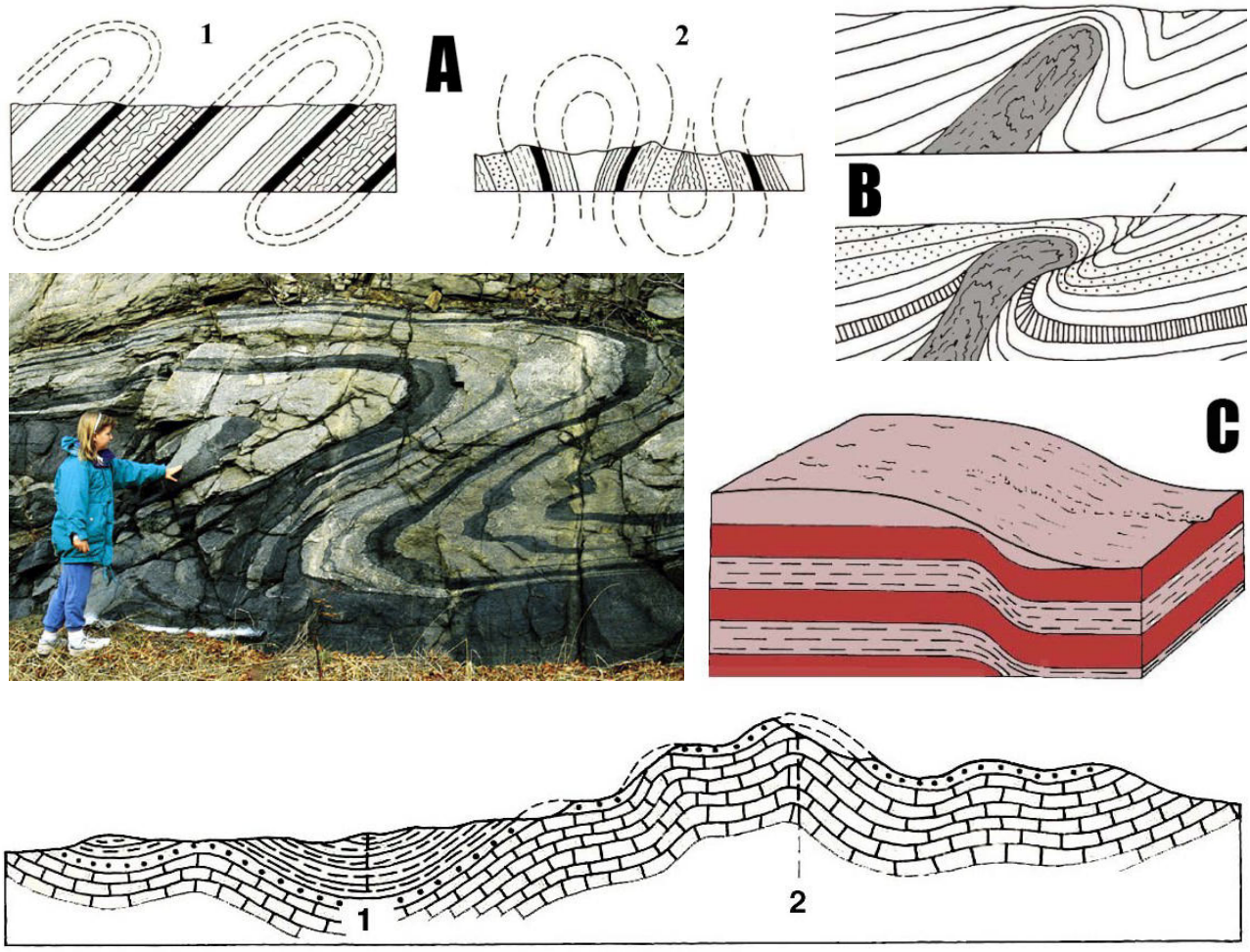


A) Елементи на бора, **B**) 1. Нормална (исправена) бора, 2. Коса бора, 3. Превртена, 4. Легната и 5. Нурната бора

*сл. 27, Елементи на бора (**A**) и типови бори (**B**), микрбори во кристалести шкрилци во Пореч и во јурски конгломерати на Јабланица*







*сл. 28, Типови бори: **A**) 1.Изоклина, 2. Лепезеста бора,*
***B**) Дијаширска бора, **C**) Коленеста бора или флексура и синклиниориум*
*(**1**) и антиклиниориум (**2**)*

Под **расед** се подразбира структурна единица на литосферата што настанува со издигнување, спуштање или надолжно поместување на делови од литосферата долж пукнатина која се нарекува *параклаза*. Раседите настануваат како последица на експанзија, гравитација и компресија, или со нивни комбинации. Параклазите може да бидат исправени или наведнати под различен агол. Слоевитите, како и неслоевитите карпи пред раседнувањето можат да заземаат најразлична положба (од хоризонтална до мошне сложена). Тоа значи дека параклазите различно ги пресекуваат (сл. 29).

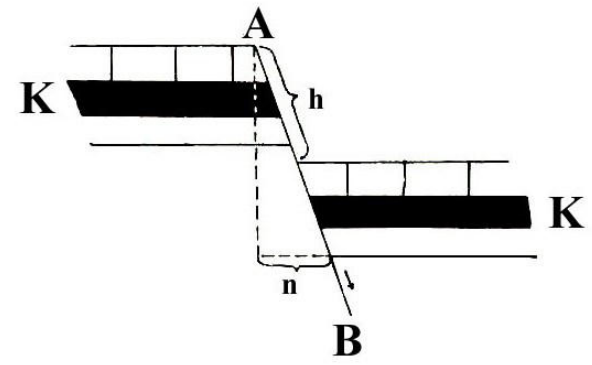
Како структурна единица, покрај параклаза, раседот опфаќа и две *крила*, т.е. терени од двете страни на параклазата. Ако параклазата е вертикална, крилата се нарекуваат според страните на светот. Кај косите параклази крилото што е сместено под нејзе се нарекува подинско, додека тоа што е сместено над параклазата е покривно крило. Воедно, кај секој расед се разликуваат и раседна површина, скок и од на раседнувањето (сл. 29). Раседната *површина*, или рамнина на раседнување ги претставуваат ѕидовите на дијаклазата долж која се врши движењето - издигнување или спуштање на блоковите. Таа може да биде вертикална или коса, во зависност од наведнатоста во однос на хоризонталната рамнина. Раседната површина може да биде на различни начини раскршена и исполнета со цементирана дробина (раседни бречи). Може да биде рапава или сосема мазна, кога се нарекува раседно огледало. *Скок* на раседот е износот на спуштањето или издигнувањето долж раседната површина. *Одот* на раседот го претставува износот на страничното поместување меѓу двата блока. Кај вертикалните раседи одот не постои.

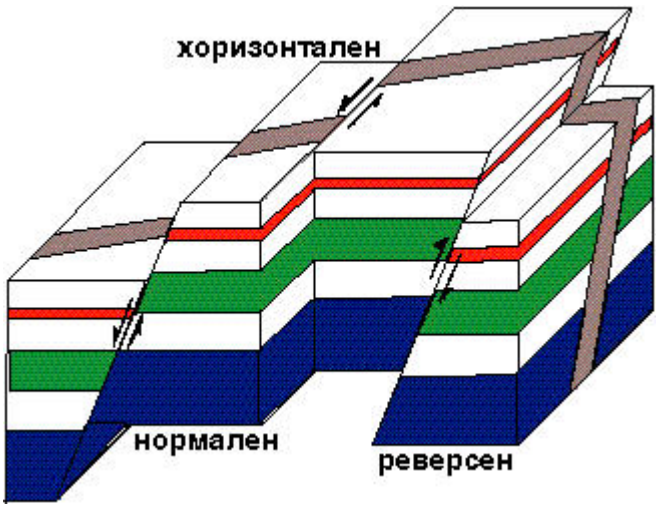
Во класификацијата на раседите обично се разликуваат три основни типа: нормален, реверсен и хоризонтален (сл. 29). Кај *нормалните* раседи крилото на едниот блок е спуштено долж раседната површина, додека другото останало во својата првобитна положба. Овој тип на раседи настанал со негативни радијални движења што довеле до спуштање на Земјината кора. Кај *реверсниот* расед едното крило на блокот е издигнато долж раседната површина додека другото останало во својата првобитна положба. Овој тип на раседи настанува со позитивни радијални движења кои доведуваат до издигнување на релјефната површина. Реверсните раседи обично настануваат при раскинување на легнатите бори, со навлекување на слоевите и сл. Кај *хоризонталните* раседи нема вертикални туку само хоризонтални движења на блоковите.

Раседите во природата ретко се осамени. Обично се јавуваат во поголем број, најчесто како резултат на тектонските пореметувања од регионални размери. Раседите со голема распространетост и значителна длабочина се нарекуваат *дислокации*. Кај нив износот на скокот може да биде и повеќе десетици и стотици метри. Во природата, исто така, чест е случајот блоковите да се спуштаат долж повеќе паралелни раседи, скалесто наредени еден под друг - *скалестото* раседнување. Ваков пример на раседнување се забележува во Коринтскиот Канал каде блоковите се спуштени долж цела низа на паралелни раседи. Поради делување на егзогените (ерозивни и акумулативни) процеси раседите во природата најчесто тешко се забележуваат во својата иницијална форма. Меѓутоа, има повеќе детали преку кои може да се идентификува раседот. На раседна појава упатува остриот контакт на наслаги со различна старост, присуството на тектонски бречи, поголем број извори на кратко растојание, морфолошките разлики, т.е. појава на вертикални отсеци, стеснување, проширување, или пак, потполно исчезнување на поголеми геолошки тела итн.





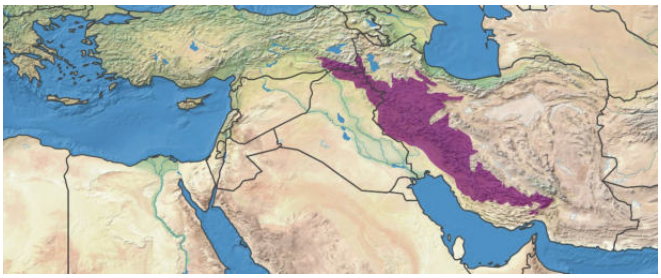


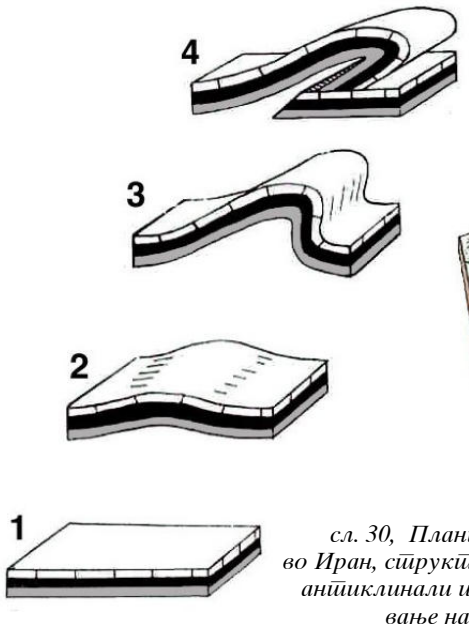


*сл. 29, Делови на расед: **А** - **В** рамнина на раседнување, **К** - крила на раседот, **h** - скок **n** - од на раседот и типови раседи*

Навлака во потесно значење се нарекува структурна единица на литосферата во која теренот кој примарно бил еден до друг се наоѓа еден над друг. Навлаките најлесно се препознаваат кога младите карпи се подвлечени под стари, или старите се преместени над помладите карпи.

На навлаката најчесто и претходи бора (сл. 30), или реверсен расед. Тие може да преминат во навлака под влијание на засилени еднонасочени движења. Покрај вообичаеното разликување на автохтона (неподвижна) подлога и алохтон (навлечен) дел на навлаката, новите истражувања покажале дека всушност нема неподвижни делови. Во повеќето случаи долниот дел е дури и повеќе задвижен од горниот ("алохтон") дел. Затоа е подобро да се разликува подински и покривен дел на навлаката. Со тоа се уважува постоечката состојба без преудицирање на правецот или интензитетот на движењето. Големите навлаки (*шаријажи*) може да бидат задвижени и повеќе километри и да зафаќаат значителни повшини. Шаријажите се крупни морфотектонски елементи на релјефот.

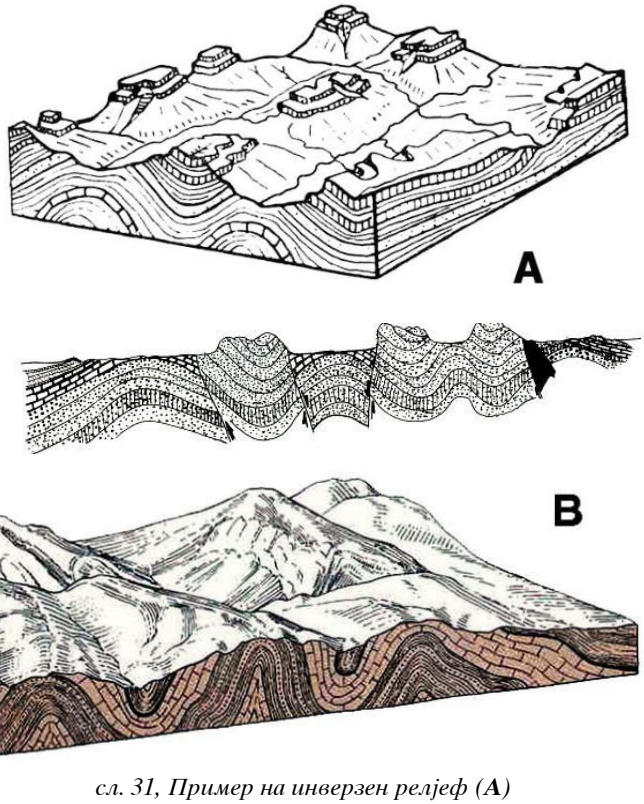




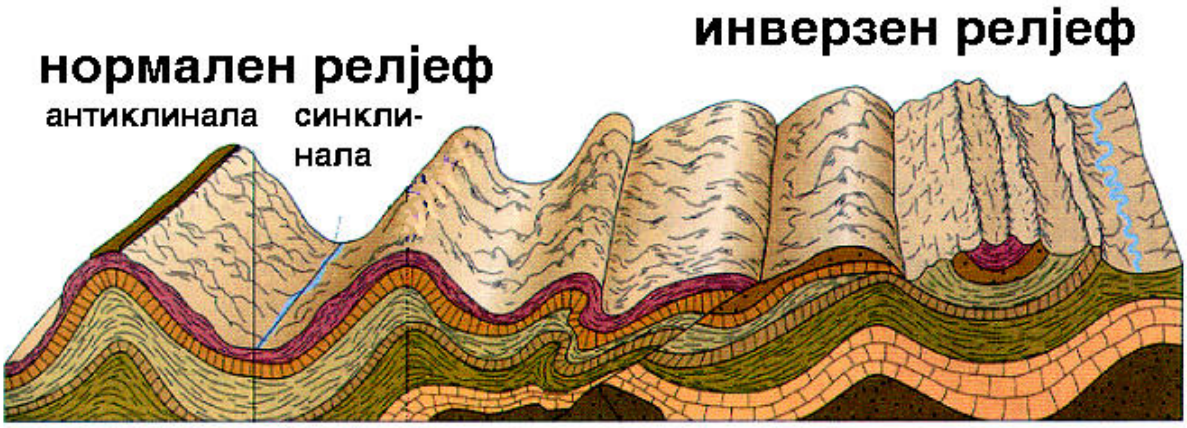
сл. 30, Планината Загрос во Иран, структурен релјеф долж антиклинали и начин на создавање на навлаки

влијание на орогенетските движења врз еволуцијата на релјефот

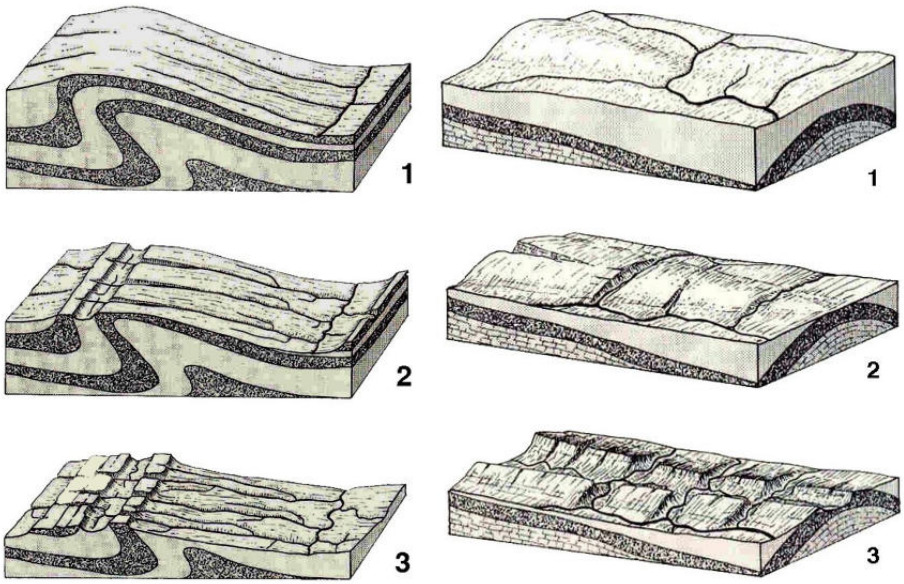
Орогенетските движења се во принцип со голем интензитет. Тие ги пореметуваат постоечките меѓусебни односи на слоевите и создаваат нови структури и морфолошки се манифестираат во релјефот (сл. 31). Ваквите движења може да се поделат на *хоризонтални* (тангенцијални) и *вертикални* или радијални. Хоризонталните движења настануваат со делување на странични притисоци. Тие ги набираат слоевите на површината и во внатрешноста на Земјината кора. Со орогенетските процеси настанатите тектонски форми претставуваат примарни (иницијални) појави во релјефот на Земјата иако најчесто морфолошки се изменети (модифицирани) со делување на егзогените ерозивни процеси. Поради тоа, чест е случајот тектонските елементи да не се сложуваат со постоечките форми на релјефот. Тоа е т.н. ***инверзен*** релјеф (сл. 32 - А), каде синклиналите се најиздигнатите делови.



*сл. 31, Пример на инверзен релјеф (**А**) каде синклиналите се најиздигнатите делови и нормален релјеф (**В**) на планината Јура во Швајцарија каде антиклиналите се најиздигнатите делови во релјефот*



сл. 32, Пример на нормален и инверзен релјеф



сл. 33, Еволуција на релјефот долж различни типови бори

Во колку делувањето на орогенетските процеси се долготрајни и со голем интензитет може да биде проследено со раскинување на слоевите и нивно навлекување едни над други, т.е. се создава шаријаж. Основна структур- на форма што настанува со набирање на слоевите при делување на хоризонталните тектонски движења е ***борите***. Како структурна појава борите може и морфолошки да се манифестираат во релјефот (сл. 30). Меѓутоа, поради различните ерозивни влијанија, денудацијата и младите тектонски движења најчесто морфолошки се преобликувани. На процесот на ерозија најподложно е темето на антиклиналата, како најистакнат дел на бората (сл. 33).

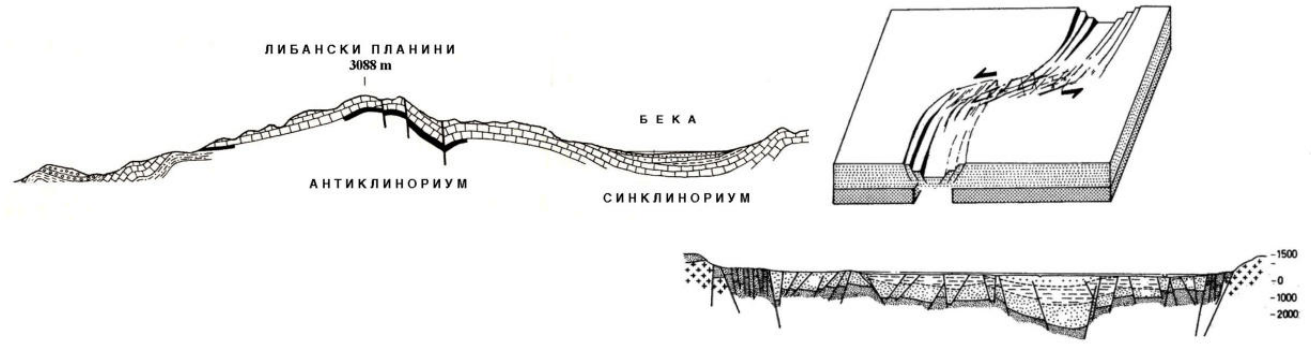
Во структурниот релјеф што го сочувал својот примарен изглед, борите се јавуваат како посебно изразени форми во релјефот. Таков е примерот со планината Јура која се протега во должина од 220 km. Нејзината најдолга бора достигнува 162 km. Страничните притисоци кои доведуваат до создавање на борите може да бидат со голем интензитет. Ваквите процеси постепено структурно и морфолошки ги деформираат борите. Ако процесите продолжат подолго време доаѓа до раскинување на борате и нивните делови се навлекуваат едни над други.

Големите навлекувања кои се движат во вид на плочи во правецот на потисокот се нарекуваат ***шаријаж***. Тие имаат значителна распространетост и претставуваат засебен морфотектонски елемент во релјефот. Кај нив се јавува изразена дискорданција на слоевите. Овде автохтоната основа е претставена со помлади карпи. Кај секој шаријаж се разликува *корен*, т.е. место од каде е започнато навлекувањето на слоевите и *чело*, т.е. местото до каде достигнала навлаката при своето движење. Шаријажот е подложен на делувањето на различни ерозивни процеси. Во текот на подолг период шаријажот постепено се редуцира и конечно може да исчезне како релјефна форма.

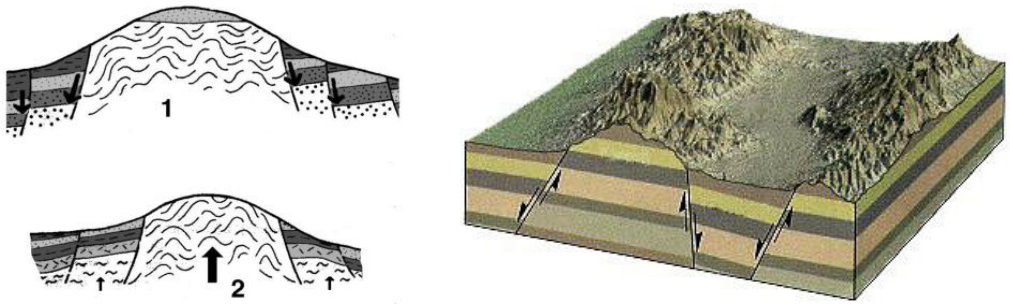
Вертикалните (радијални) тектонски движења се јавуваат како резултат на различни притисоци на Земјината кора. Тие се манифестираат со движење на блоковите долж раседни дислокации во правец на радиусот на Земјата, нагоре или надолу. Ваквите процеси ги поместуваат постоечките структури и создаваат нови морфотектонски форми во релјефот (сл. 35).

Негативната структурна форма настаната со спуштање на одреден тектонски блок долж два паралелни раседи се нарекува ***ѓрабен*** или ров. Ако раседнувањето е извршено долж повеќе паралелни раседи тогаш настанува сложен ров. Ваквите појави се чести во релјефот на Земјината површина. Може да имаат и огромни димензии и да претставуваат крупни форми во релјефот. Така, на пример, големиот тектонски ров во Источна Африка се протега во должина од околу 7.000 km. Во него се сместени басените на Мртвото и Црвеното Море, како и басените на големите африкански езера. Ровот на Рајна, чие дно на оделни места е спуштено над 1.000 m е еден од најтипичните во Европа. Ровот се протега во должина од над 300 km, додека неговата широчина изнесува од 25 до 40 km (сл. 34). Постанокот на вака големите тектонски ровови се објаснува со теоријата за тектоника на плочи.

Хорсшош (тимор) е позитивна структурна форма настаната со странично раседнување на одреден блок, при што, неговиот средишен дел останал на својата првобитна височина додека околните делови се спуштиле. Во случај ако раседнувањето на страничните делови е извршено долж цела низа на повеќе или помалку паралелни раседи, тогаш таквата појава се нарекува сложен хорст. Хорстовите можат да настанат и со издигнување на блоковите долж паралелни раседи, а околните структури да останат непореметени, но и со општо издигнување на теренот. Во последниот случај одделни блокови се издигнуваат побрзо, додека останатите заостануваат во процесот на издигнувањето. Типичен пример за ваков начин на постанок на хорстовите е со територијата на Македонија (сл. 38).

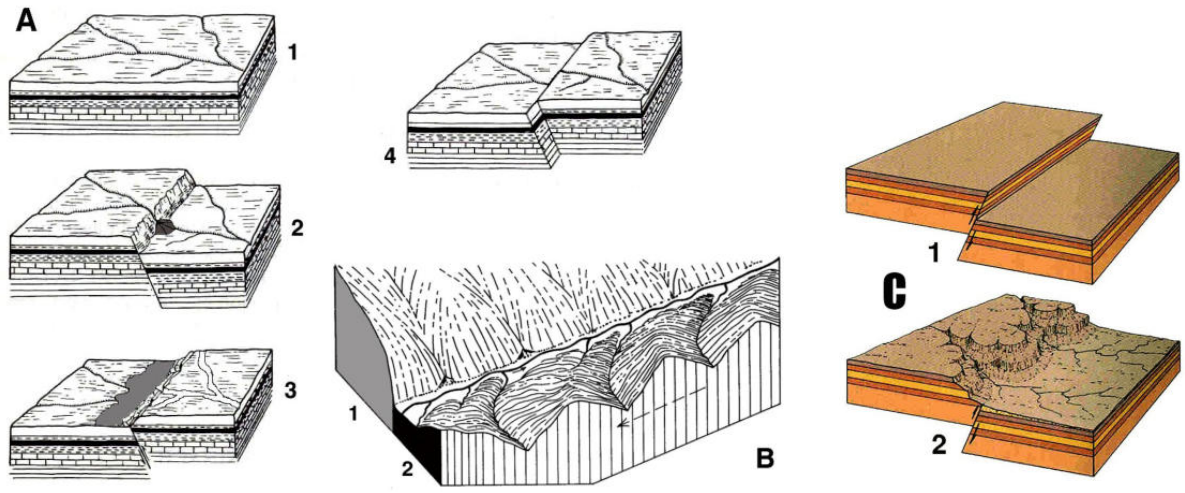


сл. 34, Пример на структурен мезорелјеф - Либанските Планини и Долината Бека, според Messerli (1966) и ровот Рајна, типична морфоструктурна појава настаната долж хоризонтално поместување и систем на повеќе вертикални раседни дислокации



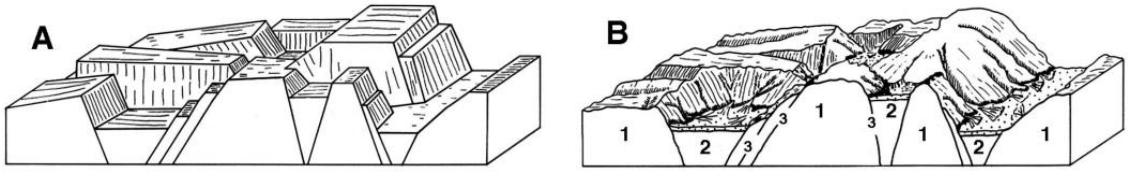
1. Создавање хорст со спуштање на околните блокови при стабилност на централниот блок, **2.** Заостанување во издигнувањето на околните блокови со поинтензивно издигнување на централниот блок, 3. Истовремено издигнување на едни и спуштање на други блокови.

сл. 35, Создавање на хорстови и ѓрабени како резултат на радијална тектоника



A. Примарен релјеф (1), Создавање отсек (водопад) долж нормален расед (2), Заезерување како резултат на инверзен расед (3), Поместување на речниот тек долж хоризонтален расед (4), според *Demek* (1987), **B**. Лактесто скршнување на притоките условено од неотектонското поместување на блокот "2", според *Cotton* (1953), **C**. Тектонски отсек создаден долж инверзен расед.

сл. 36, Условеност на речната долина како резултат на разни типови раседи

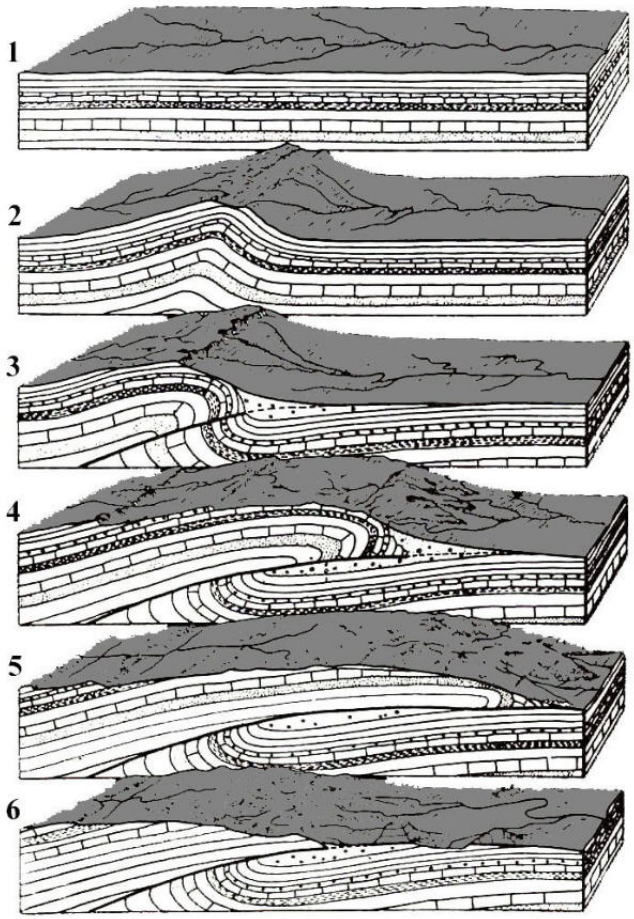


A. Шематски приказ на примарен, иницијален релјеф, **B**. Морфолошко моделирање на иницијалниот релјеф како резултат на ерозивните процеси, **1**. Хорст (тимор, планина), **2**. Ров (грабен, котлина) **3**. Раседни дислокации.

сл. 37, Создавање хорстови и грабени како резултат на радијална тектоника

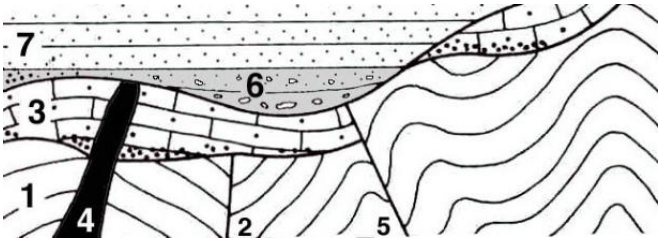


сл. 38, Морфопластика на планини во Македонија, класична појава на блоковски структури, хорстови



сл. 39, Морфолошка еволуција на шаријашка планина

За денешните ерозивни делувања од посебно значење се неотектонските процеси (сл. 36). Тие го условуваат распоредот на речната мрежа, ја забрзуваат ерозијата или предизвикуваат акумулација на еродираниот материјал. Во денешниот релјеф најчесто се зачувани само младите, неотектонски форми, бидејќи ерозијата поради краткото геолошко време не успеала битно морфолошки да ги измени или уништи. Ваквото нешто укажува на взаемната поврзаност на тектонските и ерозивните процеси и формите што ги создаваат. Поради тоа е неопходно нивно комплексно проучување и взаемно набљудување бидејќи во текот на долгата морфотектонска еволуција нивното спротивно делување не престанува, освен што се менува интензитетот.



1. Набирање на слоевите, **2**. Расед настанат по набирање на слоевите, **3**. Трансгресивни слоеви, **4**. Продор на магматити, **5**. Настанување нов расед и пореметување на трансгресивните слоеви, **6** и **7**, Таложење на трансгресивни слоеви

сл. 40, Старост на тектонските пореметувања

ТЕКТОНИКА НА ПЛОЧИ

Површината на Земјата низ нејзината историја се менувала континуирано. Континентите се движеле, морињата се распространувале, собирале или исчезнувале. Островите се појавувале или исчезнувале, се спојувале или одвојувале од континенталните делови. Климата перманентно се менувала итн. За ваквите промени најдобро зборуваат седиментите и фосилните остатоци во нив.

Во врска со орогенетските движења се изнесени повеќе теории за местото на самото збиднување и за движечките сили. Главно може да се разликуваат два збира на концепции кои меѓусебно се разликуваат дури и во битни поставки. ***Фиксистичките*** концепции поаѓаат од основната претпоставка дека континентите се настанати на местото каде денес се наоѓаат. Спротивно на нив ***мобилистичките*** концепции претпоставуваат преместување на големи простори на литосферата (во прв ред на континентите) во текот на геолошката историја.

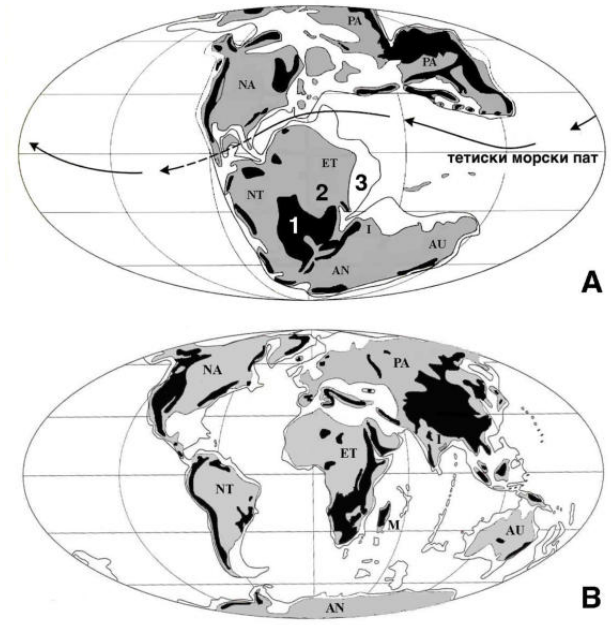


Alfred Wegener (1880 - 1930)

Низ долгата историја на природнонаучните истражувања научниците инсистирале на фиксност на континентите и океаните. Меѓутоа, теоријата за движење на континентите потврдила дека тие, или нивни делови, не секогаш ја имале георафската положба што денес ја имаат.

На почетокот на XX век Тејлор (*Taylor* 1910), американски геолог, презентирал модел според кој континентите се движат (поместуваат), но не дал конкретни податоци за движењата. Во 1912 година германскиот метеоролог *Вегенер* (*Alfred Wegener*) во делото "Потекло на океаните и континентите" презентирал хипотеза за хоризонтално движење на континентите. Хипотезата ја базирал според палеомагнетните, палеоклиматските и палеонтолошки истражувања, како и според идентичните глацијални седименти што се сретнуваат на различни континенти (Јужна Америка, Африка). *Вегенер* сметал дека континентите се движат по цврста подлога (океанска кора, над мохо - дисконтинуитетот), како последица на гравитацијата на Месечината, што за поголемиот број научници во тоа време било неприфатливо.

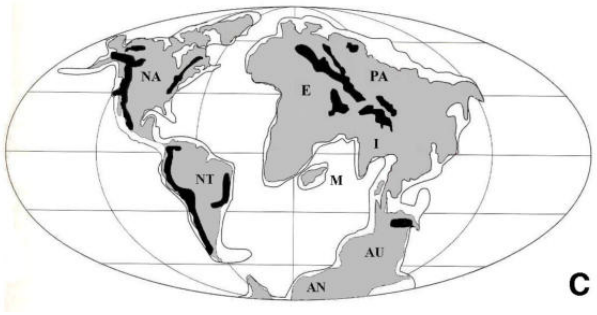
Теоријата предизвикала голема полемика меѓу геолозите, геофизичарите и палеонтолозите. Како и многуте револуционерни идеи и оваа теорија била избегнувана од многу научници, или понижувана од други. Пошироко внимание *Вегенер* привлекол по третото издание на неговата теорија (1920 година), што било преведено на пет јазици, вклучувајќи го и англискиот (1924). Четвртото (1929), општо употребувано издание, содржело повеќе информации, но и низ повеќето изданија суштината на теоријата останувала иста - земјините маси некогаш биле соединети во единствен континент *Пангеа*, кој се распарчил на повеќе делови (континенти) и кои се одделиле едни од други.



Обезбедувањето убедливи докази за теоријата на *Вегенер* траело близу пет децении со истражувања координирани од многу тимови на геолози, палеонтолози и други истражувачи. Втората генерација научници (по Втората светска војна), што не биле директно инволвирани во претходните дебати, дошле до важни сознанија за океанските басени (кога *Вегенер* ги предложил неговите идеи многу малку се знаело за структурата на океанските дна).

Во педесетите години на XX век многу детално се проучувани Атлантскиот и Тихиот Океан. Кај нив, при истражувањата се откриени океански гребени и рифтни зони, вулкански активности и подрачја со нагласена сеизмичка активност. Врз основа на ваквите сознанија *Хес* (*Hes* 1960, 1962) претпоставил дека океанските

Со исклучок на евроазиското копно, денес јасно диференцираните континенти, биле споени во еден мега континент од *Вегенер* наречен *Пангеа*. Движењето на Земјината кора условило Пангеа да се подели на два дела: *Лауроазија* на север и *Гондвана* на југ. Со натамошната геодинамичка диференцијација од Лауроазија настануваат Северна Америка и Евроазија, а од Гондвана останатите денешни континенти. Некои научници биле со спротивно мислење бидејќи *вегенеровата теорија* вклучувала многу претпоставки кои останале без геолошки докази, а содржела и многу грешки. Теоријата предизвикала скептичност и научниците од повеќе дисциплини наоѓале грешки што требало да бидат решени.



A. Доцна јура пред 150 милиони години, **B**. Среден миоцен пред 14 милиони години, **C**. Во иднина по 150 милиони години / **PA** - Евроазија, **NA** - Северна Америка, **NI** - Јужна Америка, **ET** - Африка, **I** - Индија, **AN** - Антарктик, **AN** - Австралија, **M** - Мадагаскар. **1**. Планински регион, **2**. Ниска земја, **3**. Континентален шелф.

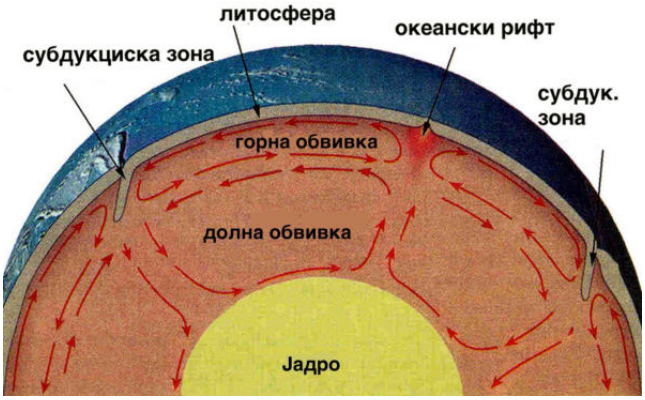
*сл. 42, Распоред на континентите и водните површини во оддели фази од геолошката историја на Земјата (**A** и **B**) и во иднина (**C**)*

гребени се места на одвојување на континентите. Долж нив доаѓа до издигнување на обвивката и излевање на магми со што се формира нова океанска кора. Хесовата хипотеза во литературата е позната како ширење на океанското дно (*Sea floor spreading*). Според вегенеровата концепција за движење на континентите и хесовите идеи за ширење на океанското дно во доцните шеесети години на XX век е создадена теоријата "***тектоника плочи***".

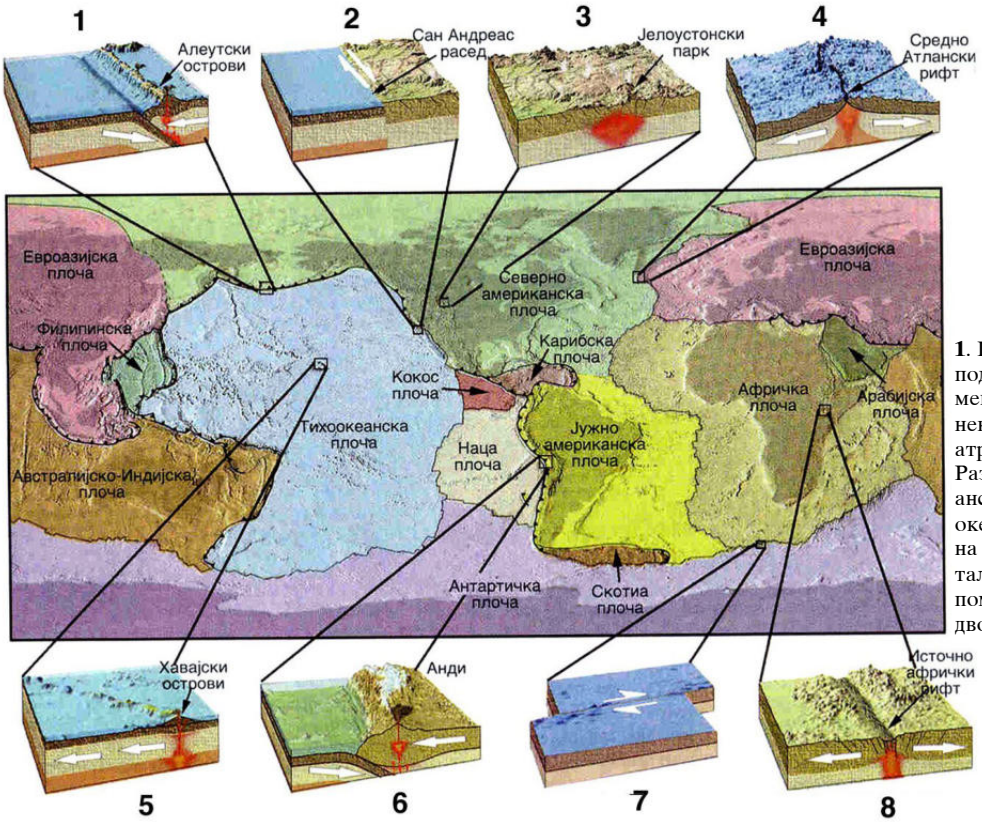
По оваа теорија преку горниот дел на обвивката, т.е. преку полутечната астеносфера лежи цврста океанска и континентална литосфера. Оваа "лушпа" на Земјата е поделена на бројни делови (плочи) кои се движат во различни насоки и со различна брзина по астеносферата (сл. 44).

Покрај тоа што постоеле бројни несогласувања околу многу детали и посебни настани новопрезентираните сознанија довеле до генерален консензус за дезинтеграција на големиот континент Пангеа. Плочите варирале со драматични размери, како по големина и форма, така и во распределбата (меѓусебно доближување или оддалечување). Во зависност од типот на границите плочите го менуваат својот изглед и големина, т.е. нараснуваат или се смалуваат (рециклираат).

Торијата *тектоника на плочи*, или **нова глобална тектоника**, во основа подразбира постоење на хоризонтална енергија што ги покренува плочите да се судруваат или да се раздвојуваат. Механизмот со кој може да се објаснат овие процеси е *конвекциското струење* (*convection current*) предизвикано од разликите во температурата во обвивката. Тоа настанува со движење на подлабокиот, потопол материјал од обвивката кон површината (излевање магма во рифтните зони). Истовремено доаѓа до тонење на поладниот и потежок материјал во подлабоките делови (субдуцирање на океанската литосфера). Ваквите, конвекциски струења, претставуваат континуиран, циклусен процес. Струењата во обвивката се поголеми ако е поголема разликата во густината на материјалот (полесниот се издигнува, а потешкиот се спушта) и ако е поголема разликата во температурата помеѓу горниот и долниот дел на обвивката. Конвекциските струења се неправилни до турбулентни. Постојат две хипотези за конвекциски струења во обвивката; *еднослојни* и *двослојни* (сл. 43).



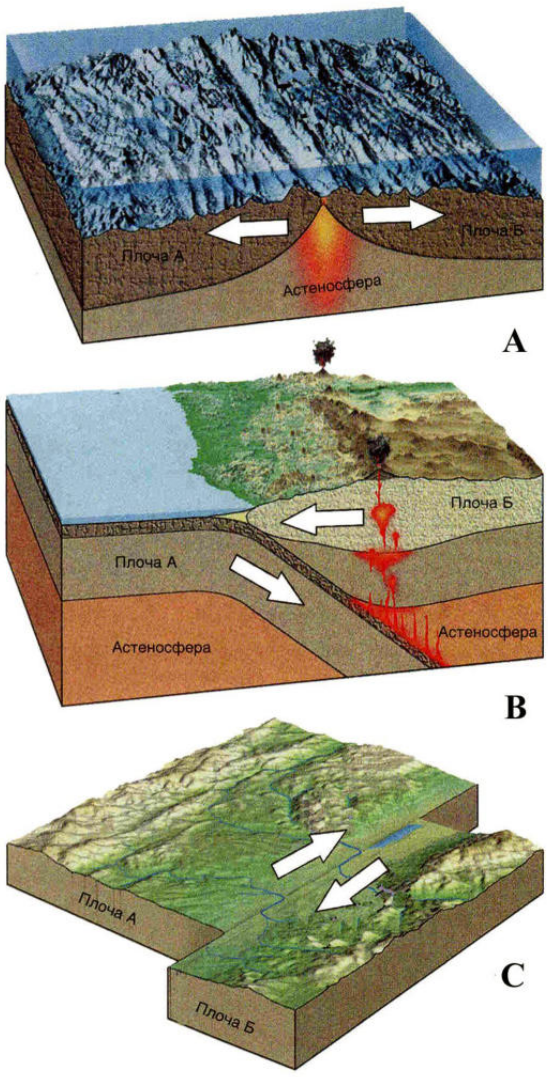
сл. 43, Двослоен модел на конвекциско струење во обвивката



1. Подвлекување на океанска плоча под океанска плоча, **2**. Трансформен расед помеѓу океанска и континентална плоча, **3**. Жешка точка внатре во континенталната плоча, **4**. Раздвојување на две плочи во океанско подрачје, **5**. Жешка точка во океанската кора, **6**. Подвлекување на океанска плоча под континентална плоча, **7**. Трансформен расед помеѓу две океански плочи, **8**. Раздвојување на континентална плоча.

сл. 44, Различни типови на граници на плочите, според *Боев*, *Миловановиќ* (2001)

Енергијата од Земјата е доволна да ги движи плочите, да формира планини, но таа е значително помала од енергијата што ја ослободува Сонцето. Топлината што доаѓа од Сонцето е главен климатски ерозивен контролор на Земјата. Додека енергијата од Земјата, заедно со тектонските процеси создава изразена морфологја, Сонцето со својата енергија предизвикува спротивни процеси (егзодинамика).



A. Раздвојување - рифт, **B**. Подвлекување - субдукција, **C**. Трансформен расед

сл. 45, Основни типови на граници на плочите, според Боев, Миловановиќ (2001)

Плочите се изградени од карпи на континентална и океанска литосфера (Африканска плоча, Јужноамериканска) или само од карпи на океанска литосфера (Тихоокеанска плоча). Големината на плочата со текот на времето се менува. Со додавање нова магма во рифтните зони плочата се зголемува додека во субдукциските зони се намалува. Плочите не се движат со иста брзина. Насоката и брзината на движењето се одредува според положбата на трансформните раседи. Во зависност од начинот на движење постојат три типа на граници помеѓу плочите: граница на раздвојување или ***рифт***, граница на подвлекување или ***субдукција*** и ***трансформни*** раседи (сл. 45).

Големината и формата на плочите, како и нивниот меѓусебен однос е одреден со комбинација на наведените граници, т.е. движења. Така, на пример, плочата Наска и Тихоокеанската плоча се одвоени со граница на раздвојување, рифт (сл. 45 - А), додека Наска плочата од Јужноамериканската е одвоена со граница на подвлекување или субдукција (сл. 45 - В). Во зависност од типот на границите, плочите го менуваат својот изглед и големина, т.е. нараснуваат или се смалуваат (рециклираат). Антарктичката и Африканската плоча во најголем дел се ограничени со рифтови, поради што се зголемуваат (нараснуваат), додека Тихоокеанската плоча на северната и западната граница се смалува (сл. 44). Границите на плочите, исто така, ја менуваат својата положба. Рифтот може ненадејно да го промени својот правец на протегање, да стане неактивен или да се создаде на друго место. Субдукцијата и трансформните раседи, исто така, мигрираат, т.е. престануваат да постојат или се појавуваат.

Границата на **раздвојување** или *рифт* (сл. 45 - А) е место каде две плочи се раздвојуваат една од друга (во океанските подрачја), или внатре во континентите, каде доаѓа само до нивно делење - фрагментирање. Таков е примерот со рифтот во Источна Африка. Рифтот го чинат систем на паралелни раседи со широчина од неколку десетина km и со должина и до неколку илјади km. Во океанските подрачја границата на раздвојување се нарекува и средноокеански рифт или океански рифт, а на континенталните подрачја континентален рифт. Во океанските подрачја со раздвојување на две плочи, во среднооокеанскиот рифт се излеваат големи количества базалти. Тие ја поместуваат старата океанска кора на двете страни од рифтот, со што се формира нова кора и среднооокеански гребен. Бидејќи големината на Земјата е иста, нова кора во среднооокеанските рифтови може да настане само ако исто количество карпи во

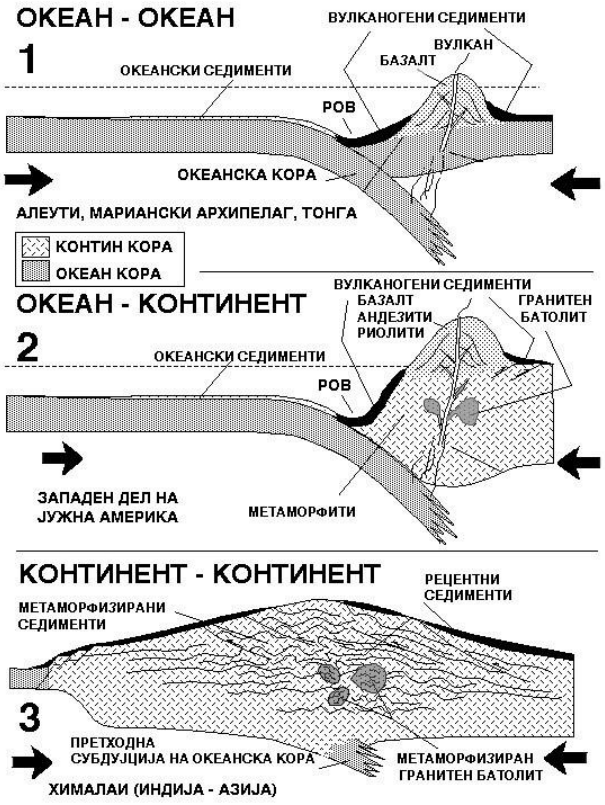
зоната на подвлекување се внесе во подлабоките делови на Земјата.

Во текот на геолошкото минато одделни океански рифтови повеќе пати се отварани или затварани. Сегашната динамика (движење) на континентите започнала пред околу 200 милиони години со отварање на Атлантскиот и Индискиот Океан. Тие се зголемуваат со истовремено смалување на Тихиот Океан. Средноокеанските гребени претставуваат големи подводни планински венци изградени од базалти кои се излеале во рифтовите. Тие имаат должина од преку 20 000 km (Тихи Океан, Атлантски Океан), широчина од 1.500 до 2.000 km и височина од 2 до 3 km над океанското дно. Многу ретко можат да бидат и над нивото на морето (пример Исланд).

Во некои подрачја средноокеанските гребени заземаат половина од океанските дна. Со трансформните раседи често се поделени на одделни сегменти. Големината и формата на средноокеанските гребени зависи од брзината на раздвојувањето на плочите, т.е. од ширењето на океанското дно. Специфичен случај е кога со рифтувањето се раздвојуваат три плочи (triple juction). Со раздвојување долж рифтот, внатре на континентот, како и кај средноокеанските гребени се формираат рифтни долини кои морфолошки одговараат на грабен.

Источно-африканскиот рифт е пример за почеток на раздробување (рифтување) на континентот Африка, следено и со интензивни вулкански активности. Со натамошен развој на рифтната долина, внатре на континентите се создава нова океанска кора, односно средноокеански гребен кој го дели континентот на две плочи. Класичен пример на вакво раздвојување е Црвеното Море каде Арабиската плоча се одвојува од Африканската. Некои рифтови во континенталните подрачја не се развиваат во потполно (пасивни рифтови), односно се создаваат рифтни долини или грабени без вулкански активности. Таков е рифтот Рио Гранде во САД, грабенот Рајна итн.

Границата на **подвлекување** или *субдукција* е место каде една плоча се подвлекува (субдицира) под друга плоча, при што, се создава длабок океански ров. Ваквите подрачја се нарекуваат и субдукциски зони. Се смета дека плочите се подвлекуваат до 670 km длабочина, каде делумно се претопуваат, т.е. рециклираат. Аголот на субдукцијата се менува со длабочината, веројатно поради кинење или деформација на субдицираната плоча. Во субдукциските зони се јавуваат силни земјотреси. Карактерот на границата на подвлекување зависи од составот на карпите и аголот и брзината на субдукција. Подвлекувањето може да биде: океанска плоча под океанска плоча, океанска плоча под континентална плоча и континентална плоча под континентална плоча кога не доаѓа до подвлекување туку до судир - колизија (пример, Хималаи).



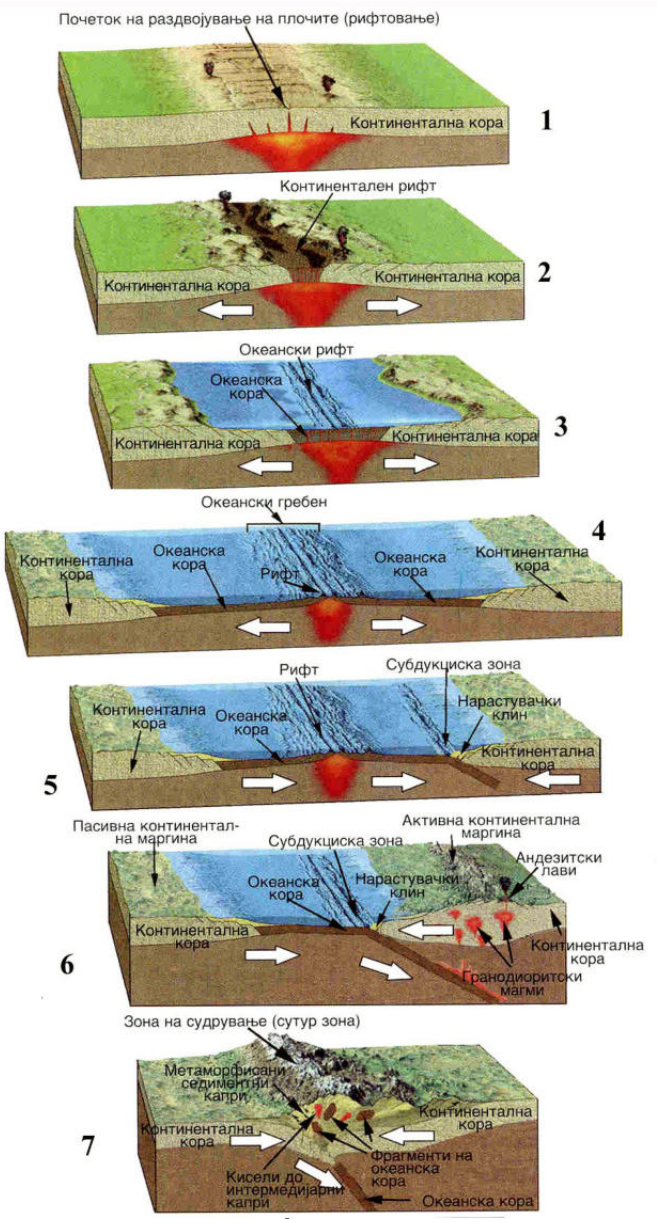
сл. 46, Судир на тектонски плочи, 1. Океанска кора со океанска, 2. Океанска со континентална и 3. Континентална со континентална

Со подвлекување на една океанска плоча под друга океанска плоча се формира океански ров, додека на горната плоча се формира островски лак со базалтен или андензитски вулканизам паралелен со протегањето на океанскиот ров (сл. 44 - 1). Со подвлекување на една океанска плоча под континентална плоча се формира активна континентална маргина и океански ров, а на копнениот дел вулкански или магматски лак (сл. 44 - 2). Големината, положбата и морфолошките својства на океанскиот ров се многу слични или идентични со подвлекување

на океанската плоча под океанска плоча. Активната континентална маргина има кус (тесен) континентален шелф без континентална падина и абисална рамнина која се јавува на пасивната континентална маргина. Пасивната континентална маргина се јавува во подрачја без тектонски активности, далеку од границата на плочата и практично е без вулкански појави и земјотреси (источни крајбрежја на Северна и Јужна Америка). Пасивната континентална маргина вклучува континентален шелф, континентална падина и абисална рамнина.

Магматизмот е далеку најсложен кога две континентални плочи не се субдицираат туку се судруваат, т.е. се во колизија (44 - 3). Во ваква ситуација се создава зона на колизија во која има интензивна тектоника, метаморфизам и магматска активност. Подрачјето на колизија станува зона на нараснување на кората каде се создаваат и големи планински венци (Хималаи, Алпи, Апалачки Планини, Урал).

Трансформните раседи се резултат на специфични хоризонтални движења на плочите кои се субпаралелни до паралелни со насоката на ширење на рифтот, без да има нивна деструкција или нараснување. Долж некои трансформни раседи се појавуваат и слаби, плитки земјотреси, или вулканска активност. Постојат три типа на трансформни раседи: рифт - рифт, рифт - ров и ров - ров раседи. Најчесто се рифт - рифт раседи. Трансформните раседи можат да претставуваат и граници на плочите. Таков е случајот со трансформниот расед Сан Андреас.



сл. 47, Вилсонов циклус, според Боев, Миловановиќ (2001)

Отварањето и затварањето на океанските басени придружено со формирање на океанска литосфера, а потоа нејзино субдуцирање е познато како *Вилсонов циклус* (сл. 47). Овој циклус започнува со раздробување на континенталната литосфера долж рифтните зони, при што, се формира океански басен (сл. 47 - 3). Со континуираното ширење на басенот се формира океанска литосфера и се таложат седиментни карпи. Во средишниот дел се создава океански рифт со одредена асоцијација на магматски карпи (сл. 47, 4). По најголемото ширење (екстензија) започнува процесот на затварање на басенот со субдукција на едната или на двете маргини. Со тоа океанскиот басен започнува да се стеснува (сл. 47, 5-6). Резултат на ваквото затварање е колизија континент - континент (сл. 47, 7). Постојат докази дека Вилсоновиот циклус може да се појави на едно место повеќе пати.

ЕВОЛУЦИЈА И МОРФОЛОГИЈА НА КОНТИНЕНТАЛНИТЕ КРАТОНИ

Пред околу 340 милиони години тогашните "континенти" почнале да се доближуваат. Пред околу 250 милиони години формираат единствен континет од *Wegener* наречен ***Пангеа***. Потоа, пред околу 135 милиони години, Пангеа се распаднала на два континенти *Лауразија* на север и континентот *Гондвана* на југ. Тие биле одвоени со океанот Тетис. Пред 65 милиони години двете Америки се одвоиле од Африка и Европа што иницирало создавање на Атлантскиот Океан.

Континентите се поместуваат и денес. Според денешната насока и брзина на поместување на плочите може да се предвиди дека по 50 милиони години Средоземното Море ќе исчезне, источниот дел на Африка ќе се одвои од останатиот дел на континентот, а Австралија ќе се доближи до Индонезија.

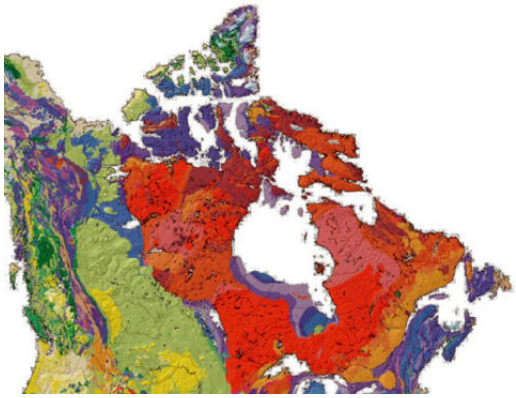
континентални штитови и платформи (кратони)

Според геолошките, геофизички и геоморфролошки карактеристики, континенталната кора може да се подели на континентални прекамбриски *штитови* и континентални *платформи*, заедно наречени ***кратони***. Под терминот кратон се подразбира делот на континентот кој е тектонски стабилен во однос на соседните мобилни маси. Значи, наспроти лабилните области на Земјината површина каде се врши набирање на слоевите и се создаваат планински структури, стојат стабилни делови кои низ долгото геолошко минато не биле тектонски пореметени.

Континенталните прекамбриски *штитови* претставуваат стабилни делови на континентот изградени од прекамбриски карпи со многу малку или без седиментна покривка. Во нив доминираат метаморфни и магматски карпи чија старост се движи од 500 милиони години до преку 3,5 милијарди години. Подрачјата на штитовите покажуваат мали варијации во релјефот и се стабилни во подолг временски период. Зафаќаат околу 12 % од вкупната површина на кората. Нивните најголемите површини се наоѓаат во Африка, Канада и Антарктикот, а се забележуваат и во источниот дел на Јужна Америка, централните и западните делови на Австралија, Скандинавија, Индија, на Гренланд итн (сл. 48).

Во Европа Фино-скандинавскиот кратон опфаќа дел од Скандинавскиот Полуостров, полуостровот Кола и Карелија, Финска, односно најстарите делови на европското копно. Фино-скандинавскиот штит е еден од најстарите делови на копното воопшто. Овој штит е изграден од набрани и силно метаморфизирани прекамбриски карпи. На територијата на Шведска староста

на ваквите карпи изнесува 1,2 милјарди години, додека во околината на Мурманск се најдени карпи чија старост достигнува 3,5 милијарди години. На овие простори главните фази на набирање се одиграле уште во прекамбриум. По ова се вршени само радијални разместувања на одделни блокови и епирогено засводување.



сл. 48, Канадскиот Штит (кратон) обележан со темно-црвена и црвена боја

Како стабилни делови на Земјината кора континенталните *платформи* како и штитовите се изградени од прекамбриски карпи. Нив ги покриваат седиментни карпи со различна старост и моќност до околу 5 km.

Таков е примерот со *Руската Плоча*, која се протега на запад од Урал. Кон северозапад е разбиена со басенот на Балтичкото Море и епирогенетски засводениот Фино - скандинавски Штит, кој се наоѓа помеѓу структурите на каледонската орогенеза на северозапад (Норвешка) и херцинските набори на Урал. На југ е ограничена со северните делови на алпскиот ороген; Карпати - Кафказ. Набраната прекамбриска основа на Руската платформа, изградена од кристалести карпи и гранити е покриена со дебела серија на палеозојски морски и континентални наслаги, како и со мезозојски, палеогени и неогени седименти. Во пределот на Донјецкиот Басен, прекамбриската основа на Руската Плоча лежи на длабочина од 5 km додека кај Москва е на длабочина од 1 до 2 km.

Сибирската Плоча се протега до Урал на запад и е најголемиот стабилен дел на континентот Азија. Во морфолошки поглед истата претставува значително распространета, брановидна рамнина.

Кинеската Плоча го претставува поголемиот дел на Кина и Корејскиот Полуостров. Нејзината основа е од мошне набрани прекамбриски слоеви. Преку нив лежат хоризонтални палеозојски (морски), мезозојски и терциерни континентални наслаги.

Северноамериканската Плоча ги опфаќа рамничарските предели помеѓу Карпестите Планини на запад и Апалачките Планини на исток. Североисточниот дел на плочата е епирогенетски засводен - Канадски штит (сл. 48). Слабо дисецираната седиментна серија има голема моќност (2 до 3 km) и лежи преку прекамбриска основа. Во седиментната покривка со голема распространетост се морските и континентални наслаги со карбонска и пермска старост.

Индиската Плоча го опфаќа полуостровот Индостан и сливовите на Инд, Ганг и Брамапутра до подножјето на Хималаите. Мошне пореметената и набрана основа е изградена од архајски и старопалеозојски карпи. Серијата хоризонтални слоеви е изградена од горнопалеозојски карпи, кредни и терциерни наслаги и моќни базалтни изливи. Повлатната основа е од плиоценски и квартерни седименти.

Африканската Плоча опфаќа големи пространства, почнувајќи од Атлас на север до Капските Планини на југ. Изградена е од палеозојски, мезозојски и кенозојски хоризонтални слоеви кои лежат преку набрана прекамбриска основа. Во источниот дел е раскршена со силни радијални движења кои довеле до создавање на големиот Источноафрикански Ров. Ваквите, интензивни тектонски пореметувања довеле и до одвојување на Мадагаскар од останатиот дел на Африканскиот континент.

Австралиската Плоча ги опфаќа централните и западните делови на Австралија. На нејзе и се припишуваат и јужните рамничарски делови на Нова Гвинеја. Основата на оваа плоча е изградена од набрани прекамбриски карпи преку кои лежи серија на речиси хоризонтални палеозојски, мезозојски и кенозојски слоеви. Повеќето истражувачи сметаат дека Австралиската, Африканската и Индиската плоча се делови на старото копно Гондвана кое постоело во текот на палеозоик и во дел на мезозоикот. Првичната поделба на Гондвана е на два дела. Едниот ја опфаќал Австралија, Индискиот Полуостров и Мадагаскар, а вториот дел Африка и источните делови на Јужна Америка.

ПОСТАНОК И МОРФОЛОГИЈА НА ПЛАНИНСКИТЕ СТРУКТУРИ

Во текот на долгата морфотектонска еволуција релјефот на Земјината кора бил изложен на силни орогенетски движења. Долгите периоди на релативно мирување, проследени со епирогени процеси на бранувања на Земјината кора се менуваат со силни, временски релативно кратки орогени фази, односно орогенези. Создавањето на планинските системи во геолошката историја на Земјината кора било проследено со три големи орогенези: ***каледонска***, ***херцинска*** и ***алпска***.

генетска и еволутивна класификација на планините

Во зависност од карактерот на орогенетските движења во генетската класификација на планините се издвојуваат: ***венечни*** или набрани и ***раседни*** или громадни планини. Покрај ваквата класификација, како посебен генетски тип се издвојуваат и ***вулканските*** планини.

Генезата на ***венечните*** планини е поврзана со тангенцијалните орогенетски движења, односно со процесот на набирање. Во структурата на планините од овој тип се јавуваат различни форми на бори. Правилноста на набирањето зависи од интензитетот и траењето на притисокот. Поради тоа, набраните структури на овие планини може да бидат мошне сложени. Венечните планини често се пореметени и со подоцнежните тектонски процеси, како што се радијалните раскршувања, или пак, епирогенетските засводувања. Нарушувањето на примарната структура на венечните планини е последица и на сложените ерозивни процеси. Во колку ерозивните процеси се интензивни и долготрајни и примарниот релјеф на набраните планини е повеќе изменет, преобликуван или потполно уништен. Тектонските и ерозивните процеси кои делуваат откако веќе се создадени ваквите планини можат толку битно да ја изменат морфологијата, со што доаѓа до потполно несложување помеѓу примарните структурни карактеристики и самата морфопластика на планината.

Може да се каже дека морфогенезата на венечните планини е комплициран и долготраен процес. Гледано еволутивно генезата има две основни фази: набирање и навлекување на слоевите. Аналогно на тоа и класификацијата на венечните планини настанати како резултат на тангенцијалните тектонски движења може да се изведе на два основни генетски типа *набрани* и *шаријашки* планини.

Венечните или набрани планини имаат одреден правец на протегање кој се поклопува со правецот на протегањето на слоевите и е во строга зависност од правецот на потисокот. Ваквите планини во морфолошки поглед се одликуваат со планински венци и гребени во чија структура јасно се забележуваат различни типови на бори и набирања воопшто. Такви се Алпите, Андите, Хималаите, Динаридите итн. Како посебен тип на венечни планини, чие создавање е врзано за тангенцијалните (хоризонтални) орогенетски движења се *шаријашките* планини. Тие се одликуваат со појава на навлаки, т.е. со шаријаж. Ваквите планини се резултат на далеку одминатиот стадиум на интензивен и долготраен ороген процес. Шаријашките планини имаат специфична тектонска структура која се манифестира со појава на систем на навлаки и пореметени слоеви. Тие се карактеризираат со неодредени морфолошки црти, односно немаат индивидуална морфологија. Класификацијата им е исклучиво тектонска, поврзана за структурата, т.е. издвојувањето во засебен генетски тип е повеќе резултат на тектонските отколку на геоморфолошките принципи. Пример за шаријашка планина се Алпите.







сл. 49, Пример на венечна планина (Дурмитор) во Црна Гора, типична громадна планина, хорст со зарамнета полигенетска површ (Јакупица) и вулканска планина (Теиде, 3.877 m) на Канарските Острови

Генезата на ***громадните*** (раседни) планини е врзана за радијалните тектонски движења. Нивна основна структурна форма е хорстот. Слоевите кај хорстот може да бидат хоризонтални или пореметени. Во колку се хоризонтални или благо наведнати таквиот хорст се нарекува *плоча* или табла, а во колку слоевите се пореметени и дискордантни, тогаш хорст се нарекува *масив* или маса. Овие два типа на хорстови ги претставуваат и двата типа на громадни планини. Громадните планини кои според положбата на слоевите претставуваат табла или плоча, очигледно покажуваат дека пред и по нивното создавање немало тектонски движења кои би ги пореметиле примарно хоризонталните слоеви. Громадните планини од типот на масиви покажуваат дека пред нивното создавање веќе биле присутни тектонски движења кои ги пореметиле хоризонталните слоеви. Хорстот во овој случај е создаден во веќе пореметени слоеви. Пореметеноста на слоевите кај планинските масиви, според тоа има наследен карактер. Натамошните тектонски движења, како и ерозивните процеси ја реметат постоечката форма на хорстот, односно громадната планина. Како и сите останати истакнати (позитивни) релјефни форми, така и громадните планини или хорстови се изложени на постепено ерозивно снижување и зарамнување. Засебен генетски тип планини се вулканските планини, настанати како ре-

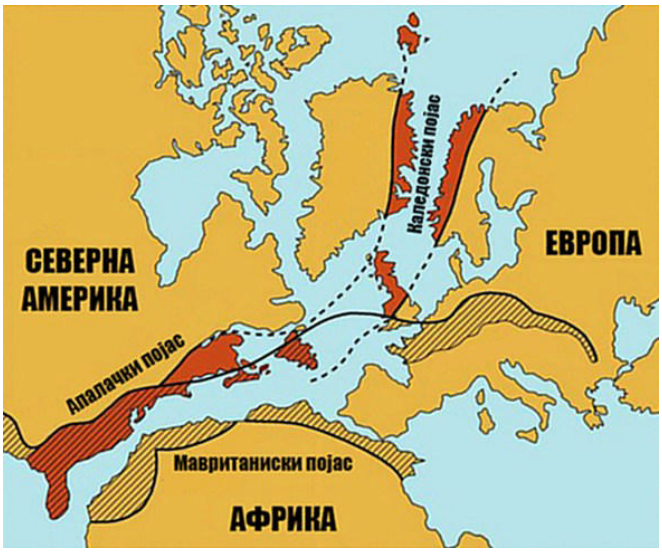
зултат на внатрешната динамика на ендогените процеси и излевање на магмата на површината на литосферата. Во класификацијата на планините може да се издвојат два *стадиални* (евулутивни) типа. Тоа се планинските *трупини* и *регенерираните* планини (сл. 52).

Планинските трупини претставуваат заостанати, мошне снижени делови на стари планини, разорени со егзогените ерозивни процеси. Во морфолошки поглед претставуваат далеку одминат стадиум на ерозивно уништување на планинските структури. Во овој стадиум од планината е остант само подинскиот дел со својата основа. Со процесите на аплинација (зарамнување) во натамошната морфолошка еволуција планинските трупини потполно се уништуваат. Пример за планински трупини се: Шварцвалд, Вогезите, Судетите, Тјан Шан итн.

Планинските трупини може да бидат зафатени со млади орогенетски движења (тангенцијални или радијални). Со тоа доаѓа до нивно повторно издигнување и обновување како планински венец или масив. На ваков начин, повторно создадената планина се издвојува како *регенерирана* планина. Во морфогенетски поглед тоа е стадиум на повторно раѓање на планината, т.е. одраз на вечната борба помеѓу ендогените и егзогените процеси. Повеќето планински венци на херцинската орогенеза се регенерирани планини. За време на алпската орогенеза тие повторно се издигнати. Класичен пример во овој поглед е планината Урал. Нејзините херцински планински венци биле разорени уште во почетокот на мезозоикот, односно Урал бил преобразен во планинска трупина. Повторното издигнување на денешниот планински венец е започнато во млад терциер, а продолжува и во квартер.

палеозојски планински системи

Палеозојските орогени појаси денес на теренот се манифестираат како еродирани планински венци со слабо изразен релјеф. Тие се изградени од различни видови карпи. Главно тектонски се стабилни и покриваат површини од стотина до неколку илјади километри. *Каледонската* орогенеза започнала кон крајот на камбриум а својот максимум го достигнала кон крајот на силур. Во рамките на оваа орогенеза се создадени каледонските планини. Каледонската орогена зона е со правец на протегање југозапад - север-североисток. Ги опфаќа денешните северни делови на Ирска, Велс, Англија, Шкотска и високите делови на Скандинавија. Понатаму се извиткува кон Шпицберген, северните делови на Гренланд до северните делови на Апалачите. Според положбата, каледонската орогенетска зона го одвојува Балтичкиот од Канадскит Штит. Каледонските структури се еродирани пред девон, но со тектонските движења во текот на девон се слабо набрана, раскршени и издигнати.

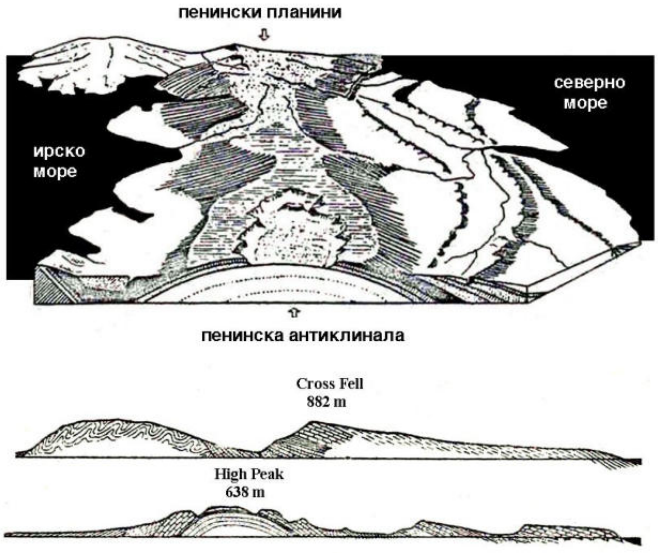


сл. 50, Приказ на Каледонските планини во текот на палеозоик

Каледонидите ја зафаќаат западната половина на Скандинавскиот Полуостров. Се протегаат во должина од 1.600 km. Нивниот правец се поклопува со протегањето на Скандинавскиот Полуостров. Каледонидите се состојат од 3 - 4 крлушести навлаки со вкупен износ на навлекување од 60 до 80 km. Овој, широк појас на прекамбриски кристалести карпи кои се протегаат покрај западниот брег и во кои се наоѓаат највисоките делови на Скандинавија, го претставуваат западното крило на Фино-скандинавскиот Штит. По навлекувањето на Каледонидите на западниот раб на Фино-скандинавскиот Штит, целата област е изложена на егзогени ерозивни процеси. Под влијание на долготрајната ерозија е дојдено до општо зарамнување на релјефот.

На Британските острови, исто така, се сретнуваат стари структури оформени за време на каледонската и херцинската орогенеза. Северните делово на Ирска, потоа Хебридските и

херцинската орогенеза. Северниот дел на Ирска, Хебридските и Шетландските Острови се изградени од прекамбриски гнајсеви. Преку нив делумно се навлечени камбријски и силурски песочници шкриллци и кварцити. До ова навлекување е дојдено за време на каледонската орогенеза. Каледонските структури кои се со правец на протегање југозапад - североисток се изразени во Шкотска, северозападните делови на Англија и во поголемиот дел на Ирска. По завршување на каледонската орогенеза, под влијание на вертикалните движења планинскиот венец е раскршен на повеќе масиви и котлини. За време на терциер и во квартер повеќе пати доаѓало до заживување на старите, со каледонски правец на протегање раседни дислокации, кога се излила и базалтна лава.



сл. 51, Приказ на Пенинските Планини во Англија

Пенинските Планини се сместени во појас помеѓу херцински и каледонски структури. Претставуваат огромна антиклинала или епироген свод со меридијански правец на протегање (сл. 51). За разлика од источната страна, која е со благи падини, западните делови на Пенините се доста стрмни. По засводувањето на пенинската антиклинала, во текот на терциер со ерозија е однесено нејзиното теме. Со тоа е откриено јадрото на антиклиналата составено од карбонски варовници и песочници. На страните на оваа огромна антиклинална структура, која го зафаќа поголемиот дел на Средна Англија, откриени се слоеви на пермски, тријаски, јурски и кредни карпи.

Слично на Европа, во Северна Америка постои старо прекамбриско јадро околу кое во текот на поедини орогенези се создавани помладите делови на копното. За време на каледонската орогенеза создадени се структурите во северните делови на Апалачите, Њуфаундлен, североисточните делови на Гренланд и најсеверните острови на Канадскиот арктички архипелаг. Каледонските структури на Северните Апалачи и Њуфаундлен преку североисточните делови на Гренланд и Британските острови се надоврзуваат на западните делови на Скандинавија.

Херцинската орогенеза започнала кон крајот на девон и почетокот на карбон, а траела сé до тријас. Таа ги дала херцинските планини. Херцинската орогена зона е пораспространета од каледонската и помалку или повеќе има напореднички правец. Се состои од два големи лака; *арморички* и *варисциски*. Арморичкиот лак се протега од Ирска преку Јужна Англија и Бретања до Централниот Масив на Франција. Верисцискиот лак започнува од Централниот Масив и се протега преку Вогезите, Шварцвалд, Крконошите до Судетите. Источно од Урал кој, исто така, припаѓа на херцинската орогенеза, планинскиот венец достигнува до Алтај. Во текот на мезозоикот херцинската орогенетска зона е еродирана и зарамнета, а во текот на млад терциер е издигната и засводена. Радијалните тектонски движења ја раскршиле и диференцирале на висорамнини, планини и котлини. Херцинската орогена зона во Северна Америка е, исто така, расчленета и еродирана. Нејзе и припаѓаат Јужните Апалачи.

Централниот Масив, кој е со површина од околу 80.000 km^2 ги зафаќа централните и јужни делови на Франција. Опкружен е со пониски предели. Од нив јасно се разликува, не само по својата височина туку и според литолошкиот состав и во однос на тектонските структури. Централниот Масив е создаден за време на херцинската орогенеза кога се изградени набори со арморички (сз - ји) и варисциски (јз - си) правец на протегање. Неговата основа се состои од прекамбриски и палеозојски кристалести шкрилци и гранити. Преку нив, во централните делови лежи дебела лавична покривка, а по работ мезозојски и терциерни седиментни карпи.

По херцинската орогенеза, бидејќи околните предели ги покрило море, Централниот Масив имал карактер на голем остров на кого делувале егзогените ерозивни процеси. Во текот на долгата мезозојска континентална фаза релјефот на Централниот Масив е зарамнет до стадиум на пинеплен. Во еоцен, за време на пиринејската орогена фаза, стариот пинеплен е зафатен со диференцирани тектонски процеси кои довеле до создавање на пространи котлини. Во котлините подоцна продрело олигоценското море. Главните црти на современиот релеф на Централниот Масив се создадени како резултат на силни радијални движења започнати во горен миоцен а обновени кон крајот на плиоцен. Во текот на херцинската орогенеза е создаден и јужниот дел на Апалачите. Кон југ, херцинските структури се сретнуваат на полуостровот Јукатан.

Урал е релативно ниска планина која се наоѓа на границата помеѓу Европа и Азија. Неговата должина е околу 2.500 km. Широк е од 100 до 300 km и има просечна височина од 700 до 1.000 m. На Урал има само неколку врвови чија височина е поголема од 1.500 m. Планината е создадена кон крајот на палеозоик, на местото на големо тектонско раскршување помеѓу Руската и Сибирската плоча. Главните фази на набирање и создавањето на основните структури се одиграле кон крајот на карбон и во почетокот на перм. Издигнувањето на планината било особено интензивно во почетокот на тријас, кога се излиени и големи количества лава.

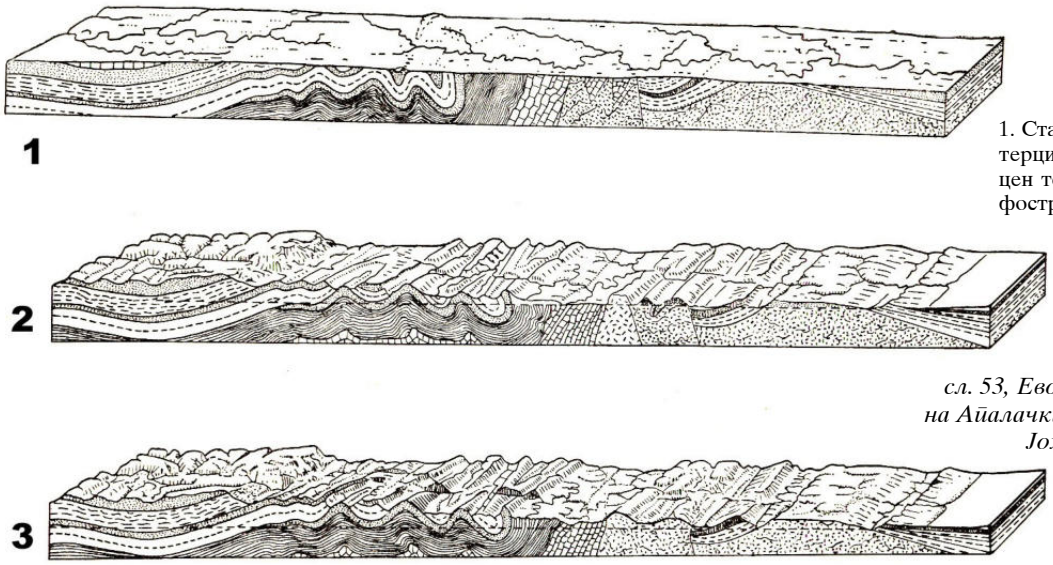


сл. 52, Пределни карактеристики на дел од северен Урал

Во текот на перм и тријас Урал бил изложен на интензивни ерозивни процеси. Огромните количества слабо обработени седименти наталожени во подножјето на планината сведочат за нејзината тогашна значителна височина. Со долготрајното делување на ерозивните процеси палеозојското возвишение е зарамнето до својата основа. На тој начин се откриени многубројни магматски тела со контактни зони на метаморфизам. За рабните делови на овие магматски тела се врзани богати лежишта на разни руди. По рабовите на некогашната планина, каде се вршело таложење на еродираниот материјал оформени се лежишта на нафта, калиева сол и боксит. Својот сегашен изглед и височина Урал го добил со тектонските процеси во текот на неоген и квартер. Со овие процеси е создаден огромен антиклинориум со значително поиздигнато западно крило. Поради меридијанскиот правец и големата должина, одделни делови на Урал се наоѓаат во различни климатски зони, од поларната на Нова Земја до пустинската во јужните делови.

Воскресењски (1968) планината Урал ја поделил на: Поларен, Субполарен, Северен, Среден и Јужен Урал. Во северните делови Урал веднаш се издигнува над тесниот појас околу Бајдарацкиот Залив. Во структурен поглед Поларен Урал претставува асиметричен антиклинориум со благо наведнато западно и стрмно источно крило. Централните делови на овој дел се изградени од архајски шкрилци, гранити и габрови.

Субполарен Урал достигнува до 66 напоредник на југ и значително е поширок (до 150 km) и повисок од поларните делови на Урал. Овде е и највисокиот врв - Народнаја (1.894 m). Субполарен Урал се состои од систем на паралелни гребени кои се протегаат во согласност со тектонските структури. Северен Урал, кој има меридијански правец на протегање и должина од 560 km се одликува со асиметричност. Во неговото западно подножје е застапен систем на структурни греди (долги преку 100 km), наречени "парми". Тие се протегаат паралелно со планинскиот венец. Под влијание на флувиоерозивните процеси источниот дел е значително порасчленет. Јужно од 59° сгш се наоѓа Среден Урал. Тој е значително понизок од северните делови. Има комплицирана геолошка градба претставена со набрани прекамбриски и палеозојски карпи но и со слабо пореметени карпи со пермска старост. Со долготрајните денудациски процеси средишниот дел на Урал е разбиен на поголем број изолирани планински целини и внатрепланински котлини со меридијански правец на протегање. Котлините се исполнети со 100 до 200 m дебели терциерни континентални седименти. Јужно од планината Јурма, планинскиот венец, односно Јужен Урал свртува кон југозапад и се стекнува со поголема височина. Највисокиот врв на Јужен Урал достигнува 1.638 m. Јужниот дел на Урал е изграден од палеозојски карпи, а на Зауралското плато се застапени и магматски изливи. Овој дел на планината, кој е издигнат и засводен во текот на неоген и квартер го претставува западниот дел на уралскиот мега-антиклинориум.



1. Стадиум на пинеплен, горен терциер, 2. Подмладување, доцен терциер, 3. Денешни морфоструктурни карактеристики.

сл. 53, Еволутивен развиток на Апалачките Планини, според Јохнсон (1931)

Апалачите (Апалачки планински систем) се протегаат паралелно со атлантскиот брег на Северна Америка од Њуфаундленд на североисток до Мексиканското Море на југозапад. Тие се долги околу 2,500 km, широки од 300 до 500 km и високи до 2.000 m. Во геоморфолошки и геолошки поглед постојат значителни разлики помеѓу северните и јужните делови на овој планински систем.

Северните Апалачи се изградени од метаморфни карпи со палеозојска старост и сразмерно се ниски. Поголемиот дел од оваа област има изглед на брановидна висорамнина, а само кон југ и југозапад се сретнуваат прави планински делови. Под влијание на долготрајните денудациски процеси кои започнале уште во долен палеозоик се однесени повлатните слоеви. Со ваквите процеси се оголени јадрата на каледонските антиклинали кои се составени од кристалести шкрилци, гранити и други карпи. Во овој дел поголемите релјефни појави се создадени со радијални тектонски движења настанати по каледонската орогенеза.

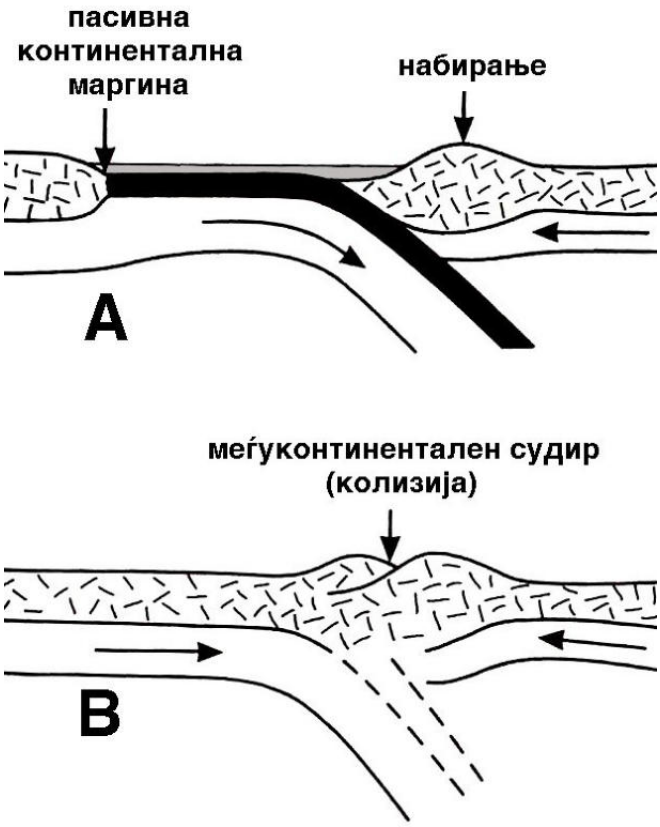
Јужните Апалачи се составени од четири структурно-морфолошки зони: Пидмонт на исток, Сините Планини, Гребени и долини и Апалачкото плато на запад. Првите две зони се изградени од метаморфни и магматски карпи, додека кај другите две доминираат палеозојски седименти.

Пидмонт е изграден од прекамбриски карпи кои на повеќе места се пробиени со дијабази. Во јужните делови оваа зона е широка преку 300 km, додека на север, кај долината Потомак широчината и изнесува околу 100 km. Пидмонт има изглед на идеално зарамнета површ, благо наведната кон исток. Во нејзе се всечени поголеми речни долини. Сините Планини се набрани за време на херцинската орогенеза, а се состојат од систем на паралелни планински венци кои кон север постепено се губат. Највисоки врвови во овој дел на Апалачите се Грејт Смоки (2.024 m) и Мичел (2.036 m). Областа на Гребени и долини (западно од Сините Планини) се состои од мошне набрани седиментни карпи со палеозојска старост. Широчината на овој појас изнесува помеѓу 50 и 100 km. Планинските гребени меѓусебно се паралелни и ретко повисоки од 1.000 m. Апалачкото плато го претставува издигнатиот дел на Северно-американската плоча. Тоа е изградено од непореметени слоеви на седиментни карпи со палеозојска старост и има изглед на пространа површ, наведната од југ (1.200 m) кон север (300 m).

постанок и морфологија на мезозојско-кенозојските планински системи

Дел од континенталната кора се и мезозојско-кенозојските орогени појаси. Најголеми кенозојски структури се: Кордиљерите, Андите и Алпско-хималајскиот појас. Меѓутоа, и кај нив се издвојуваат делови (платоа) што ги избегнале деформациите карактеристични за орогените простори. Такви се, на пример, Колорадо и Тибет. Создавањето на маркантните кенозојски структури денес се објаснува со теоријата за тектоника на плочи.

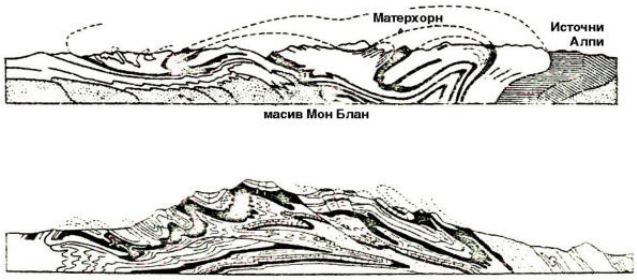
Во зависност од природата на движењето на литосферата, главно постојат два начина на создавање на планински венци. Едните настануваат како резултат на подвлекување на океанска под континентална плоча (сл. 54 - А), додека другиот тип е резултат на судир на две континентални плочи. Во првиот случај (подвлекување на океанска под континентална плоча) се создава венец на подвлекување, што се објаснува на следниот начин; кога ќе падне на одредена длабочина, океанската плоча се топи. Растопените карпи (или магма) се качуваат на површината и создава вулкани. При ваквите процеси се јавува компресија која предизвикува набирање на слоевите и издигнување на релјефот. Ваков начин на постанок имаат Андите во Јужна Америка. Во вториот случај, при судир на две континентални плочи, дел од континенталната кора на една од плочите се качува врз другата плоча (сл. 54 - В). Класичен пример на создавање венец на судрување се Хималаите.



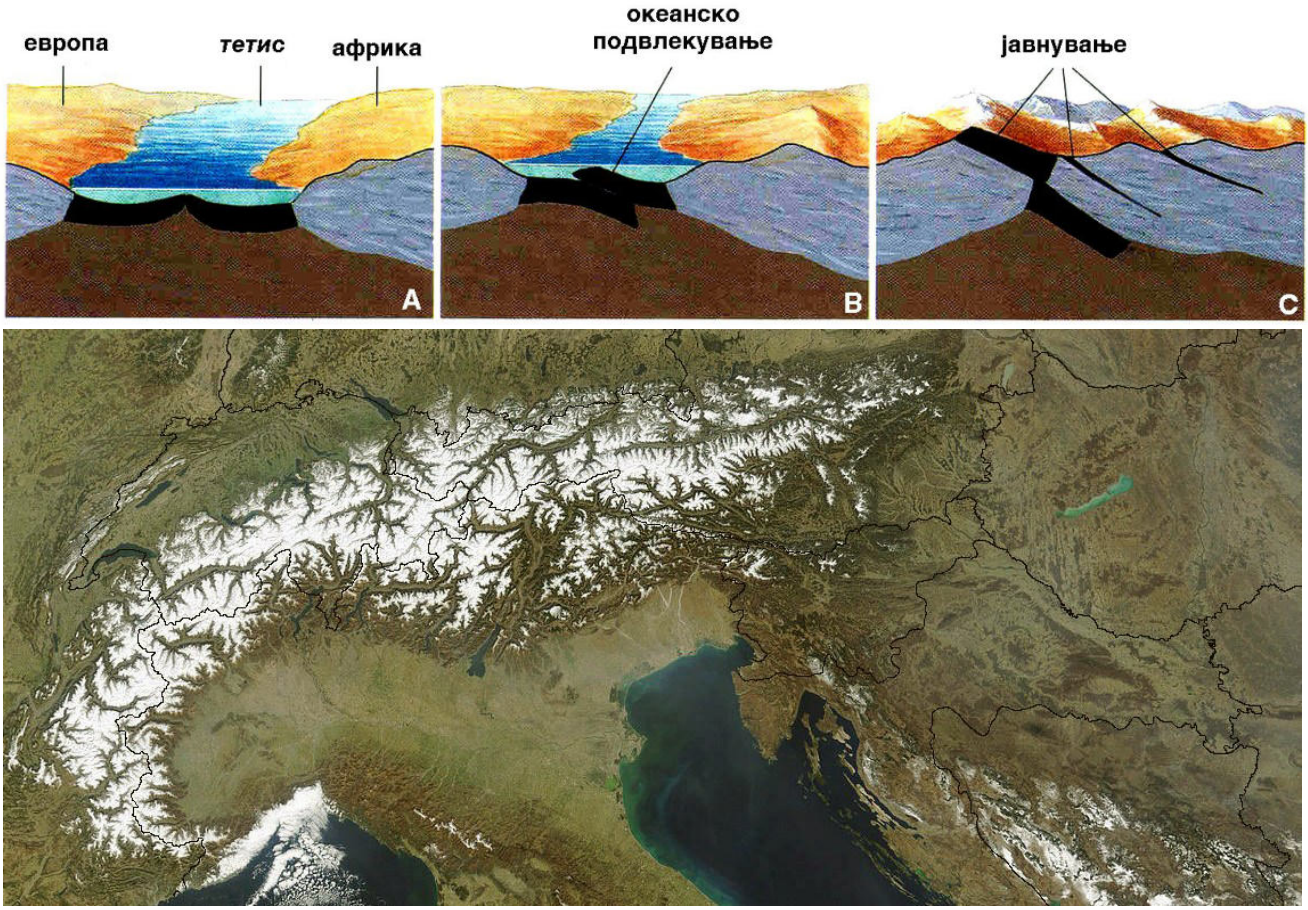
*сл. 54, Два начини на создавање на планински венци; подвлекување - субдукција (**А**) и колизија - судир (**В**)*

Историјата на создавањето на ***Алпите*** започнува со отварање, а потоа затварање на "алпскиот океан" (*Вилсонов циклус*). Пред околу 200 милиони години Европа и Африка биле дел од единствен континент Пангеа. Отварањето на Атлантикот, пред околу 160 милиони години ја втурналог Африка кон исток, што имало последица создавање на голема пукнатина помеѓу африканската и европската плоча. Од оваа пукнатина се создал алпскиот океан (сл. 55 - А). Пред околу 100 милиони години движењето на Африка се свртело и таа се насочила кон север. Приближувајќи се на европската плоча дошло до

подвлекување, нурнување на европската океанска кора под африканската плоча (сл. 55 - B). Со исчезнување на "алпскиот" океан, пред околу 40 милиони години африканската и европската плоча се судриле. Континенталните маси се набрале и издигнале, односно се формирале Алпите (сл. 55 - C). Резултат на ваквите процеси е итоа што на неколку илјади метри височина може да се сретнат карпи кои потекнуваат од старата океанска кора. Издигнувањето на Алпите продолжува и денес. Тоа е поголемо од ерозивните процеси.



Алпите сочинуваат единствен планински лак долг 1.200 km. Лакот започнува од Ценовскиот Залив на брегот на Средоземното Море, а завршува во Виенскиот Басен. Алпите се најтипична појава на венечни планини со шаријашка структура (сл. 55). Од крајморските делови до Мон Блан планинскиот венец се протега речиси меридијански, при што, источната страна кон долината на реката По е пострмна. Северниот дел на Француските Алпи, заедно со Мон Блан (4.810 m) се познати под името Савојски Алпи. Од Мон Блан скршнуваат кон североисток и понатаму продолжуваат во Швајцарските Алпи. Помеѓу Мон Блан и Готхард се наоѓа венецот на Пенинските Алпи со врвовите Монте Роза (4.634 m) и Матерхорн (4.478 m). Северно од горниот тек на Рона се протега венецот на Бернските Алпи кои, според височината (Јунгфрау, 4.158 m, Алеч, 4.195 m) може да се споредат со Пенинските Алпи.



сл. 55, Шаријашка градба на Алпите, според King и Luis (1967), шематски приказ на создавање на Алпите и нивната денешна поставеност

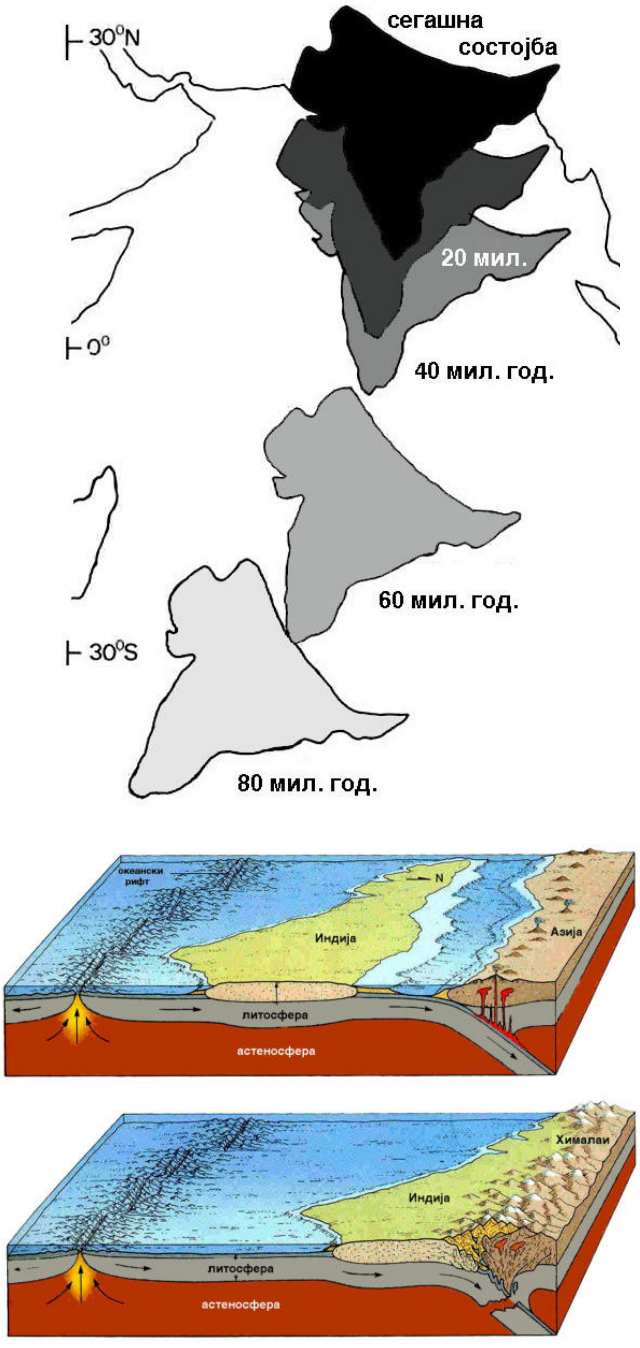
Источните Алпи се протегаат сé до средишните делови на Дунавската низија. За разлика од Западните Алпи, значително се пониски но и пошироки. Во нивните источни делови постои виргација на планинските венци, при што, едното стебло продолжува преку Јулиските Алпи и Динаридите, додека северното, иако прекинато со Виенскиот Басен, тектонски се надоврзува на Карпатите.



сл. 56, Пенинските Алпи со врвот Матерхорн (4.478 m)

Во Азија, на север од Индија, венецот на ***Хималаите*** формира планински лак долг 2.500 km. Создавањето на оваа, највисока планинска структура во светот, како и Алпите е резултат на два механизми; подвлекување проследено со судрување (сл. 57). Пред околу 200 милиони години Индија била составен дел на Африка. Во тоа време океанот Тетис ја одделувал од Азија. Пред околу 110 милиони години дошло до подвлекување океан - океан, помеѓу Индија и Азија, кои, годишно се приближувале за 10 cm. Потоа океанската кора на север се подвлекла под Азија, а на југ се качила врз Индија. Кога целата океанска кора била затворена, Индија и Евроазија, пред околу 45 милиони години се судриле.

Судрувањето ги набрало и ги издигнало континенталните маси. Пред 25 милиони години притисокот продолжил, создавајќи ги најважните прекршувања на индиската страна, многу појужно од зоната на подвлекување. "Јавнувањата" предизвикале натрупување на карпите, т.е. доаѓа до издигнување на релјефот и создавање на Хималаите, чии врвови ја преминуваат височината од 8.000 m. Постојат оценки дека двата континенти, кои продолжуваат да се поместуваат се приближиле уште за 2.000 km со брзина од 5 cm годишно. Некои од врвовите на Хималаите се издигнуваат за 5 mm годишно.



сл. 57, Создавање на Хималаите; приближување на индиската кон азиската плоча и нивен судир

Тибетанско-хималајската планинска област на запад започнува со планинскиот венец Хиндикуш (K2 8.611 m), втора по височина планина во светот и Памир (7.578 m), додека на исток завршува со басенот на Сечуан. Должината на областа изнесува преку 3.000 km, односно тоа е најраспространетата и највисока планинска целина на Земјата со површина од околу 3 милиони km^2. На Хималаите, што на санскритскиот јазик значи "дом на снеговите" се наоѓа највисокиот врв Еверест или Чомолунгма (8.848 m), а постојат и други што ја надминуваат височината од 8.000 m. Такви се: Канченцанга (8.598 m) Макалу (8.480 m), Нанга Парбат (8.126 m), Анапурна (8.091 m) и др



сл. 58, Планинскиот венец Хиндикуш и вториот по височина планински врв во Светот K2 (8.611 m)

Кордиљерите како планински систем ги зафаќаат западните делови на Северна Америка. Се протегаат од Аљаска до Панамската теснина во должина од околу 6.000 km. Најстарите делови на овој планински венец се набрани и издигнати кон крајот на јура и во почетокот на креда (Сиера Невада). Издигнувањето на планинскиот венец во западните делови било проследено со интрузии на гранити. За време на ларамиската орогена фаза (креда), која претежно се одразила кон исток, издигнати се одделни делови на Карпестите Планини. Во текот на терциер и квартер планинскиот регион во повеќе наврати бил подложен на издигнување и раскршување, проследено и со моќни вулкански активности и излевање на лава. Долж многу раседни дислокации во оваа зона и сега се вршат движења на одделни блокови, проследени со чести земјотреси (раседот Сан Андреас кај Сан Франциско).

Во планинскиот систем на Кордиљерите се разликуваат три морфоструктурни целини (зони): источна зона на венечни планини, средна зона на висорамнини и котлини и западна зона на венечни планини.



сл. 59, Географска положба на Кордиљерите во Северна Америка

Источната зона на Кордиљерите во централните делови е изградена од кристалести шкрилци. Преку нив од источната и западната страна се наоѓа серија на седиментни карпи. Карпестите Планини се протегаат од Канада на север (60° сгш) до Ново Мексико на југ (35° сгш) во должина од 3.200 km. Во северниот дел се одликуваат со долги планински венци. Средишниот дел е со-





сл. 60, Набрани слоеви во девонски карпи на Сиера Невада (4.421 m) и западната страна на планината Шуксан (2.783 m) во НП "Северни Каскади" во крајниот северозападен дел на САД



сл. 61, Вулканската купа Попокатепетл (5.426 m) втора по висина вулканска купа во Мексико по Оризаба (5.747 m)

ставен од поголем број кратки но високи планински венци, раздвоени со широки тектонски потолини. Во повисоките делови на планините се застапени голем број плеистоцени и рецентни глацијални форми (сл. 60). Во Јелоустон избиваат топли извори и гејзери, како "скриени" знаци на тектонските и вулкански активности. За јужните делови на Карпестите Планини карактеристични се високи и тесни планински венци и масиви. Такви се: Франт (4.346 m), Ларами (3.232 m) Сан Хуан (4.360 m) и др.

Во САД на средната зона на Кордиљерите припаѓаат: платото Колумбија, Големиот Басен и платото на Колорадо. Платото Колорадо зафаќа површина од преку 300 000 km^2. Изградено е од палеозојски, мезозојски и кенозојска хоризонтални слоеви наталожени преку набрана и со ерозија зарамнета прекамбриска основа. На платото Колорадо е всечен кањонот на истоименатa река во должина од 300 km и со длабочина од 1.800 m. Во средишната зона на Кордиљерите најдлабоко спуштен дел е Долината на Смртта. Нејзиното дно е 85 m пониско од нивото на Тихиот Океан.

Западната зона на Кордиљерите се состои од две паралелни планински низи, односно од два антиклинориуми раздвоени со синклинориум. Источната низа почнува од Алеутските Острови. На нив се надоврзуваат Алеутските и Аљаска планините со Мак Кинли (6.194 m), највисоката планина во Северна Америка. Кон југ следат планините: Елијас (6.050 m), Каскадните Планини (4.392 m), Сиера Невада (4.418 m) и Западна Сиера Мадре (3.559 m). Западната низа на планински венци се состои од Канајските Планини (4.000 m) на Аљаска, приморските планини во САД и планинскиот венец на Калифорнискиот Полуостров. Во западната зона на Кордиљерите карактеристични се бројни активни вулкани. На Алеутските Острови има 25, додека во Мексико се истакнуваат Попакатепетл (5.426 m) и Оризаба (5.747 m).

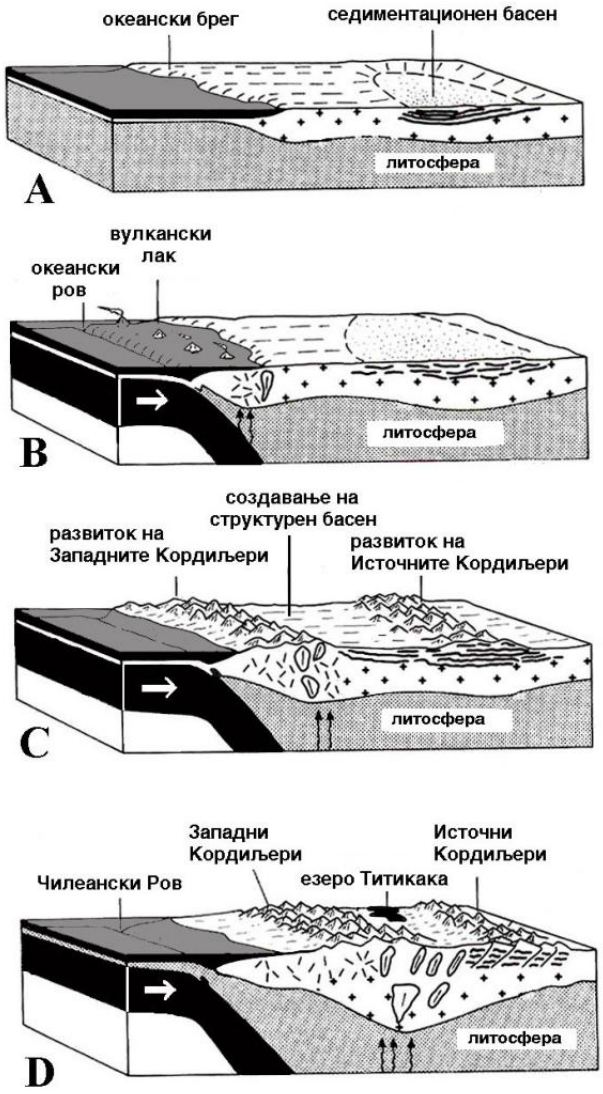
Андите како планински венец се протегаат во должина од над 8.000 km, односно од Колумбија на север до јужните делови на Чиле на југ. Многу врвови на Андите ја надминуваат височината од 6.000 m. Највисок врв на Андите е Аконкагва (6.959 m). Врвот Лилајлјако (6.723 m) се наоѓа на помалку од 300 km оддалеченост од океанскиот ров Бирд, длабок 8.066 m, што е висинска разлика од над 14 000 m.

Андите се составени од два паралелни венци кои заградуваат висорамнини, на одделни места покриени и со езера, како Титикака и др.

Западниот венец на Андите се наоѓа на вертикалата на зона на подвлекување, односно на работ на Пацификот. Оваа зона на подвлекување настанала пред 180 милиони години (сл. 62 B). Зоната и денес е активна, со силен вулканизам и со многубројни силни земјотреси. Долж нејзе плочата Наска нурнува под плочата на јужноамериканскиот континент. Појавата се случува долж Чилеанско - перуанскиот ров кој на места е длабок и над 8.000 m. Нурната под јужноамериканската, океанската плоча постепено се загрева. Карпите од нејзиниот состав, како и оние од континенталната плоча се топат и создаваат магма која се искачува на површината. Истото го објаснува и присуството на голем број активни вулкани. Таков е вулканот Мисти во Перу кој достигнува височина од 5.822 m. Кога феноменот на подвлекување започнал, јужноамериканската кора е "оштетена". Со тоа се формирале депресии во кои навлегло големо количество вода. Со издигнување на наталожениот седиментен материјал настанале висорамнините. Источниот венец на Андите не е вулкански. Овде високиот релјеф се должи на доближување на двете плочи.







A. Пред 300 милиони години, **B**. Пред 180 милиони години, **C**. Пред 70 милиони години, **D**. Пред 1 милион години.

сл. 62, Блок дијаграм на создавање на Андите

Андите морфогеографски може да се поделат на: Карипски, Северозападни, Еквадорски, Перуански, Централни Анди, Чилеанско - аргентински и Патагониски Анди.

Северозападните Анди се наоѓаат северно од 1° сгш и се состојат од три планински венци: Источни, Централни и Западни Кордиљери. Источните Кордиљери се создадени во текот на терциер. Нивните централни делови имаат изглед на пространа површ. На север се разгрануваат Меридските Планини со врвот Боливар (4.978 m).

сл. 63, Дел од Централните Анди и вулканската купа Мисти (5.822 m) во Перу

Централните Кордиљери се издигнати во текот на креда и се одликуваат со распространета лавична покривка. Од современите вулкани овде највисоки купа има Толима (5.620 m), додека од изгаснатите Хуила (5.750 m). Западните Кордиљери се формирани истовремено со Централните во текот на креда. На овие простори, исто така се сретнуваат бројни лавични изливи и магматски интрузии.

Еквадорските Анди се состојат од два паралелни планински венци - Западни и Источни Кордиљери. Карактеристични црти во релјефот на Еквадорските Анди се бројните купи на активни и изгаснати вулкани. Од активните вулкани највисока е купата на Котопакси (5.897 m), а кај згаснатите на Чимборасо (6.272 m).

Перуанските Анди се наоѓаат помеѓу 5° и 14° јгш. За разлика од Еквадорските Анди овде нема активни вулкани. Планинскиот појас кон југ се проширува и расчленува на три структурни зони (Западни, Централни и Источни Кордиљери). Западните Кордиљери се протегаат паралелно со брегот на Тихиот Океан. Тие, иако се во тропскиот појас, највисоките делови им се постојано под снег и мраз. Поради тоа се нарекуваат Бели Кордиљери (*Cordillera Blanca*). Нивен највисок врв е Хуаскаран (6.670 m). Централните Кордиљери претежно се изградени од палеозојски метаморфни карпи, првично набрани у ште за време на херцинската орогенеза. Источните Кордиљери се состојат од систем на паралелни планински венци високи до 2.500 m.

Централните Анди се наоѓаат помеѓу 14° и 28° јгш. Во овој дел Андите прават голем лак. Релјефот на Централните Анди се карактеризира со распространети и високи платоа кои лежат помеѓу планинските венци на Западните и Источните Кордиљери. Западните, или Приморски Кордиљери се одликуваат со активен терциерен, квартерен и современ вулканизам. Врвовите на Западните Кордиљери се претставени со вулкански купи кои се издигнуваат од пространите планински била и внатрешни платоа. Со својата височина се истакнуваат изгаснатите вулкани: Сахама (6.780 m), Коропуна (6.613 m), а од активните Миста (5.842 m), Сан Педро (6.970 m), Љуљајљако (6.723 m) и др. Источните Кордиљери претставуваат продолжение на палеозојските структури на Централните Кордиљери во Перуанските Анди. Од нив се разликуваат според поголемата распространетост на наслаки и раседни дислокации. Во нивните северни делови во старите палеозојски седиментни карпи дошло до втиснување на терциерни гранити и до издигнување на планинскиот венец Кордиљера Реал (Иљимани, 6.450 m).



сл. 64, Највисокиот врв на Андите, Аконкагва (6.959 m) Белите Кордиљери (Cordillera Blanca) и врвот Хуаскаран (6.670 m)

Чилеанско-аргентинските Анди се наоѓаат помеѓу 28° и 40° јгш и се со значително поедноставна градба од Централните Анди. Кај нив е зачувана западната зона на батолитот на Приморските Кордиљери. Понатаму, кон исток е главниот планински венец на Андите. Тој е изграден од мезозојски седиментни и магматски карпи и е издигнат во текот на креда. Највисоките делови на планинскиот венец ги сочинуваат вулкански купи Маипу (5.323 m) и Тулунгато (6.600 m) како и есхумираните делови со магматски и метаморфни карпи на врвот Аконкагва (6.959 m) и Мерседарио (6.800 m).

Патагониските Анди се наоѓаат јужно од 40° јгш. Според карактерот на релјефот битно се разликуваат од останатите делови на планинскиот систем (сл. 65). Нивен највисок врв е Сан Валентин (4.058 m).



сл. 65, Националниот парк „Los Glaciares“ (Cerro Torre, 3.102 m) во јужниот дел на Андите на границата помеѓу Чиле и Аргентина, дел од светското природно наследство под заштита на УНЕСКО

ПОСТАНОК И МОРФОЛОГИЈА НА ОКЕАНСКИТЕ БАСЕНИ

Океаните се раѓаат, се зголемуваат а потоа исчезнуваат. Ваквата еволуција се одвива постојано. Разните места на нашата планета, како што се: големата Источно-африканска пукнатина, Црвеното Море или Атлантикот, се примери за етапи во еволуцијата на океаните.

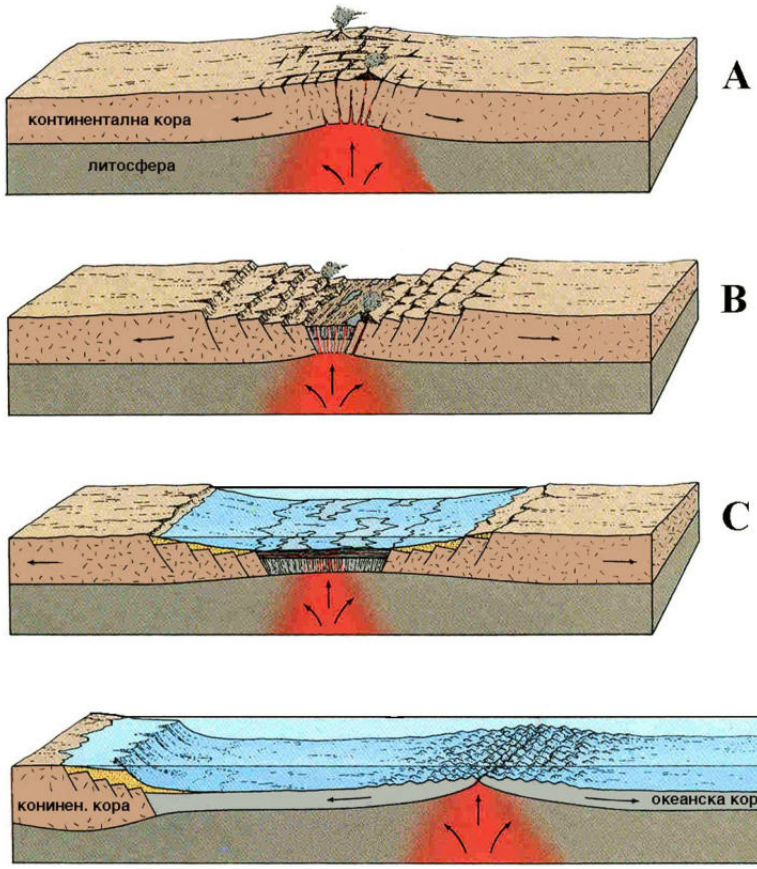
Според современите океанолошки и геофизички истражувања во морфологијата на океанските басени главно може да се разликуваат пет макрорелјефни структури, и тоа: континентална платформа (***шелф***) која се граничи со континентот и оди до длабочина од 200 m, потоа ***континентален праг*** со нагласена стрмнина кој оди до длабочина од 2.500 до 3.500 m, ***абисална рамнини*** која го зафаќа дното на океанот на длабочена помеѓу 3.500 и 6.000 m, ***океански гребени*** долги повеќе илјади km и ***длабоки ровови*** кои одат до над 10.000 m длабочна.

постанок и еволуција на океанските басени

Наједноставно кажано постанокот на одреден океански басен може да се објасни со спуштање или кршење на континенталната литосфера. При тоа, се јавува пукнатина, или *рифт*, низ кој магмата се истиснува на површината во вид на лава. Искачувањето на магмата во почетокот предизвикува издигнување на континенталната кора. Развлечена, кората се истанчува, а потоа доаѓа до нејзино пукање. Пукнатините предизвикуваат спуштање на претходно издигнатиот дел. Со тоа се создава тектонска долина или *ров* (сл. 66 - В). Процепите во пукнатините овозможуваат магмата да се искачи нагоре. Со тоа рабовите на структурната долина се оддалечуваат, а најблиското море во текот на еволуцијата навлегува во ровот. Започнува да се создава океанска кора, со што новиот океан е роден.

На дното на океаните постојат маркантни планини наречени морски гребени. Тие се избраздени со многубројни пукнатини од кои се исфрлаат големи количества усвитена лава што се стврднува со допир со водата. Значи, под гребените, конвекцијата ги извлекува од обвивката карпите перидотити. Тие делумно се топат поради брзото смалување на притисокот и се трансформираат во течна лава. Лавата се излева на океанското дно кога притисокот во магмата го надмине литостаичкиот притисок. Со тоа се пробива покривниот дел на резервоарот. Интензитетот на ерупциите во источниот Тихоокеанскиот рифт се, на пример, поголеми поради поголемата брзина на ширење на плочите и присуството на поголеми магматски резервоари.

Од излеаната лава на океанското дно настануваат базалтите. Тие содржат кристали на магнетит. Кога базалтот се стврднува, кристалите на магнетитот се ориентираат во насока на Земјиното магнетно поле. Токму со испитувањата на овие карпи и на нивниот магнетизам може да се потврди постојаното ширење на океанското дно. Земјиното магнетно поле има значајна особеност што со текот на времето правилно се пресвртува, односно северниот магнетен пол станува јужен и обратно. Научниците забележале дека базалтите од океанското дно не покажуваат иста ориентација на магнетното поле. Со тоа заклучиле дека океанското дно се формирало во различни епохи. Освен тоа, карпите сместени од двете страни на гребенот и на иста оддалеченост од него секогаш покажуваат иста ориентација на магнетното поле. Овие карпи, значи, биле формирани во исто време. Тоа укажува дека карпите настанале на нивото на гребенот, а потоа прогресивно се оддалечиле (сл. 67). Така е родена теоријата за ширење на океаните.



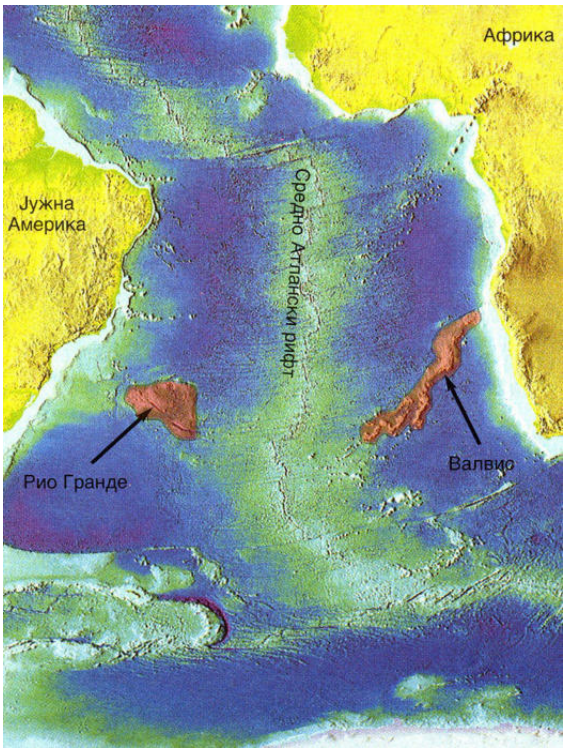
A. Пукање и издигнување на континенталната кора, **B**. Создавање континентален рифт, **C**. Навлегување на океанот и почеток на создавање океанска кора, **D**. Океански басен со централен гребен.

сл. 66, Создавање на океан

Според претходно кажаното, карпите колку повеќе се оддалечени од оската на гребенот толку се и постари. Тоа докажува дека магмата редовно се искачувала до површината на гребените и создавала карпи. Потоа, тие се оддалечувале на двете страин од оската на гребенот и овозможувале создавање на нови карпи. Гребените "произведуваат" карпи по следниот редослед: перничести базалти, габро и перидотити. Производството на сите овие карпи е огромно и се проценува на околу 20 km^3 годишно. Утврдувајќи ја староста на карпите забележано е дека и најстарото океанско дно не е постаро од 200 милиони години, додека Земјата има 4,6 милијарди години и секогаш ги имала океаните. Тоа докажува дека во текот на времето старите океани исчезнувале, а нови се создавале.

Ваквите набљудувања го потврдуваат разделувањето на океаните и овозможуваат разработка на теоријата за *тектониката на плочи*. Сегашната динамика на движење на континентите е започната пред околу 200 милиони години со отварање на Атлантскиот и Индискиот Океан. Тие сеуште се зголемуваат со истовремено смалување на Пацификот.





сл. 67, Ширење на дното на Атлантскиот Океан и старост на океанската кора и двата најголеми асеизмички гребени во јужниот дел на Атлантскиот Океан

Атлантскиот Океан не постоел до пред 165 милиони години. Во тоа време е присутен единствен континент кој го сочинувале денешните територии на Евроазија, Америка и Африка. Развлекувањето на континенталната плоча, пред околу 160 милиони години го распукало овој голем континент. Тогаш, западните делови на Африка се одвоиле од Северна Америка, со што настанал северниот дел на Атлантикот. Пред околу 125 милиони години Јужниот Атлантик почнал да се отвара, оддалечувајќи ја Африка од Јужна Америка. Ова отварање ја свртело Африка кон Европа и ги приближило двете Америки кои подоцна се споиле кај Панамската теснина. Значи, пред тоа, водите на Атлантикот преку Карипското Море биле поврзани со Пацификот.

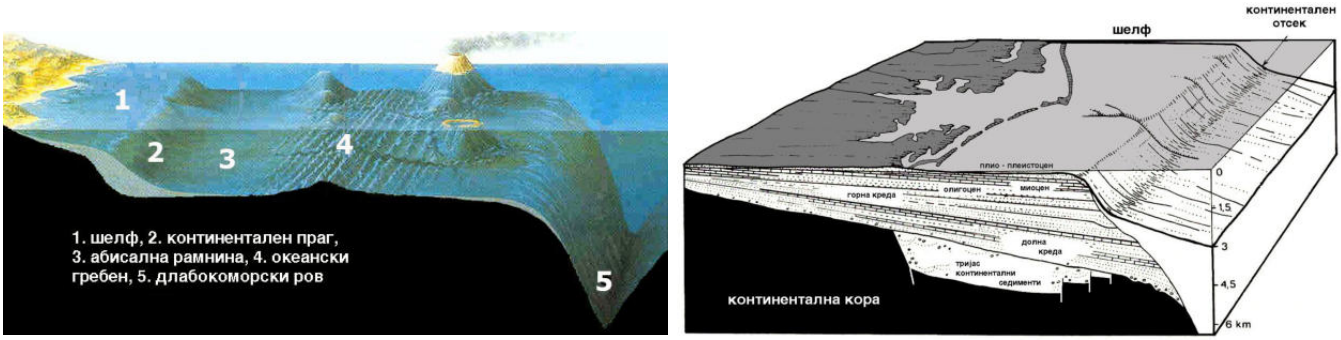
морфоструктурни елементи на океанските басени

Во почетокот на XX век знаењата за релјефот на дната на океанските басени биле мошне скромни. Со техничкиот напредок, особено со примената на ултразвукот (ехолот) за мерења на морските длабочини, многу брзо се пополнети празнините на батиметрискатаскала на Светското Море.

Копнениот раб или ***шелф*** е една од главните релјефни целини на морските басени. Опфаќа 17,4 % од површината на дното на Светското Море. Од брегот прво се забележува појас со мала длабочина, просечно до 200 m но понекаде достигнува и до 600 m. Овој дел на копнениот раб кој, како што е спомнато се нарекува шелф, е дел на подморскиот релјеф во кој најмногу се испреплетуваат и забележуваат меѓусебните влијанија на морето и копното. Изгледот на шелфот е во зависност од географско - геолошките структури на соседното копно. Така, на пример, на шелфот може да се наоѓаат зарамнети простори (тераси) кои биле делови на копното. Се јавуваат устија на реки или нивни долини кои може да имаат и клисурест карактер. Дната на одредени морија, како: Азовското, Жолтото, Баренцовото и други во целост се претставени со шелф.

Продолжувањето на шелфот во поголемите длабочини е обележано со изразена стрмнина или ***континентален праг***. Тој минува кон длабокоморските рамнини. Средната наведнатост

на прагот изнесува од 4 до 7°, а во одделни случаи како во Баскискиот Залив се зголемува на 13 до 14°. Длабокоморските (***абисални***) рамнини се втората главна и најголема релјефна целина на океанските дна. Тие зафаќаат 71,6 % од дното на Светското Море. Претставуваат длабокоморски зарамнети делови со мал наклон и голема длабочина (над 4.000 m). Исполнети се со нерамнини високи по неколку стотина метри, или пак, осамени возвишенија кои најчесто се со вулканско потекло (сл. 68 - 4).



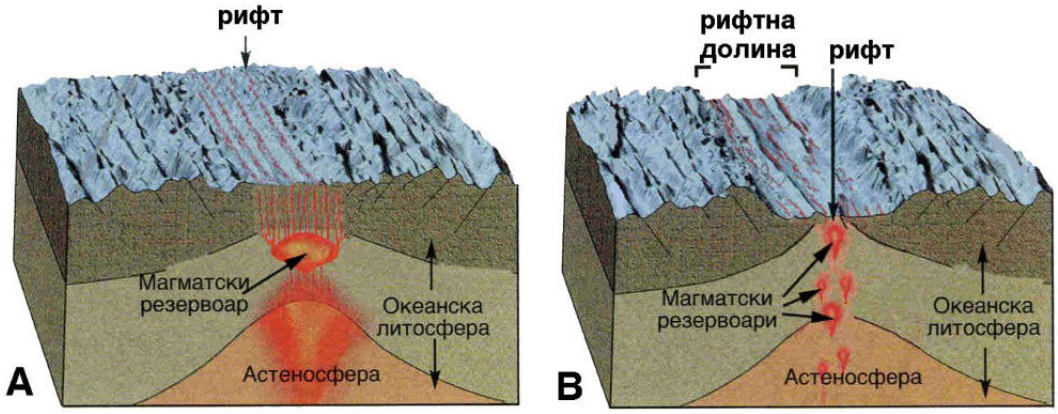
сл. 68, Шематски приказ на морфологијата на дното на океански басен и морфолошко-геолошки профил на дел од атлантското крајбрежје во САД, според Dietre и Holdena (1966)

Границата на раздвојување или рифт е место каде две плочи се раздвојуваат една од друга. Рифтот го чинат систем на паралелни раседи со широчина од неколку десетина km и должина до неколку илјади km. Со раздвојување на двете плочи во океанските подрачја се излеваат големи количества базалти. Тие од двете страни на рифтот ја поместуваат старата океанска кора. Со тоа се создава нова океанска кора и ***океански гребен*** (сл. 69). Океанските гребени или среднооке ански гребени претставуваат големи подводни планински венци изградени од базалти кои се излеале во рифтовите. Во Атлантскиот и Тихиот Океан имаат должина од преку 20 000 km. Широки се од 1.500 до 2.000 km, а високи од 2 до 3 km над океанското дно. Океанските гребени имаат изразена морфологија и бројни вулкански структури кои се развиле во текот на формирањето на новата океанска кора. Со трансформните раседи се поделени на сегменти. Многу ретко можат да бидат и над нивото на морето како што е случајот со Исланд. Во одделни подрачја океанските гребени заземаат половина од површината на океанското дно.

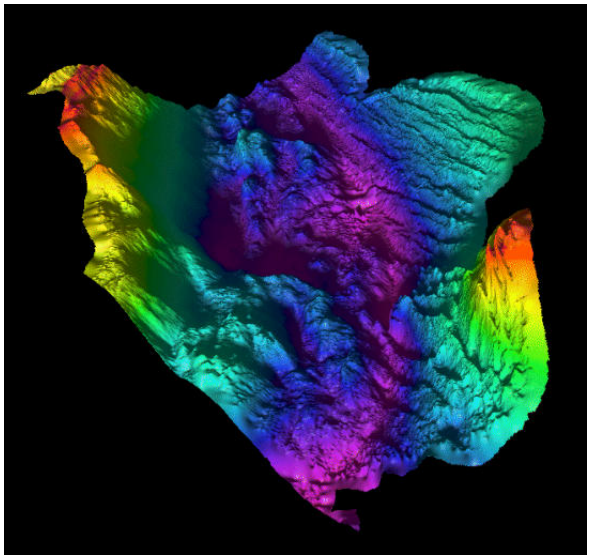
Големината и формата на океанскиот гребен зависи од брзината на раздвојувањето на плочите, т.е. од брзината на ширењето на дното на океанот. При бавно ширење на океанското дно, гребените морфолошки се поизразени, а во нивните централни делови со тектонски процеси се создаваат рифтни долини (сл. 69-В). Атлантскиот рифт претставува типичен пример на рифт кој се шири бавно, од 1 до 2 cm годишно. Морфологијата на океанските рифтови, настанати со брзо раздвојување на плочите се одликува со низок релјеф. Главно се сретнуваат во Тихиот Океан (Источно-тихоокеански рифт е широк околу 2,5 до 3 km). Кај нив брзината на ширење на плочите е околу 12 cm годишно. Поради тоа немаат јасно дефинирани рифтни долини (сл. 69-А). Ваквите зарамнувања се основната морфолошка разлика во однос на рифтовите настанати со бавни раздвојувања на плочите во кои се јавува поизразена морфологија

Во океанските подрачја се застапени и ***асеизмички гребени*** (сл. 67). Тие се без вулканска и сеизмичка активност, или пак, таа е многу слаба. Асеизмичките гребени заземаат околу 10 % од океанскот дно. Ваквите гребени ретко се проучувани. Поради тоа за нив и малку се знае. Познати се повеќе од 100 асеизмички гребени. Посебно многу ги има во Атлантскиот и во западниот дел на Тихиот Океан. Асеизмичките гребени може да имаат височина од неколку km над океанското дно. Понекогаш се јавуваат и над морската површина, како во Индискиот Океан. Под асеизмичките гребени океанската кора е со дебелина од 20 до 40 km. Со проучување на примероците на карпи од дупнатините е утврдено дека некои од ваквите гребени имаат гранитна основа, што укажува на фактот дека водат потекло од континенталната кора (*Боев*, *Миловановиќ* 2001). Истражувањата покажале дека асеизмичките гребени се движат со океан-

ската плоча и дека можат да бидат транспортирани до субдукциската зона, или пак, да бидат дури и споени со рабните делови на континентите.



*сл. 69, Рифт без долина (**A**), настанат при брзо ширење на океанските плочи и рифт со долина (**B**), настанат со бавно ширење на океанските плочи, според Боев, Миловановиќ (2001*



сл. 70, Графички приказ на длабнатината Тонга Кармедец (-10.882 m) во Тихиот Океан

Длабокоокеанскиот ров настанува на местото на субдукција (подвлекување) на една плоча под друга. Се смета дека плочите се субдуцираат до 670 km во длабочина, каде делумно се претопуваат, т.е. рециклираат. Аголот на субдукција се менува со длабочината веројатно поради кинење или со деформација на субдуцираната плоча. Во субдукциските зони се јавуваат силни земјотреси.

Во зависност од движењето на плочите постојат разни начини на подвлекување. Океанско - континенталното подвлекување настанува кога океанската плоча се сретнува со континентална плоча. Така, на пример, на работ на Чиле, Перу или Мексико, густата океанска плоча се нурнува под полесната континентална плоча. Океанско-островското подвлекување настанува кога една океанска плоча се подвлекува под плоча која носи архипелаг. Океанско - океанското подвлекување настанува кога една океанска плоча се подвлекува под друга океанска плоча. Таков е примерот со ровот кај Маријаните каде постарата и погуста океанска плоча е подвлечена под друга, помлада и полесна океанска плоча.

Со подвлекување на една океанска плоча под друга океанска плоча се формира океански ров (trench). Тоа е тесна зона која може да достигне длабочина и над 10 000 m, Широчината на ровот е обично неколку десетина km додека должината може да му достигне и повеќе стотина km. Океанските ровови најмногу ги има во Пацификот. Овде се наоѓа Маријанскиот Ров, долг 2.250 km. Во него е и најголемата длабнатина, позната под името *Челенџер* (-10 924 m). Положбата на роововите со текот на времето се менува. Со подвлекување на океанска плоча под континентална плоча, исто така, се создава океански ров. Според големината, положбата или морфолошките својства тој е многу сличен или идентичен како ровот настанат со подвлекување на океанска плоча под океанска плоча. Освен длабнатината во Маријанскиот ров, други поголеми длабнатини во овој океан се: Тонга

(-10. 882 m) во Јужниот Пацифик, Филипинската или Галатеја (-10.539 m), Курило - камчатската (-10.542 m) и др. Во Западниот Атлантик кај Порто Рико е длабнатината Милвоки (-9.218 m), додека во јужниот Атлантик се наоѓа длабнатината Метеор (-8.325 m).

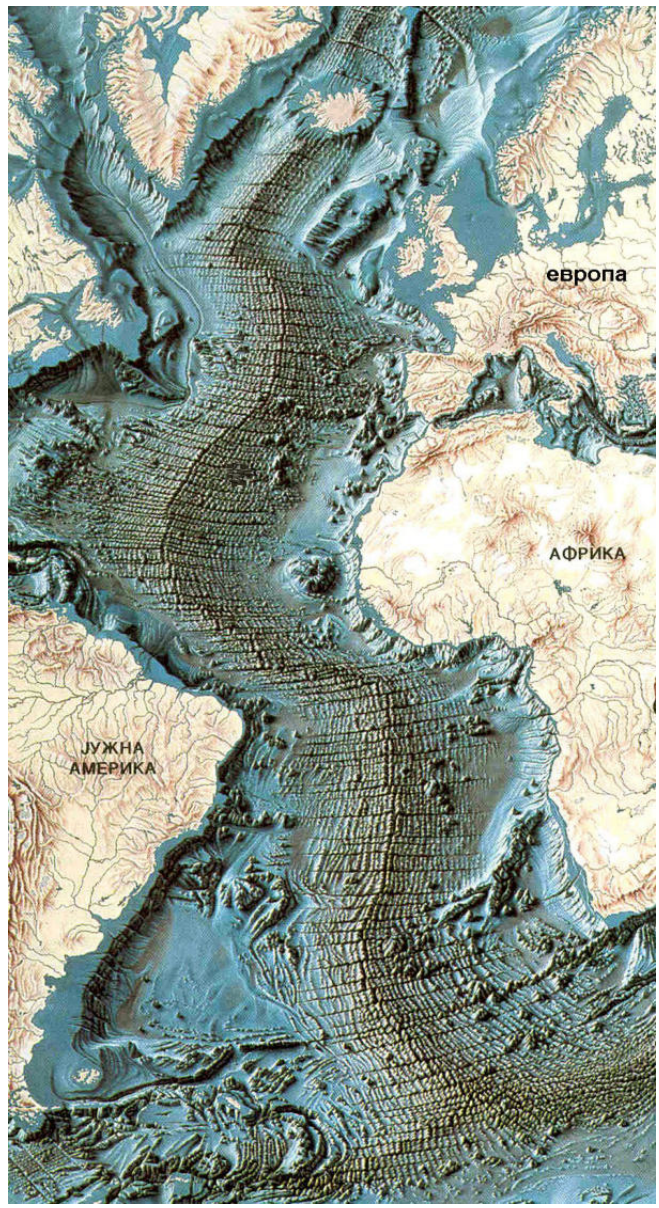
основни морфолошки карактеристики на океанските басени

Басенот на ***Атлантскиот Океан*** има меридијански правец на протегање. Се протега од Северниот Океан до Антарктикот во должина од 15 000 km. Тој ги одвојува Северна и Јужна Америка од Европа и Африка. Атлантикот е најтесен кај Екваторот (2.830 km), а најширок помеѓу 30° и 35° северна и јужна географска широчина (до 7.000 km). Без околните мориња зафаќа површина од 82,4 милиони km^2. Средната длабочина му изнесува -3.926 m, додека најдлабоката достигнува -9.218 m.

Низ средината на Атлантскиот Океан се протега маркантен подморски планински венец, широк од 500 до 1.000 km и висок од 2.000 до 3.000 m. Со него океанскиот басен е поделен на источноатлантско и западноатлантско корито. Просечна длабочина им е околу 5.000 - 6.000 m. По средината на средноатлантскиот подморски планински венец постои голем процеп (рифт) во Земјината кора. Рифтот непрекинато се шири и се исполнува со нови количества оладена базалтна лава. Поради симетричното ширење на океанското дно од двете страни на рифтот се создаваат паралелни возвишенија и длабнатини. Со оддалечување од централниот дел на рифтот висинските разлики на подморскиот релјеф стануваат се помали.

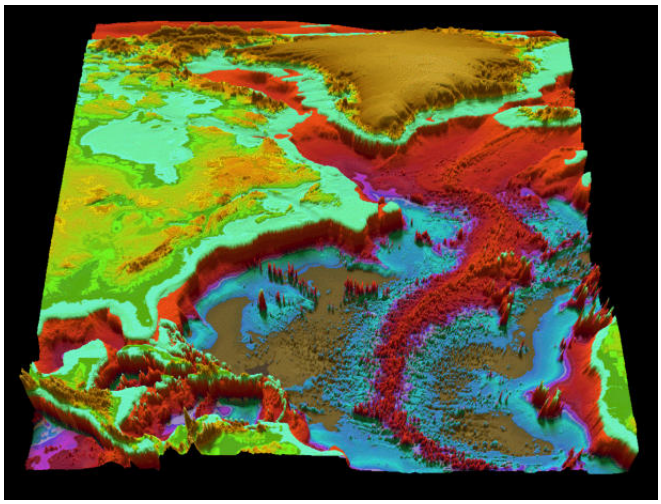
Средноатлантскиот венец се карактеризира со вулкански и сеизмички активности. На него се наоѓаат многубројни активни и угаснати подморски вулкани. Некои од нив се јавуваат и на површината на океанот како острови. Такви се: Исланд (сл. 72), Азорските Острови, Вознесенските, Св. Елена и др.

Подморскиот планински гребен е пресечен со многубројни попречни хоризонтални раседи. Тие настанале поради различната брзина на ширење на океанското дно. Најголемиот попречен расед е *Романш*. Неговиот правец на протегање приближно се поклопува со Екваторот (сл. 71). На овој расед е измерена длабочина од 7.728 m. Со него средноатлантскиот венец е поделен на северен и јужен дел.





сл. 71, Морфологија на дното на Атлантскиот Океан и трансформни раседи во екваторијалниот дел на Атлантскиот Окен, според Oxburgh (1971)





сл. 72, Морфологија на северниот дел на дното на Атлантскиот Океан и површинска манифестација на атлантскиот рифт на островот Исланд

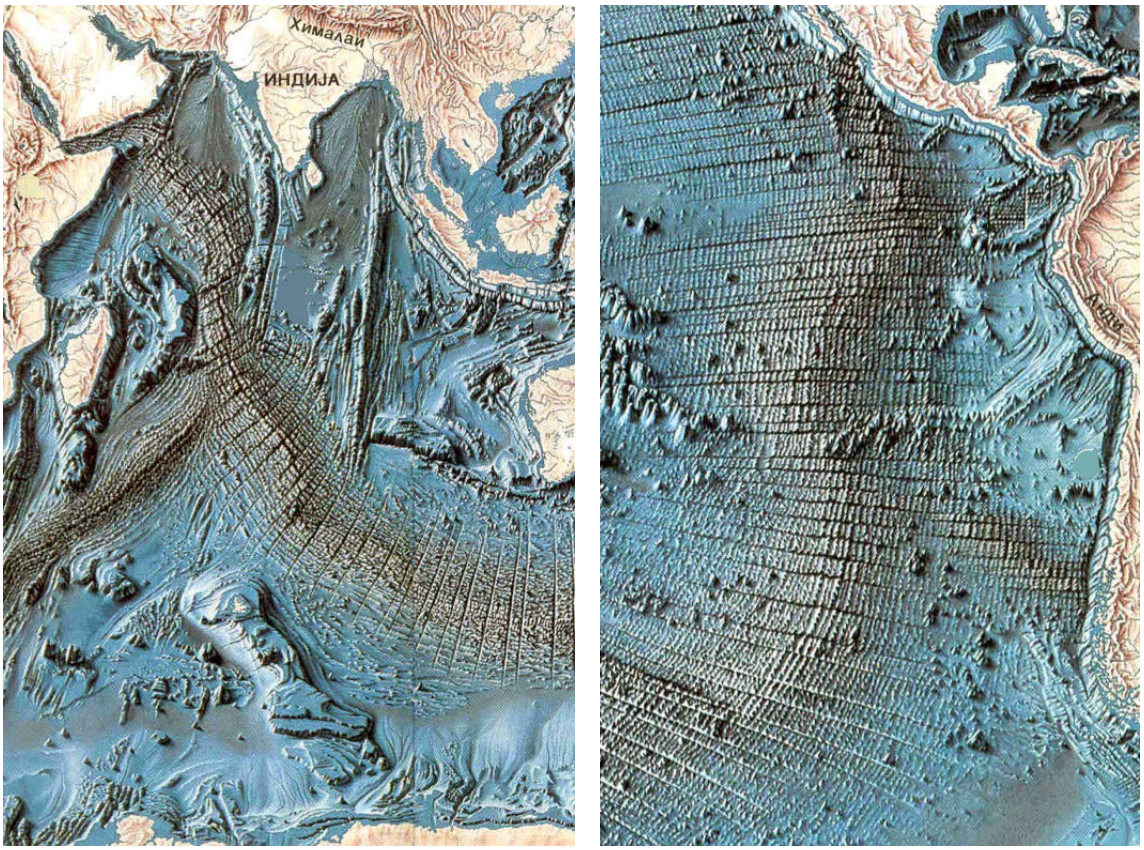
Од вкупната површина на Атлантскиот Океан на континенталниот шелф припаѓа околу 7 %. Шелфот, кој благо се спушта до длабочина од приближно 200 m се смета дека настанал со флексурно извиткување на рабните делови на континентите и под влијание на ерозивно - акумулативните процеси за време на квартер при пониско ниво на Светското Море. Во неговата основа се наоѓаат метаморфни и седиментни карпи. Континенталниот шелф на Атлантскиот Океан со најголема широчина е кај Британските Острови (400 km), покрај североисточниот брег на Северна Америка (400 km) и на југоисточниот брег на Јужна Америка (800 km). Западините делови на континенталниот отсек карактеристични се со длабоки подморски кањони. Нивната генеза е недоволно објаснета (сл. 71). Подморските кањони се особено бројни покрај брегот на САД и пред устијата на Конго, Орања и Ла Плата. За некои од подморските кањони се смета дека претставуваат раседни пукнатини.

Басенот на ***Индискиот Океан*** со својот поголем дел (84 %) се наоѓа на Јужната Хемисфера. Тој е широко отворен кон југ, каде се поврзува со басените на Атлантскиот и Тихиот Океан. За граница помеѓу Атлантскиот и Индискиот Океан се зема меридијанот на ʹртот на Добрата Надеж, а помеѓу Индискиот и Тихиот Океан, меридијанот на југоисточниот ʹрт на Тасманија. Границата кон Тихиот Океан донекаде е и морфолошка, бидејќи се поклопува со Тасманскиот подморски гребен. Индискиот Океан зафаќа површина од 74 милиони km^2. Неговата средна длабочина е - 3.897 m, а најголемата -7.450 m.

Генезата на Индискиот Океан е слична со генезата на Атлантикот, што влиае и за сличноста на подморскиот релјеф на едниот и на другиот океан. Низ средината на Индискиот Океан, од северозапад кон југоисток во должина од 12 000 km се протега Средноиндискиот подморски гребен, висок од 2.000 до 3.000 m и широк околи 1.000 km. Подморскиот планински венец се карактеризира со сеизмичност и вулкански активности. Со него басенот на Индискиот Океан е поделен на Афричко-антарктичко и Азиско-австралиско корито.

Пред бреговите на Суматра и Јава, на местото на подвлекување на океанската кора под Малајскиот континентален блок, создаден е систем на подморски ровови и планински венци. Од океанската страна, планинските венци се засечени со низа на мошне длабоки ровови. Јаванскиот (-7.450 m) е најдлабок во Индискиот Океан. Како поголеми подморски ровови се истакнуваат и Амирантскиот (-5.349 m) на западната страна од Сејшелско-маскаренското плато и Диамантина (-7.102 m) на западниот брег на Австралискиот континент.

Тихиот Океан е најголем и најдлабок океански басен. Тој ги раздвојува Азија и Австралија од Северна и Јужна Америка. На југ е широко отворен кон Антарктикот и Индискиот Океан. Границата кон Атлантикот ја чини линија повлечена од Огнена Земја кон Грахамова Земја



сл. 73, Морфологија на дното на Индискиот Океан и морфологија на источниот дел од Тихиот Океан

додека кон Индискиот Океан тоа е меридијанот на југоисточниот рт на Тасманија. Должината на Тихиот Океан во правец север - југ е 15 600 km, додека во правец исток - запад изнесува 19 500 km. Заедно со рабните мориња, Тихиот Океан има површина од 179,6 милиони km^2, што значи дека е поголем од сите континенти заедно (149 мил. km^2), односно зафаќа повеќе од 1/3 од Земјата (510 мил. km^2). Средната длабочина на Тихиот Океан е -4.028 m, додека најголемата достигнува -10 924 m.

За разлика од Атлантскиот и Индискиот Океан, басенот на Тихиот Океан се одликува со специфична геотектонска структура и сложен релјеф. Поголемиот дел од дното на океанот има карактер на плоча која во основа е изградена од базалти со дебелина од 4 до 5 km. Покриена е со седиментен слој со различна дебелина најмногу до 2.000 m. Тихоокеанската плоча настанала со излевање на лава долж големиот рифт. Рифтот од Калифорнискиот Залив се протега во меридијански правец до 60° јш (сл. 74). Потоа свртува на запад и јужно од Австралија продолжува во Индискиот Океан.



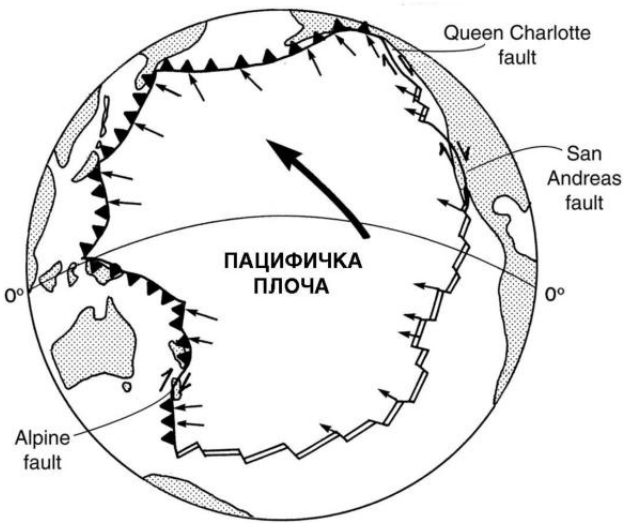
сл. 74, Морфологија на дното во северниот дел на Тихиот Океан

Во поглед на подморскиот релјеф постојат битни разлики помеѓу западниот и источниот дел на басенот на Тихиот Океан. Во источниот дел подморскиот релјеф е слабо расчленет и е сличен со релјефот на Атлантскиот Океан. Западно од Хавајските Острови подморскиот релјеф е сложен и расчленет. Староста на базалтната литосфера во источните делови на Тихиот Ок-

еан изнесува до 80 милиони години (горна креда), а на запад, во северозападните делови изнесува преку 180 милиони години (долна јура).

Освен околу Хавајските Острови дното на Тихиот Океан е асеизмичко. Меѓутоа, за разлика од сразмерно стабилното дно, рамковните делови на океанскиот басен на линиите на понирање на Тихоокеанската плоча сеизмички се најлабилниот дел на Земјината литосфера. Позади островските лакови создадени се басените на рабните морија: Берингово, Охотско, Јапонско, Жолто Море, Источно Кинеско, Јаванско и др. Од надворешните страни на океанските лакови се наоѓаат мошне длабоки подморски ровови. Такви се: Алеутскиот (-7.822 m), Курилскиот (-10 540 m), Јапонскиот (-9.985 m), Маријанскиот (-10 924 m), Филипинскиот (-10 497 m), Тонга (-10 882 m) и др.





сл. 75, Шематски приказ на структурните односи во југозападниот дел на Тихиот Океан (Нов Зеланд) и приказ на зоните на субдукција што јасно покажува дека овој, најголем океан на Земјата е во фаза на намалување на својата аквавторја

Северниот Океан е најмалиот океански басен на Земјата. Зафаќа површина од 13,1 милиони km^2, односно е нешто помал од Антарктикот. Се наоѓа во внатрешноста на северниот поларен круг, помеѓу Европа, Азија и Северна Америка. Од Тихиот Океан е одвоен со Беринговата теснина (сл, 74), а од Атлантскиот со подморски гребени помеѓу Гренланд и Норвешка.

Басенот на Северниот Океан се одликува со голема расчленетост на подморскиот релјеф, иако е со мали длабочини. Неговата најголема длабочина е -5.449 m. Северниот Океан се одликува со распространет шелф кој во одделни делови е широк и до 1.300 km.

Помеѓу Исланд, Скандинавскиот Полуостров, Шпицберген и Гренланд се наоѓаат Гренландската (3.745 m) и Норвешката потолина (3.970 m). Тие се одвоени со подморскиот гребен Мона. Од него се издигнува вулканскиот остров Јан Мајен. Се смета дека овој гребен е морфолошко продолжение на Средноатлантскиот гребен. Низ средишните делови на океанскиот басен се наоѓаат подморските гребени: Менделеев, Ломоносов и Нансен. Подморскиот гребен Ломоносов се протега од Елсмировата Земја до Новосибирските Острови во должина од 1.800 km. Висок е 2.000 - 3.000 m, а широк до 200 km. Северниот географски пол се наоѓа во Амундзеновата потолина, на место каде длабочината на океанскиот басен изнесува -4.087 m.



ГЛАВА III

ВНАТРЕШНА ДИНАМИКА НА ЗЕМЈАТА И НЕЈЗИНО ВЛИЈАНИЕ ВРЗ СОЗДАВАЊЕТО НА СТРУКТУРНИОТ РЕЛЈЕФ

Промените во внатрешноста на Земјата (***ендодинамика***) се последица на внатрешните но и на надворешни сили (плима, гравитација, егзодинамичките процеси) што ја реметат изостатската рамнотежа на литосферата. Со радиоактивното распаѓање се ослободува топлинска енергија која заедно со притисокот делуваат антагонистички во однос на гравитацијата, густината на масата, нејзината моќност итн. Температурата и притисокот имаат значајно влијание врз внатрешната динамика на Земјата. Високите температури ги стимулираат хемиските процеси кои предизвикуваат зголемување на обемот на состојките, додека притисокот таквото нешто го спречува.

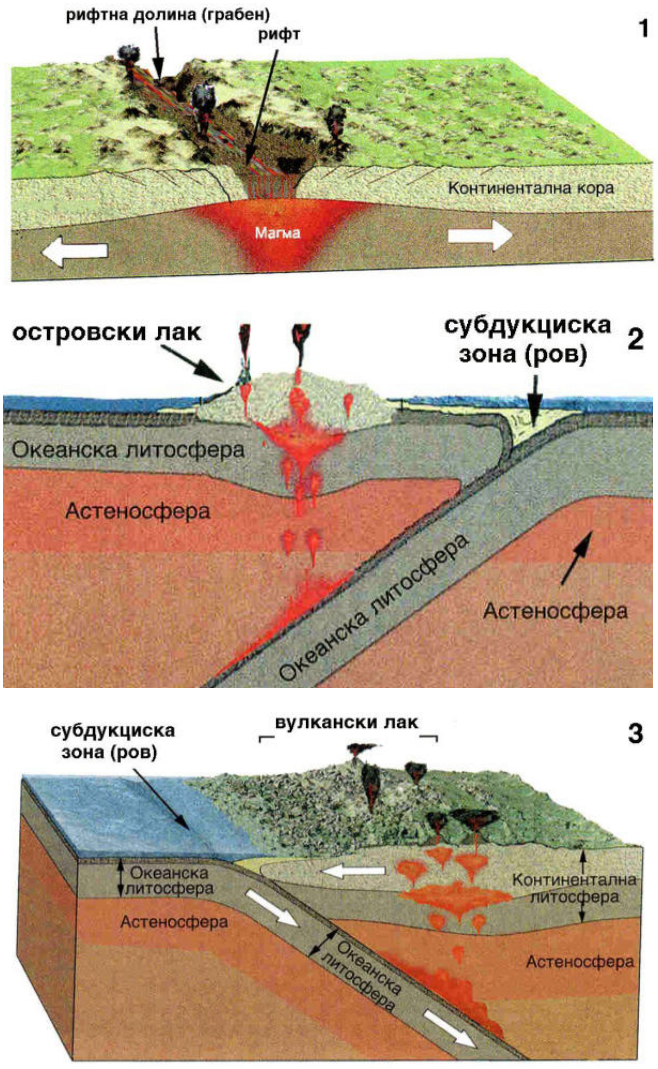
Долго време преовладувало мислењето на лордот Келвин (*Kelvin*, 1824 - 1907) дека Земјата на почетокот била вжештена, а подоцна започнала да се лади. Според ова гледиште во денешната Земја би требало да постојат остатоци на примарната топлинска енергија која заедно со топлината ослободена од нуклеарните реакции би била главното извориште на струења кон површината. Денес преовладува мислењето дека Земјата на самиот почеток била ладна. До првиот пораст на топлината дошло поради компакција, а потоа како главен извор на дополнителна топлина се јавуваат нуклеарните процеси. Швинер (*Schwinner*, 1919) укажал дека во астеносферата се јавуваат конвекциски струења. Со нив се објаснува диференцираното загревање на одделни делови во внатрешноста на Земјата. Во последно време преку овие процеси се објаснуваат: магматизмот, земјотресите и постанокот на нови горски системи.

магматизам

За движење на масата во Земјината внатрешност сведочат разните вулкански појави застапени на површината и во длабочина (плутонски). Вторите, во рамките на тектонските процеси од минатото може да се издигнати на површина. И едните и другите појави се врзани за исто извориште, а тоа е ***магмата*** што се формира во внатрешноста на Земјата. Нејзината површинска манифестација се нарекува *лава* од латинскиот ignus - оган. Кога карпите се изложени на многу висока температура, тие стануваат течни (магма). Но, додека температурата ги топи карпите, притисокот ги стврднува. Во обвивката притисокот е многу голем, толку голем што ја надвладува температурата. Така перидотитите, карпи од кои се состои обвивката, се наоѓаат во цврста состојба. Како резултат на конвекциските струења тие се доближуваат до површината. Овде притисокот се намалува, но температурата е доволно висока за топење на карпите. Поради тоа, карпите од обвивката се искачуваат во вид на магма. Воедно, во длабочината на обвивката постојат ретки џепови на растопени карпи (магма), познати како "жешки точки". Потеклото им е

сл. 76, Вулканската купа Теиде (3.725 m) на островот Тенерифе (Канарски Острови)

недоволно разјаснето, но од овие џепови потекнуваат некои вулкани. Магматизмот како појава се забележува долж океанските рифтови, на континенталните плочи, островските лакови и на активните континентални маргини (*Боев*, *Миловановиќ* 2001). Значајни податоци за магматските резервоари под рифтните зони на океанските басени се добиени со сеизмичките испитувања. Врз основа на нив е утврдено дека магмата, пред да се излие на површината, под рифтот формира резервоар во океанската кора. Големината и положбата на ваквите резервоари зависи од брзината на ширењето на рифтот. Рифтовите со побрзо ширење на плочите имаат големи магматски резервоари, додека кај рифтовите со поспоро ширење тие се мали и веројатно меѓусебно не се поврзани.



*сл. 77, Магматизам долж континентален рифт (**1**), островски лак (**2**) и активна континентална маргина (**3**)*

Магматизмот внатре во континенталните плочи е поврзан со фрагментирање (издвојување) на рифтните зони во континенталната кора. Тоа се подрачја на ширење на литосферата со истовремено истанчување на кората. Рифтните структури обично ги следат големи издигнувања и спуштања на блокови, со појава на магматизам (сл. 77 - 1). Базалтниот магматазам, поврзан со континенталните плочи е вообичаена појава на екстензивната тектоника со широк спектар на магматски активности.

Субдукциските зони се најсложени подрачја на Земјата и еден од најзначајните феномени на глобалната тектоника. Островските лакови се создаваат во процесите на подвлекување на океанска плоча под океанска плоча. Познавањето на топлинските процеси и однесувањето на сеизмичките бранови во субдукциските зони овозможува изведување на заклучоци за начинот на создавање на магмите во островските лакови (сл. 77 - 2). Извори на магма на островските лакови се делот на обвивката над субдуцираната плоча, астеносферата, океанската кора изградена од перидотити и метаморфизирани базични карпи и океански седименти.

Магматизмот долж активните континентални маргини е последица на субдукција. Овде ладната океанска литосфера се загрева со што карпите од океанската кора поминуваат низ низа метаморфни промени. Прогресивните метаморфни реакции ја смалуваат температурата на кристализација и го поттикнуваат делумното топење. Создадените растопи делуваат на обвивката и предизвикуваат нејзино делумно топење. Постојат два извори на формирање на базалтни магми во субдуцираната зона. Едниот е со топење на субдуцираната океанска кора а другиот со топење на обвивката која се наоѓа блиску до субдуцираната зона (сл. 77 - 3).

Составот на магмата е колеблив, т.е. е условен од составот на примарниот материјал и степенот на неговото парцијално топење, додека нејзината густина е помала од густината на цврстите карпи. Ако магмата нема слободен премин кон површината може да предизвика одредено издигнување па и пукање на покривниот, цврст дел на литосферата. Магмата не е во состојба самата да го пробие патот кон површината. За таквото нешто се потребни тектонски пореметувања во литосферата. Со тоа притисокот попушта и магмата може да се движи нагоре, кон

површината. Поради високата температура, од 600 до 1.200°C магмата ги топи и карпите низ кои минува и така го олеснува патот кон повисоките делови на литосферата. Со продирањето кон површината таа се менува. Со топење на карпите магмата се збогатува со нови состојки но и губи од својот состав одредени гасовити состојки. Воедно, движејќи се кон површината на литосферата нејзината температура се снижува, што пак ја намалува и нејзината способност за движење. Со тоа се создаваат разни интрузивни магматски тела (сл. 80). Нејзина главна површинска манифестација се: вулканите, изливите, фумароли, гејзери и жешките извори. Сите тие добиваат енергија од истото длабинско огниште.

вулканизам

Вулканизмот претставува еден од најзначајните геолошки процеси во создавањето и развитокот на Земјината кора. Ниту една област на Земјата, било да се тоа континентите или океанските басени, планинските системи или платформите, не се создадени без учество на вулканизмот. За таквото нешто сведочат огромните маси вулкански карпи во структурата на Земјината кора. Околу 95 % од горните делови на литосферата се изградени од магматски карпи. Вулканските активности ја следеле Земјината кора низ сите стадиуми на нејзината еволуција, низ сите геолошки периоди, иако со различен интензитет.

При своето движење кон површината, магмата може да се втисне во слоевите на Земјината кора и тука да се консолидира, без нејзино излевање на површината. Ваквата појава на длабински магматизам и консолидација на магмата во слоевите на Земјината кора е позната како ***плутонизам*** или интрузивен магматизам. Магмата што ќе успее да ја пробие Земјината кора се излева на површината како лава. Лавата може да биде вискозна или флуидна (тестеста). Вискозни се базалтните лави. Тие се базични и при излевањето се движат како речен тек со брзина од 20 до 30 km/час. Флуидни се риолитските лави, кои се кисели (силициски). Просечната брзина на ваквата лава е околу 5 km/час. Со оддалечување од местото на излевање брзината на лавата се менува како последица на нејзиното ладење. Температурата на излеаната лава се движи помеѓу 950 и 1.300°C, но на површината релативно брзо се лади и на 600 до 700°C започнува да оцврснува и да преоѓа во крапеста маса.







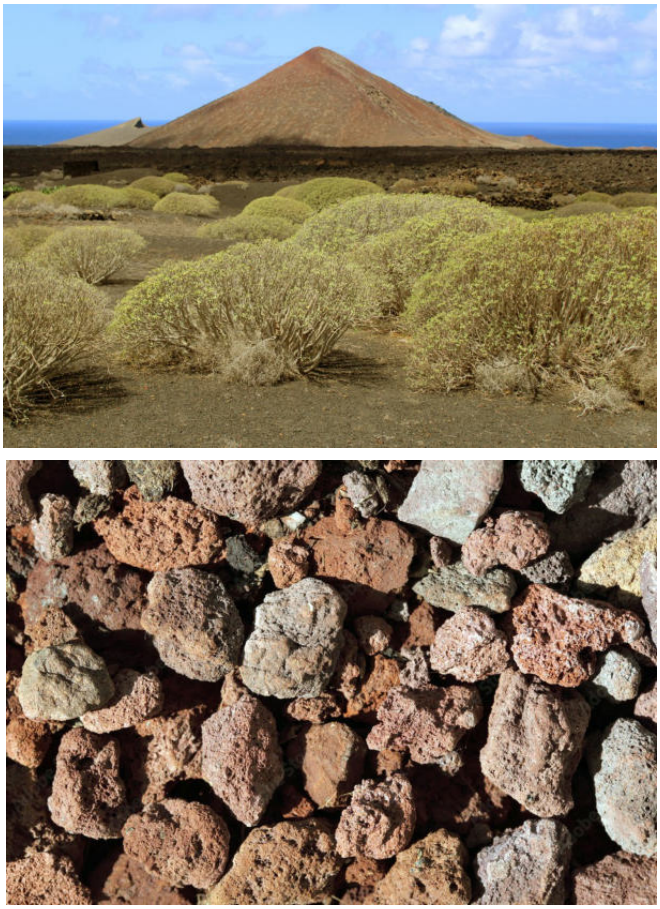
сл. 78, Вулкански ерупции со исфрлање вжештена лава, исфрлање на вулкански гасови и згаснат вулкан на островот Лазароте (Канарски Острови)

Вулканските ерупции се одраз на активниот вулканизам. Се манифестираат со експлозии и бурни исфрлања на течни, цврсти и гасовити маси. На местата каде се јавуваат вулканските ерупции се создаваат посебни релјефни форми претставени со купести возвишенија, често со џиновски димензии. Тоа се ***вулканите*** (сл. 100). На нивниот врв се јавува зјапест, инчест отвор. Од него се врши излевањето на вжештена лава, се исфрла пирокластичен материјал и избиваат жешки гасови (сл. 78). Вулканските ерупции се различни што зависи од механизмот на работа на самиот вулкан, како и од карактерот на исфрлениот материјал. Тие имаат битно геоморфолошко значење бидејќи од нивната манифестација, т.е. од интензитетот и траењето зависи изградувањето, морфолошката разновидност и изразеноста на вулканскиот релјеф.

Цврстите маси со различна количина, форма и состав, исфрлени за време на вулканските ерупции потекнуваат од матичните карпи и од изладената лава. Гасовите и воденатa пареа пробивајќи се низ цврстите слоеви на Земјината кора, ги дробат карпестите маси и ја распрскуваат лавата со ерупција. Распрсканата лава во воздухот се лади и стврднува и заедно со останатиот пирокластичен материјал паѓа на Земјината површина. Крупниот материјал паѓа на страните на вулканот со што се зголемуваат неговите димензии. Ситниот материјал паѓа далеку од вулканот, додека пепелта и прашината ветровите може да ја разнесат повеќе илјади km во далечина.

Растресити продукти на вулканските ерупции се: вулканската пепел, вулканскиот песок, лапилите и вулканските бомби. *Вулканскиот пепел* претставува прашлив материјал кој потекнува од најситните честички на изладената лава и одделни минерали, а понекогаш и од честички на други карпи. Најситниот вулкански материјал (до 0,25 mm) е претставен со *вулканската прашина*. Вулканскиот пепел и прашината кои паѓаат на езерска или морска површина се мешаат со глината и песокот и создаваат туфити. *Вулканскиот песок* е претставен со ситни честички на вулканско стакло и кристали на поедини минерали, како и честички на изладена лава со големина од 1 до 2 mm. Вулканскиот песок и пепелта ги претставуваат главните растресити вулкански продукти. Тие со делување на атмосферските врнежи се цементираат и преоѓаат во вулкански туф. *Лапилите* претставуваат ситни парчиња на изладена лава со големина од 2 до 20 mm (сл. 79). *Вулканските бомби* се парчиња лава исфрлени во вжештена и пластична состојба. Најчесто се со крушковидна ноиси со топчеста форма (сл. 80). Пречникот им изнесува од неколку cm до 20 или 30 m. Вулканските бомби достигнуваат височина и до 1.000 m а паѓаат во близина на вулканот, не подалеку од 5 до 7 km. Гасовитата маса што ја исфрла вулканот најмногу е застапена со водена пареа, од 60 до 99 %, иако кај некои вулкани нејзината содржина е релативно мала.

Во зависност од карактерот на исфрлениот вулкански материјал се разликуваат три основни типа на вулкани: лавичен, гасен и мешан тип. *Лавичните вулкани* главно исфрлаат лава со малку гасови. *Гасовитите вулкани* настануваат исклучиво со ерупција на гасови, без излевање на лава. Ерупцијата на гасовите има експлозивен карактер. Такви се вулканите Мон Пеле на Мартиник, Саричев на Камчатка и други. *Мешовитите вулкани* исфрлаат истовремено



сл. 79, Згаснат вулкан на Лазароте (Канарски Острови) и вулкански лапили





сл. 80, Оцврснување на лавата на активен вулкан и вулкански бомби во Кратовско-злетовската вулканска област

гасови и вжештена лава со големи количества на пирокластичен вулкански материјал. Најголемиот број вулкани припаѓаат на овој тип.

Надворешната форма на вулцаните, нивната морфоструктура е во непосредна врска со механизмот на нивната работа, карактерот на вулканските ерупции и траењето на активниот период на вулканизмот. Во зависност од ваквите особености се разликуваат неколку типови на вулкански ерупции: стромболски, вулканолошки, хавајски, везувски, пелешки и бандајсански.

Стромболскиот тип, кој го добил името по вулканот Стромболи на Липарските Острови во Италија, се карактеризира со чести експлозии кои ритмички се повторуваат со исфрлање на значителни количества вулкански материјал. Лавата во гротлото ритмички се издигнува и спушта, но ретко се излева надвор од кратерот. *Вулканолошкиот* тип го добил името по вулканот Вулкано, исто така, на Липарските Острови. Ваквиот тип се одликува со споро излевање на тестеста лава. Таа брзо се лади и создава чеп во гротлото на вулканот. Тоа предизвикува собирање на лава и гасови под чепот кој најпосле се распрскува со експлозија. *Хавајскиот тип* е според карактеристиките на вулканите на Хавајските Острови. Се одликува со релативно мирни ерупции без исфрлање на вулкански пепел и вулкански бомби. Лавата осцилира но ретко се излева. Тече со брзина на речен тек, создавајќи лавични потоци долги и по десетина km. *Везувскиот тип* (по вулканот Везув) се одликува со моќни експлозии со исфрлање на пирокластичен материјал и излевање на лава. Долгиот период на мирување кај ваквите вулкани се сменува со грандиозни експлозии. *Пелешкиот тип*, по вулканот Мон Пеле на Мартиник се одликува со ерупции на гасови и водена пареа. *Бандајсанскиот тип*, според јапонскиот вулкан Бандајсан се карактеризира со исклучително разорни ерупции без појава на лава.

примарни структурни елементи

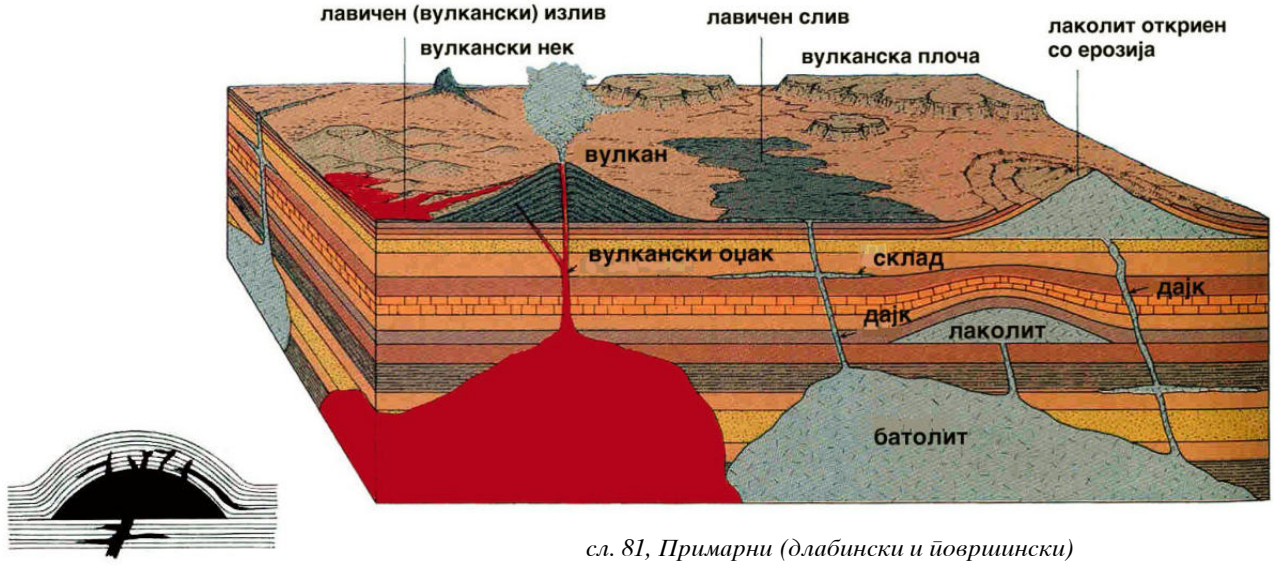
Примарните форми кај ерупативните карпи се условени со местото на нивното создавање. Поради тоа се разликуваат *длабински* и *површински* структурни форми. Примарните форми кај седиментните карпи се *слоевите*, а кај метаморфните, покрај можноста за слоевитост нивна специфична структурна појава е *шкрилавоста*.

Примарна длабинска форма кај интрузивните е **батолитот** (сл. 81). Претставува големо длабинско (плутонско) интрузивно тело со површина од над 100 km^2 и со непозната основа. Гранитите, гранодиоритите и сиенитите најчесто се јавуваат како батолит. Се смета дека големите батолити најчесто се последица на повторени интрузии. Батолитот ако е со помали димензии (под 100 km^2) се нарекува и *греда* или *шток*.

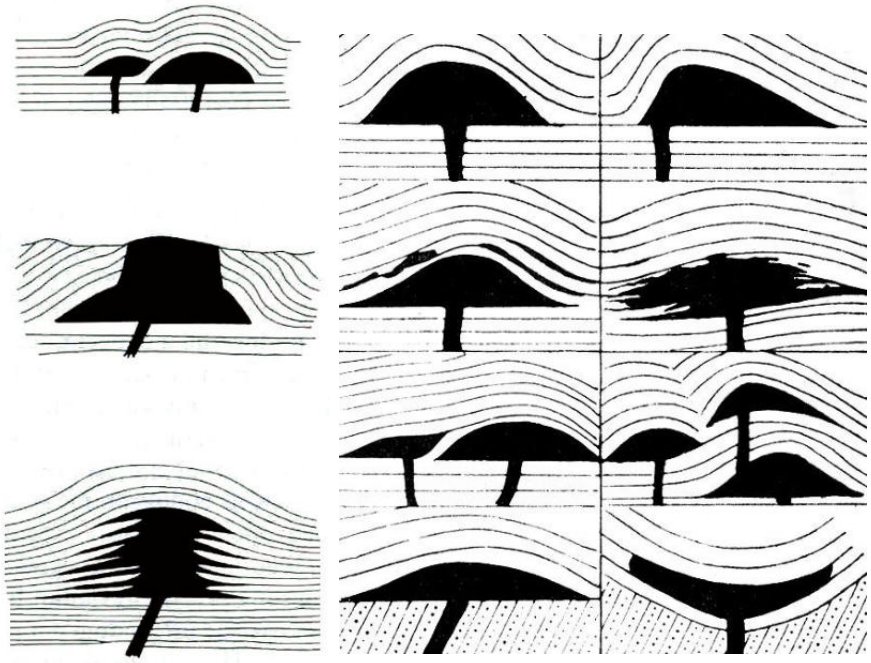
Лаколитот е ѕвонеста (печуркаста) структурна појава со помали димензии, најчесто до неколку километри. Над лаколитот седиментите редовно се засводени (сл. 82). Од тоа може да

се заклучи дека магмата била доста вискозна и не можела да се разлие подалеку во хоризонтална насока туку го издигнала покривниот дел. Лаколитите често се јавуваат во групи. **Склад** или *сил* е интрузивно тело со помалку или повеќе плочеста форма кое е втиснато меѓу слоевите на седиментите. Неговата дебелина силно варира, од неколку cm до 1 km, додека должината може да му достигне повеќе километри. **Жила** (жица) или *дајк* е, исто така, релативно тенка интрузивна појава настаната во пукнатини што неправилно ги сечат слоевите на седиментите. Ако еруптивната карпа целосно го исполнува цевкастиот премин кон површината (под некогашниот вулкан) се нарекува **нек** (исполнет оџак).

Некот и дајковите претставуваат преодни форми кон ефузивните појави. Најважните појавни форми кај ефузивните карпи се: купа, слив и плоча. **Купата** претставува некогашен вулкан изграден од слоеви на лава и друг вулкански материјал. **Слив** е ефузивно тело со голема должина и мала широчина и дебелина, додека **плочата** е тело со голема површина и релативно мала дебелина. Постанокот им е поврзан со пространи изливни пукнатини на кои повремено се создавале и прави вулкани.



сл. 81, Примарни (длабински и површински) еруптивни тела



сл. 82, Разни типови лаколити, според Demek (1987)

ВУЛКАНСКИ РЕЛЈЕФ

Вулканските појави се генетски поврзани за излевање на вжештената лава, избивање на гасови и исфрлање на пирокластичен материјал на Земјината површина. Како последица на вулканските активност се јавуваат посебни, ***вулкански*** форми во релјефот.

За геоморфолошката наука од значење се не само современите вулкански појави туку и тие што се одвивале во подалечното или поблиско геолошко минато, но кои оставиле морфолошки траги во релјефот. За разлика од денешниот, рецентен вулкански релјеф, кој сеуште се изградува со делување на вулканските активности, старите вулкански форми припаѓаат на фосилниот, ***палеовулкански*** релјеф.

елементарни форми на вулканскиот релјеф

Елементарна форма на вулканскиот релјеф е ***вулканската купа***, карактеристично возвишение настанато со натрупување на пирокластичен материјал и излевање на лава при вулканските ерупции. На врвот од вулканската купа се наоѓа инчест отвор или *кратер*. Неговите внатрешни страни се стрмни, додека надворешните се благо наведнати и ги претставуваат падините на вулканската купа. Одејќи кон длабочина инката на кратерот се стеснува во вертикален, цилиндричен канал, или *грото*. Низ гротлото како низ џиновска цевка се движи магмата од внатрешноста кон површината и се излева низ кратерот во вид на лава. Кратерот и гротлото ги претставуваат основните морфолошки елементи на вулканската купа.

Димензиите и нараснувањето на вулканската купа зависи од различни фактори, од кои, поважни се: карактерот на вулканската ерупција и интензитетот и траењето на активноста на вулканот. Ако вулканските ерупции се карактеризираат со излевање на големи количества лава и исфрлање на огромни маси на пирокластичен материјал тогаш и вулканските купи ќе бидат со големи размери. Вакви карактеристики имаат вулканските купи на Хавајските Острови. Примарната, субмаринска активност на овие вулкани е започната уште во терциерот и не е завршена до денес. Купите се издигнуваат од океанското дно кое е на длабочина од преку 5.000 m. Тоа се: Мауна Кеа (4.214 m), Мауна Лоа (4.168 m) и др. Значи, нивните реални височини се над 9.000 m, со што претставуваат најголеми возвишенија на литосферата воопшто



сл. 83, Елементарни делови на вулканската купа



сл. 84, Демавенд (5.610 m), Иран

Важно е да се напомене дека за вулканските купи од помало значење е апсолутната од релативната височина (височина на вулканската купа од подножјето до врвот). Вулканските купи што се наоѓаат на високите планини или на висорамнини на невулканска основа може да имаат значителна апсолутна, но сосема мала релативна височина. Апсолутната височина на Попокатепетел во Мексико достигнува 5.452 m, Демавенд (Иран) 5.610 m, Елбрус (Кафказ) 5.633 m итн. Повеќето од ваквите вулкански купи лежат на високи невулкански основи, главно претставени со млади венечни планини (Анди, Кафказ, Елбрус). Реалната височина на нивните вулкански купи е значително помала (на Попокатепетел таа изнесува околу 3.000 m). Наспроти ваквите огромни димензии постојат и вулкански купи со сосема мали височини. Такви се некои вулкански купи на Ерменската Висорамнина кои имаат релативна височина од 30 до 50 m. Според тоа, разликите во димензиите и височината на вулканските купи се движат во широки граници.

Во природата чест е случајот постепеното нараснување на вулканските купи да биде прекинато. Ваков период во морфолошката еволуција се јавува како последица на гаснење на вулканската активност, или со ненадејна нова ерупција со разурнувачки карактер. Значи, со престанок на активните вулкански процеси престанува и изградувањето на вулканската купа. Со тоа таа станува фосилна форма на вулканскиот релјеф. Нејзината натамошна морфолошка еволуција е поврзана исклучиво за делување на егзогените процеси. Ерозивните процеси постепено ја преобликуваат примарната форма на вулканската купа (сл. 85).



сл. 85, Уништување на вулканска купа со егзогени, ерозивни процеси

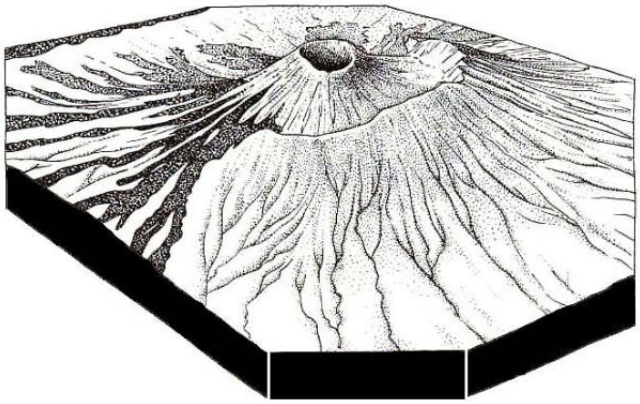
Преобликувањето па и уништувањето на вулканските купи се јавува и како последица на сопствената вулканска активност. Ненадејните вулкански ерупции можат да предизвикаат крупни морфолошки промени во релјефот, односно на дотогашниот вулкански релјеф. Тие можат и сосема да ја уништат постоечката вулканска купа и да создадат нова. Ваквите појави првенствено се својствени за областите каде вулканските

активности се прекинати во долг временски период проследен со потполно мирување на вулканот. Таков е примерот со вулканот Кракатау помеѓу Јава и Суматра. Пред неговата ерупција, која се случила на 20 мај 1883 година, Кракатау претставувал мал остров создаден со сраснување на неколку вулкански купи (сл. 86). На споменатиот датум огромна ерупција го уништила поголемиот дел од островот (33,5 km^2), чија височина достигнувала 822 m. На неговото место се создала депресија во морето длабока 279 m.



сл. 86, Денешна морфологија на некогашниот единствен остров Кракатау и сложена вулканска купа со секундарна купа во внатрешноста на поголема и постар кратер на Нов Зеланд

Во морфолошки поглед вулканските купи може да се поделат на *прости* и *сложени*. Простите купи се состојат од едно, повеќе или помалку правилно возвишение со симетрични страни. Ваквите купи се со различни димензии, од неколку десетина до неколку илјади метри. Во најголем број случаи настануваат во текот на единствена, т.е. непрекината вулканска активност. Сложените купи се со неправилна форма, асиметрични страни, а имаат и два или повеќе кратери. Настанале со повеќефазни ерупции во текот на долга вулканска активност. Сложените вулкански купи се одликуваат со големо морфолошко разнообразие, но главно може да се издвојат два основни типа *секундарни* и *паразитски* вулкански купи. Секундарните купи претставуваат помали и помлади купи кои настанале во средишниот дел на постар кратер (сл. 87).



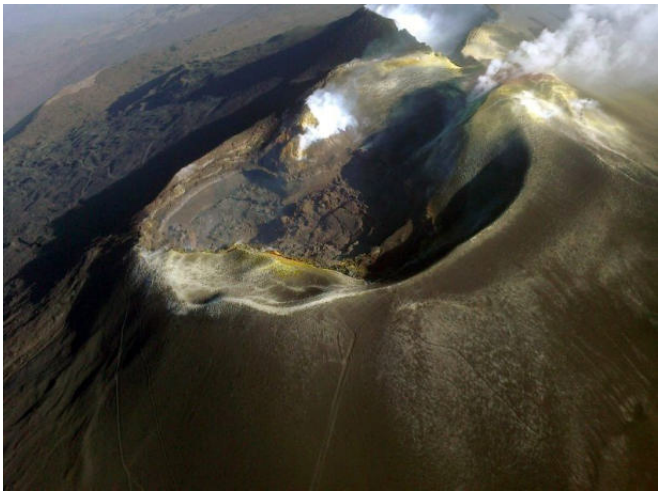


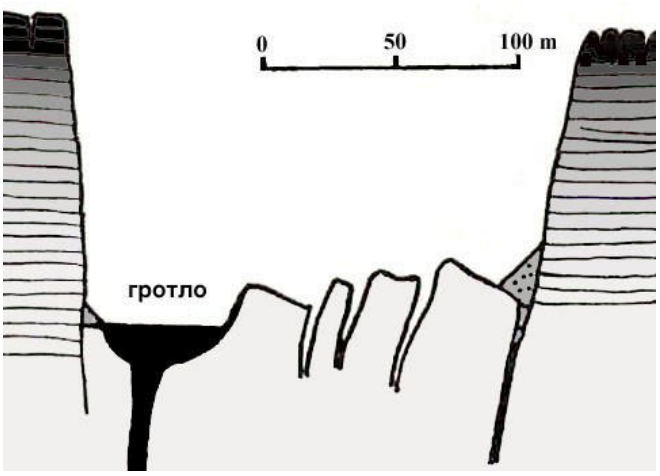
сл. 87, Паразитската купа на вулканот Везув сместена во импозантна стара вулканска калдера и Везув како туристичка дестинација

Вториот морфолошки тип на сложени купи се паразитските, странични или адвентивни купи. Тие се јавуваат долж страните или на подножјето на вулканската купа. Настанале со прскање на страните на главната купа поради притисок на лавата во гротлото предизвикано од нејзината консолидација во кратерот. На овој начин на пукнатините се создава цела низа паразитски купи. На Етна има над 1.000 со височина до 200 m.

Вулканските купи се изложени на плакнење и разурнување. На нивните страни се забележуваат ерозивни бразди во вид на долови кои радијално ја зесекуваат вулканската купа. Ваквите ерозивни бразди се нарекуваат *баранко*. Настанати со плакнење на растреситиот вулкански материјал (пепел, туф).

Основен морфолошки елемент на вулканската купа е ***кратерот***. Тоа е кружен отвор во вид на инка кој најчесто се наоѓа на врвот на вулканската купа. Цврстите, течните и гасовитите маси од Земјината внатрешност избиваат на површината токму низ кратерот. Кратерот во височина се проширува, додека кон дното се стеснува во вертикален цилиндричен канал во вид на оџак кој се нарекува ***гротло***.





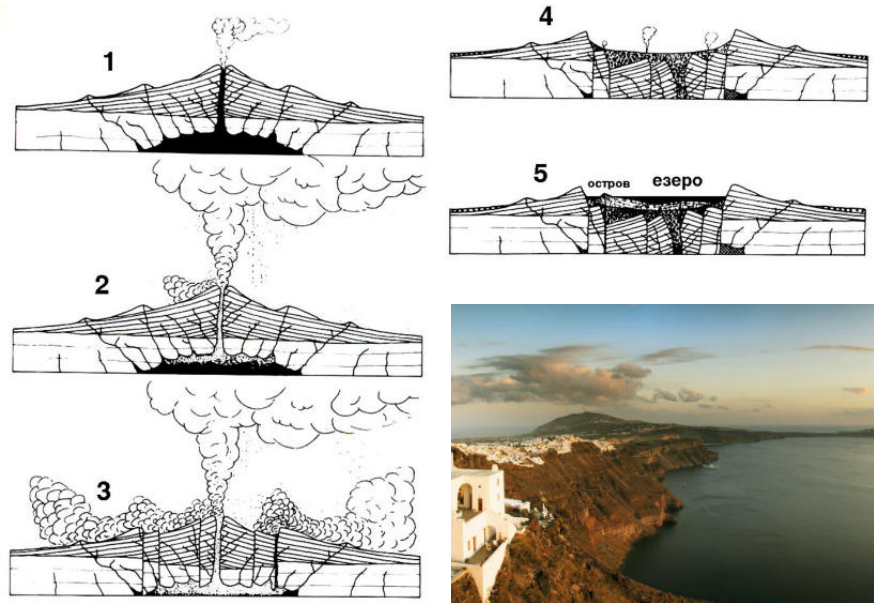
сл. 88, Кратерот на активниот вулкан Етна (3.403 m) и профил на кратерот на вулканот Ниражонго (Африка), типичен пример на кратер со форма на котел

Положбата на кратерот на врвот на купата може да биде различна. Неговата средишна положба, што е особено својствено за простите вулкански купи, може да биде нарушена со дополнителни ерупции. Поради тоа, кратерот може да има и ексцентрична положба, т.е. да е косо наведнат кон една од страните на вулканската купа (сл. 88). Широчината и длабочината на кратерите варираат во широки граници. Така, на пример, широчината на кратерот на Етна изнесува 527 m, на Везув 620 m, Кибо на Килиманџаро 2.500 m, Мауна Лоа, Хаваи 2.438 m итн. Длабочината на кратерите изнесува од неколку десетина до неколку стотина m (Кибо -180 m, Стромболи -100 m, Етна -230 m итн). Меѓутоа, кратерите на активните вулкани се во развој и нивните димензии се подложни на динамички морфолошки промени.

Кратерите на згаснатите вулкани може да бидат исполнети со вода. Тоа се вулкански, т.е. кратерски езера. Такви се: езерото во Орегон длабоко 600 m, Павен во Франција со површина од 70 km^2, Тоја (Јапонија), Лаго Аверно во Италија и др. Според морфолошките карактеристики кратерите се различни. Преовладуваат два основни типа, со форма на *инка* и со форма на *котел* (сл. 88). Внатрешните страни на инчестите кратери се косо наведнати кон дното, додека кај котлестите се речиси вертикални. Инчестите кратери немаат зарамнето дно. Ваквиот кратер се стеснува и директно преоѓа во гротлото. Дното на кратерот во форма на котел е повеќе или помалку хоризонтално, но и мошне нерамно.

Вулканските гротла се наоѓаат на дното на кратерите. Тие имаат изглед на вертикален канал во вид на оџак кој се протега до вулканскиот резервоар каде е сместена вжештената магма. Вулканското гротло може да биде исполнето со стврднатa лава во вид на чеп, или пак, со житка лава во вид на лавично езеро. Често се случува гротлото да е ексцентрично, односно, да не се наоѓа во средишниот дел туку да е поместено во подножјето на стрмниот ѕид на кратерот (сл. 88).

Посебен тип на кратер претставува ***калдерата*** (сл. 89). Тоа се проширени кратери на стари вулкани, делумно уништени со млади ерупции или настанати по пат на ерозивни процеси. Калдерите наједноставно се дефинираат како големи кратери со дијаметар од најмалку 2 km.



1. Примарна вулканска активност, **2**. Слаба ерупција, **3**. Силна ерупција, **4**. Формирање калдера, **5**. Исполнување на калдерата со вода - постанок на кратерско езеро.

сл. 89, Создавање калдера во Орегон (САД), според Summerfield (1991) и калдерата Санторини во источниот Медитеран



Ваквиот лимит е резултат и на тоа што кратерите под оваа големина се конструктивна компонента на стратовулканите. Над оваа големина речиси секогаш се формирани со колапс, како резултат на катастрофални ерупции. Нивниот прстенест бедем е раскинат и отворен од едната страна. Поради тоа калдерата има изглед на полумесечина или срп.

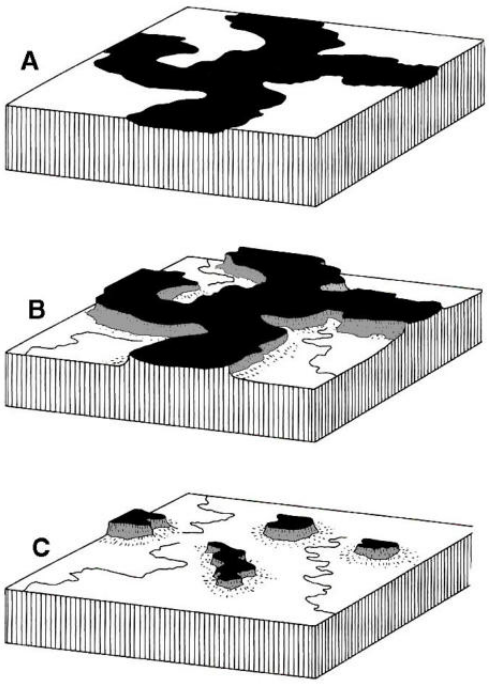
Според начинот на постанок може да се издвојат два типа на калдери: *експлозивни* и *ерозивни*. Експлозивните калдери настанале во процесот на пароксизам кога се создава џиновски кратер. Неговото создавање е на местото на некогашната вулканска купа која е разнесена со експлозивна ерупција. Натамошните, далеку послаби ерупции го разбиваат примарниот кратер и го преобликуваат во калдера. Воедно, во внатрешноста на примарниот кратер (калдера) создаваат секундарни вулкански купи. Калдерите од овој тип припаѓаат на активните вулкани. За разлика од нив, ерозивните калдери претставуваат кратери на згаснати вулкани, деградирани со ерозија и механичко разурнување. Во колку калдерата е во ниво на морето, водата продира во внатрешноста на кратерот и го преобликува во залив. Ваков тип на калдери се, на пример, Сан Пол во Индискиот Океан и Санторини во Егејското Море. Според димензиите калдерите често имаат џиновски размери. Широчината им достигнува повеќе km а длабочината неколку стотина m. Широчината на Кракатау е 7 km со длабочина од 1.179 m. Иден на Јава има широчина од 20 km и длабочина од 500 m, Санторини 17,4 km (длабочина 690 m) итн.

Лавата од кратерот се излева во вид на ***лавичен поток*** кој се движи како права вжештена река далеку од местото на излевање. Должината на лавичните потоци зависи од силината и карактерот на вулканските ерупции, од житкоста и количеството на исфрлената лава како и од релјефот на локалната средина. Лавичните потоци со вискозна (житка) лава која потекнува од базичната (базалтна) магма се однесуваат како прави речни текови и може да достигнат значителна должина и широчина. Густите (тестести) кисели лави со содржина на поголеми количества силициум при излевањето се движат споро, брзо се ладат и нивните лавични потоци не се протегаат далеку од местото на излевање. Лавичниот поток на вулканот Скаптер (Исланд) во 1873 година достигнал должина од 80 km. Лавичниот поток на Етна од 1669 година е со должина од 15,5 km и широчина од 5,5 km. Потоците на Мауна Лоа достигнуваат должина од 40 - 50 km. Нивниот најдолг лавичен поток од 1885 година е со должина од 100 km и широчина од 4,8 km. Дебелината на неговата маса достигнала 100 m.

Значењето на лавичните потоци не е само во нивната појава туку и во последиците што ги имаат врз иницијалниот релјеф. Тие може да предизвикаат крупни и трајни морфолошки промени на теренот. Ваквото нешто се манифестира на два начини; во маскирање (препокривање) на постоечките релјефни форми и во создавање на нови, акумулативни релјефни форми. Лавичните потоци се всушност значајни за аплинација, нивелирање и исполнување на сите нерамнини на постоечкиот релјеф.

Со ладење и консолидација на лавата која е разлеана на големи површини во релјефот се создаваат ***вулкански ѝлочи***. Површината и моќноста на вулканската плоча може да достигне значителни размери. Низ геолошката историја се создадени лавични плочи со голема моќност и распространетост. Тоа се ***вулкански ѝлаѝоа***.

Вулканските платоа што настанале внатре во континентите се резултат на базалтната лава. Таа на површината доспева долж длабоки тектонски раседи (рифтови), а поретко низ централните вулкански канали. Постарите базалтни платоа, како *Кењеснакан*, *Сибериан* се создадени во рифтови на континенталните плочи, додека помладите како *Парана* и *Декан* се поврзани со подрачјата на раздвојување на континентите и создавање на нови океански басени. Базалтите на огромното *Парана* плато во источниот дел на Јужна Америка, кое се протега на повеќе од 750 000 km^2, односно од Уругвај до северните делови на Бразил, настанало со одвојување на Африканскиот континент од Јужна Америка за време на отварањето на Атлантикот. Магматизмот на вулканското плато *Декан* (Индија) кое покрива површина од над 500 000 km^2 е создадено по раздробување на континентот Гондвана.





сл. 90, Морфолошка еволуција (редуцирање) на вулканска ѝлоча и ѝределни карактеристики во "Долината на сѝоменицѝте" во САД

Најмладите континентални базалтни платоа, како *Колумбија* во северозападниот дел на САД, кое зафаќа 130 000 km^2 од државите Вашингтон и Орегон се формирало пред 17 до 6 милиони години (миоцен) и е поврзано со вулканските активности во Јелоустонскиот Парк. На некои места овдешните изливи го имаат препокриени претходниот релјеф за повеќе од 1.500 m.

Со престанок на вулканските активности вулканските платоа се изложени на ерозија, раздробување и постепено редуцирање. Од нив во релјефот остануваат мали, изолирани и морфолошки јасно изразени лавични плочи (сл. 90). Така, на пример, ранојурското базалтно плато *Кару* во Северна Африка со ерозија е намалено на сегашните 50 000 km^2 иако првобитно било десетина пати поголемо.

Плутонските форми што настануваат со ладење и консолидација на магмата во Земјината внатрешност под одредени околности може да добијат и морфолошко значење. Притисокот со чие делување и се движи магмата кон површинските делови на литосферата во овој случај е недоволно моќен да ги пробие цврстите карпести маси. Втиснувајќи се под површинските слоеви, магмата ги издигнува и засводува. Ваквите

плутонски форми се нарекуваат ***лаколити*** (сл. 82). Со ерозија и денудација на површинските слоеви, лаколитот избива на површината и се појавува како релјефна форма, т.е. возвишение. Планината Авала во близината на Белград претставува пример на не еродиран лаколит.

Поради неможност да се пробие на површината лавата се втиснува во повлатните карпести маси во вид на интрузивни жици и тука се лади. На тој начин настануваат ***дајковите***. Поради еродирање на околните, помеки карпи, дајковите се јавуваат во релјефот како различни денудациски форми: забци, столбови, остенци и сл. Тие воочливо штрчат во релјефот благодарение на отпорноста, т.е. цврстината на својата карпеста маса.

вулкански планини

Покрај споменати генетски типови планини, *набрани* и *раседни* (сл. 49) како засебен генетски тип се издвојуваат и ***вулканските планини***.

Вулканските планини во основа се многу варијабилни во својата морфологија и затоа е тешко да се класифицираат. Ако вулканската купа е составена само од туф, премногу е слаба да достигне значителна големина, односно големите вулкани (вулканските планини) се составени од лава и соединенија на лава и туф.

Поимот вулканска планина во основа го симболизира морфолошкиот изглед, односно димензиите (површина, височина), додека под поимот вулканска купа се опфатени и процесите и механизмите на вулканските ерупции. Оттаму поимот вулкан претпоставува комплексна геолошка, додека вулканска планина е пред сé, геоморфолошка појава.

Морфолошките карактеристики на вулканските планини зависат од повеќе фактори. Најосновниот е карактерот на присутната магма, бидејќи таа влијае на видот на ерупцијата и на природата на еруптивниот материјал. Ерупциите може да се појават низ пукнатини или низ отвори, повторно во зависност од карактеристиките на магмата. Андензитските ерупции главно се јавуваат од единствен (централен) отвор, додека базалтите и во помала мерка риолитските ерупции почесто се поврзани со пукнатини бидејќи главната фаза на ваквиот вулканизам се појавува близу до површината. За разлика од нив, силно експлозивните ерупции предизвикани од гасовита магма, настанати во горната обвивка создаваат мали и плитки кратери, наречени ***маар*** (сл. 91).



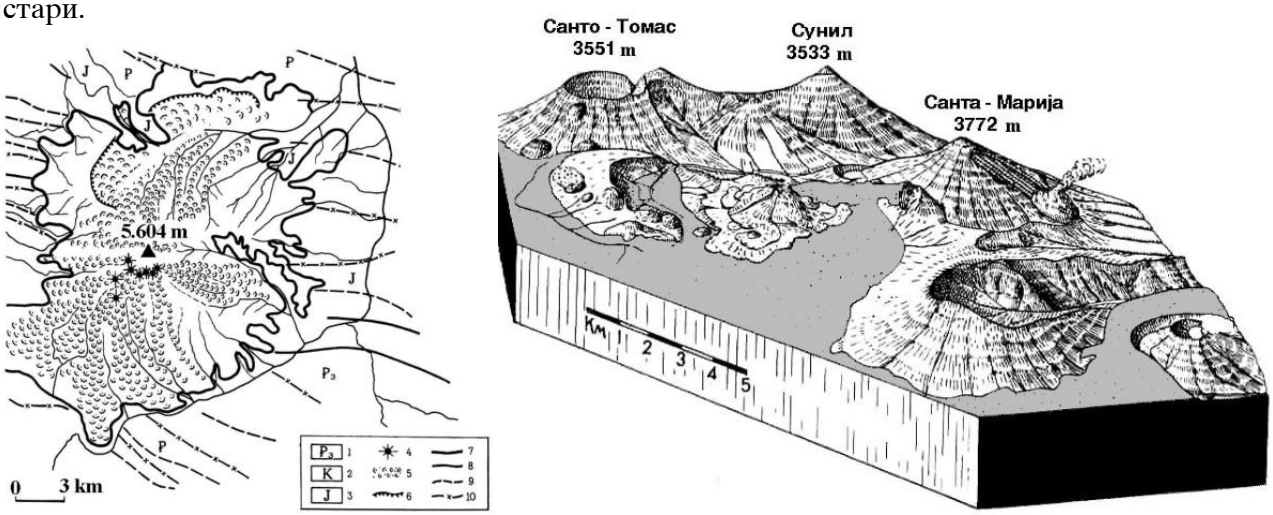
сл. 91, Маар Wahbah (Саудиска Арабија) и Daun (Германија)

За самата морфологија на вулканските планини најзначајни се вулканските ерупции кај кои наизменично се исфрла пирокластичен материјал и се излева лава, бидејќи тогаш и вулканскитет планини се најизразени. Димензиите и растењето на вулканските купи, односно на самите вулкански планини е во зависност од различни фактори. Најзначајни се самиот карактер на вулканската ерупција, времетраењето на индивидуалните ерупции и целосниот век на вулканската активност.

Во создавањето на вулканските планини може да постојат повеќе фази, претставени со периоди на вулканско мирување и со период

на вулканска активност. Со секоја активна фаза доаѓа до наизменично натрупување на различен растресит (пирокластичен) материјал и излевање на вжештена лава. Вулканскиот материјал се натрупува на стрмно наведнатите страни на вулканската купа, од кратерот до подножјето. Ваквата, коса стратификација е со изразена слоевитост. Секој од слоевите настанал во текот на една, одредена ерупција. Според разликите на литолошкиот состав може да се утврди и карактерот на секоја ерупција, односно дали при ерупцијата е излиено лава или е исфрлен пирокластичен материјал. Со натрупување на ваквиот, слоевито распореден материјал, вулканската купа постепено ја зголемува својата широчина и расте во височина. Со тоа се создава слоевита, стратовулканска купа каде подинските слоеви се најстари.

За разлика од вулканите кои целосно се претставени со базалтна лава оние кои содржат смеса на туфови и лава се познати како ***стратовулкани*** или комбинирани вулкани. Големите стратовулкани содржат и лавични текови. Поради тоа, место да имаат прави падини нивниот профил обично е вдлабнат. Ваквата закосена морфологија се припишува на лавичните текови излеани од врвот на кратерот. Еднаш создадена, процесите на ерозија можат брзо да ја модифицираат првобитната форма на вулканската планина. Степенот на ваквата модификација зависи, пред сé, од преовладувачките климатски прилики на просторот каде се наоѓа вулканската планина.



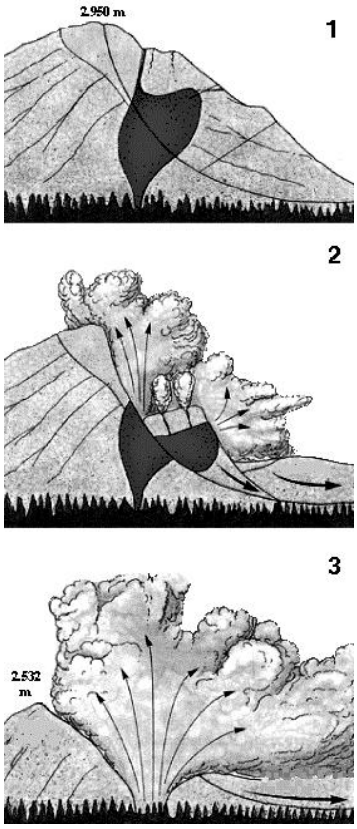
1. олигоцен, 2 миоцен, 3. вулкански седимент, 4. паразитски купи, 5. лавични потоци, 6. калдера, 7. граница на вулканското образување, 8. раседи, 9. оска на антиклинала, 10. оска на синклинала

сл. 92, Вулкански планини во западните делови на Гватемала (Централна Америка), десно и вулканската купа Демавенд (5.604 m), северно од Техеран (Иран), лево

Изградувањето и растењето на вулканската купа во морфолошко-еволутивен поглед може да се врши во еден подолг, не само историски туку и геолошки период. Меѓутоа, создавањето на вулканската купа може да биде извршено и за сосема краток временски период. Така, на пример, купата на вулканот Парикутин во Мексико за една година (1943 год) израснала 340 m во височина. Во природата чест е случајот постепеното нараснување на вулканската купа да биде прекинато. Ваквиот период во морфолошката еволуција се јавува како последица, или на гаснење на вулканската активност или со ненадејна нова ерупција со карактер на пароксизам како последица на сопствената вулканска активност. Ненадејните, нови вулкански ерупции, можат да предизвикаат крупни морфолошки промени на дотогашниот вулкански релјеф, а можат и потполно да ја уништат постоечката вулканска купа. Пример за тоа се ерупциите на вулканите: Катмаја, Бандајсан и Кракатау (сл. 86).

Во периодот на вулканската активност значителните количества излиена лава се ладат и консолидира во карпеста маса, како на страните така и во поблиската или подалечна околина на вулканската купа. Ваквата покривка, односно цврстата карпеста маса може да достигне и значителна дебелина. Тоа може да доведе лавата во вулканското гротло и долж пукнатини-

те по страните на вулканската купа да не е доволно моќна да ја пробие масата изладена и оцврсната лава. Меѓутоа, притисоците може да бидат доволно моќни за да предизвикаат засводување и издигнување на ваквата покривка, т.е. да дојде до создавање на *псевдоеруптивна* купа, која на врвот нема кратер.



сл. 93, Уништување на вулканска купа како резултат на сопствена ерупција

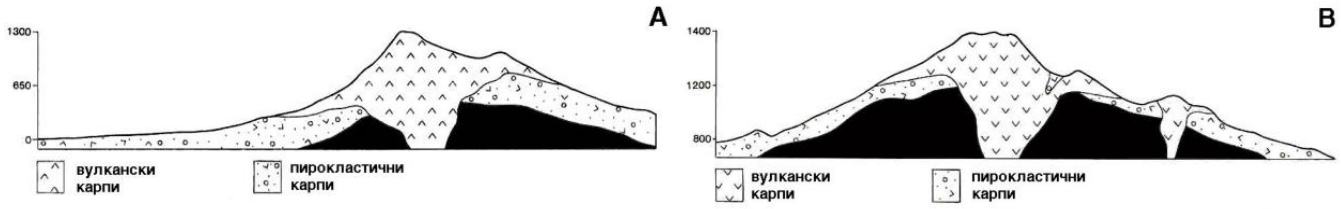
Најактивните вулкански области во Светот се наоѓаат долж рамковните делови на Тихиот Океан (Пацифик). Тоа е т.н. "*огнен појас*" на Пацификот кој се протега во вид на прстен долж источната, западната и северната рамка на океанскиот басен. На овие простори се наоѓаат и најмногу од денес активните вулкани во Светот. Од нешто над 600 активни вулкани околу 400 или 70 % припаѓаат на огнениот појас на Пацификот. Во западниот дел на Пацификот се истакнува полуостровот Камчатка каде има околу 30 активни и околу 160 згаснати вулкани. Најзначаен од нив е Ключевска Сопка (4.850 m). На источната страна на Тихиот Океан, односно долж џиновскиот систем на Кордиљерите и Андите се сретнуваат преку 80 активни вулкани. Во Северна Америка такви се Ласен Пик (3.181 m) и Св. Елена (сл. 94), додека во Мексико се истакнуваат импозантните Оризаба (5.700 m) и Попокатепетл (5.452 m) со последна забележана ерупција во 1947 година. На Андите највисок активен вулкан е Котопакси (5.896 m). Овој вулкан, кој се наоѓа во Еквадор е воедно и највисок активен вулкан во Светот. Од згаснатите вулкани имопзантна височина достигнале: Мисти (5.842 m), Чимборосо (5.272 m), Маипу (5.323 m) Аконкагва (6.959 m) и други. За втора голема вулканска област може да се смета напоредничкиот појас од Средоземното Море до Сундските Острови на исток. Средоземноморската вулканска област опфаќа 17 вулкани кои работеле во историско време. Меѓу нив најпознати се Везув (1.267 m) и Етна (3.263 m). Од оваа вулканска зона кон југ се издвојуваат 12 вулкани, претежно поставени долж големиот африкански рифт. Од активните е најпознат Нирагонго (3.470 m), додека од згаснатите вулкани е Килиманџаро (5.895 m).





сл. 94, Експлозивна калдера на вулканот Св. Елена во западните делови на Северна Америка и вулканските планини Hoggar (2.908 m) во Алжир

За највисоки вулкански планини на Земјата може да се сметаат двата главни вулкани на Хаваите: Мауна Лоа и Мауна Кеа кои достигнале над 4.000 m надморска височина, односно се издигнуваат повеќе од 9.000 m од дното на Пацификот. Нивниот пречник е над 200 km. Сепак, ваквите димензии не се и максимално забележаните. На планетата Марс постојат огромни вулкани, од кои, највисокиот Олимпус се издигнува 26 000 m (26 km) од површината на планетата.

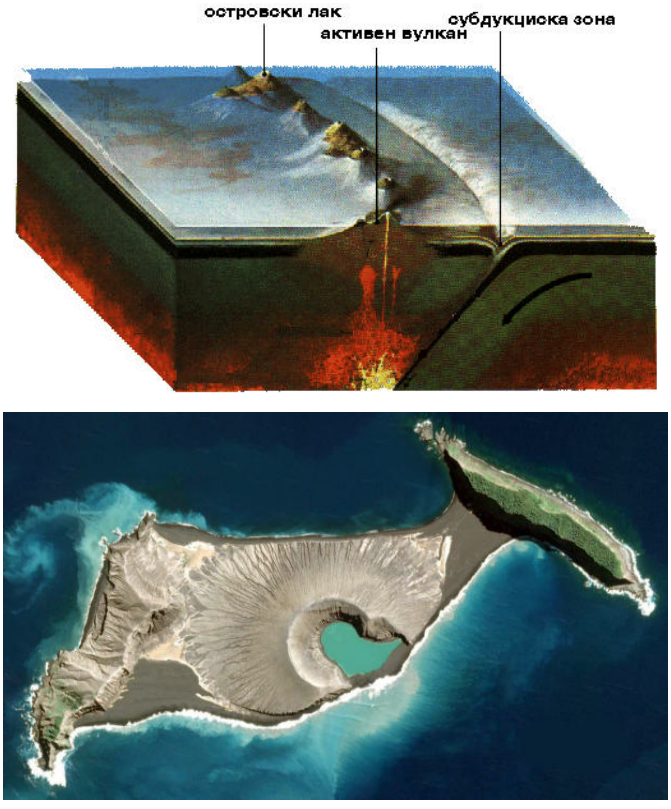


*сл. 95, Морфолошко-геолошки профил на вулканските планини Везув (1.267 m) во Италија (**A**) и Мон Пеле (1.358 m) на островот Мартиник (**B**)*

вулкански острови

При разгледување на островите како продукт на вулканизмот и вулканските активности, а кои се сретнуваат во сите океани, посебно место им припаѓа на ***островските лакови*** (сл. 96). Островските лакови се создаваат во процесите на подвлекување на океанската плоча под океанска плоча. Во текот на субдукцијата карпите прогресивно се загреваат со топлината што доаѓа од околната обвивка, но и со меѓусебно триење по површината на блоковите. Со зголемување на притисокот и температурата карпите на океанската кора се метаморфизираат. Како краен ефект на овој метеморфизизам е нивно топење. Вулканскиот фронт на островскиот лак е грубо паралелен со рифтната зона од која е оддалечен од 150 до 300 km (сл. 97).

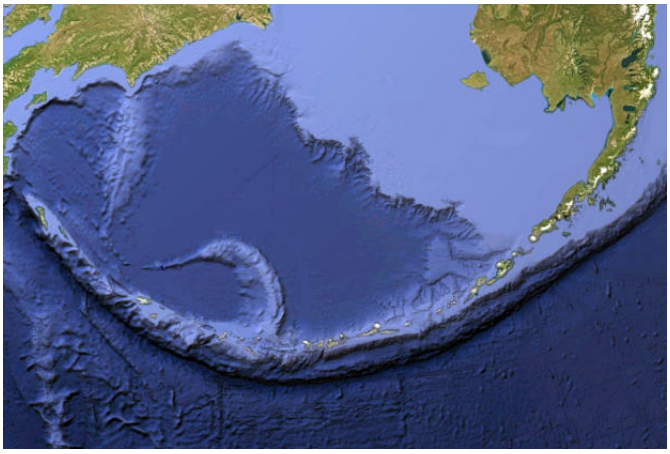
Поголемиот број на островски лакови имаат 6 до 9 km дебела горна кора и 15 km дебела долна кора. Мохо дисконтинуитетот (границата на кората и обвивката) кај островските лакови се јавува како зона со широчина од неколку km. Од дебелината на кората на островскиот лак зависи и степенот на фракционирањето на магмата. Во "зрелите" лакови, со подебела кора, карпите дејствуваат како филтер, спречувајќи го подигнувањето на магмата. Меѓутоа, во лаковите со тенка кора, магмите ослободени од обвивката многу бргу достигнуваат на површината и ги задржуваат речиси сите примарни особености. Вулканизмот поврзан со субдукциската зона обично почнува ненадејно и експлозивно. Видот и меѓусебниот однос на вулканските карпи на островските лакови најчесто се типично стратовулкански, изградени од лава и пирокластичен материјал.



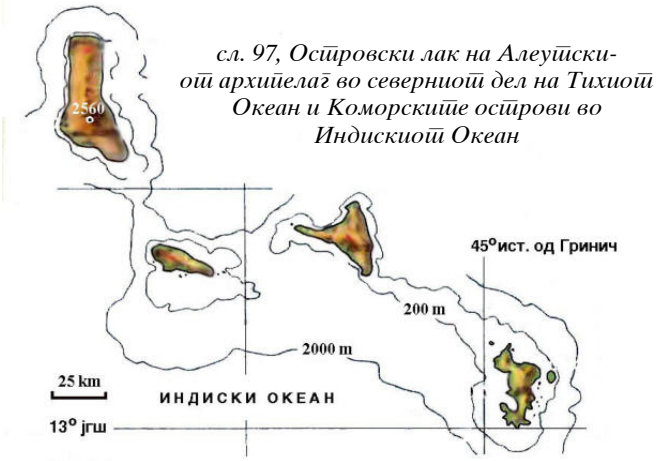
сл. 96, Блок дијаграм на островски лак и новосоздаден остров на архипелагот Тонга

Испитувањата покажале дека магматските огништа се јавуваат на длабочини помали од 20 - 30 km, а понекогаш и на само неколку стотина метри од површината. Веројатно се јавува се-

ја на меѓусебно поврзани резервоари кои се полнат од зоната на генерирање на магмите. Резервоари на повисоки нивоа не се присутни кај младите островски лакови бидејќи тие се формираат кога е достигната одредена дебелина на кората. Типични примери за островски лакови се: Јужните Сендвички Острови во јужниот дел на Атлантскиот Океан, Тонга во југозападниот дел на Тихиот Океан (сл. 96), северните Мали Антили во Карибите на Западен Атлантик итн.







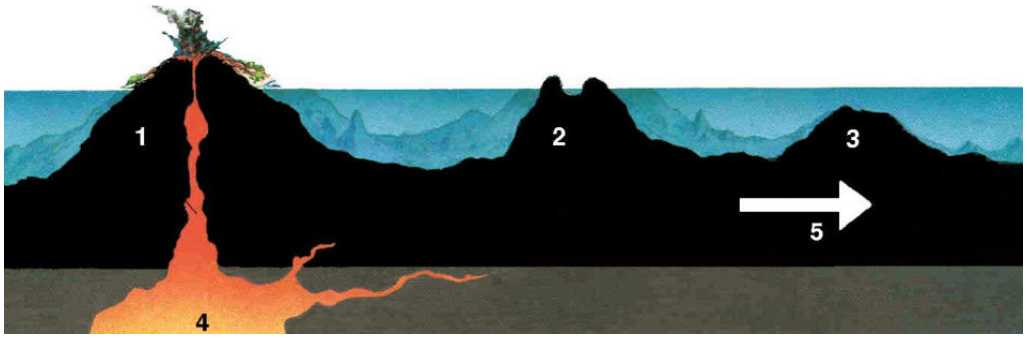
сл. 97, Островски лак на Алеутскиот архипелаг во северниот дел на Тихиот Океан и Коморските острови во Индискиот Океан

Иако околу 90 % од активните вулкани се јавуваат во зоните на дивергенција (рифтување) или конвергенција (субдукција) на плочите, голем број вулкански острови укажуваат дека активниот вулканизам се јавува и внатре во океанските и континентални плочи. Островите со вулканско потекло ги има во сите океански басени, а најмногу се застапени во Тихиот Океан. Поголемиот број од нив имаат по неколку вулкански центри кои лежат еден преку друг како последица на миграцијата на жариштето на вулканската активност.

Проучувањата на карпите покажуваат дека изворите на магма на океанските острови се различни од изворите што ги даваат базалтите на среднооке анските рифтови. Се претпоставува дека вулканските острови настануваат од магми кои се формирани со влијание на "жешки точки". ***Жешките точки*** (hot spot) настануваат со специфични конвекциски струења во делумно стопената обвивка. Тие се движат низ обвивката до основата на кората. *Burke* и *Wilson* (1976) во океанските и континенталните подрачја идентификувале 122 жешки точки активни во текот на последните 10 000 години. Некои од нив се јавуваат на океанските рифтови (Исланд, Св. Елена) или близу до нив.

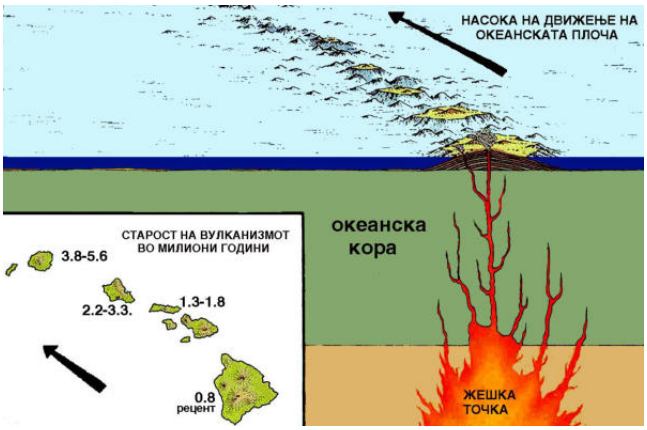
За образување на вулканските острови, внатре во океанските плочи, *Wilson* (1963) предложил модел кој ги опфаќа; изворот на магма во обвивката, жешката точка и плочата која над неа се движи (сл. 98). Вулканските острови по овој автор се формираат со движење на океанските плочи преку жешките точки кои се наоѓаат во горната обвивка. Подводниот вулкан најчесто гради купа која понекогаш може да израсне над водата. Со оддалечување од жешката точка, поради движење на плочата, доводот на магма се прекинува и вулканизмот на океанскиот остров престанува. Ваквиот развој е потврден за Хавајските Острови (сл. 99). Вулканизмот на Хаваите во текот на последните 30 милиони години мигрирал кон југоисток со брзина од околу 10 cm годишно.

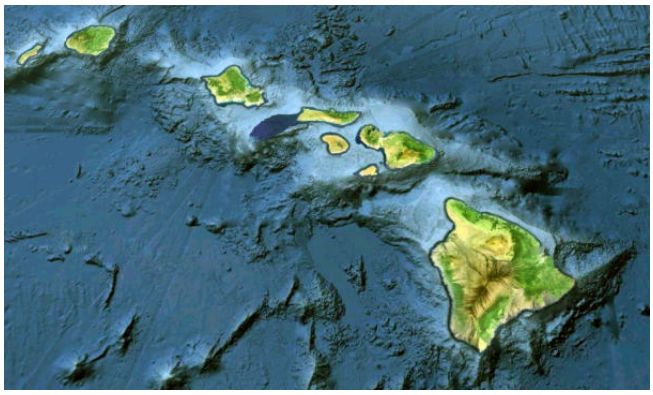
Ако движењето на плочите е побавно во однос на жешката точка се излеваат поголеми количества лава која формира вулкански острови со подебела кора. Планинскиот синџир на Хаваите, сместен во источниот дел на Тихоокеанската висорамнина е значително оддалечен од



1. Вулкански остров со активен вулкан, **2**. Вулкански остров со згаснат вулкан, **3**. Подморска вулканска купа на згаснат вулкан, **4**. Жешка точка, **5**. Насока на движење на океанската плоча.

сл. 98, Еволуција на вулкански острови на "жешка точка"





сл. 99, Геолошка историја на Хавајските Острови со приказ на старосата на базалтите во милиони години и морфопластика на Хавајскиот архипелаг

рифтната зона. Веројатно тоа е најдобро проучениот пример на жешка точка внатре во океанска плоча. Хавајскиот архипелаг е субмарински планински синџир со должина од преку 2000 km, издолжен во правец од запад - северозапад кон исток - југоисто и е речиси паралелен со ширењето на Тихоокеанската плоча. Височината на активните вулкани Килауеа (4.091 m) и Мауна Лоа (4.169 m) зборува за огромните количества лава што се создале под дејство на жешка точка.

Ако жешката точка е под континенталната кора може да предизвика формирање на радијални руптури во континенталната литосфера и да иницира формирање на нов океански басен. Таков настан веројатно се случил пред 200 милиони години кога во Гондвана се создадени фрактури, од кои, едната одговара на денешниот Средноатлантски рифт. Јелоустонскиот Парк, исто така, се интерпретира како постоење на жешка точка во ова подрачје.

морфолошко преобликување и уништување на вулканскиот релјеф

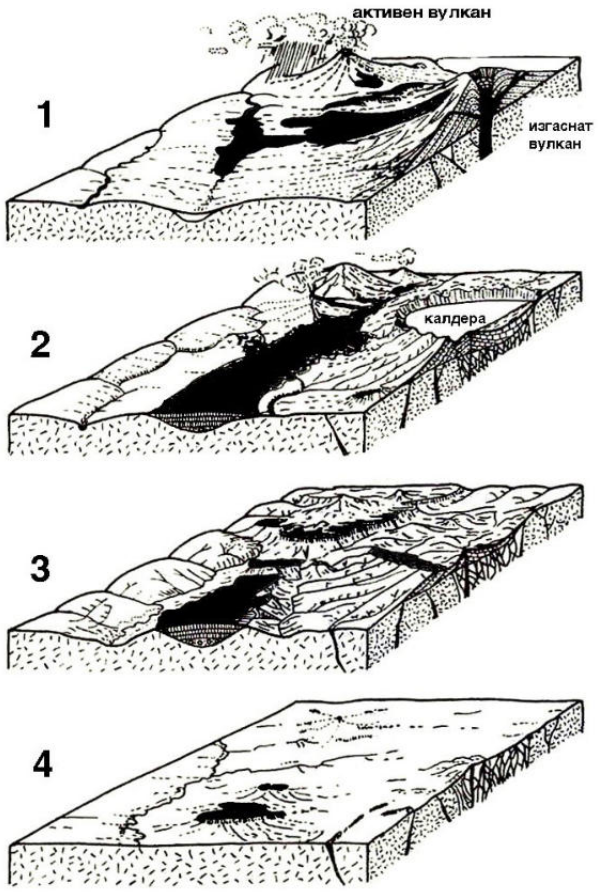
Со престанок на вулканската активност се прекинува и изградувањето на вулканската купа и вулканскиот кратер. Нивната натамошна морфолошка еволуција веќе не е поврзана за процесот на вулканизмот, туку за егзогените сили кои делуваат преку различни ерозивни процеси. Со постепено, континуирано делување на ерозивните процеси, вулканските купи и кратерите морфолошки се менуваат до тој степен што ги губат своите основни морфогенетски црти и се губат како форми на вулканскиот релјеф (сл. 100). Треба да се напомене дека бројни палеовулкански купи во денешниот релјеф на врвот немаат сочуван кратер, не затоа што е уништен, туку затоа што и немале во примарниот вулкански релјеф. Имено, вулканските купи што настанале долж пукнатини со мирно излевање на лавата не се еруптивни па затоа и немаат, не изградиле кратер на врвот.

Во далеку одминатиот стадиум на поствулканската морфолошка еволуција врвовите на еруптивните вулкански купи се заоблуваат, додека зјапестиот кратер и калдерата исчезнуваат. Од некогашната еруптивна вулканска купа во релјефот заостанува само купест рид со благи падини. Ваквиот вулкански релјеф, морфолошки интензивно изменет со процесите на еро-

зија и разурнување се нарекува ***палеовулкански релјеф***, а неговите форми *палеовулкански*. Тоа е, всушност, фосилен вулкански релјеф. Последниот стадиум во морфолошката еволуција на вулканскиот релјеф е претставен со потполно уништување на формите на палеовулканскиот релјеф. Со делување на ерозивните процеси целосно се уништува иницијалниот вулкански релјеф, а на негово место е создаден квалитетно нов, ерозивен релјеф (сл. 100 - 4).

Во далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција, палеовулканските купи можат да бидат сосема разнесени со ерозија. Со тоа во релјефот заостанува само столб на оцврснета лава, консолидирана во некогашното гротло. Ваквата морфолошка појава се нарекува ***нек*** (сл. 100). Тоа е истакнат, масивен столб, последен сведок за некогашниот вулканизам и вулканскиот релјеф.

Вулканскиот нек Ѓаволска Кула (Devils Tower) во северозападниот дел на Вајоминг е прв национален споменик во САД, прогласен од претседателот Теодор Рузвелт на 24 септември во 1906 година со гранична површина од 13,5 km^2. Височината на некот изнесува 264 m, додека неговиот највисок дел е на 1.558 m надморска височина.

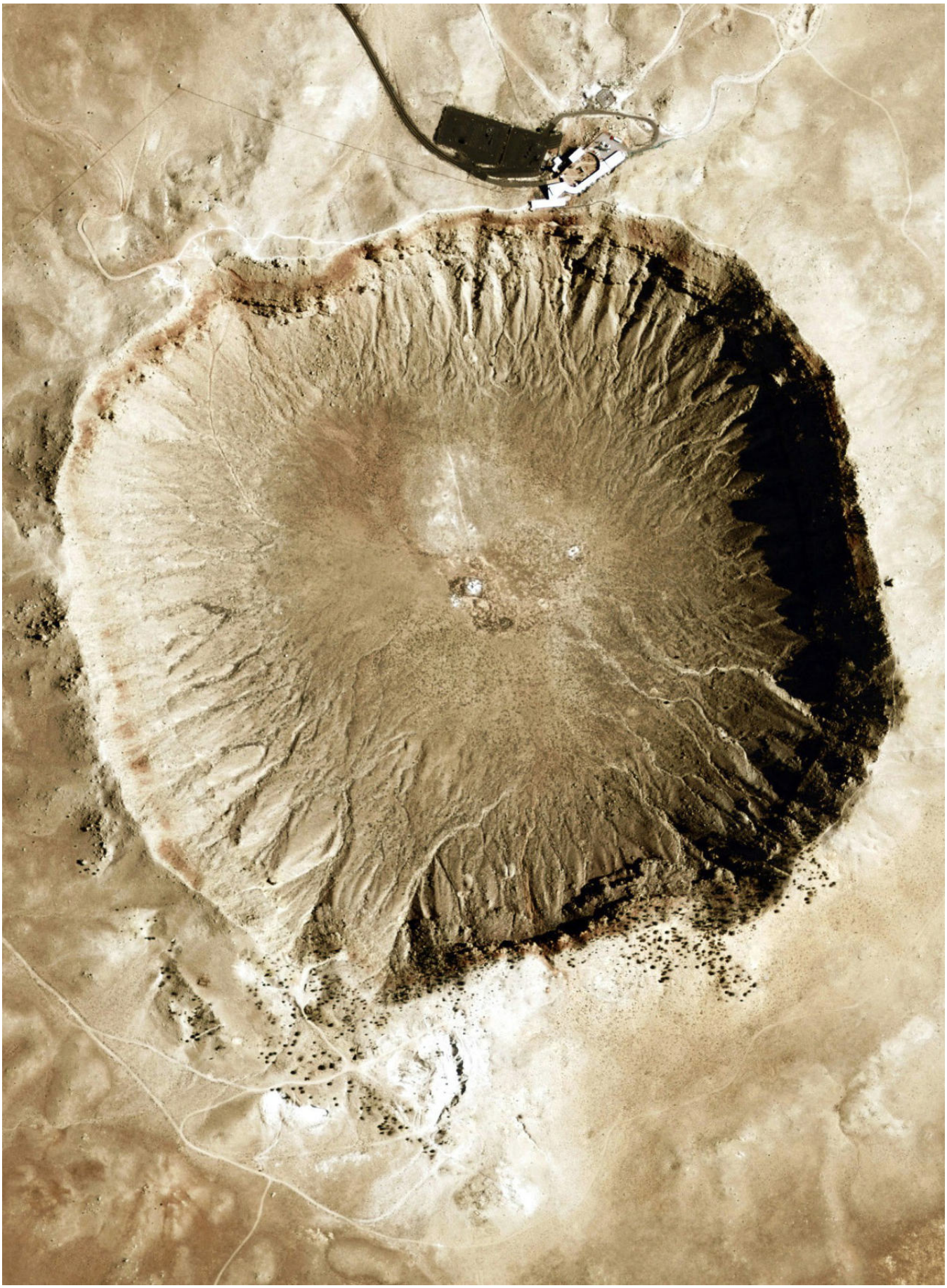


1. Активна фаза во изградување на вулканскиот релјеф, **2**. Поствулкански активности и почеток на преобликување на вулканскиот релјеф, **3**. Деструкција на вулканскиот релјеф со егзогени процеси, **4**. Маргинални остатоци на некогашниот вулкански релјеф.

сл. 100, Морфолошка еволуција на вулканскиот релјеф, според Detes (1987) и вулканскиот нек "Ѓаволска кула" во Вајоминг (САД)







МЕТЕОРИТСКИ КРАТЕРИ

Метеоритските кратери настануваат со паѓање на метеорите на Земјината површина. На местото на нивниот пад се создава чинијаста вдлабнатина (кратер) со поголеми или помали димензии. Во морфолошки поглед метеоритските кратери се слични на вулканските кратери. Единствената разлика е во тоа што тие не се изградени од вулкански материјал, што е и најголем аргумент за нивното невулканско потекло.

Метеоритските кратери се единствените форми во релјефот на Земјата што не се изградени се делување ниту на ендогените ниту на егзогените сили, туку се резултат на космичките сили.

Метеорите се најмалите, темни и ладни небески тела во Сончевиот систем. Терминот метеор доаѓа од грчкиот збор *meteoron* што значи појава на небото. Приближувајќи се до Земјата со голема брзина, од 10 до 80 km/s, тие влегуваат во Земјината атмосфера и поради атмосферското триење се усвитуваат до 2.500°C. Брзината им се намалува и доаѓа до нивно согорување, а понекогаш и до силна експлозија и распрскување на ситни парчиња. Некои од нив може да паднат и на Земјината површина како ***метеорити***.

Постојат три основни групи на метеорити: железни (сидерити), камено-железни (сидеролити) и камени метеорити (аеролити). На Земјината површина најраспространети се камените метеорити (92 %), а потоа железните (6 %) и најретки камено-железни метеорити (2 %). Железните метеорити почесто и полесно се пронаоѓаат бидејќи подобро се одржуваат и се разликуваат од околната средина.

сл. 101, Метеоритскиот кратер во Аризона со дијаметар од 1.186 m, длабок 170 m и опкружен со раб што се издигнува 45 m над околната рамнина

На Земјината површина годишно паѓаат околу 2.000 метеорити. Од нив просечно околу 400 се потешки од 20 kg. Досега се најдени 34 метеорити чија тежина е над 1 t. Најголемиот меѓу нив е Хоба (Јужна Африка) со тежина од 60 - 70 t (3 X 3 X 2 m). Неговиот состав е 83,4 % железо и 16,3 % никел. Во Мексико е пронајден метеорит тежок 50 t, на Гренланд со тежина од 33 t, а во Јапонија, кај островите Такамисима во Јапонското Море паднал метеорит со тежина од 100 t.

Во основа паѓањето на метеорити е ретка појава. На Земјината површина ретко паѓаат џиновски метеорити кои и ги создаваат метеоритските кратери. Од почетокот на XX век за позначајни, крупни метеорити кои паднале на Земјата се сметаат: Тунгускиот, метеоритот во близината на Владивосток (12.02.1947 година) и метеоритот во североисточните делови на Кина во провинцијата Гилан (08.03.1976 година) кој бил со тежина од 1.770 kg.

За џиновски метеорит, чиј пад бил проследен со експлозија се смета Тунгускиот. Тој паднал во Сибир на 30 јуни 1908 година. Метеоритот предизвикал земјотрес, идентичен на стравичната експлозија на вулканот Кракатау од 1883 година. Тунгускиот метеорит бил со тежина од околу 2.000 t, а експлодирал пред да падне на површината. Поради тоа неговата основна маса и не можела да се пронајде.

До сега се пронајдени само околу 20 поголеми метеоритски кратери. Повеќето од кратерите имаат праисториска датација. Кратерите со поголема геолошка старост и не може да се зачуваат како релјефни форми поради делувањето на ерозивните процеси. Еден од најголемите метеоритски кратери на Земјата е *Чаб* на Лабрадор (Канада), денес исполнет со вода (езеро), а откриен од авион во 1946 година. Неговата широчина достигнува 3.600 m, додека длабочината му изнесува 550 m.

Еден од најизразените и најатрактивни метеоритски кратери е Ѓаволскиот Кањон во Аризона. Кратерот е широк 1.186 m, додека неговата длабочина достигнува 170 m (сл. 101). Прстенестиот бедем на кратерот кој настанал со насобирање на растреситиот материјал исфрлен при ударот е висок 45 m. Железно-никелската маса на метеоритот се наоѓа на длабочина од 420 m. Овој метеорит, кој паднал пред околу 5.000 години, бил со тежина од неколку илјади тони. Во неговата поширока околина на далечина до 10 km се најдени неколку илјади метеоритски парчина, од кои, најголемото е со тежина од 500 kg.







сл. 102, Pingulauit кратерот во Канада, Wahab кратерот во Саудиска Арабија, Wolf-Creek во Австралија и езерото во кратерот Kara Kul во Таџикистан



ЗЕМЈОТРЕСИ

Земјата повремено се тресе во вид на брзопроменливи вибрации на литосферата кои предизвикуваат бранови што пренесуваат енергија во сите насоки од подземното жариште (*хипоцентар* или фокус). Ваквите процеси може да предизвикаат помали или поголеми промени во релјефната структура.

Причините за потресите се пореметувањата во литосферата предизвикани како резултат на магматската активност или на тектонските процеси. Земјотресите кои се резултат на вулканските ерупции, односно се предизвикани од нив, имаат релативно ограничено подрачје на делување. За главни земјотреси се сметаат тие што настануваат како последица на тектонските пореметувања, односно поради движењата на плочите на литосферата. Вакви земјотреси главно се случуваат на границите на плочите (сл. 104). Движењето на плоплочите врши огромни притисоци врз карпите кои истото можат да го издржат до определена граница по која моментално се кршат. Ослободената енергија предизвикува сеизмички бранови.

Земјотресните бранови се всушност вибрации од различен тип и со различна амплитуда. Местото на пореметување или жариште, може да биде на длабочина до 70 km (плитко жариште), од 70 до 300 km (средно-длабоко), додека под оваа длабочина ги има мошне малку. Местото на површината непосредно над жариштето се нарекува *епицентар*. Овде последиците на земјотресот се најизразени. Од длабочината на хипоцентарот делумно зависи со која брзина ќе се смалува интензитетот на земјотресниот удар, оддалечувајќи се од епицентарот.

Линиите што ги спојуваат сите места со еднаков интензитет се нарекуваат *изосеизмички линии*. Длабочината на хипоцентарот и далечината на епицентарот не се единствените што одлучуваат за моќта на земјотресниот удар. Важни се и карактеристиките на карпите, присутноста на подземни води и др. Во неврзани седименти ударот посилно се чувствува отколку во комплексите изградени од цврсти карпи.

Сеизмичките процеси најчесто создаваат денивелација на релјефната површина. Ги пореметуваат постоечките односи но можат да создадат и одредени форми во релјефот. Ваквите форми сепак се многу ретки бидејќи брзо се уништуваат со делување на ерозивните процеси и процесите на аплинација. Истите обично спаѓаат во групата на микрорелјефни форми. Најчесто се јавуваат во форма на различни пукнатини создадени при силни земјотреси. Пукнатините настанати со хоризонтално раздвојување на теренот можат да имаат должина од неколку десетина m до повеќе десетина km и широчина до 20 m. Протегањето не им е само праволиниско,

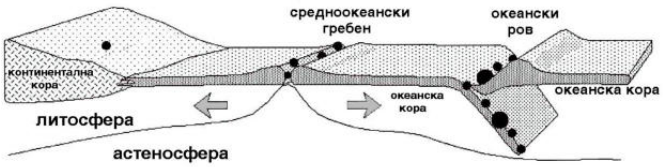
туку се одликуваат со цел систем на пукнатини со различна насока. При катастрофалниот земјотрес кој се случил во 1858 година во Сан Франциско создадена е пукнатина со широчина од 20 m и должина од 1.000 km. Во Калабрија во 1974 година создадена е мрежа на пукнатини со должина од 30 km. Во Алма Ата (1911 година) е создадена пукнатина долга 50 km, широка 8 m итн.

Покрај хоризонталните пукнатини кај земјотресите кои предизвикуваат вертикално движење на земјиштето се создаваат раседни пукнатини, односно раседи. Ваквите движења може да изнесуваат повеќе m и да доведат до крупни морфолошки промени во релјефот. Со земјотресот во Калифорнија од 1906 година е создадена раседна пукнатина долга 432 km, широка 20 m, со раседен скок од 6 m. За време на земјотрес во Аљаска (1899 година) е создаден расед на кој едното крило се издигнало 16 m, додека другото се спуштило за 4 m.

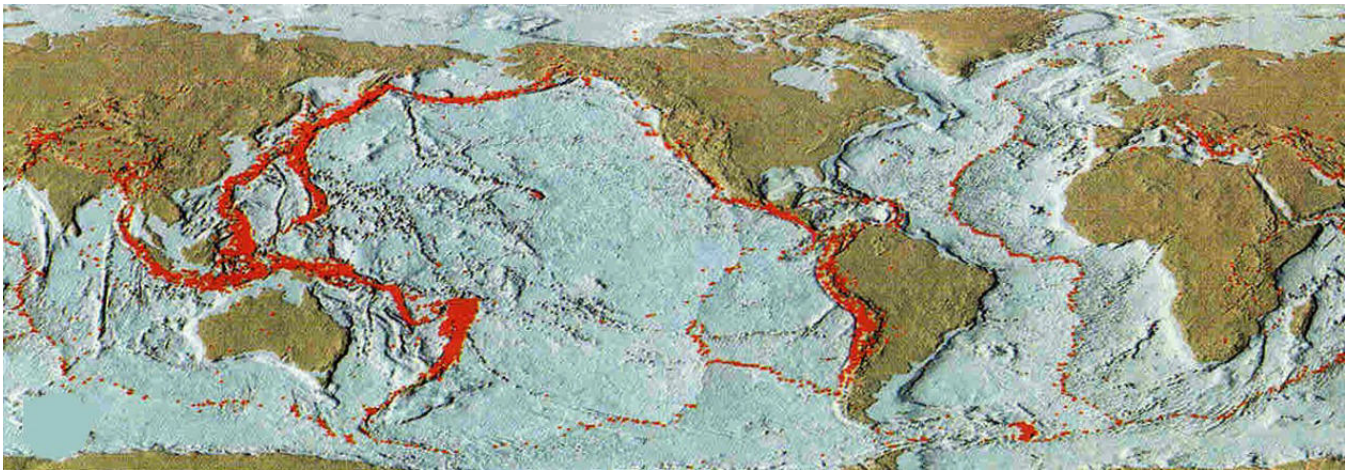
Со поголемо релјефно значење е издигнувањето или спуштањето на теренот како последица на земјотресните појави. Земјотресот во Чиле од 1822 година предизвикал издигнување на Чилеанскиот брег за 1 m во должина од 400 km, додека за време на катастрофалниот земјотрес во Лисабон (1755 година) потонат е целиот кеј со повеќе илјади луѓе кои побегнале од земјотресот на брегот. Денес длабочината на морето на ова место изнесува преку 20 m. Најголемиот регистриран земјотрес, кој се случил во Чиле во 1960 година, зафатил површина од 140.000 km^2. Како резултат на овој земјотрес теренот е спуштен за 2 m во должина од 500 km во појас широк од 20 до 30 km. Повеќето од 25-те острови на Чилеанскиот архипелаг потонале, но се создадале и нови острови.



сл. 103, Маркантна земјотресна пукнатина во областа Антакија во југоисточниот дел на Турција



сл. 104, Географска распространетост на земјотресите и позиции каде најчесто се јавуваат



ГЛАВА IV

ПЛАНТЕРАРНА ГЕОМОРФОЛОГИЈА

Основна цел на планетарната геоморфологија е со компаративна анализа на веќе оформените сознанија за Земјата, подобро да се запознае површинската морфологија на останатите планетарни тела на Соларниот систем. Се мисли само на оние планети (и природните сателити, месечини) кои се создадени од цврста кора и на кои можат да се развијат и зачуваат релјефни форми.

Терминот "terrestrial" кој означува копнен односно земјен, во основа е резервиран за обележување на карактеристиките на планетата Земја. Претставувањето на површинската морфологија на останатите планети и месечини, аналогно како за земјените форми, се искажува како планетарна "гео" морфологија. Некои планетарни тела, како Земјената Месечина, се со површинска морфологија создадена многу рано од својата историја. Со нивното проучување се овозможува и детален пристап во историјата на Земјината површина. Освен тоа, компаративната геоморфолошка анализа нуди основа за разбирањето; како Земјата ја развила својата, очигледно единствена комплексна површина. Во ова заглавје може да се дадат само кратки црти од возбудливите откритија што дошле со разни планетарни, орбитни и земјени мисии на САД и Русија. Спектакуларните релјефни форми откриени во досегашните испитувања овозможуваат многу појасна слика за развитокот на површината на планетите во Соларниот систем.

Земјина Месечина

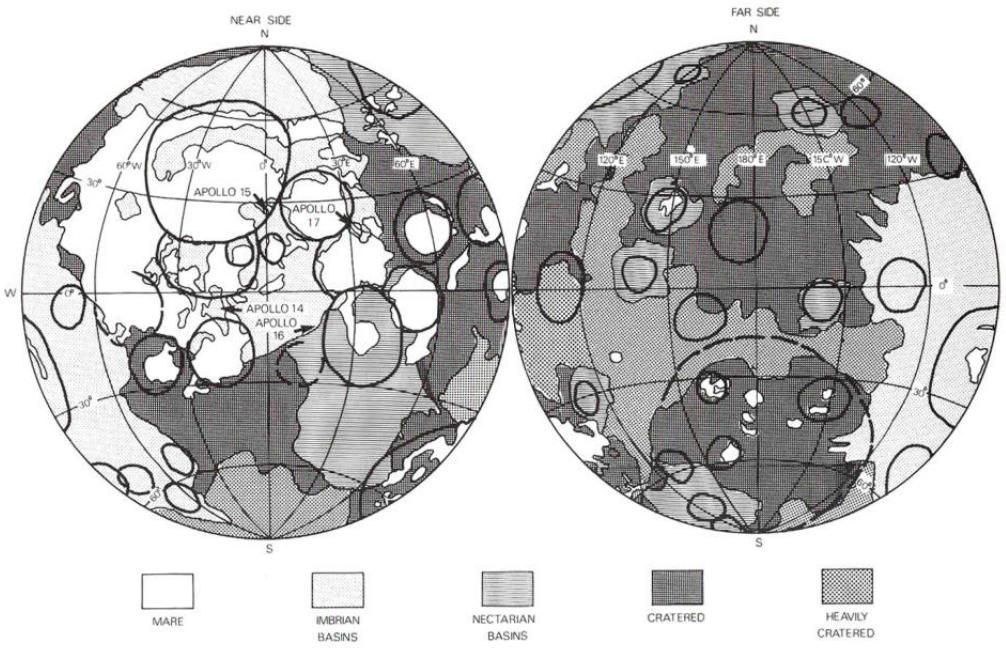
Контрастите помеѓу светлите и темните простори на Месечината се јасно видливи со голо око. Тоа не враќа назад во времето кога уште палеолитските луѓе гледале нагоре. Опсерваторискиите следења со телескоп се започнати од *Галилеј* и други научници во XVII век. Тогаш и биле идентификувани два типа на терени:

-високо албедо; високи, тешки кратерни терени и

-ниско албедо; мазни кратерни терени, наречени *морија* (mare - море).

Со епирогенетските процеси на постепено издигнување на одделни делови на Земјината кора според застарената теорија на геосинклинали се формира копно, додека со спуштање настануваат морија и океани. Епирогенетските движења, како бавни нишања во позитивен и негативен смисол најдобро може да се набљудуваат во крајбрежните подрачја на морињата и океаните. Според тоа, како последица на дејството на епирогенетските движења изгледот на Земјата постојано се менува. Ако подлабоко се навлезе во геолошката историја на Земјата ќе се види дека распоредот на копното и морето постојано се менувал. Одделни делови на морињата и океаните повеќе се спуштале, со што овозможувале седиментација на различен материјал,

додека други делови се издигнувале и овозможиле појава на поголеми копнени пространства. Со програмите на САД: *The Ranger*, *Lunar Orbiter* и *Apollo*, како и од неколку Руски мисии се обезбедени бројни податоци за Месечината. Иако некои прашања остануваат отворени денес имаме многу појасна слика за процесите што ја формирале месечевата површина како и за хронологијата на нејзиниот развиток. Сето тоа е резултат на радиометриските податоци добиени од камените фрагменти донесени на Земјата.



сл. 105, Мапа на поблиската (светла) и подалечната (темна) страна на Месечината со приказ на главните геолошки и морфолошки провинции



сл. 106, Единствениот Земјен сателит, Месечината, оддалечена од Земјата 384 400 km

Два големи процеси го создале месечевиот изглед. Првиот е резултат на ударните кратери кои овозможиле трансформација на кинетичката енергија од удирачките предмети *болиди*. Болидите може да вклучат комети, астероиди и метеорити. Вториот значаен процес е вулканското течење. Рамните терени "mare" (морија) се формирани со течење на базалтна лава, еруптирана главно помеѓу 3.9 и 3.1 милијарди години. Околу 17% од површината е покриени со лава, но далеку со поголема пропорција е поблиската страна на Месечината. Далечната страна, секогш свртена на другата страна од Земјата, поради гравитациските интеракции произлезени од неправилностите во формите на двете тела е речиси целосно покриена со тежок кратерен терен.

Од почетокот на нејзиното создавање, пред 4.6 милијарди години, Месечината има поминато историја на бомбардирања. Кратерите се формирани со удари и имаат опсег од микроскопски форми до големи циркуларни басени, како *Mare Imbrium* кое на неколку пати било по-

плавено со лава (сл. 108). Мал е бројот на кратерите кои немаат ударно потекло. Ваквите идентификувани кратери на Месечината веројатно се поврзани со вулкански активности.

Ударире се случуваат со огромна брзини и до 150 000 km/h. Моменталното преобразување на огромната количина кинетичка енергија, ослободена како топлина, овозможува болидите да произведат изненадувачко големи кратери. Метеорит со 3 m пречник и тежина од 50 t може да оформи кратер со дијаметар од 150 m.

Во најопшта смисла месечевите кратери можат да бидат класифицирани според големината и морфолошките карактеристики. Микрократерите (< 10 mm дијаметар) се најдени на камења и одрони бомбардирани од многу мали метеорити. Малите кратери (од 10 mm до 15 km) имаат едноставна форма, додека големите кратери (од 15 km до 300 km) се со сложени карактеристики. Тие се типична модификација од растопен камен, поврзан со оригиналниот удар или од вулканска активност. Некои соджат еден или повеќе централни врвови, веројатно создадени со прескокнување на материјалот од површината на кратерот по ударот.

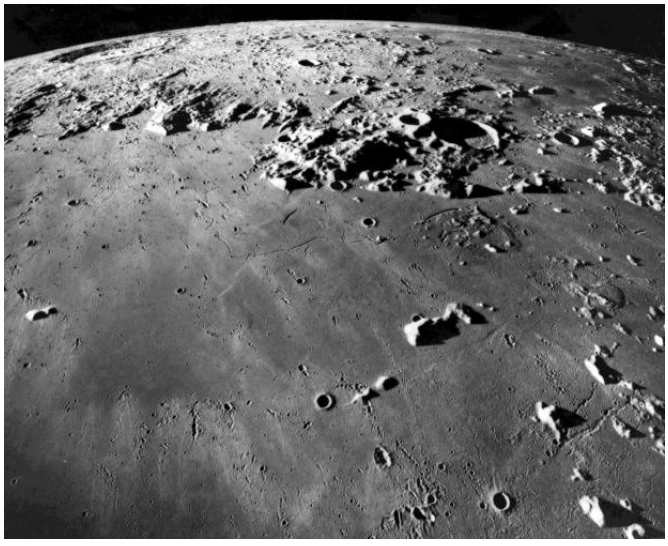
Во кратерите со пречник поголем од 12 km се создадени серии од камени прстени кои можат да го заменат централниот врв. Во многу големите кратери (со пречник над 300 km) може да се најдат и повеќе од 5 прстени. Повеќето лунарни планински синџири и најголемите фрактурни системи се создадени од овие кружни структури. Планината *Apenini*, Што се издигнува околу 5 km над месечевата површина, претставува дел од надворешниот прстен на огромниот *Imbrium* Басен. Потеклото на повеќето прстенести басени е несигурно. Веројатно се резултат на прилагодувањата на месечевата кора по ударите на големите тела во текот на раните фази од нејзината историја.

Иако сеуште не е јасно, вулкански активности на Месечината имало во минатото. Веројатно повеќето случаи биле поврзани со формирањето на големите ударни басени во лунарната историја. *Ориентше* Басенот е најмлад, создаден пред околу 3.9 милијарди години. Рано создадената кора пробиена од големите тела била изложена на делумно растопената внатрешност. Тоа предизвикувало ерупција на лава која течејќи ги полнела басените. Во текот на мисијата Apollo 15 е откриено синусно течење преку *Mare Imbrium*. Текот на лавата се претпоставува дека изнесува околу 60 m. Некои идеи за густината на лавата може да се добијат со мерење на височината на кратерите кои делумно се закопани во лава, односно со споредување на нивните прави височини. Анализите иницираат дека басените се исполнети со лава.

Податоците од сеизмографите на лунарната површина покажуваат дека сеизмичката активност на Месечината е минимална. Месечината има поминато многу малку тектонски активности. Некои од нив се снимени. Такви се бројните гребени но и "морињата" кои можеби и не се од чисто вулканско потекло.



сл. 107, Доказ за месечевиот вулканизам



сл. 108, Mare Imbrium

На страната на која се формираат кратерите, месечевиот изглед го создаваат болидните удари. Тој дел е формиран од камени делови, исфрлен и растопен камен од ударни настани и од болидните фрагменти. Сепак, поголемите болиди се премногу ретки за да бидат значајни, додека помалите се ретко способни за пенетрација во постојната покривка. Малите метеорити, не сметајки ги оние со микроскопска големина, што можат да ја допрат месечината во отсуство на атмосфера имаат улога во израмнување на каменестата површина. Ефективноста на овој механизам е сепак минимална во споредба со процесите на терестијалната аплинација на Земјата.

Поради отсуство на транспортни агенси: вода, ветер или мраз, движењето на површинскиот материјал на Месечината е изразен со масивни движења. Има јасни докази за таквата активност. Пример, моменталното, т.е. брзото лизгање е поврзано со ударните моменти и е иницирано од морфологијата на каменестата внатрешност на големите кратери. Нестабилната кратерна покривка се лизга по sидовите и може да биде приклештена од сеизмичките шокови генерирани од големите болидни удари. Нисколизгачките движења можат, исто така, да бидат забрзани од последователниот удар. Реткоста на ваквите појави сугерира дека масовното движење можеби се намалило по раниот период на високо кратерните настани.

Истријата на месечевиот изглед е утврдена со пресметување на густината и свежината на кратерите во различни делови на нејзината површина и со поврзување на овие варијабли со радиометриските анализи обезбедени од месечевите примероци од Apollo.

По создавањето на Месечината (4.6 милијарди години) процесот на диференцијација на нејзиниот состав води до формација на кора, пред околу 4.3 милијарди години. Истата станува доволно цврста за појава на морфолошки отисоци од ударните настани. Многу од овие рани *пренектариарни* терени се на далечната страна на Месечината. Формирањето на големите месечеви басени е концентрирано помеѓу 4.3 и 3.9 милијарди години а завршило со креирање на големиот *Imbrium* Басен со што завршува *Nectarian* системот.

Епизодата на интезивно ударни кратери е позната како *доцнотешко бомбардирање*. Сите несигурности се резултат на различните интерпретации за деталите на овој настан. Едно од мислењата е дека доцното тешко бомбардирање го претставува крајот на 500 милиони години, со период на смалена но сепак присутна ударна активност. Друг поглед е дека имало краткотрајно катаклизмичко зголемување на степенот на бомбардирање пред околу 4 милиони години. Без оглед на точната интерпретација, доказите од доцното тешко бомбардирање на Месечината се од голема важност за слични настани што очигледно ефектирале врз другите внатрешни планети на Соларниот систем.

Полнењето на големите месечеви басени со текови на лава се случило помеѓу 3.8 и 3.2 милијарди години. Од тогаш геоморфолошките активности се претставени со формирањето на неколку големи кратери и континуирана модификација на месечевата површина преку ударите на мали тела.

	Земја	Месечина	Марс	Меркур	Венера
оддалеченост од Сонцето (km x 10^6)	149,6		227,9	57,9	108,2
период на револуција (Земјени денови)	365,26		687	88	224,7
ротационен период (Земјени денови)	0,9983	27,32	1.026	59	243 ретроградно
дијаметар на екваторот (km)	12.756	3.476	6.787	4.880	12.104
атмосфера	азот кислород	нема	карбон двооксид	нема	карбнон двооксид
температура (°C)	15	107 дење -153 ноќе	-23	305 дење -170 ноќе	480

таб. 4, Карактеристики на внатрешните планети; извор: B. Murray et al. (1981) Earthlike PLanets. W.H. Freeman, San Francisco

ВНАТРЕШНИ ПЛАНЕТИ

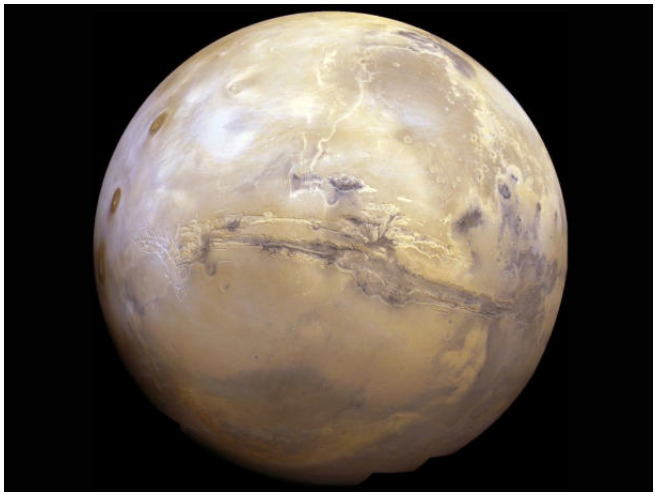
Општа карактеристика на внатрешните планети што директно или индиректно влијае врз геоморфолошките процеси е средната оддалеченост од Сонцето. Тоа влијае врз сумата на соларна енергија достапна на површината и заедно со ротациониот период и природата на атмосферата ги контролира просечните и екстремните температури на површината.

Атмосферскиот притисок и темпертурата се двете критични променливи кои одредуваат дали водата ќе биде во течна состојба и консеквентно ја одредуваат природата на хемиските и физичките процеси. Површинската гравитација е значаен фактор за влијанието на атмосферскиот притисок и индиректо, пред сé на еолските активности што влијае врз операцијата на масовните движечки процеси.

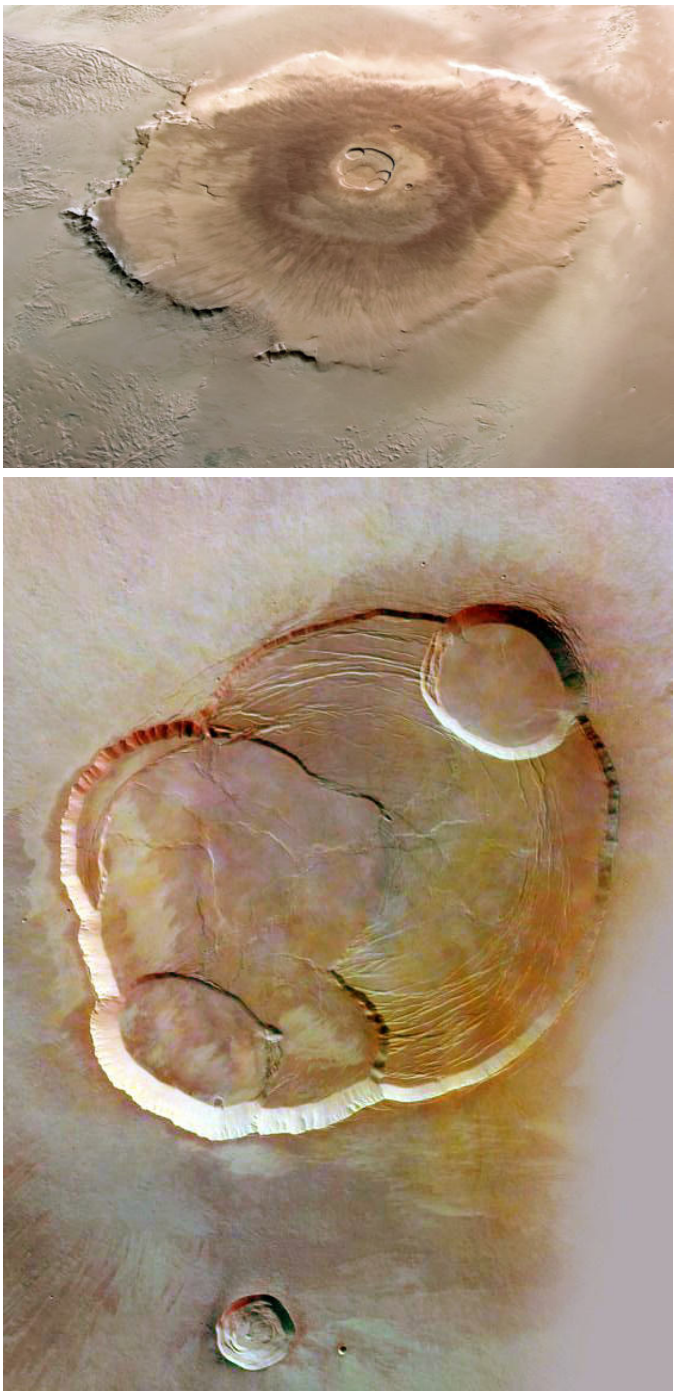
Марс

Првиот поглед од блиску на површината на Марс е обезбедена од Маринер 4 во 1964 година. Две други мисии во 1969 година (Маринер 6 и 7) донеле нови информации, но детелните погледи од фасцинантната планетарна површина морале да чекаат до пристигнувањето на Маринер 9 орбитерот кон крајот на 1971 година. Тогаш, првично површината била опфатена со огромна бура на прашина, но по неколку месеци се добиени (снимени) едни од најспектакуларните пејсажи во Соларниот систем.

Во период од само една година Маринер 9 ја слика речиси целата површина на Марс. Мисијата ги обезбеди основите за посебно мапирање на површината на планетата што е комплетирано со два Советски орбитери во 1971 и 1973 година. Викинг 1 и 2, комбинирани копнени и орбитни мисии, во 1976 година со многу висока резолуција обезбедиле околу 60 000 фотографии.



сл. 109, Планетата Марс, оддалечена од Земјата 109, 44 милиони km



сл. 110, Olympus Mons со височина од 26 km и маркантната калдера на врвот

Иако ударните кратери се заеднички елементи на повеќето планетарни пејсажи, некои од оние на Марс имаат посебни карактеристики што ги прави да бидат како ниедни други во Соларниот систем. Возможното објаснување за ваквата невообичаена морфологија е дека материјалот настанат од ударот вклучува површински мраз, кој или како гас или како течност е вклучен во исфрлувањето и формира движечки урнатини. Интересно откритие е дека лопатестите кратери се поврзани со височината и широчината што може да е индиректен доказ за варијации во длабочината на планетата.

Врз основа на досегашните сознанија на Марс се најголемите вулкани во Соларниот систем. *Olympus Mons* е со околу 26 km височина над кружната рамнина од која е одделен со наклон со височина од 8 km. Околу врвот се забележани бројни колапсни структури и импозантна калдера со пречник од 80 km (сл. 110).

Морфологијата на *Olympus Mons* е добро споредлива со вулканските наклони на Хаваите, но двете форми драматично се разликуваат во големината. Големата височина на вулканите на Марс не треба да изненадува. Тоа е поради ниската површинска гравитација, што значи дека огромните вулкани тежат помалку од нивните околни делови.

Сите големи вулкани на Марс се поврзани со масивни текови на лава. Со скромната височина од само 6 km *Alba Petera* има 150 km пречник и е џуџе во споредба со *Olympus Mons*. Снимките на Викинг откриј бројни млади стрмнини на овој вулкан, вклучувајќи широки текови и лопатести предни делови. Големите вулкани се наоѓаат на просторот познат како *Tharsis Montes* вулканска провинција. Тоа е голема испакнатост на кората создадена пред околу 3.9 милијарди години.

Низа тектонски карактеристики се идентификувани на површината на Марс. Некои од нив се во асоцијација со вулканските структури. Далеку најимпресивен од сите нив е системот кањони наречени *Valles Marineris* (сл. 151). Овој гребенест комплекс е со должина од околу 5.000 km, средна широчина од 200 km и околу 7 km длабочина. Тоа е кањон 4 пати подлабок и околу 15 пати поширок од Големиот Кањон (Grand Canyon) во САД. *Valles Marineris* е создаден преку ефекти на долгоскалести притисочни стресови во кората на Марс.

Иако се јасно различни со Земјата, атмосферските и површинските услови на Марс се поблиску до нашата планета од било кое друго тело во Соларниот систем. Означените разлики во атмосферскиот притисок, атмосферската композиција, како и површинските температури имаат видливи сличности во временските процеси. Анализите замени од Викиншките орбитери, иако го потврдија фактот дека нема живот-



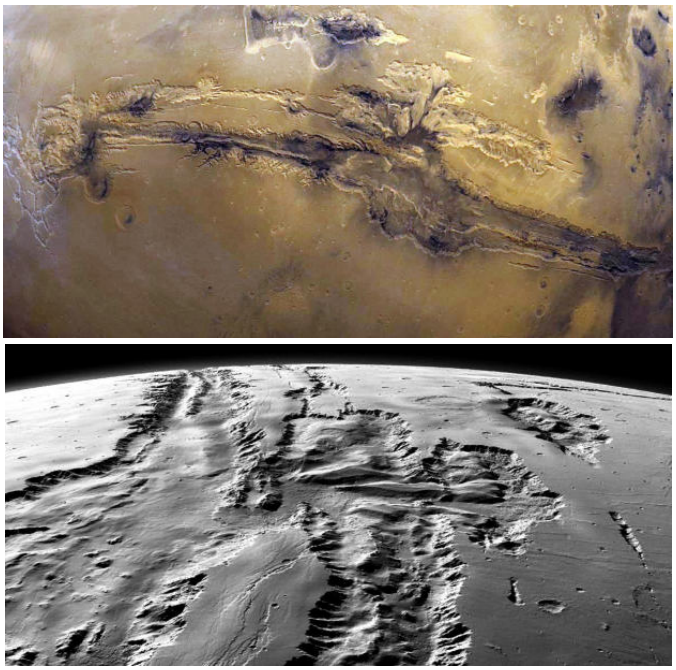
сл. 111, Геолошка карта на Марс

но присуство, обезбедија вредни податоци за морфологијата и физичките и хемиските карактеристики на површината на Марс.

Откако вода и карбон - диоксиден мраз биле идентификувани на површината, може да се каже дека мразното (глацијално) време, исто така, било значајно за Марс. Но, како и со другите Марсови геоморфолошки процеси, има повеќе шпекулации отколу заклучни сознанија. Најблиска Земјена аналогија со Марсовата површина се ладните и суви долини на Антарктикот.

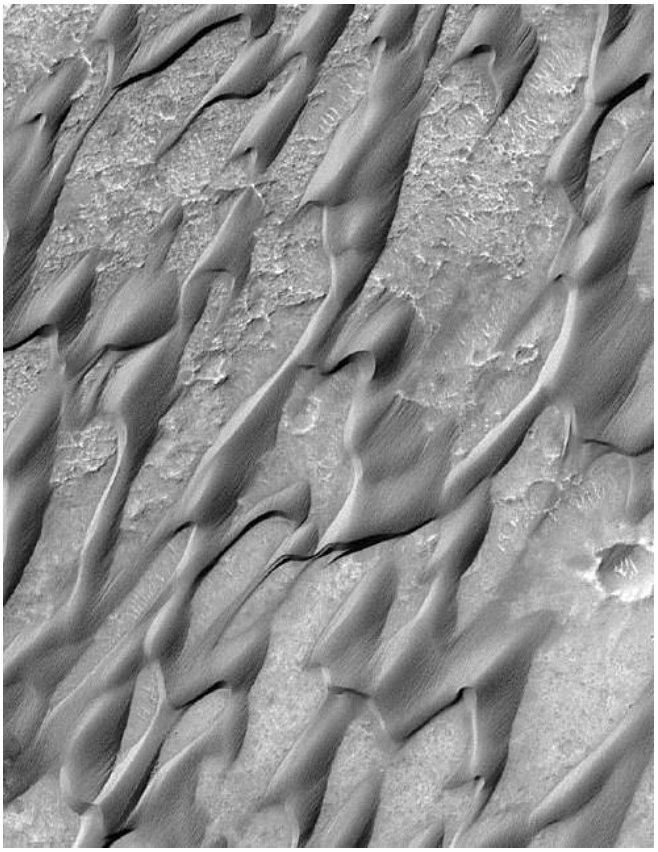
Изобилието на огромни стрмни насипи на Марс овозможува простор за оперирање со појава на масивни движечки механизми со процеси што ги надминуваат оние на Земјата. Од горната зарамнина на *Valles Marineris* се спуштаат надолу бројни јазови (сл. 114), секој по брановидни стрмнини со наклон од околу 30° а во некои случаи и со вертикален пад од неколку километри. Со Викиншкото сликање во *Valles Mariniris* се идентификувани и 25 големи одрони, определени со големина од 40 до 7.500 km^2. Еден од нив е со вдлабнатина во sидот од 30 km. Објаснувањата за карактеристиките на ваквите масивни одрони вклучува сув неконсолидиран материјал. Тоа значи дека барем на некои простори површината е покриена со тенок некохезивен реголит кој е веројатно резултат на раздробување на карпестиот материјал од болидните удари.

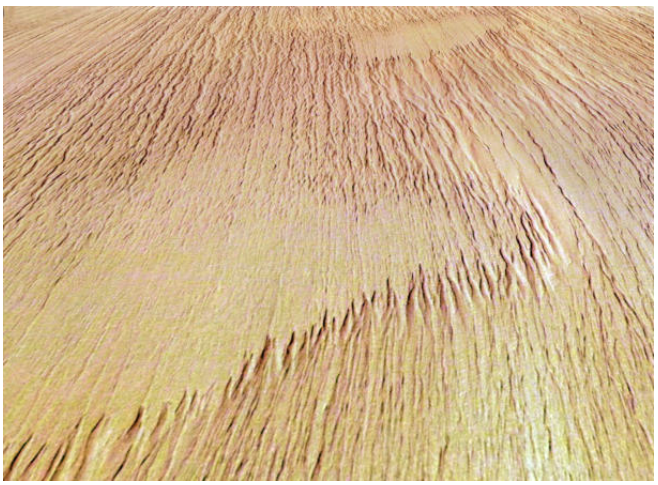
Недостатокот на површинска вода, отсуството на било каква вегетација за стабилизирање на површината и присуството на големи ветрови и фин седимент на Марс овозможува моќни еолските процеси претставени со широки зарамнини околу северниот поларен регион, прашина со ветар и мраз на самите полови и бројни ерозивни форми на екваторот (сл. 113).



сл. 112, Valles Marineris, маркантна тектонска структура со должина од 5.000 km

Иако дури сега со системите кои орбитираат околу Марс во детали се снимени големите прашински бури тие веќе беа познати со набљудувања преку силни телескопи од Земјата. Таква бура може да ја умртви целата планета како што се случило во 1971 година кога пристигнал Маринер 9. Бурата траела околу 4 месеци, со брзината на ветерот од околу 500 km/h, во споредба со типичните максимуми на Земјата од 120-160 km/h. Прашината се кревала дури 70 km над површината на Марс. Многу понискиот атмосферски притисок на Марс спореден со Земјата има битни инпликации за одвивањето на еолската активност. Почетната брзина е многу







поголема на Марс, со што материјалот има околу 20 пати поголема брзина од оној со слична големина на Земјата.

Анализите на снимениот материјал од Маринер и Викинг овозможија голем спектар на еолски форми на Марс. Морфолшоки некои од нив се многу слични со пејсажите снимени од терестријалните пустини, но поради огромната големина нивните карактеристики ги надминуваат било кои форми на Земјата. Откриени се различни големини на дини. Оние од *Hellespontus Area*, на пример, имаат српест изглед, т.е. претставуваат тип на бархани (сл.113). Еолските ерозивни пејсажи имаат линеарни длабоки праволиниски риги и вдлабнатини кои се шират на големи далечини

Периглацијата како процес и нејзините пејсажи можеби и не се вистинскиот термин за објаснување на геоморфолошките форми на Марс. Сепак, поради карактеристичните ниски температури кои придонесуваат за замрзнувањето терминот е соодветен. Исто така, водата ги задржува постоечките и веќе познати количини на површината на Марс, локализирана на повеќе места во екваторијалната зона. Замрзнувањето како активност било особено присутно во минатото, кога температурите веројатно биле и пониски.

Можноста за периглацијална активност на Марс е сугерирана од презентираните податоци снимени со висока резолуција од Викинг. Полигоналните модели се сигурно слични со терестријалните. Типичните цврсти полигони од мраз имаат пречник од 1 до 100 m, но некои од полигоните се со дијаметар и од 5 до 10 km. Пукнатините, сами по себе, имаат пречник од стотина m. Ако е тоа периглацијален феномен, тие биле генерирани од температурното топење до голема длабочина во пермафростот на Марс. Тоа е различно од сезонските температурни промени кои се одговорни за формирањето на полигоните на Земјата. Можните објаснувања за ваквите феномени може да ја вклучат контракцијата на лавата и проширувањата поддржани со тектонски механизми.

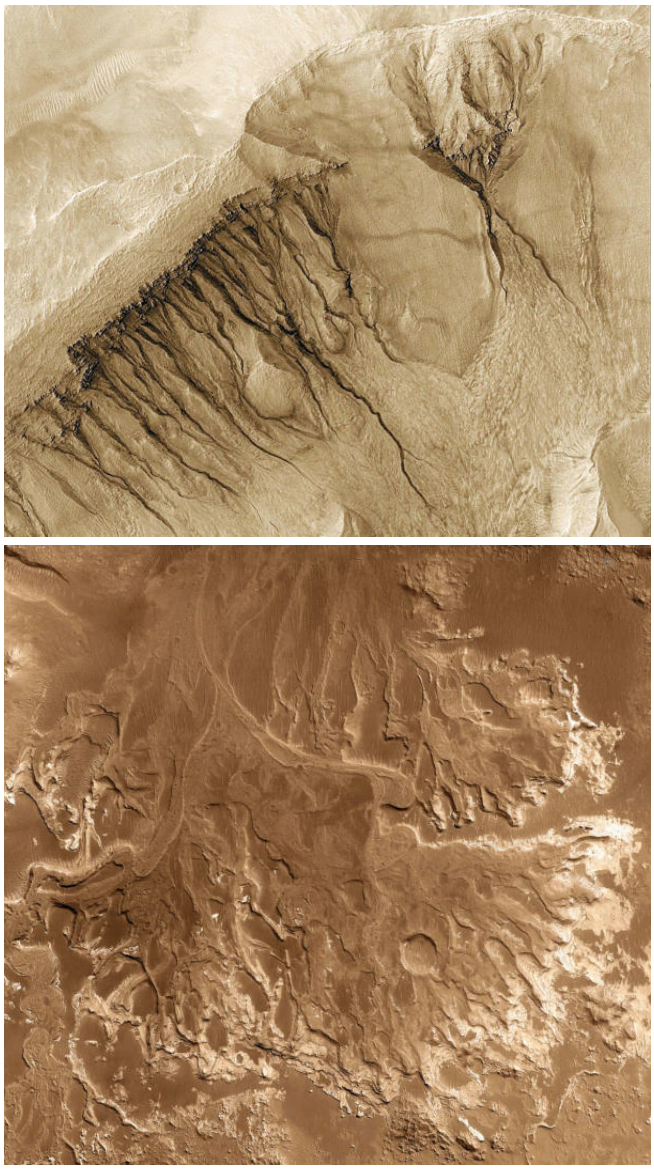
сл. 113, Еолски релјеф на површината на Марст со појава на маркантни дини од типот бархани

Сегашниот воден состав на пермафростот на Марс не е познат, но има многу морфолошки индикатори за голема содржина на мраз во минатото. Пермафростот на Марс има чиста географска широчинска контрола. Проценките од планетарната внатрешност индицираат дека максималниот длабочински опсег на пермафростот е околу 3 km на половите. При сегашните климатски услови на 40° широчина привремениот мраз веројатно може да постои на неколку cm под површината. Локалното топење во областите со пермафрост произведуваат површински термокарстни пејсажи. Хаотичните терени во делови на екваторот на Марс широко се интепретирани како термокарстна појава но со многу поголеми димензии отколку на Земјата. Други широкоопсежни топења може да бидат резултат на климатските промени.

На Марс нема јасна евиденција за глацијална ерозија. Сигурно е дека постоењето на течен мраз е исклучено на Марсовата повшина. Како и да е, глацијалните процеси беа предложени како објаснување за таканаречените излезни канали бидејќи нивните форми се слични со копнените глацијални долини (валови). Смрзнатите капи на Марс во текот на Марсовата зима покриваат до 30 % од планетарната површина додека во лето само 17 %. Останатите мразни капи на северниот пол се долгнавесто наредени. Природата на постојаната јужна капа е помалку сигурна и може да се состои од замрзната вода и карбон двооксид.

Ниту еден пејсаж на Марсовата површина нема генерирано повеќе контраверзи од каналните карактеристики. Првично се видени од Маринер 9, а подоцна се испитано во детали, користејќи го Викинг орбитерот за податоци со висока резолуција. Речиси во сите случаи овие форми се опишани како долини иако терминот "канал" е широко применуван од планетарните геоморфолози. Евидентирани се три главни типа на канали.

"Лутите" канали (*Fretted channels*) имаат широки, мазни подови и стрмни sидови. Го обележуваат преминот од тешко кратерни до лесно кратерни терени. Присуството на големи урнатински текови на зарамнините каде каналите се издолжуваат, покажува дека се формирале преку стрмно насипно отсапување на масивни движења.



сл. 114, Палеофлувијален релјеф на Марс со приказ на маркантна фосилна делта

"Побегнувачките" канали (*Runoff channels*) се поврзани со формирање на дренажни мрежи многу слични со копнените флувијални системи. Тие се откриени преку стари кратерни терени. Видени прв пат, веднаш беа сметани дека имаат карактеристики поврзани со минатата флувијална епоха на Марс (сл. 114). Отсечните агли на овие мрежи се поизразени одколку повеќето копнени флувијални системи. По аналогија со морфолошки сличните форми настанати во одредени простори на Земјата, како Колорадо Платото во југозападен САД, се мисли дека имаат сличен начин на постанок.

"Надворешно течните" канали (*Outflow channels*) се со десетици километри широчина и стотици километри должина. Главно потекнуваат од хаотичните терени или од вдлабени падини. Во разновидноста на формите видени на подовите на каналите се вклучени лонгитудинални вдлабнатини и изворни возвишенија. Јасните траги на ерозивни и таложни форми се протегаат во рамнините на каналите каде тие се отворени. Тие се видливо набраздени, формирани од течност во движење.

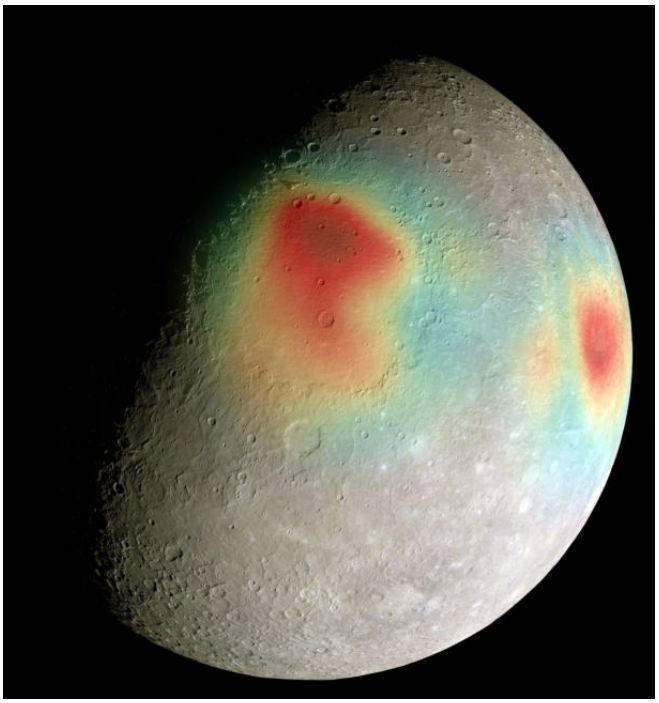
Детална споредба меѓу формите на каналите со надворешен тек и морфологијата на некои форми на Земјата (*Channeled Scablend* во источен Вашингтон и Орегон, САД), доведе до мислење дека каналите на Марс се резултат на катастрофални потопи. Бидејќи каналите на Марс се генерално многу поголеми од нивните копнени еквиваленти на Земјата, можното објаснување е во значително различните услови на површинската гравитација и атмосферскиот притисок на Марс. Помалата површинска гравитација, на пример, може да овозможи преместување на поголем материјал слично на катастрофален потоп. Создавањето на овие канали можело да биде завршено многу брзо, можеби за неколку дена или недели. Дури и прифаќањето на главната улога на некој вид на воден тек во создавањето на основната форма, каналите се јасно модифицирани со други процеси, вклучувајки термокарстно развивање, ударно кратерни процеси, еолска ерозија и масивни движења.

Ако се прифатат како водно-ерозивни појави, решавачкиот проблем останува изворот од каде таквата вода ја има во големи количини. Постои мислење дека вулканските ерупции под глечерите довеле до брзо топење и катастрофално ослободување на вода, но оваа хипотеза бара присуство на значајни мразни покривки надвор од поларните региони. Пореална е идеата за топење на пермафростот поврзано со вулканските активности. Друга хипотеза го вклучува катастрофалното ослободување на артеска вода со голем притисок. Оваа можност е реална бидејќи постои воден систем од 1 до 5 или 10 km низ површината на Марс а има и дебел слој на пермафрост. Овој механизам има предност во можноста за катастрофално водно ослободување и формирање на хаотични терени.

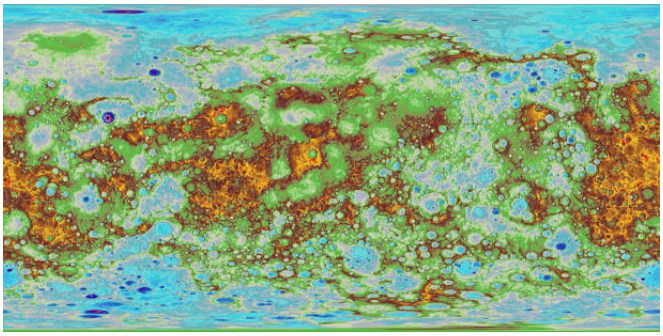
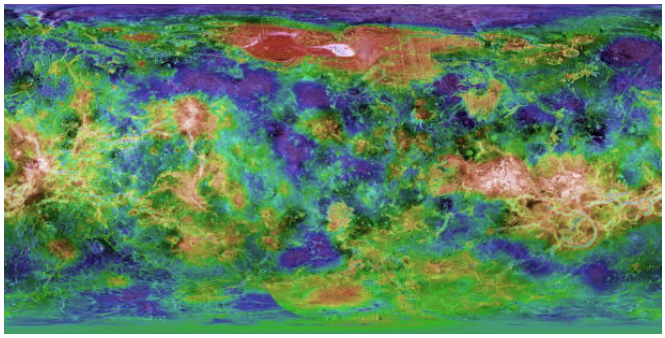
Во отсуство на податоци од површински материјал, хронологијата за развојот на пејсажот на Марс се базира на оценка на кратерните видови. Опсегот на временските скали е најстара кора пред 4.2 - 4.3 милијарди години и вулкански активности во Tarsis регионот помеѓу 3 и 1 милијарда години. Подеталните истажувања на кратерните модели во каналите со надворешни текови покажува дека се формирани помеѓу 0.5 до 2 милијарди години, додека побегнувачките канали се од подоцнежен период. Најмладите карактеристики од изгледот на Марс се некои форми на активни дини. Главните формирачки епизоди на Марс без сомнение ќе бидат преиспитана кога камени примероци ќе бидат достапни за радиометриски анализи

Меркур

Пред летот на Маринер 10 во 1974, Меркур беше најмалку позната планета. Поради нејзината мала големина и близината до Сонцето, не може точно да се знаат деталите за површината следено од Земјата. Мисијата Маринер 10 обезбеди адекватно покривање, речиси на половината планета. Првите импресии се дека површината на Меркур е речиси иста како на Месечината (сл. 115).



сл. 115, Гравитациски аномалии на површината на Меркур, најблиската планета до Сонцето

сл. 116, Геологиja на Меркур, лево и на Венера, десно

Во отсутност на радиометриски анализи основата за било какви хронолошки датирања за Меркур мора да се базираат на предпоставките дека е тоа "искусен" планетен тип со историја на бомбардирања. Поради сличностите на величинските карактеристики и просторните места на ударните кратери на Меркур и Месечината, индицира временска еквиваленција во бурната историја.

Со Маринер 10 е откриен Caloris Басенот, комплекс поголем од 1.300 km со кружни планини високи до 2 km. Антипод на Caloris Басенот е аномален регион со издигнати и линиски терени што се појавува само за да ја наруши предходната слика. Рамнините на Меркур, слични како на Месечината, покриваат 15% од нејзината површина, но и покрај тоа е јасно дека вулкански карактеристики идентификувани од снимањето на Маринер 10 нема. Сепак, последната размисла е дека овие површини првенствено потекнуваат од вулкани. Има многу примери на материјал од рамнините што ги пополнуваат кретерите за кои е јасно дека се оформени претходно.

Венера

Сличноста во големината, густината и оддалеченоста од Сонцето, Венера ја прави најблизок еквивалент на Земјата во Соларниот систем. Сепак, има контраст во атмосферските карактеристики на двете планети. Венера е со густа атмосфера со површински притисок 90 пати поголем од оној на Земјата и со температурата од 480°C. Густата атмосфера спречува директно визуелно набљудување од Земјата или со конвенционални орбитни системи.

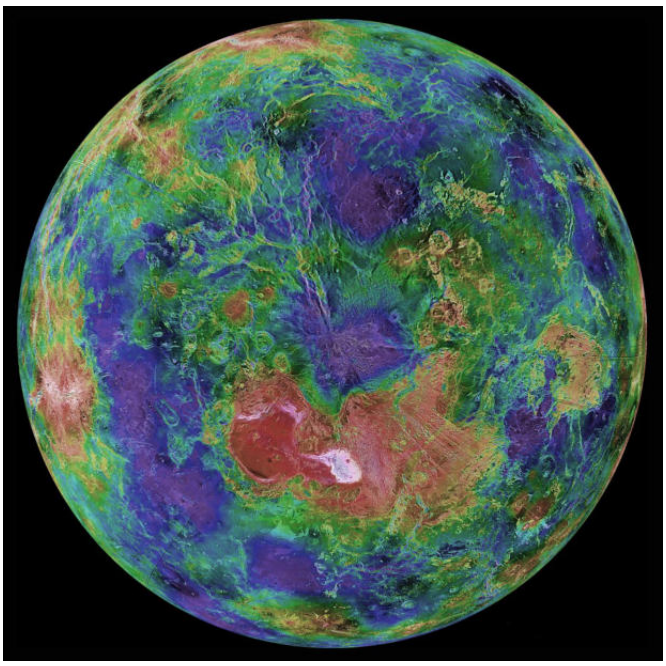
Ограничени сознаниа за површината досега се добиено од Советските (Руски) орбитери "Венера" кои се способни за пенетрирање во атмосферата.

Моментално достапните податоци од радарите се со доволна резолуција за преглед на главните морфолошки карактеристики, но се неадекватни за детални информации потребни за потврдување на сомнежите дека Венера има топографија како Земјата, со доминирачки ефекти од тектонски плочи, или како Марсовата површина, со ударни кратери и вулкански форми, или пак, комбинација на двататипа. Можеме да претпоставиме дека тектонските плочи ги има и на Венера но се различни од оние на Земјата.

Испитувањето на целосната топографија на Венера сугерира бројни слични карактеристики со тектонските структури на Земјата. *Beta* регионот, плочеста структура придружена со вулкани, е споредувана со Источно-азискиот пукнатински систем. Долгите возвишени простори на Венера околу овој масив имаат бројни појави од вулканско потекло. Друга значајна карактеристика е огромниот конус со пречник од 600 km, со видлив врв кој е споредуван со Марсовиот *Olympus Mons*. Бројни кратерни форми се, исто така, снимени во низинските области. Некои се вулкански, други ударно-кратерно, но повеќето се со нејасно потекло.

Натамошните информации во смисла на можност за плочеста тектоника на Венера се обезбедени од Советската (Руска) Венера 13 и 14. Хемиските анализи на површинскиот материјал укажуваат на присуство на базалт, типичен за средно - океанските гребени на Земјата. Сепак, моментално достапните топографски податоци не обезбедуваат доволни сознанија за

плочести тектонски структури на Венера. Присуството на аголни камени фрагменти укажува дека нејзината површина продолжува да има геоморфолошки активности придружени со екстремни хемиски процеси.



сл. 117, Топографија на Венера

Во отсуство на течна вода на површината, барем во поблиското геолошко минато, ветрот е веројатно главниот двигател. Теоретските пресметки, поврзани со сателитските податоци, покажуваат мала ветрова брзина на површината на Венера. Порано, во нејзината историја, Венера била способна за одржување на вода на повшината, со што стари флувијални карактеристики можеби ќе бидат пронајдени. Од големо значење за разбирање на еволуцијата на површината на Венера се големите ударни басени, останати од Доцнатешкото бомбардирање. Одговорите за ендогени и егзогени процеси, како и одговорите за морфолошките карактеристики на планетата ќе мора да ги почекаат сознанијата од високорезолуциските податоци снимени од Магелан лансиран од вселенскиот брод Atlantis во мај 1989 година.

сл. 118, Море на студот (Mare Frigoris) на Месечината



НАДВОРЕШНИ ПЛАНЕТИ

Покрај внатрешниот Соларен систем, лежат огромните планети: Јупитер, Сатурн, Уран и Нептун. Иако овие тела имаат недостаток на цврста површина сите поседуваат солидни сателити, од кои, некои се со големина како внатрешните планети.

До *Voyager* програмите за планетарно истражување што почнаа во доцните 70-ти години на XX век, многу малку се знаеше за површинските карактеристики на каменестите и мразни сателити на надворешните планети. Првите слики од блиску на месечините на Нептун беа примени од *Voyager* 2 во 1989 година. Тие донесоа пејсажи со прекрасни карактеристики кои во многу случаи немаат копнени карактеристики како Земјата.

Галилејски месечини на Јупитер

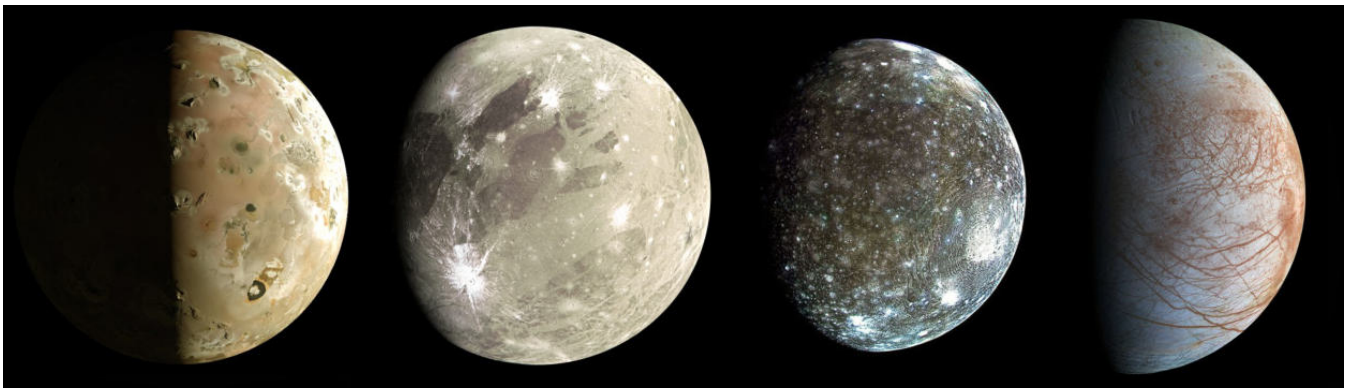
Четирите големи сателити на Јупитер се споредливи со големината на Меркур и нашата Масечина и претставуваат екстреми на планетарните процеси и морфологија. Сите тие имаат карактеристики добиени низ различни периоди на Соларната историјата и секој покажува ефекти од различни геоморфолошки процеси.

Сателитот Јо (*Io*) е најмистериозното планетно тело во нашиот Сончев систем. Има високо албедо и маркантна црвено-жолта боја. Лакот на испакнати кратери на површината со интересните морфолошки карактеристики на активни вулкани покажува дека е тоа најактивното планетарно тело во Соларниот систем. Неговата површина е константно менувана со свежи ерупции богати со силикати и сулфур.

Следниот сателит сличен на Јо е Европа (*Europa*). Има високо албедо и незначително слаба густина во споредба со Јо. 50 до 100 % од површината на Европа е покриена со мраз.

Калисто (*Kallisto*) е со препознатлив изглед со доминирачки ударни кратери и многу прстенести басени создадени и зачувани уште од Доцното тешко бомбардирање. Слабата густина индицира висока мразна концентрација, но ниското албедо покажува дека секое мразно поле мора да биде подржано со карпи.

Ганимед (*Ganymed*), кој лежи помеѓу орбитите на Калисто и Европа, има најкомплексна површина од четирите галилееви сателити; тешко кратерни терени како кај Калисто и линеарни фрактури кои потсетуваат на оние од Европа. Слабата густина подржува мраз, а високото албедо е причина 20 до 60 % од површината да е покриеност со мраз. Се претпоставува дека за време на Доцна тешкото бомбардирање кристалниот пласт на Ганимед бил многу тенок но постепено згуснал, давајќи зголемување на опсегот на тектонските структури, вклучувајќи ударни кратери и пукнатински зони.

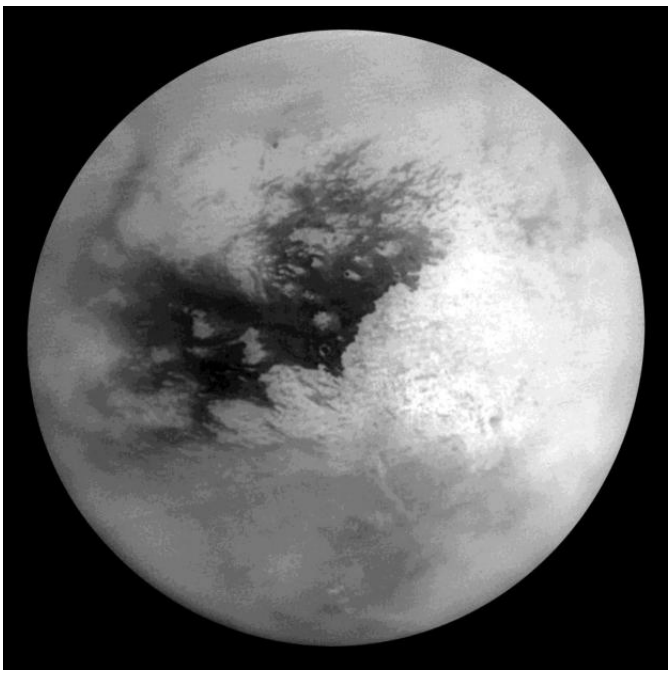




сл. 119, Четирите сателити на Јупитер именувани од Галилео Галилеј (Galileo Galilei): Io, Ganymed, Kalisto и Europa и површината на сателитот Europa

Месечини на Сатурн

Од месечините на Сатурн, Титан (*Titan*) е најделечна и најголема со дијаметар од 5.150 km, а воедно и најдобра за атмосферски испитувања. Површината е сепак незабележлива и последично на тоа, површинската морфологија е непозната.



Од петте, со дијаметар од околу 1.000 km месечини, Тетис (*Tethys*) е најблиска до Сатурн. Има интересна кратерна површина и огромни ударни белези со пречник и над 400 km, што е околу 40 % од дијаметарот на самиот сателит.

Со речиси слична големина на Тетис е месечината Дион (*Dione*), со дијаметар од 1.120 km. Таа е најгуста масечина по Титан, со деликатна еволуција на кратерната површина која била бомбардирана од два вида на различни проектили. Опашестата хемисфера, фасцинантен остаток во позадината на орбитирањето околу Сатурн е последица на Доцното тешко бомбардирање. Втората фаза на ударното кратерирање со огромни пропорции на мали проектили е низ борбата на Сатурновиот систем со месечините.

Еквивалент на големината на Реа (*Rhea*) е Иапетус (*Iapetus*) со дијаметар од 1.460 km. Тоа е долга месечина и е најоддалечена (3.560,800 km) од Сатурн. Има неверојатна густина од 1100 kg/m^{-3} а дури 50 % од хемисферата и припаѓа на нејзината опашка.

сл. 120, Титан - најголемата месечина на Сатурн и втор по големина природен сателит во Сончевиот систем

Снимките донесени од Војаџер (Voyager) за планетните системи на Јупитер и Сатурн донесоа многу изненадувања, но испитувањата на месечините на Уран од Војаџер 2 во јануари 1986 овозможија многу мистериозен површински изгледи. Месечината Оберон (*Oberon*) со дијаметар од 1.500 km, има долг испакнат кратер и планина со околу 6 km височина. Со малата густина покажува дека има мразна површина. Најмалата месечина Ариел (*Ariel*) има, исто така, слаба густина. Една од позначајнита појава се кањоните, за кои се претпоставува дека се создадени од мразни процеси.

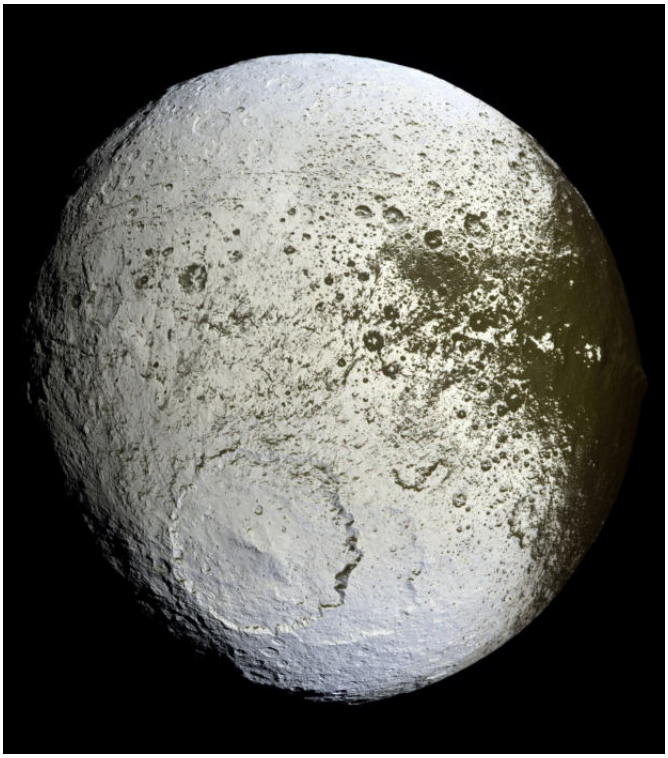
Компаративна планетарна (гео) морфологија

Најинтересниот дел од Урановиот систем е Миранда (*Miranda*). Со само 480 km дијаметар и со густина од 1.200 kg/m^{-3} тоа е најблискиот сателит на планетата Уран. Површината е составена од два контрастни типа терени: едниот светол и бурен кратерен терен, а другиот е темен кој се снижува и издигнува, односно е неправилен регион со вдлабнатини.

Компаративните анализи на резултатите за планетарните тела во последните 2 децении на XX век понудиа сознанија за создавањето на планетарните површини и на процесите кои делувале врз нив.

Анализата покажува дека сите тие имаат одредени заеднички елементи на површината, но и многу контрасти кои ги интензивирале морфолошките процеси во Соларниот систем. Со проучувањето на планетарните тела можно е споредување (со генерализација) со примарната морфологија на планетните тела слични на Земјата.

Сé до испитувањето на месечините на другите планети за геоморфолошката еволуција на планетните тела пресудна била нивната големина. Земјата има доволна маса за да оствари значајна атмосфера и затоа дозволува голем дострел на ерозивно - акумулативни процеси. Релативно малиот површински волуменски однос на Земјата, исто така, овозможува степенот на губењето на топлината од нејзината површина кон вселената да биде доволно бавно и да осигура продолжени вулкански и тектонски активности. Месечината и Меркур се премногу мали па затоа имаат недоволна површинска гравитација



сл. 121, Сатурновата месечина Лапетус

ја за да го спречат бегањето на гасните молекули и така се останати без атмосфера. Марс е суров посредник во големината помеѓу Земјата на една и Меркур од друга страна, па како што е очекувано има среден атмосферски притисок и ниво на вулкански и тектонски активности. Врз основа на ова може да се очекува Венера да има ниво на ендогени активности не многу различни од оние на Земјата.

Со анализа на *галилеевите* месечини на Јупитер се гледа дека има повеќе исклучоци за големинските правила. Ако се погледне повнимателно ќе се види дека нивото на термална еволуција на секоја од месечините се зголемува со зголемувањето на оддалеченоста од Јупитер.

Соодветно е да се заклучи *во што е значењето на проучувањата на планетарната морфологија*, односно на планетарните пејсажи за геоморфологијата како целина и каков развиток на ова поле се планира во иднина. Важен и практичен придонес на планетарните истражувања (планетарната геоморфологија) е за студиите на копнените пејсажи (на Земјата) со нагласност за поранешните катастрофални настани. Не само метеорските ударни кратери, туку и создавањето на Марсовите надворешно-течни канали се објасниви само со термини за високо енергични геоморфолошки процеси.



сл. 122, Микробори во метаморфни шкрилци на границата меѓу Западно-македонската Зона и Пелагониските хорсти-антиклинориум во западните делови на Поречкиот Басен

ГЛАВА V

ТЕКТОНСКА РЕОНИЗАЦИЈА И ГЕОТЕКТОНСКА ЕВОЛУЦИЈА НА РЕПУБЛИКА СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Тектонските движења на релативно малиот простор што го зафаќа територијата на Република Северна Македонија (25,713 km^2), низ геолошката историја биле мошне динамични, со променлив правец и интензитет на дејствување. Нивни крајни продукти се структурите настанати за време на алпската орогенеза. Првата тектонска реонизација на Балканскиот Полуостров е претставена од Космат (*Kossmat* 1924). Тој во границите на Македонија, од запад кон исток, издвоил неколку зони. Неговите принципи на зонирање се задржани речиси до денес, со тоа што се извршени одредени подетални уточнувања на границите на главните зони.

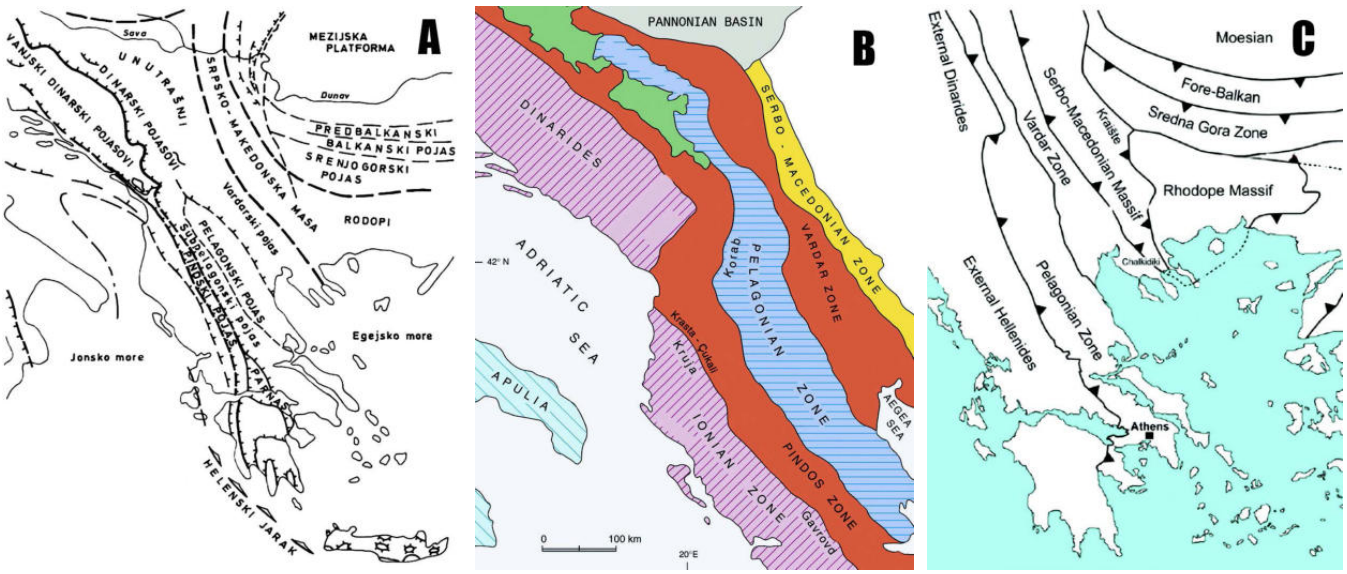
За геотектонската еволуција на територијата на Македонија постојат повеќе концепции од повеќе автори (*Петковски* 1990). Геолошките творби се преработувани и преструктуирани во текот на повеќе орогенези. Самите орогенези предизвикувале трансгресии и регресии, а со тоа и промени во режимот на геолошката еволуција. Ритмичките промени на геотектонските движења во различни временски периоди коинцидирале со магматски изливи. Толкувањата на геолошките процеси (геолошка историја) од различни автори најчесто делумно, или значително се разликуваат, а постојат и дијаметрално спротивни согледувања.

ТЕКТОНСКА РЕОНИЗАЦИЈА

Секоја од тектонските единици се карактеризира со своја историја на тектонски настани. Тектонските процеси во различни фази манифестирале различен интензитет, што е главна карактеристика на секоја тектонска единица. Врз овие принципи *Арсовски* (1997) западниот дел на Македонија, вклучувајќи го и Повардарието (како географски поим) го поставува кон Динаридите (Хелениди), додека источните делови на Република Македонија ги претставува како сегмент од средишниот ***Српско-македонски Масив***. Долж границата со Бугарија издвојува посебна зона, позната како ***Краиштидна Зона*** која припаѓа на Карпато-балканидите. Во границите на Динаридите, од исток кон запад се издвоени следните тектонски зони: ***Вардарска Зона***, ***Пелагониски хорст-антиклинориум***, ***Западно-македонска*** (Шарско-пелистерска) ***Зона*** и ***Цукали-краста Зона***.

Вардарската Зона со својата внатрешна градба и геолошка историја се издвојува од останатите тектонски единици, не само на територијата на Македонија туку и на Балканскиот Полуостров. За прв пат е издвоена од Космат (*Kossmat* 1924), кој во долината на Вардар забележал појас на интензивно дислоциран креден филш и систем на крлушки од палеозојски и мезозојски комплекси. Подоцна, сите автори што се занимавале со тектонското зонирање на Балканскиот Полуостров ја прифаќаат зоната. На територијата на Македонија Вардарската Зона ги дели Пелагонидите и Западно - македонската Зона, кои се наоѓаат од нејзината западна страна, од

Српско -македонскиот Масив, кој е на исток од Вардарската Зона. Нејзината широчина просечно изнесува помеѓу 60 и 80 km, додека должината и е повеќе стотина километри, од Белград на север до Солунскиот Залив на југ. Оваа, мошне лабилна тектонска единица, како тектонски сегмент на Балканскиот Полуостров припаѓа на источниот дел на Динаридите - Хелениди. На територијата на Македонија во неа се вклучени фрагменти на прекамбриската Земјина кора, палеозојски вулканогено - седиментен комплекс и кисел мезозојски магматизам.



*сл. 123, Тектонски единици на Балканскиот Полуостров, според: **A** - Herak (1987), **B** - Menhold и Kostopulus (2013) и **C** - Dilek, Furnes и Shallo (2007)*

Пелагонискиот хорст - антиклинориум е реликт на прекамбриската и пребајкалската Земјина кора во овој дел на Хеленидите-Динаридите. Пелагонот, како хорст, се карактеризира по тоа што од соседните тектонски единици од сите страни е одвоен со регионални и длабински раседи. Неговата должина достигнува околу 150 km, со средна широчина од 40 km. Терминот Пелагонски Масив во геолошката литература е воведен од Космат (*Kossmat* 1924). Под овој термин ги вклучил и останатите тектонски единици во западните делови на Македонија сé до Мердитите во Албанија. За цело време на алпската историја, па и претходно, почнувајќи со рифеј, овој хорст-антиклинориум претставувал консолидиран блок, зафатен само со осцилаторни движења што не довеле до негови поголеми внатрешни деформации.

Западно - македонската Зона е издвоена од *Арсовски* (1960). Подоцна се утврдени нејзините западни граници кон Цукали-краста Зоната. Според карактеристиките на магматизмот Западно-македонската Зона може да се подели на две субзони: источна, каде доминира кисел гранитоиден магматизам и западна, каде доминираат базити и ултрабазити (*Арсовски* 1997). Во Западно-македонската Зона каледонската и херцинската орогенеза не се развиени. Нејзините главни тектонски деформации претежно се поврзани за алпската етапа.

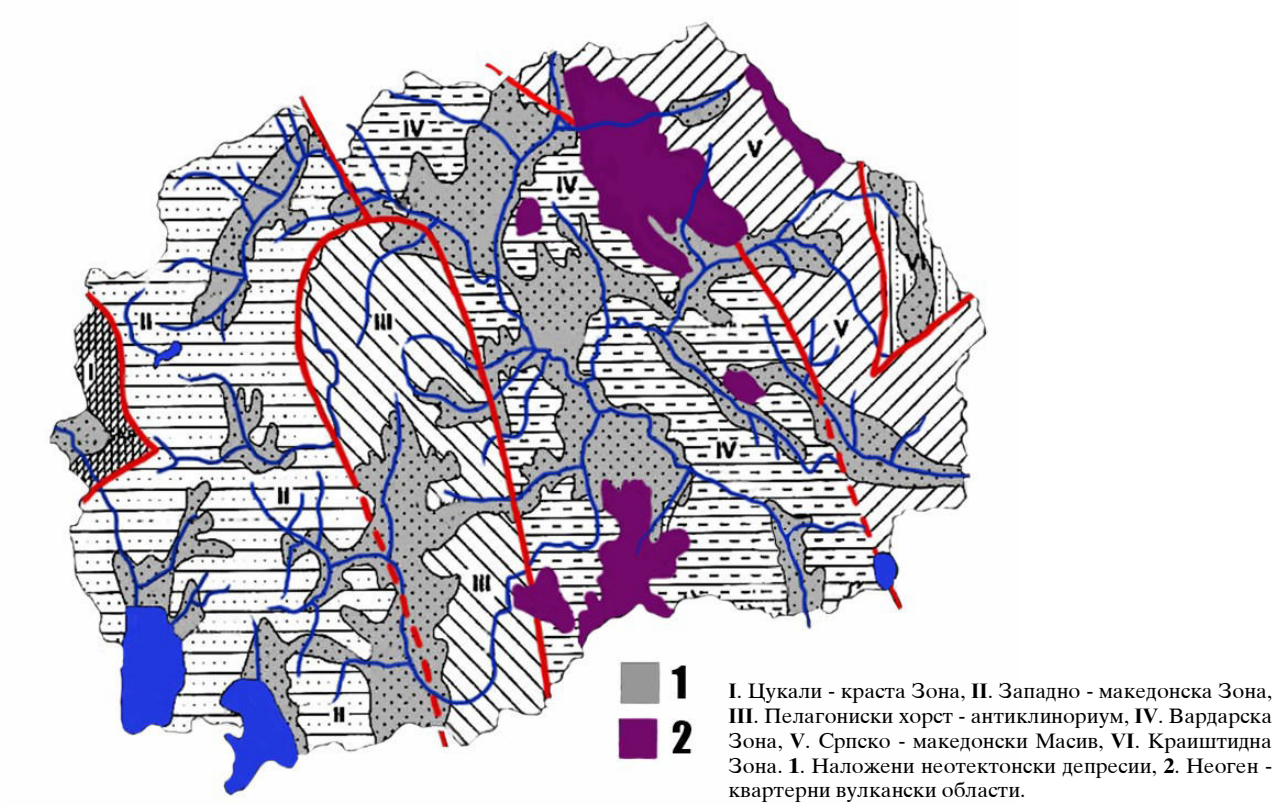
Цукали - краста Зоната претставува сложено дислоцирана тектонска единица која на северозапад се манифестира покрај крајбрежниот дел на Црна Гора. На територијата на Република Албанија, главно од исток, преку неа е навлечена Мердитската Зона. На територијата на Македонија зазема мал простор во Дебарската Котлина. Главно е изградена од горнокреден сенонски флиш, преку кој трансгресивно лежат еоценски конгломерати.

Српско - македонскиот Масив претставува средишен дел што ги двои орогените системи Динариди - Хелениди на запад и Карпато-балканидите на исток.

Српско - македонскиот Масив, како современ поим е издвоен од Димитриевиќ (*Dimitrijevic* 1974) кој смета дека во текот на прекамбриум и палеозоик е одвоен од Динаридите и Родопите. Меѓутоа, повеќето геолози гледаат континуирана врска помеѓу Огражденскиот и Беласичкиот сегмент на Српско-македонскиот Масив

со сегменти од Рилскиот Масив. На територијата на Република Македонија во Српско - македонскиот Масив се застапени прекамбриски и рифеј-камбриски комплекси.

Краиштидната Зона на територијата на Република Македонија е распространета во пограничниот дел со Бугарија, во горното сливно подрачје на реката Брегалница (сл. 132 - КЗ). Во неа се вклучени терциерниот Пијанечки грабен и околните масиви, Голак од западната и планината Влаина од источната страна. Краиштидната Зона многу повеќе е распространета на територијата на Република Бугарија.



I. Цукали - краста Зона, **II**. Западно - македонска Зона, **III**. Пелагониски хорст - антиклинориум, **IV**. Вардарска Зона, **V**. Српско - македонски Масив, **VI**. Краиштидна Зона. **1**. Наложени неотектонски депресии, **2**. Неоген - квартерни вулкански области.

сл. 124, Тектонска реонизација на Република Македонија, според Арсовски (1997)

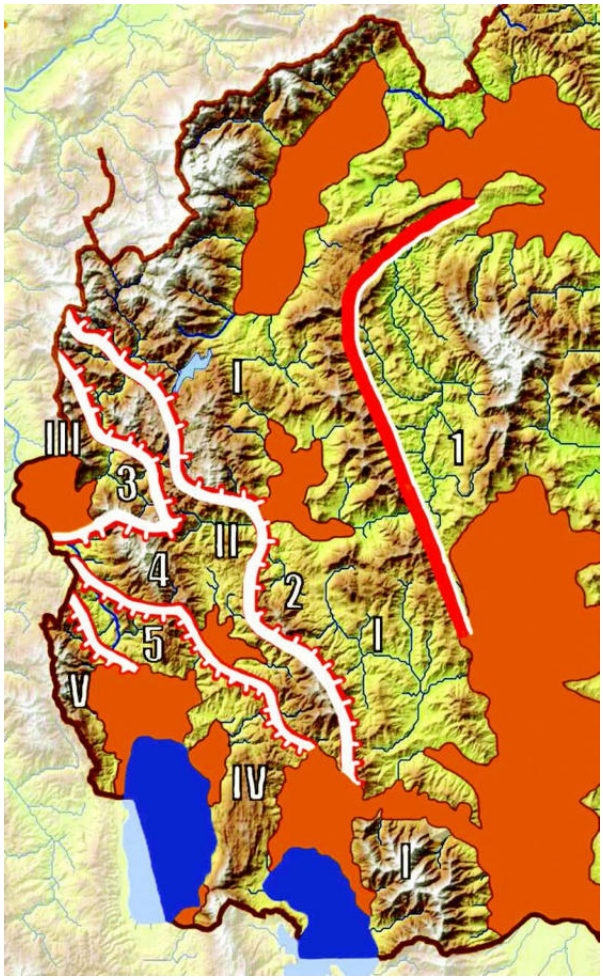
Структурни карактеристики на Западно-македонската зона

Западно - македонската Зона претставува внатрешен масив во североисточниот дел на Хеленидите. Претежно е изградена од стари палеозојски формации кои заедно со формациите од раноалпскиот покрив се интензивно дислоцирани. Во средно и доцна алпската етапа територијата во западниот дел на Република Македонија била зафатена со издигнување. Во доцна- алпската етапа, која продолжува и денес оваа тектонска единица е зафатена со орогени процеси и интензивна деструкција. Тоа се одразило во оформувањето на современиот релјеф (планински масиви и депресии - котлини).

Од западната страна Западно-македонската Зона (на територијата на Албанија) се граничи со Мердитската Зона. Во подрачјето на Дебар делумно граничи со зоната Цукали - краста, додека источната граница кон Пелагонот е претставена со регионален расед. Раседната дислокација се протега од Самоков на север и преку западниот раб на Пелагониската Котлина продолжува на југ во Грција. Широчината на Западно-македонската Зона изнесува околу 65 km, додека нејзината должина во меридијански правец е повеќе од 150 km.

Просторот на Западно-македонската Зона со руптурни дислокации, кои имаат регионален карактер е поделен на пет сегмент (*Арсовски* 1990). Издвоени се: Пелистерско - шарпланински, Дебарца-стоговски, дел од Цукали-краста,

Петринско-караорманski и Јабланички сегмент (сл. 125). Сите тие се карактеризираат со своја градба.



I. Пелистерско - шарпланински сегмент, **II**. Дебарца-стоговски сегмент, **III**. Дел од Цукали-краста зоната, **IV**. Петринско-караорманski сегмент, **V**. Јабланички сегмент, **1**. Западно- пелагониски расед, **2**. Галичка навлака, **3**. Радичка ("Цукали") навлака, **4**. Караорманско-ресенска навлака, **5**. Похумска навлака.

сл. 125, Тектонски сегменти во Западно-македонската зона, според Арсовски (1990)

Пелистерско - шарпланинскиот сегмент зазема речиси 2/3 од Западно-македонската Зона. Во него доминираат каледонски елементи, а најзастапени се гранитоидните формации. Источната страна на сегментот се граничи со регионален расед што ја дели Западно-македонската Зона од Пелагонот. Североисточна граница на Пелистерско-шарскиот сегмент е рабната рупturна дислокација кон Вардарската Зона, додека западната е претставена со Галичката навлака, за прв пат издвоена од Јаранов (*Jaranoff* 1947). Навлаката се протега од северозапад кон југоисток, т.е. од Кораб и западните падини на Бистра до изворишниот дел на Треска. Потоа свртува меридијански во правец на Дебарца, се движи по западните падини на Плакенска Планина и се губи на југ под неогенот на Преспанската депресија. Долж оваа руптура (навлака) Пелистерско-шарпланинскиот сегмент е навлечен во западно - југозападен правец преку Дебарца-стоговскиот сегмент. Во басенот на Мала и Гарска Река амплитудата на навлекувањето изнесува повеќе од 10 km. Навлаката јужно од изворишниот дел на реката Треска до Преспанската депресија е дефинирана од *Думурџанов* (1987-88)

Дебарца-стоговскиот сегмент се наоѓа западно од претходниот. Во однос на соседните сегменти претставува грабенска структура. Во северните делови, т.е. во басенот на реката Радика е најширок (најизразен). Во него се застапени сите поткатови на раноалпскиот комплекс - тријаски, јурски и кредни. Кон југ, преку Стогово-Караорман до северните делови на Преспанската депресија сегментот се стеснува на 5 - 7 km. Подрачјата на Мала Река и реката Радика се карактеризираат со многу сложена градба. Тука, преку кредните наслаги од сите страни се навлечени формации од подолните катови на раноалпскиот комплекс, т.е. јурски и тријаски. Југозападната граница на сегментот е претставена со регионалната Караорманско - стоговска навлака. Таа укажува дека сегментите од западната страна, под компресија се навлечени кон исток - североисток, спротивно на навлаката. Значи, на Дебарца - стоговскиот сегмент е вршено двострано навлекување, од исток и запад.

Петринско - караорманскиот сегмент ги опфаќа терените на истоимените планини, а се протега и јужно од Галичица. Должината на сегментот изнесува повеќе од 60 km, додека неговата широчина достигнува 20 km. Неговата источна граница е претставена со Караорманско - ресенската навлака, а западната со Похумската навлака.

Јабланичкиот сегмент се наоѓа во крајниот југозападен дел на Република Македонија. Поврзан е со планината Јабланица. Претежно е изгрн од раноалпски формации со тријаска и јурска старост. Тие лежат преку каледонскиот комплекс. Сегментот е интензивно дислоциран и во него се манифестираат одделни микроблокови. Претставува преод кон офиолитскиот комплекс од кој е изградена Мердитската Зона на територијата на Албанија.

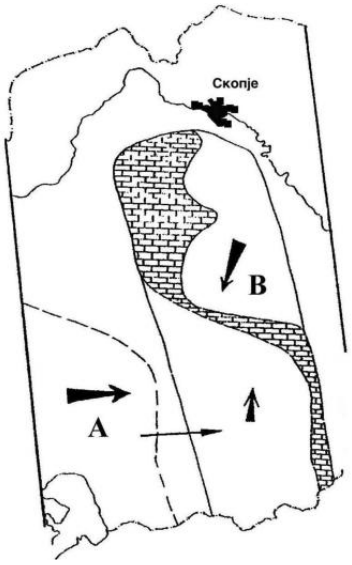
Структурни карактеристики на Пелагонискиот хорст-антиклинориум

Пелагонискиот хорст - антиклинориум на територијата на Република Македонија од источната страна се граничи со Вардарската Зона, а од запад и север со Западно-македонската Зона (сл. 126). Пелагонот се протега јужно од Скопје, во субмеридијански правец во должина од околу 120 km. Неговата широчина достигнува околу 40 km. Југозападните делови на Пелагонот се покриени со наслагите на наложената Пелагониска депресија. Терминот Пелагон го вовел Космат (*Kossmat* 1924), кој во него ги вклучил и палеозојските комплекси на Западно-македонската Зона. До неговите проучувања се сметало дека Пелагонот припаѓа на Родопската Маса. Меѓутоа, со неговите сознанија за интензивните набирања на кредниот флиш во долината на реката Вардар, т.е. од него издвоената Вардарска Зона ги разделува Родопите од Пелагонидите. *Космат* на алпските орогени движења им дава главна улога во тектогенезата, како на Вардарската Зона така и на Пелагонискиот хорст-антиклинориум.

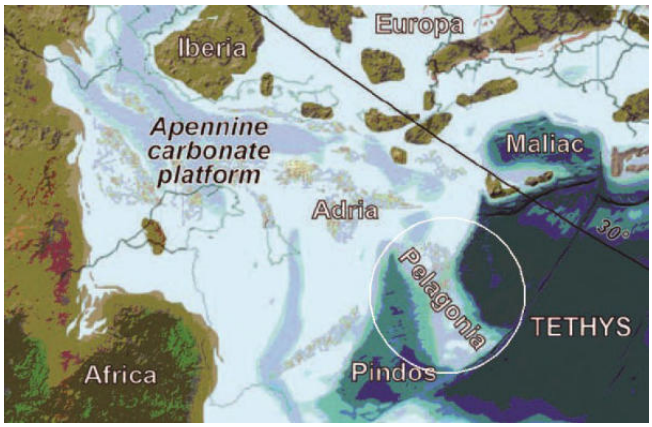
Современите сознанија за геолошката градба на Пелагонискиот Масив укажуваат дека тој се дели на два дела: северен и јужен. Северниот дел претставува асиметрична структура во која источното крило е значително издигнато. Во него претежно се застапени формации на гнајсеви и микашисти, додека формациите на мешаната и серијата на мермери се широко застапени на запад од нив. Јужниот дел на Пелагонот, исто така, е асиметрично изграден но овде е поиздигнато западното крило. Средишните делови во јужниот дел на Пелагонот претежно се изградени од гранодиоритски маси.

Двата дела на Пелагонот, внатрешно набрани и дислоцирани за време на гренвилската тектогенеза биле јасно доведени во меѓусебна колизија. Северниот дел на Пелагонот е навлечен над јужниот со систем на навлаки, реверсни раседи и превртени пликативни структури долж потегот: Плетвар - Дервен - Дреново. Значи, за време на гренвилската тектогенеза дошло до зближување и ротирање на северниот кон јужниот дел на Пелагонискиот хорст-антиклинориум.

Пелагонискиот хорст - антиклинориум на територијата на Република Македонија претставува структура од прв ред со должина од над 120 km и средна широчина од околу 40 km. Речиси од сите страни е отсечен со раседи што имаат регионален или длабински карактер. Доминантна улога во внатрешната градба на Пелагонот имаат гренвилските комплекси, односно основните структурни елементи се формирани со гренвилската орогенеза. Подоцнежните тектонски фази, каледонско-херцинската и алпската многу слабо се одразиле во внатрешната структура на Пелагонот. За цело време на фанерозоик тој е релативно стабилен "микроконтинент" со манифестација на осцилаторни вертикални движења. Во однос на структурните карактеристики, како што е напоменато, Пелагонот се дели на северен и јужен дел.

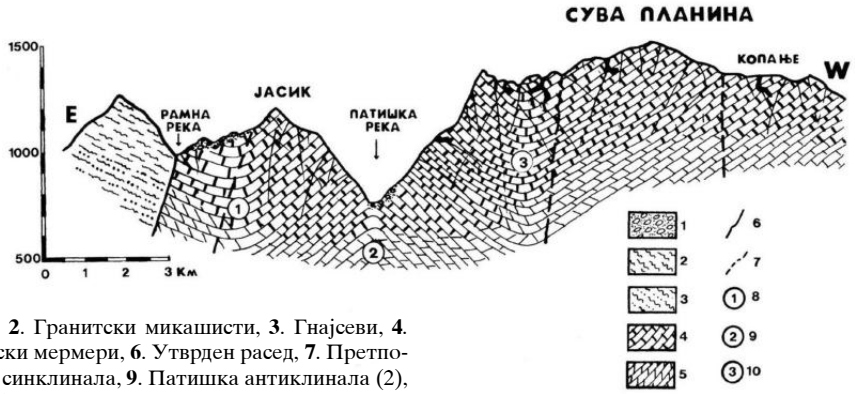


Хипотетичко поместување на јужниот дел на Пелагонот, прва тектонска фаза (**A**), Компресија на северниот дел на Пелагонот од север кон југ, втора тектонска фаза (**B**).



сл. 126, Хипотетичко поместување на Пелагонот, според Арсовски (1997) и географска положба на старото Пелагониско копно

Во северните делови на Пелагонискиот хорст - антиклинориум се издвојуваат три сегменти кои се разликуваат по својата внатрешна градба. Јужниот сегмент е поврзан со долината на реката Бабуна и подрачјата на истоимената планина и планините Мукос и Козјак. Овој сегмент од јужната страна е ограничен со регионалната навлака Плетвар-Сивец-Дебриште, а од северната со регионалната Јакупичка навлака. Северно од навлаката е сегментот во сливот на реката Тополка. Тој на север се граничи со Скопската депресија. Од западната страна, во сливот на реката Треска се наоѓа Поречкиот сегмент. Тој е претежно изграден од метаморфна карбонатна формација претставена со серија на калцитски и доломитски мермери. Во јужниот сегмент, како најкрупна пликативна форма се издвојува Бабунската антиклинала. Таа е издолжена по долината на реката Бабуна (30 km), додека широчината и варира од 10 до 15 km. Во централните делови е пресечена со раседи што условиле нејзино кршење со издигнување и спуштање на одделни блокови.



1. Флувиоглацијални седименти, **2**. Гранитски микашисти, **3**. Гнајсеви, **4**. Калцитски мермери, **5**. Доломитски мермери, **6**. Утврден расед, **7**. Претпоставен расед, **8**. (1) Дражиловска синклинала, **9**. Патишка антиклинала (2), **10**. Сувопланинска синклинала (3)

сл. 127, Геотектонско-морфолошки профил на Сува Планина и долината на Патишка Река, според Колчаковски (1990-1991)



Навлаката Плетвар - Сивец - Дебриште претставува природна граница помеѓу северниот и јужниот дел на Пелагонот. Таа е мошне добро изразена на контактот помеѓу мермерите и гнајсевите во подрачјето на Плетвар и мермерите и микашистите во подрачјето на Сивец. Кон запад е покриена со неоген - квартерни наслаги. Се претпоставува дека нејзино продолжение е навлаката помеѓу Дебреште и Брод. Овде гренвилските мермери се навлечени преку бајкалските графитични шкрилци, а тие преку каледонските кварц - серицитски шкрилци. Тоа значи дека процесите на навлекување во овој дел на Пелагонот (од север кон југ) се повторувале во неколку фази. Во басенот на реката Тополка, во гнајсевите и микашистите се издвојуваат: Мелничката синклинала, Врановската антиклинала, Јаболчишката синклинала и Дреновската антиклинала. Пликативните структури на Тополка сегментот во басенот на Кадина Река се послабо изразени.

сл. 128, Прекамбриски мермери во западниот дел на масивот Јакупица (Солунска Глава, 2.540 m) со моќност од над 2.000 m

Западниот (Поречки) сегмент во северниот дел на Пелагонот ги опфаќа терените на Порече (Треска) и планинските масиви: Даутица, Јакупица и Караџица (Сува Планина). Сите тие се изградени од моќен карбонатен комплекс на калцитски и доломитски мермери. Ваквиот состав ја условил и структурата на неговата внатрешна градба. Карбонатите лежат конкордантно над долниот метаморфен комплекс, со постепен преод од микашистите преку мешана серија (Даутица-Јакупица). Калцитските и доломитските мермери на овој карбонатен комплекс генерално паѓаат кон запад (15-30°), а ретко и пострмно. Во средишниот дел на Пореч̌е, помеѓу калцитските мермери и доломитите се манифестира регионален расед издвоен како Црешневско - беличка дислокација. Раседот може да се следи на растојание подолго од 40 km, почнувајќи од Локвица на југ до басенот на реката Оча на север. Во северниот дел на сегментот се застапени Брезничката антиклинала и Сувопланинската и Очанската синклинала. Сувопланинската синклинала е изградена од слоевити и банковити калцитски и доломитски мермери. Нејзината оска е ориентирана во меридијански правец со должина од над 12 km. Напречниот пресек и е целосно симетричен со падови на крилата од 30 -40° (сл. 127). Брезничката антиклинала претставува крајна северна структура во овој дел на Пелагонот. Нејзината оска е ориентирана во правец запад - исток со должина од околу 12 km и со падови на крилата од 30-50°. Кон исток структурата е погребена со неогените седименти на Скопската депресија.

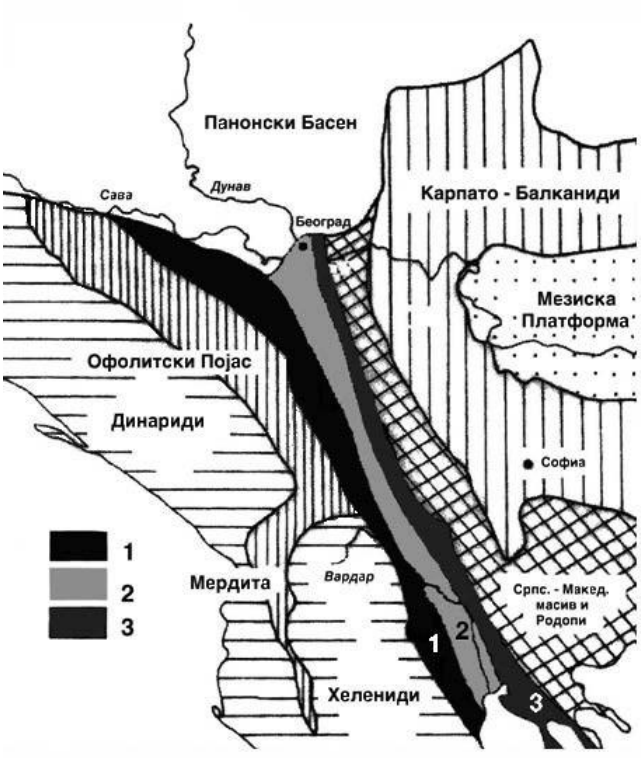
Во јужниот дел на Пелагонот, во структурен однос, освен терените на Селечка Планина, Мариово и Ниџе е вклучен и Прилепскиот гранитоиден масив. Според карактерот на внатреш- ната градба и во овој дел на Пелагонот можат да се издвојат три посебни сегменти: западен, централен и источен. Во западниот сегмент доминираат пликативни структури, во централниот првенствено се застапени гранитоидни маси, додека во источниот сегмент метаморфниот комплекс претставува крупна регионална моноклинала. Во западниот сегмент, како пликативни структури се истакнуваат: Прилепската антиклинала, Подмолската антиклинала, Црнишко - бобишката синклинала, Маковската антиклинала, Кајмакчаланската антиклинала и други помали набори. Централниот сегмент во јужниот дел на Пелагонот го зазема Чанишко - прилепскиот гранитоиден појас. Се протега во должина од 50 km, почнувајќи од Прилепскиот гранитоиден масив на север до граничните делови со Грција на југ. Овој гранитоиден појас (среди шен дел на Пелагонот) во длабочина претставува единствена маса. Површински, најкрупното гранитоидно тело е на подрачјето на селото Чаниште (над 300 km^2). Врапчанската моноклинала во целост го претставува источниот сегмент на јужниот дел на Пелагонот, во должина од околу 40 km. Од источната страна се граничи со Вардарската Зона, додека од западната со гранитоидниот сегмент, односно со Дуњскиот расед. Метаморфниот комплекс кој е со широчина од околу 7 km генерално паѓа кон исток (25° до 40°). Моноклиналата од нејзината источна страна трансгресивно е препокриена со рифеј - камбриски, бајкалски, каледонски и алпски формации. Структурните елементи им припаѓаат на Вардарската Зона.

Структурни карактеристики на Вардарската Зона

Во тектонската реонизација на Македонија и воопшто на Балканскиот регион, Вардарската Зона за прв пат е издвоена од Космат (*Kossmat* 1924). По долината на реката Вардар Космат констатирал појас на интензивно дислоциран креден флиш и систем на лушпи од палеозојскиот и мезозојски комплекс. Вардарската Зона со својата внатрешна градба, застапеноста на магматогените, метаморфни и седиментни комплекси, како и со стилот на своите тектонски структури се издвојува во однос на останатите тектонски единици, како на територијата на Македонија така и на целиот Балкански Полуостров. Според теоријата за "Тектоника на плочи", Вардарската Зона се означува како субдукција што се подвлекува кон исток, под Српско - македонскиот Масив, или пак, се интерпретира како рифтна зона (*Arsovski*, *Dumurdjanov* 1984). Повеќе геолози сметаат дека Вардарската Зона припаѓа на внатрешните Динариди, додека одредени автори нејзиниот шумадиски дел го претставуваат како гранична зона помеѓу Динаридите и Карпатидите. Вардарската Зона се дели на три субзони: западна, централна и источна (сл. 129).

На територијата на Македонија во Вардарската Зона се издвоени четири изолирани блока изградени од прекамбриски метаморфен комплекс. Тоа се: Козјачкиот, Мала Рупа (Кожуф), Серта (Плаушко - градешки - сертански) и

Бучимски (Бучимско - смрдешки) блок. Тие претставуваат составен дел на гренвилската Земјина кора. Во пребајкал биле мост помеѓу Пелагонскиот и Српско - македонскиот Масив. Во нивниот состав се сретнуваат истите формации што се присутни во двата масиви. Палеозојскиот (бајкалско-каледонски) комплекс во Вардарската Зона е претставен со одделни сегменти (изолирани блокови). Се одликува со фација на зелени шкрилци, карактеристично за терените во западните делови на Македонија. На контактот на Вардарската Зона со Пелагонот овој комплекс лежи трансгресивно. Во него е констатирана рифеј-камбриска флора што укажува дека метаморфниот комплекс на зелените шкрилци се однесува кон бајкалидите.



1. Западна субзона, **2**. Централна субзона, **3**. Источна субзона.

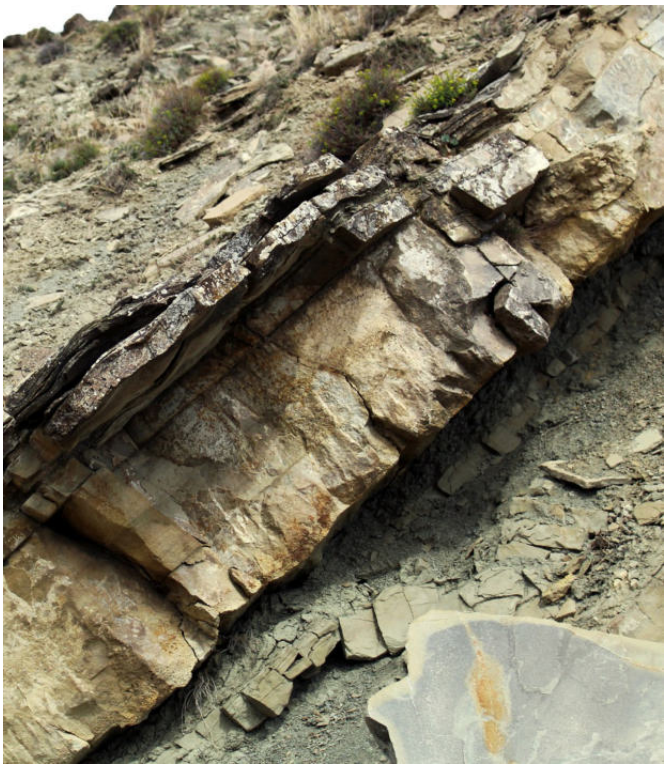
сл. 129, Географска положба на Вардарската Зона во рамките на Балканскиот Полуостров

Во Вардарската Зона алпските комплекси се многу повеќе застапени отколку во останатите тектонски единици. Овде, речиси во целост е присутен раноалпскиот комплекс, претставен со тријаски, јурски и кредни формации. Средноалпскиот комплекс е застапен со палеогени формации кои речиси ги нема во останатите зони, или пак, имаат ограничена распространетост. Како доцнаалпски се третираат неоген - квартерните формации, карактеристични за целата територија на Република Македонија.

На територијата на Република Македонија Вардарската Зона ги дели Пелагонидите и Западно - македонската Зона од Српско - македонскиот Масив. Во северниот дел на Вардарската Зона западната граница е изразена со контактот на Радушкиот перидотитски Масив и тријаските мермеризирани варовници на Жеден. Границата кон југ е прекриена со неогените наслаги на Скопската депресија. Јужно од Скопје, во долниот дел на Кадина Река, горнокредните базални конгломерати лежат трансгресивно над прекамбрискиот метаморфен комплекс. Понатаму, на југ, границата помеѓу Вардарската Зона и Пелагонот е најчесто раседно изразена. Источната граница на Вардарската Зона започнува северно од Куманово и се протега кон југоисток до Кратово, каде е прекината со неогените вулканогени формации. На југ границата продолжува долж источниот (маргинален) дел на Штипските гранити. Во крајниот јужен дел продолжува јужно од Струмица до североисточната страна на Дојранското Езеро. Вака ограничена Вардарската Зона е поширока во јужниот дел (над 70 km) отколку во северниот, каде широчината и достигнува околу 50 km.

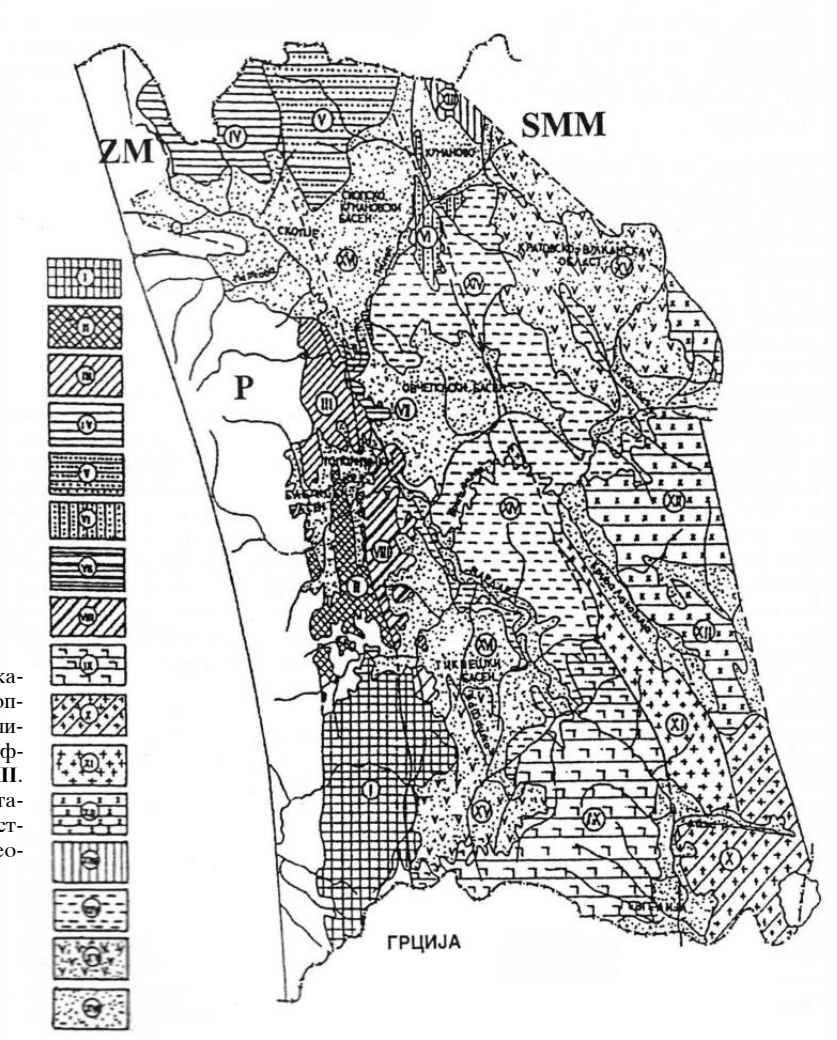
Според развитокот за време на алпскиот циклус во Вардарската Зона јасно се издвојуваат три подзони: западна, средишна и источна (сл. 129). Западната субзона е поврзана со распространетите флишни наслаги со горнокредна старост со присуство на многубројни блокови со хетероген состав. Природната граница на овие блокови е претставена со систем на раседи долж кои се втиснати серпентински тела. Како источна граница на оваа подзона е регионалниот реверсен расед што се протега од вливот на реката Пчиња во Вардар, преку Гроот (западно од Велес) и западните падини на Клепа до Алшар, односно до границата со Грција на југ. Северно од Скопската депресија границата го следи контактот на горнокредниот флиш со палеозојскиот комплекс (западни падини на Скопска Црна Гора). Оваа субзона за време на палеоген била речиси целосно издигната и имала свој континентален развиток.

Сложената градба на Вардарската Зона е изразена со присуство на одделни блокови изграденои од структури со различна старост. Овде се застапени реликти на најстарата - пребајкал-



ска (гренвилска) Земјина кора, но и бајкалиди и каледонско - херцински комплекси. Формациите на алпскиот структурен кат се во целост застапени. Сите овие комплекси, претставени со хетерогени метаморфни, седиментни и магматогени формации се интензивно дислоцирани со нивно генерално протегање што се совпаѓа со протегањето на Вардарската Зона. Внатрешната градба на Вардарската Зона е условена од високата тектонска активност за време на многубројните орогени фази. Влијание врз нејзината тектогенеза имаат предалпските - гренвилска и бајкалско-каледонска орогенеза и секако неколкуте алпски орогени фази регистрирани на овој простор. Структурите од раноалпскиот комплекс и постарите комплекси најинтензивно биле преработени (дислоцирани) за време на ларамиската орогена фаза.

сл. 130, Тектонска поременетост на средноалпскиот комплекс во централната субзоне на Вардарската зона



Сегменти: **I**. Козјачко-дреновски, **II**. Тројаца-чашка-долгоритски, **III**. Кадински, **IV**. Лепенечки, **V**. Скопско-црногорски, **VI**. Кумановско-пчињски, **VII**. Пчиња-гроот, **VIII**. Велес-клепа-тиквешки, **IX**. Кожуфски, **X**. Фурка-дојрански, **XI**. Градишко-плаушки, **XII**. Бучимско-смрдешки, **XIII**. Старо-нагоричански-табановци, **XIV**. Сегмент од пиринејско-савскиот структурен кат, **XV**. Неовулкански области, **XVI**. Неодепресии.

сл. 131, Тектонско-структурни сегменти во Вардарската Зона, според Арсовски (1997)

Раноалпските и предалпските комплекси во границите на Вардарската Зона учествуваат заедно во структурното образување на одделни подрачја, издвоени во дванаесет сегменти (сл. 131). Сегментите се меѓусебно одвоени со терциерен басен изграден од еоценска флишна формација (сл. 131 - XIV), потоа вулканогени области (сл. 131 - XV) и плио - квартерни неодепресии (сл. 131 - XVI).

Средишната субзона е најсложено изграденият дел на Вардарската Зона. Во нејзините јужни делови се присутни блокови на прекамбрискиот метаморфен комплекс, како и поголеми и помали реликти на старопалеозојски (каледонски) формации. Во нејзиниот јурски, раноалпски комплекс, широко се застапени формациите на офиолитскиот комплекс. Поголемиот дел на субзоната, од Скопска Црна Гора на север до Демир Капија на југ е прекриен со палеогена флишна формација и неогени седименти. Границата помеѓу средишната и источната субзона е претставена со регионален расед. Таа се протега од Лојане на север, преку Овче Поле до западните падини на Градешка Планина на југ. Границата помеѓу Демиркапискиот габро - дијабазен масив и прекабриските метаморфити е претставена со реверсен расед. Дислокацијата може да се следи до границата со Грција на југ.

Источната субзона претставува преод кон Српско - македонскиот Масив. Многубројни помали и поголеми блокови во оваа субзона се составени од стари прекамбриски, рифеј - кембриски и старопалеозојски формации. Воедно, присутни се и крупни гранитни тела (Штипски, Фурка и други од јурска старост), како и појави на интензивен (неоген) вулканизам во Кратовската вулканска област

Структурни карактеристики на Српско-македонскиот Масив

Српско - македонскиот Масив е изграден од предалпски структурни комплекси. Тие ги одделуваат алпските орогени системи, и тоа: Динаридите и Хеленидите од западната и Карпато - балканидите од источна страна. Како средшен масив се протега од Дунав на север до Халкидики (Егејско Море) на југ, во должина од над 650 km. Неговата широчина на територијата на Република Македонија изнесува помеѓу 60 и 80 km. Од западната страна се граничи со Вардарската Зона, додека на исток се протега на територијата на Бугарија како составен дел на Родопите, односно Пиринските структури.

Во крајниот источен дел на Република Македонија на подрачјето помеѓу Делчево и Берово, т.е. планините Голак и Влаина со површина од околу 800 km^2 се вклучени во Краиштидната Зона. Оваа тектонска единица го претставува најјужниот сегмент на Карпатидите (*Арсовски* 1997).

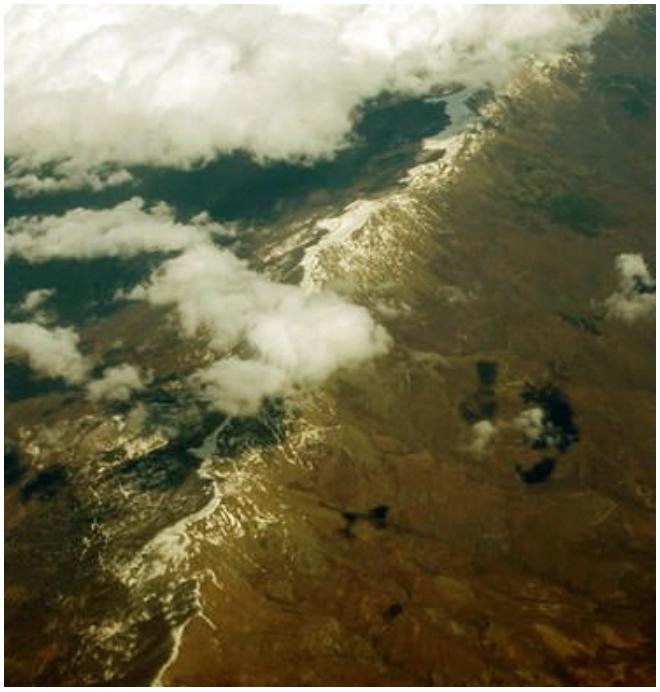
Во градбата на Српско - македонскиот Масив (територија на Република Македонија) претежно учествуваат два структурни комплекси: долен, пребајкалски високометаморфен комплекс со амфиболитска метаморфна фација и горен, бајкалски и бајкалско - каледонски метаморфен комплекс кој е претставен со зелени шкрилци. Во границите на Српско - македонскиот Масив, како резултат на неотектонските процеси се создадени напречни депресии (Славишка, Струмичка, Кочанска) и издигнати морфоструктури (Беласички, Осоговски, Огражден - малешевско - плачковички и Германски сегмент). Издигнатите сегменти се изградени од предалпски комплекси, додека депресиите се исполнети со неогени наслаги (сл. 132, A - D).



Сегменти: **1**. Беласички, **2**. Огражденско-малешевско-плачковички, **3**. Осоговски, **4**. Германски, **5**. Влаински, **6**. Голачки. **Наложени депресии**: **A**. Струмичка, **B**. Кочанска, **C**. Славишка, **D**. Делчевско-пехчевска (Пијанец), **E**. Неовулкански области.

*сл. 132, Тектонско - структурни сегменти на Српско - македонскиот Масив (**SMM**) и Краиштидната Зона (**KZ**), според Арсовски (1997)*

Средишниот дел на Српско - македонскиот Масив, кој до преднеотектонската етапа претставувал една целина, со доцнаалпските орогени процеси со формирањето на напречните и наложени депресии е разделен на неколку сегменти. Беласичкиот предалпски сегмент, кој во преднеотектонската етапа бил поврзан со Огражденскиот во својата основна маса е изграден од гнајсеви и зашкрилени гранити.



сл. 133, Беласичкиот структурен сегмент, планината Беласица (2.029 m) со напореднички правец на протегање во должина од над 40 km

Беласичкиот сегмент на север, кон Струмичката депрсија се граничи со многу изразен расед, односно раседна зона. Огражденско - малешевско - плачковичкиот сегмент во јужниот дел е претставен со Огражденскиот гранитоиден Масив (над 150 km^2). Речиси од сите страни е опкружен со дволискунски (биотитско-мусковитски) гнајсеви. Западниот дел на овој сегмент, на подрачјето на планината Плачковица (западно од Краиштидната Зона) е многу по сложено изграден со присуство на пребајкалски и бајкалски комплекс. Неговата источна граница е претставена со систем на меридијанските малешевски раседи, т.е. со дислокациона зона што ја претставува западната граница на Краиштидната Зона. Во Осоговскиот сегмент е застапен: пребајкалски, бајкалски и каледонски комплекс, а во пограничниот дел со Бугарија и средноалпски со изразена вулканска манифестација. Овој сегмент е познат и како Осоговски антиклинориум. Германскиот сегмент се наоѓа во крајните северни делови на Српско - македонскиот Масив (територија на Република Македонија). Неговиот источен дел, во басенот на Киселичка Река (околу 100 km^2) е изграден од бајкалски комплекс. Источните делови на Германскиот сегмент се трансгресивно прекриени со средноалпски (еоценски) комплекс на флишна и вулканогено - седиментна формација. На територијата на Република Македонија средноалпскиот комплекс е издвоен како Девебаирски грабен, додека на територијата на Бугарија како Камнишки грабен.

Краиштидната Зона на територијата на Република Македонија е застапена северно од Малешевскиот блок. Од него е одделена со регионалниот расед Берово - Кадиица, кој кон североисток се протега и на територијата на Бугарија. Во западниот дел на зоната се вклучени гранитоидите на Голак, познати како Делчевски (херцински) гранити. На исток, планината Влаина како дел на зоната е изградена од старопалеозојска (рифеј - камбриум) формација на зелени шкрилци. Помеѓу двата блока на Краиштидната Зона е наложена терциерната Делчевско - пехчевска (Пијанечка) депресија. Значи, Краиштидната Зона на територијата на Македонија е претставена со Влаинскиот и Голачкиот блок и наложената Пијанечка депресија.

Краиштидната Зона од запад е претставена со Делчевскиот гранитоиден батолит (Голачки сегмент). Во меридијански правец се протега на околу 35 km (продолжува на север во Бугарија), додека неговата широчина е помеѓу 10 и 15 km. Во јужните (рабни) делови на Краиштидната Зона делумно се застапени и формации на каледонскиот комплекс. По билото на Влаина градат сложена структура. Во северните делови на планината Влаина едно покрупно габроидно тело достигнува димензии 9 X 3 km. Овде, преку гранитоидите, трансгресивно лежат реликти на тријаски карбонати. Од западната страна влаинската структура е ограничена со регионален расед, издвоен како Пехчевско-звегорски систем на раседи. Пијанечкиот (Делчевско - пехчевски) грабен настанал во еоцен и тоа; прво неговите северни делови, издвоени како Пијанечки ров. Во него се наталожени средноалпски еоценски флишни седименти и пробиви на вулканити. Должината на овој грабен изнесува над 40 km.



ГЕОТЕКТОНСКА ЕВОЛУЦИЈА

Основна причина за сложената геотектонска еволуција во овој (внатрешен) дел на Балканскиот Полуостров се бројните орогени циклуси, од најстарите досега познати до најмладата алпски орогенеза. Со нивното делување повеќекратно се менува релјефната морфопластика, т.е. ритмички се менувале трансгресии и регресии на моријата во чии басени се создавале серии на разновидни седименти. Со измена на режимот седиментите тектонски се пореметувани, т.е. се набирани, раседнувани и метаморфизирани.

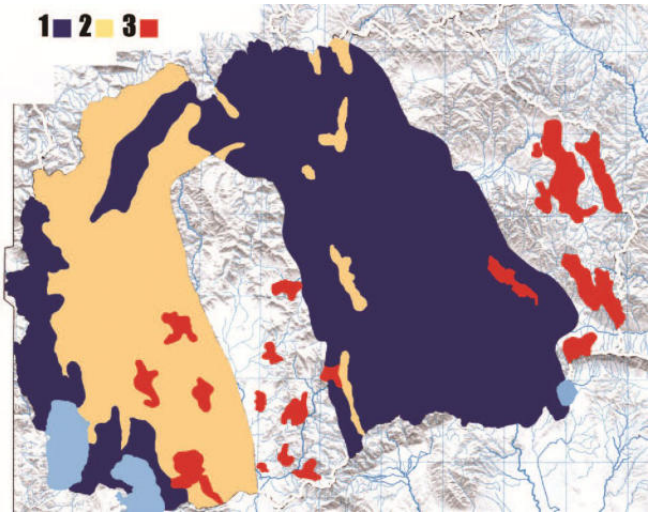
Бајкалска орогенеза

Родопскиот Масив, како најстар на Полуостровот, по сите свои карактеристики претставува крупен и стабилен сегмент на Земјината кора. Тоа е издигнат, набран и метаморфизиран дел на старата архајска платформа. Ваквите процеси, според апсолутната старост на гранодиоритските интрузии (500 - 800 милиони години) се поклопуваат со гренвилската орогенеза. Орогенезата предизвикала Родопите да претрпат длабоки метаморфни промени но истовремено се консолидирале, односно овој масив станал инертен на натамошните крупни тектонски преработувања во следните орогенези.

Дел од Родопскиот Масив е застапен и на територијата на Република Македонија. Меѓутоа, овде не претставува целина, туку е раскршен на повеќе блокови со различна форма и димензии. Како краен западен сегмент, откинат од Родопската Маса е Пелагонискиот хорст-антиклинориум. Пелагонот е изграден од комплекс на прекамбриски високометаморфни карпи (гнајсеви, микашисти и мермери), пробиени со гранитни и гранодиоритски интрузивни тела. Долниот дел на метаморфниот комплекс (гнајсевите и микашистите) укажува дека во поголемиот дел на гренвилската етапа постоеле услови за седиментација на песокливо - глиновити наслаги. Тоа е период кога овие делови на Земјината кора (сегашниот Пелагон) биле подрачје на тонење и акумулација. Во втората фаза на седиментација на гренвилскиот комплекс, за време на таложењето на моќната карбонатна формација (калцитски и доломитски мермери) доаѓа до оплитнување на гренвилскиот морски басен. Во овој период доминираат топли климатски услови што условило таложење на дадените наслаги. Според положбата на доломитските мермери може да се претпостави дека басенот во втората половина на таложењето на карбонатите бил значително поплиток. Тоа предизвикало интензивно испарување на водата и таложење на магнезитско-карбонатни седименти од кои настанале доломитите.

сл. 134, Палеоген делтовидни седимент во централниот дел на Северна Македонија

Од прастариот Родопски Масив во меѓупросторот се издвоени уште неколку блока. Такви се: Зеленбег на Кожуф, Мала Рупа, Градечки, Бучимски и др. На сите овие локалитети речиси по правило се застапени фрагменти, т.е. реликти на гореспоменатиот прекамбриски комплекс. Во источните делови на Република Македонија прекамбрискиот метаморфен комплекс зафаќал многу поголема територија. Неговото присуство е посебно изразено на Беласица, Огражден, Плачковица и Осоговските Планини.



1. Палеозојско море, **2**. Денешна распространетост на палеозојските творби, **3**. Палеозојски гранитски и гранодиоритски магматизам.

сл. 135, Палеогеографска шема на територијата на Република Македонија за време на палеозојската ера, според Петковски (1990)

Во почетокот на палеозоик Македонија била целосно зафатена со засилени епирогени движења. Најголемиот дел од територијата претставувал геосинклинала (сл. 135), претходна фаза на каледонската орогенеза. Во палеозојското море е вршена интензивна седиментација. Од наталожениот материјал во понатамошната фаза на каледонската орогенеза со регионален метаморфизам се настанати разновидни шкрилци. Според одредени концепции овој седиментационен циклус е прекинат во девон, додека по други континуирано продолжува низ целиот палеозоик и пермо - тријас. Палеозојското море, според денешната територија на Македонија навлегувало длабоко на север (сл. 135). Во овој временски период во морскиот басен владеат идентични услови на седиментација, а од организмите доминираат граптолитите.

Каледонска орогенеза

Главната фаза на каледонската орогенеза започнала на границата помеѓу стар и млад палеозоик. Основни белези на орогенезата на територијата на Република Македонија се магматските активности и создавањето на двете крупни тектонски единици: Вардарска и Краиштидна (Струмска) Зона. Со тоа тие се дефинитивно издвоени од основната Родопска Маса. Воедно, во меѓупросторот како орогена целина се дооформуваат контурите на Српско - македонскиот Масив. Пелагонот и натаму е изложен на метаморфни процеси, но како консолидирана геотектонска единица не претрпел големи морфолошки и структурно-тектонски промени.

По завршната фаза на каледонската орогенеза настапува подолг период на тектонско мирување и пинепленизација на релјефот создаден со претходните набирања. Хронолошки овој период се поклопува помеѓу силур и девон. Веќе во долен девон започнува херцинскиот ороген циклус со трансгресија на горнопалеозојското море на просторите во денешните централни и западни делови на Република Македонија. Овој седиментационен циклус првенствено е претставен со глиновит материјал. Од него со подоцнежните процеси на метаморфизам е настанат комплексот на филитични шкрилци во западните делови на Македонија.

Херцинска орогенеза

Главната фаза на херцинската орогенеза започнува со гранитски до гранодиоритски интрузии од крупни размери, како во источните (Огражден, Голак, Беласица) така и во западните делови на Македонија (Пелистер, Бушова Планина). Интересно е да се напомене дека интрузиите припаѓаат на повеќе генерации, од кои јасно се издвојуваат три. Магматизмот коинцидира со зачетокот на орогенезата на Шарско - пелистерскиот сегмент на Западно-македонската Зона кој се развива западно од Пелагонискиот Масив.

Освен издигнувањето, предизвикано со интрузии на гранити и гранодиорити, во овој стадиум на орогенезата засилено делуваат и страничните притисоци од источна - североисточна страна. Под нивно влијание се создадени коси до

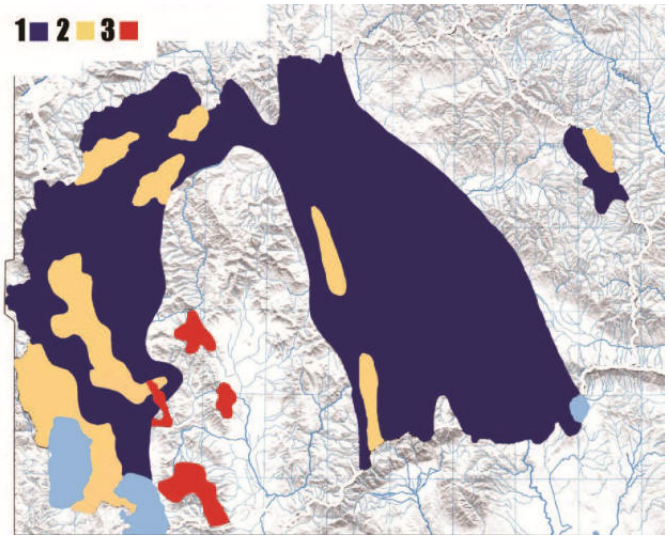
налегнати набрани структури, како Песјачката синклинала источно од Кичево и др. Регионалниот метаморфизам наследен од постарите орогенези продолжува, додека динамометаморфизмот е развиен во пошироките гранични зони помеѓу постарите Пелагониди и помладата Вардарска Зона. Во овој период морето е во регресија, поради што, творбите од карбонскиот и пермскиот период отсуствуваат.

Алпска орогенеза

По долг период на тектонско мирување, со почетокот на мезозојската ера се зародува најмладата, алпска орогенеза, која продолжува во рецентниот период на геотектонската еволуција. Старокимриската фаза на алпската орогенеза е обележана со тонење на копното и зачеток на создавање на Паратетис (*Ласкарев* 1928). Неговите заливи навлегле длабоко во копното на западните, средишните и источните делови на Македонија (сл. 136). Помеѓу нив останале копната на Пелагонискиот и Српско - македонскиот Масив. Тие претежно биле зафатени со издигнување и подложни на интензивна ерозија. Во исто време Вардарската Зона е зафатена со интензивна преработка и тектонизација со тонење и компресија.

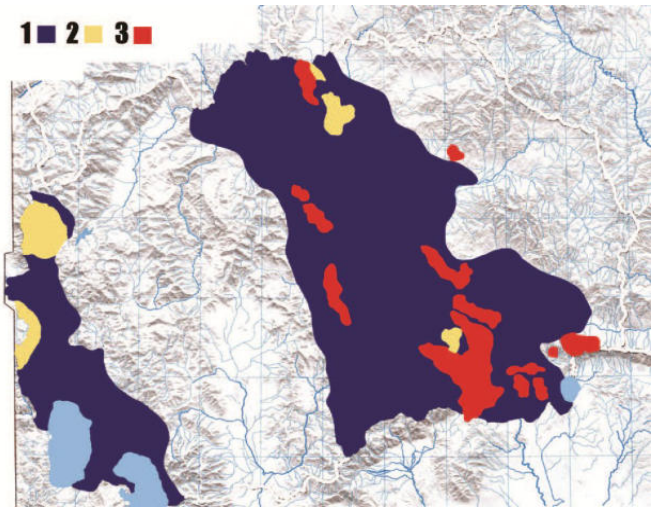
Генерално земено, во маринскиот режим седиментацијата започнува со долнотријаски базални конгломерати, потоа со песочници и широко развиен карбонатен комплекс. Ваквиот развиток трае сé до среден тријас, кога отпочнуваат орогени процеси. При тоа, според *Арсовски* (1997) се зародуваат останатите сегменти на Западно-македонската Зона (Дебарца - стоговски, Петринско - караормански и Јабланички), односно според *Петковски* (1990), Корабската Зона како најмлада геотектонска единица. Основниот правец на протегање на оските на новосоздадените структури е приближно север - југ со благ наклон кон север - североисток. Орогените движења се проследени со вулканизам од базичен тип. Контактниот метаморфизам е изразен само во непосредните допири на магматските тела и околните карпести маси.

Морето е во регресија почнувајќи од горен тријас, преку долна и средна креда сé до горна јура кога започнува нова трансгресија со младокимриската орогена фаза. Заливот на горно јурското море ги потопува централните делови



1. Тријаско море, **2**. Денешен распоред на тријаските седименти, **3**. Тријаски магматизам

сл. 136, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на тријас, според Петковски (1990)



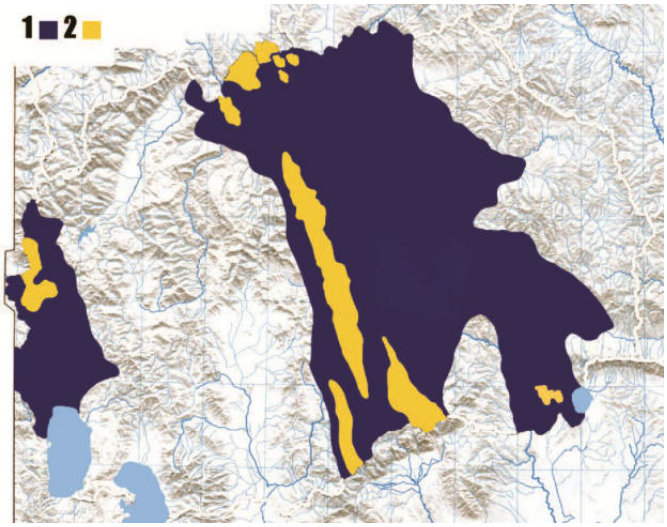
1. Јурско море, 2 Денешна распространетост на јурските седименти, 3. Јурски магматизам

сл. 137, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на јура, според Петковски (1990)

на територијата на Македонија (денес поширокаата област на Повардарие), додека вториот залив ги опфаќа крајните западни делови во пограничниот дел со Албанија (сл. 137). Геотектонските процеси коинцидирале со магматизам, првенствено габро - дијабазен. Во рамките на Вардарската Зона, помеѓу Демир Капија и Гевгелија се одиграле најголемите пробиви.

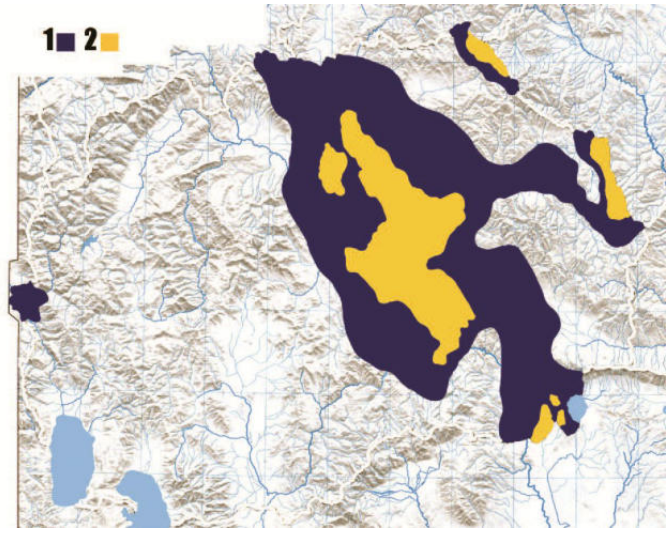
Во западните делови на Македонија нешто поголеми дијабазни маси се откриени во северните делови на Јабланица.

Во Вардарската Зона, исто така, бројни се локалитетите со појава на гранитски и гранодиоритски интрузивни тела (Градешка Планина, Штип, Гевгелија и др). Нивната апсолутна старост е утврдена на 150 - 140 милиони години што одговара на горна јура. Помали тела се интрудирани и во Шарско - пелистерскиот сегмент.



1. Кредно море, **2**. Денешен распоред на кредните седименти

сл. 138, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на креда, според Петковски (1990)



1. Еоценско море, **2**. Денешен распоред на еоценските седименти

сл. 139, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на еоцен, според Петковски (1990)

Со завршетокот на младокимриската орогена фаза територијата на Македонија е издигната. За време на долна креда претставува копно изложено на ерозија и денудација. Меѓутоа, уште кон крајот на долна креда во поедини делови на Вардарската Зона доаѓа до тонење проследено со трансгресија. Режимот на тектонските напрегања се менува со почетокот на субхерцинската орогена фаза. Тогаш доаѓа до развој на маринска фација (Вардарска Зона) со мошне колебливо дно на седиментациониот басен. Поради променливите услови на седиментација, ритмички се менуваат седиментните серии, познати како "сенонски флиш". На ограничени простори слични седименти се таложат во крајните западни делови на Македонија, источно од Дебар.

Максималната трансгресија е во сенон. Со нејзе е зафатена речиси целата Вардарска Зона (сл. 138). Седиментацијата била вршена во услови на диференцирани движења. Едни делови тонеле релативно повеќе, додека соседните геоантиклинални зони (Пелагониди и Српско - македонски Масив) интензивно се издигнувале. Како најконтрастен во овој период е односот помеѓу Вардарската Зона и Пелагонот. За време на сенон Пелагонот претставува геоантиклинална зона од каде е изнесувано големо количество материјал. На ова укажува составот на сенонските наслаги кои долж работ на Пелагонидите се претежно од конгломерати и песочници. Горнокредниот сенонски флишен ров во западниот дел на Вардарската Зона е со моќност од околу 2.500-3.000 m. За време на седиментацијата на сенонскиот флиш се вршени дијабазни изливи. Веројатно во сенонско време габро - дијабазниот масив Демир Капија-Гевгелија претставувал геоантиклинална зона што од време на време излегувала над морето (сл. 138). Вардарската Зона за време на сенон е диференцирана на три паралелни субзони (сл. 129), меѓусебно издвоени со длабински раседи. Ваков е односот на Вардарската Зона и кон соседните тектонски единици.

Веројатно кон крајот на сенон, во време на таложењето на горниот дел на карбонатната формација, терените што биле издигнати веќе се пинеплизирани, а морскиот басен е мошне плиток. Меѓутоа, ваквата состојба не продолжува долго време. Интензивните диференцирани орогени движења што настанале кон крајот на горна креда условиле општо издигнување и

набирање. Овој стадиум на орогени движења, познат како ларамиска фаза е поврзан со интензивни дислокациски процеси. Тогаш настануваат главните структурни карактеристики на Вардарската Зона од раноалпскиот период. Со ларамиската орогенеза (главна етапа на алпскиот циклус на тектонски движења) настануваат современите пликативни форми во формациите застапени во Западно - македонската Зона.

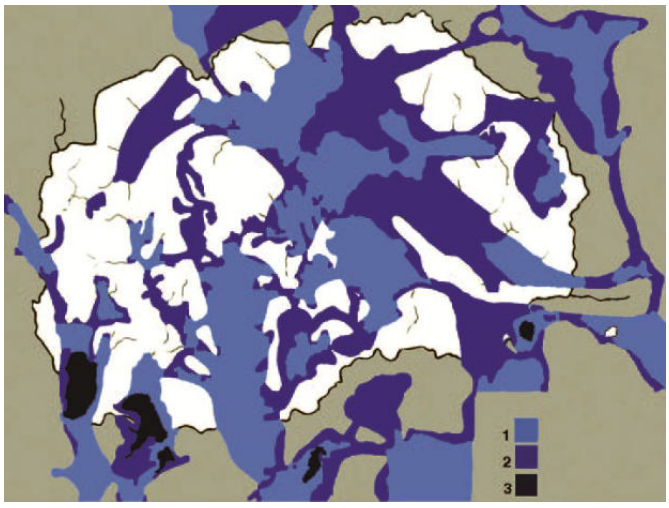
Со ларамиската фаза е поврзана трансгресијата на последните остатоци на Паратетис што ги зафаќа централните делови на Македонија, а сосема е ограничена во крајните западни и источни делови (сл. 139). Условите на седиментација се идентични, но поради ритмичкото осцилирање на морското дно насекаде се таложат со наизменичен редослед: глиновити, лапоровити и песокливи седименти. Овој комплекс, познат како "еоценски флиш", достигнува моќност од преку 3.000 m. Присуството на одделни слоеви на варовници богати со фауна укажува дека повремено постоеле услови за таложење на карбонатни наслаги, односно постоеле плиткоморски услови со изразито топла клима. Ваквите услови доминирале кон крајот на еоцен, кога трансгресијата достигнала максимални размери.

При крајот на еоцен и во текот на олигоцен пиринејската орогена фаза предизвикала голема регресија на Паратетис. Потоа на овие простори завладеал континентален режим, што трае до денес. Во текот на орогенезата кон запад - југозапад продолжува набирањето и навлекување на постарите, претежно палеозојски метаморфити преку еоценкиот флиш. Општата инверзија на тектонските движења е проследена и со вулканска активност, особено во пограничните терени со Бугарија (Краиштидна Зона). За разлика од другите делови на алпската орогенеза, савската орогена фаза на територијата на Македонија не нашла силен одраз. Целата територија на Македонија се карактеризира со континентален развиток, односно настапува неотектонската етапа.

Може да се заклучи дека Пелагонискиот и Српско-македонскиот Масив се продукт на гренвилската фаза на бајкалската орогенеза. Настанале во прекамбриум за време на најсилните магматски движења. Тогаш дошло и до интрузии (на големи простори) на гранитска и грандиоритска магма, проследено со регионален и контактен метаморфизам. Разделувањето на двете маси (Пелагониска и Српско-македонска) од основната Родопска Маса, како и едната од другата со создавањето меѓу нив на Вардарската Зона е поврзано за каледонската орогенеза во текот на стар палеозоик. Херцинската орогенеза посебно силен одраз имала во западните делови на Република Македонија каде седиментниот комплекс е набран и метаморфизиран. Страничните притиоци од исток што ги пренесувал Пелагонот предизвикале создавање на позитивни и негативни структури со генерална ориентација на оските северозапад - југоисток.



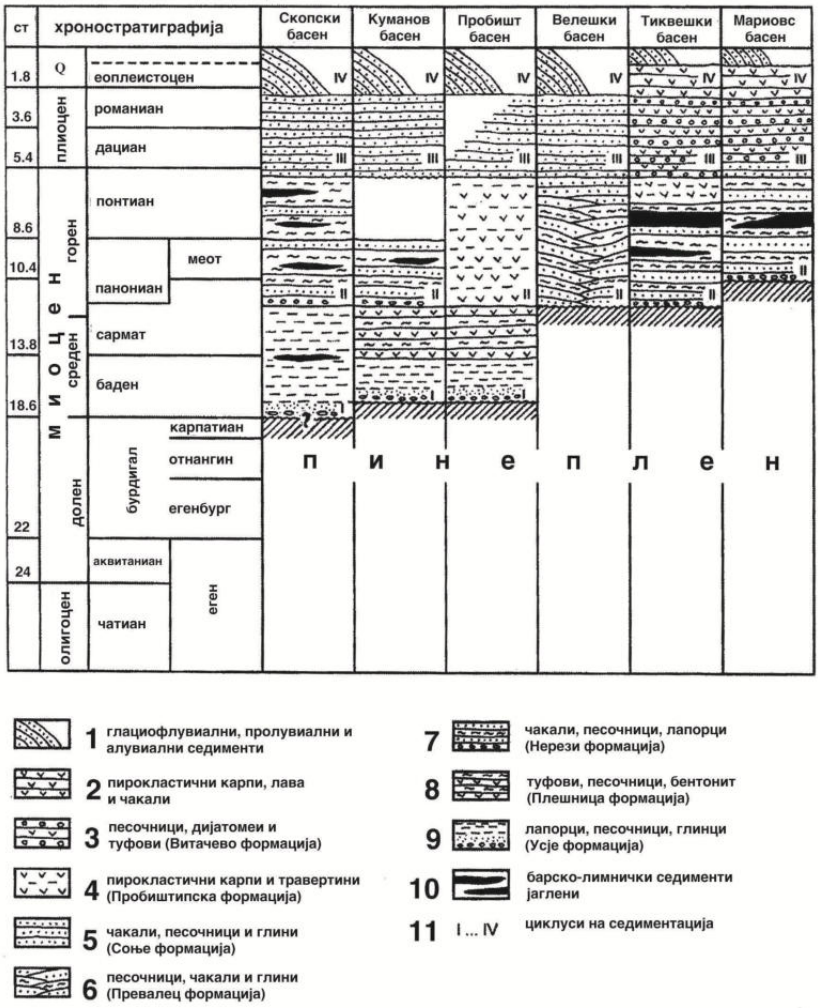
сл. 140, Палеогеографска карактеристики на поширокиот Медитерански регион на крајот од Алпската орогенеза и почетокот на неотектониката пред околу 20 милиони години



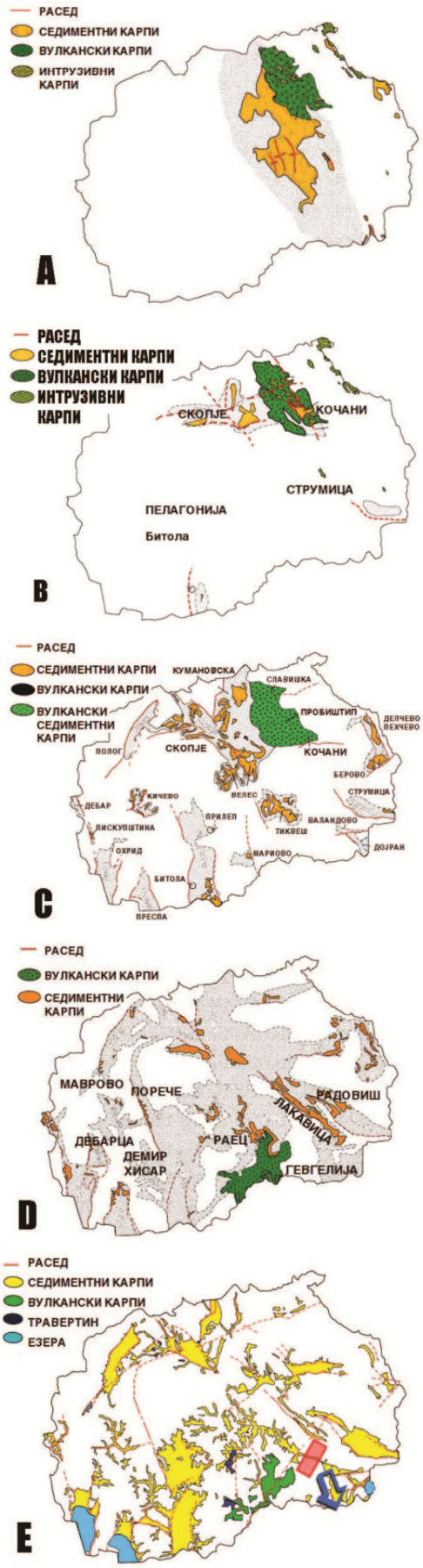
1. Почеток на плиоцен, **2**. Крајот на плиоцен, **3**. Денешна состојба

Сл. 141, Езерска состојба на територијата на Македонија во плиоцен

Алпскиот ороген циклус кој се одвива од тријас до денес, оставил најсвежи траги во геотектонската структура на Република Македонија. Најмладата неотектонска фаза, почнувајќи од среден миоцен (тортон) до денес има обележје на блоковска тектоника.



сл. 142, Неоген-плеистоцена еволуција на езерските басени во Вардарската Зона, според Dumurdjanov, Petrov, Tuneva (1997)



(**A**) Дистрибуција на палеогени седимент I магматски карпи, (**B**) на баден-сарматски седимент I магматски карпи -I циклус, (**C**) на доцна миоценски седиментни I магматски карпи-II и III циклус, (**D**) на плиоценски седиментни I магматски карпи - IV циклус и (**E**) на плеистоцени седиментни и магматски карпи - V циклус

Сл. 143, Еволуција на грабенските структури (кенозојска тектоника) на територијата на Република Северна Македонија, според Думурџанов, Серафимовски, Burchfiel (1995)

СЕИЗМОТЕКТОНСКИ КАРАКТЕРИСТТИКИ

Последната, доцноалпска (неотектонска) етапа на територијата на Република Македонија е поврзана со континентален развиток. Неотектонските морфоструктурни форми претставуваат посебни целини, речиси секога одвоени една од друга со рабни раседи. Овие руптурни форми (рабни раседи) се настанати во различно време на неотектонската етапа, при што, голем дел од нив се згаснати, а некои и денес се делумно активни (сеизмогени).

Според застапеноста, морфологијата и меѓусебниот однос на територијата на Република Македонија се издвоени повеќе групи на неотектонски - сеизмогени раседни дислокации. Такви се: ***Охридско-дебарската*** група на раседи, ***Пелистерско-преспанската*** и ***Кичевската*** група, потоа ***Полошката***, ***Скопската***, ***Пелагониска***, ***Западно-вардарска***, ***Источно-вардарска***, ***Источно-македонска*** и ***Кожувско-струмичката***.

Охридско - дебарската група на раседи е поврзана со познатата Дримска грабенска Зона. Во оваа група се истакнува Јабланичкиот расед кој се протега долж западниот брег на Охридската депресија, од Подградец на југ до Лабуништа на север. На подрачјето на Дебарската Котлина е издвоен Корабскиот расед. Се протега по западниот раб на планинскиот масив Кораб, претежно на територијата на Албанија. Со него се поврзани појавите на дебарските термоминерални извори. Речиси напречно на овој расед се манифестира раседот Елбасан - Дебар долж кој се изразени вертикални и хоризонтални сместувања. Неговата активност е особено изразена на подрачјето на Албанија, иако речиси на целата должина е сеизмоген. Посебна група се раседите на западниот раб на Галичица, издвоени како Пештанско-петрински раседи. На подрачјето на Косел со овој систем на раседи е поврзана појавата на фумарола (солфатара), што укажува на термичката активност на оваа руптура (сл. 144).

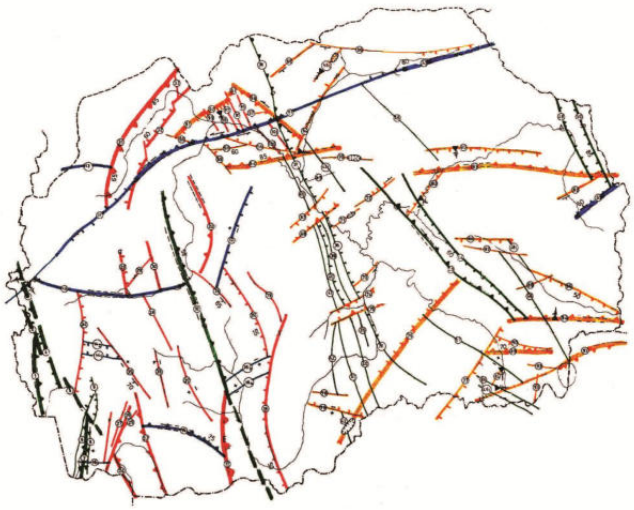


сл. 144, Поствулканската појава "Дувало" кај селото Косел (Охрид)

Процесот на сместување долж опишаните рабни раседи на Охридската депресија продолжува и денес што условува висока сеизмичка активност. Заедно со Дебар е најизразената

сеизмогена зона во западниот дел на Република Македонија. Во североисточниот дел на Охридската депресија постојат напречни и надолжни раседи кои, исто така, претставуваат сеизмогени неотектонски структури. Меѓутоа, неможе да бидат носители на силни земјотреси бидејќи должината им е до 5 km.

Во Пелистерско - преспанската и Кичевската група раседи се истакнуваат: Пелистерскиот, Песјачкиот и Церскиот расед. Пелистерскиот расед претставува напречна руптура долж северниот раб на планинскиот масив Пелистер. Оваа раседна дислокација, која морфолошки е маркантно изразена е сеизмогена. Процесот на нејзиното сместување продолжува и денес. Пелистерскиот масив се издигнува со поголем интензитет (+ 6,0 mm/год) отколку Преспанската (+3,0 mm/год) и Пелагониската (+3,0 mm/год) депресија (*Лиленберг* 1965). Во подрачјето на Кичевската депресија, како сеизмогени дислокации се издвоени: Церскиот, Лисичанскиот, Песјачкиот, Осломејскиот и Зајаскиот расед (формираат тектонски јазол). Дел од нив се меридијански додека дел имаат правец исток - запад.



сл. 145, Раседни структури на територијата на Република Македонија, според Јанчевски (1987)

Полошката група раседи претставува систем на руптурни дислокации чија неотектонска активност е многу висока. Особено контрастно се изразени Сувогорскиот и Шарпланинскиот расед. Како најмаркантна дислокација се истакнува Шарпланинскиот расед кој претставува руптурна зона, т.е. систем на раседи со должина од 45 km. Покрај основниот правец на раседната зона постојат и коси раседи што низ целиот систем на дислокацијата се сеизмогени, односно тектонските процеси не се завршени.

Скопската група раседи во основа претставува сплет на руптурни дислокации со "вардарски" правец на протегање и раседи што се ориентирани во правец исток - запад. Тие се вкрстуваат на подрачјето на Скопската депресија. Како најважен и многу изразен е попречниот Скопско - ќустендилски расед. Тој се протега низ целата територија на Република Македонија.

На подрачјето на Скопската депресија оваа регионална раседна дислокација во западниот дел морфолошки е контрастно изразена, додека во источниот е препокриена со неогени наслаги дефинирана со геофизички методи. Со проучувањето на механизмот на Скопскиот земјотрес се покажало дека северното крило долж раседната дислокација има тенденција на хоризонтално лизгање во западен правец (*Арсовски* 1964). Паралелно со Скопско - ќустендилскиот расед, во Скопската Котлина се издвоени и локалните: Рашчански, Торбешки и Каршијачки расед. Во граничниот дел на Скопскиот Басен доста контрастно се изразени и имаат голема активност во формирањето на депресијата на подрачјето на Маркова Река. Во источниот дел се претставени како покриени раседи, дефинирани со геофизички методи. Од поважните раседи со "вардарска" насока се издвоени: Лепенечкиот, Браздинскиот, Скопско - црногорскиот и Драчевскиот. Првите се слабо изразени во релјефот, но според геолошките и геофизичките податоци јасно се манифестираат како неотектонски дислокации. Драчевскиот расед го претставува југозападниот раб на дното на котлината, односно делот на Скопската Котлина чиј интензитет на тонење и сега е изразен. Раседот на подрачјето на Катлановска Бања претставува современа сеизмогена руптура. Надолжното движење на блоковите во Скопскиот Басен продолжува и денес, т.е. тие се сеизмогени на што укажуваат и проучувањето на земјотресот од 1963 година.

Пелагониската група на раседи е тесно поврзана со формирањето на Пелагониската и Поречката депресија, при што, најмаркантни се раседите на нивните гранични делови. Во северниот дел на Пелагонискиот Басен, како гранич-

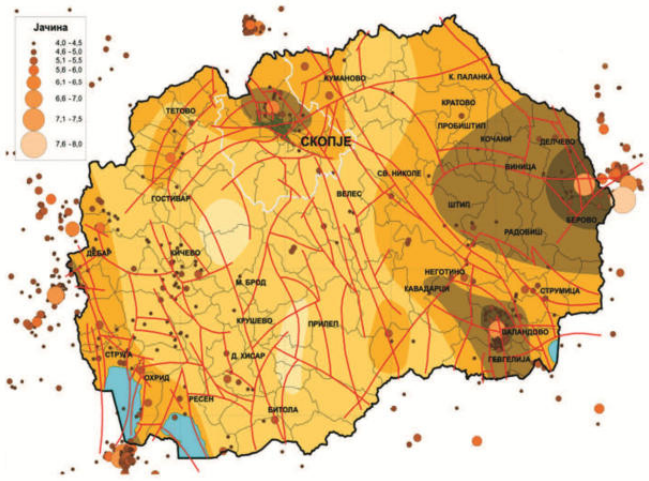
ни раседи се издвоени: Даутичкиот и Мукоскиот. Во неотектонската етапа долж нив се вршени структурни сместувања. Даутичкиот расед е морфолошки поизразен. Во изворишниот дел на Бабуна е контрастен и пројавува слаба сеизмичност. Во југозападниот раб на Пелагонија, кон Пелистер, Битолскиот расед се манифестира контрастно. Долж раседот, како резултат на диференцирани движења, западното крило (Пелистер) е издигнато, додека источното е спуштено. Амплитудата на овие движења во неотектонската етапа изнесуваат повеќе од 1.500 m. Активноста на Битолскиот расед продолжува и денес, што ја условува и неговата сеизмичност.

Западно-вардарската група на раседи, како систем на раседи се наоѓаат во западниот дел на Вардарската Зона. Тоа се стари дислокации, делумно реактивирани во неотектонската етапа. Позначајни раседи во овој дел на Вардарската Зона се: Клепскиот, Мрежичкиот и Свеќанскиот. Дефинирани се како зона на длабински раседи, долж кои се втиснати серпентински тела. Во неотектонскиот стадиум само делумно се активирани. Пројавената сеизмичност укажува дека овде не можат да настанат земјотреси со голема енергија. Како напречни структури во средишниот дел на Вардарската Зона се истакнуваат Стобискиот и Дервенскиот расед, дефинирани со геофизички методи. Може да се сметаат за сеизмогени но не може да се очекува многу висока магнитуда.

Во Источно - вардарската група на раседи се вклучени Лакавичките раседи кои на потегот од Штип на југ до Куманово на север се манифестираат како неотектонски. Во јужен правец Лакавичките раседи се соединуваат во еден расед кој се протега до грчко - македонската граница. Гледано во целина Источно-вардарските раседи претставуваат сеизмогено активни дислокации. Меѓутоа, нивната активност е само на одредени потези и неможат да бидат носители на земјотреси со високи магнитуди.

Во Источно - македонската група на раседи се вклучени: Саса - тораничкиот, Кочанскиот, Брегалничкиот, Беровскиот и Митрашинскиот расед. Од сите нив посебно е значаен Беровскиот расед. Според литолошките членови може да се заклучи дека е настанат пред палеозоик, а е реактивиран во неотектонката етапа. Во најново време најголема активност покажал во околината на Кресна (Бугарија). На овој локалитет се вкрстуваат уште неколку раседи, како Плачковичкиот и Струмските на територијата на Бугарија. Овде создаваат сеизмогено жариште со највисока регистрирана магнитуда од 7,8^{o}.

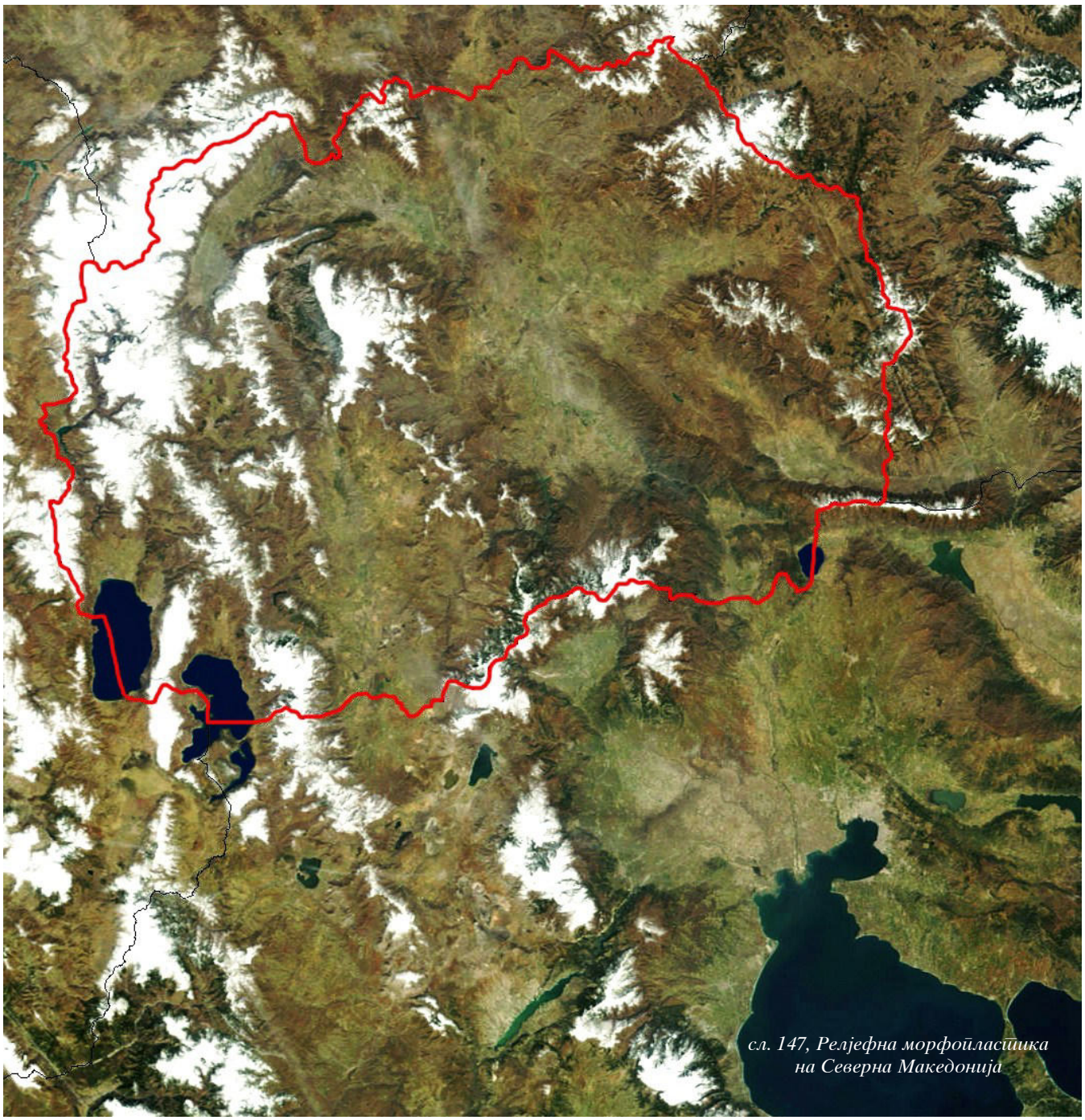
Кожувско-струмичката група на раседи е настаната како резултат на кршење на преднеотектонските структури, при што, во неоген и квартер доаѓа до интензивна манифетација на диференцирани тектонски движења и создавање на сегашните морфоструктури. Масивот Кожуф е издигнат додека во исто време подрачјето на долината на реката Вардар е скалесто спуштено. Сместувањето на блоковите долж расеите на подрачјето Кожуф - Струмица продолжува и денес. Процесот на оваа геолошка трансформација условува висока сеизмичнот на овде шните раседи.



сл. 146, Интензитет (јачина) на земјотресите во Северна Македонија

Од регистрираните земјотреси што се случиле во текот на XX век на територијата на Република Македонија и нејзините погранични делови може да се каже дека овој дел на Балканскиот Полуостров се карактеризира со честа појава на катастрофални земјотреси. Нивниот интензитетот достигнал и до 10 (X) степени според Меркалиевата скала, одноно со магнитуда до 7,8 степени по Рихтеровата скала. Од направената синтеза на регистрираните силни земјотреси во корелација со дислокациите јасно се гледа дека постои тесна врска помеѓу сеизмичноста и современите тектонски активности (сл. 146).

На територијата на Република Македонија сеизмичноста е дистрибуирана на одделни епицентрални подрачја каде современата тектонска активност е посебно изразена. Тоа се, пред сé, тектонските јазли во кои доаѓа до вкрстување на раседните дислокации. Значи, земјотресите се резултат на тектонските активности, чии жари шта се наоѓаат во Земјината кора, при што, длабочината на хипоцентрите им варира од 15 до 25 km, поретко до 40 km. Како поважни сеизмогени подрачја се издвојаат: Скопското, Дебарското, Охридското, Валандовско-гевгелиското и сеизмогеното подрачје Пехчево - Кресна. Во јужниот дел на Охридскиот Басен во 1911 година се случил земјотрес со магнитуда од 6,7° по Рихтеровата скала и со хипоцентар од 10 km. Во 1994 година во Битола е забележан земјотрес со интензитет од 5,2° (h 15 km). Во Скопје (1963 година) е со магнитуда од 6,1° (h 5 km), а во Валандово (1931 година) со 6,7° (h 16 km). На подрачјето Пехчево - Кресна во 1904 година е забележан еден од најголемите земјотреси во Европа со магнитуда од 7,8° (h 30 km).



сл. 147, Релјефна морфопластика на Северна Македонија

ГЕОТЕКТОНСКИ ОСНОВИ НА СТРУКТУРНИОТ РЕЛЈЕФ ВО СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Територијата на Република Македонија е дел од медитеранската орогена област во која маринските услови на развиток завршиле кон крајот на палеоген и почетокот на неоген. Значи, во доцнаалпската етапа, за разлика од поранешните геолошки периоди е присутен континентален развој. Со доцнаалпските (неотектонски) процеси е условено создавањето на структурни форми чиј одраз го гледаме во современата морфопластика. Неотектониката на територијата на Република Македонија според *Петковски* (1990) започнува помеѓу хелвет и тортон, т.е. во горна креда додека според *Арсовски* (1997) во миоцен. Во околните региони започнува во различно време и се одразува со различен интензитет. Во развојот на Балканскиот Полуостров неотектонската етапа главно се карактеризира со тенденција на општо издигнување. Тоа е особено изразена во неговите централни делови (Македонија) во однос на поконсолидираните источни области.

Неотектонските издигнувања во Македонија опфатиле 75 % од нејзината територија, при што, во текот на квартер се засилуваат и веќе опфаќаат 90 % од територијата (*Лиленберг* 1966). Со овие деструктивни процеси се настанати современите ***хорстови*** (планински масиви) и ***грабенските*** депресии (котлини). Раседните дислокации, како природни граници на морфоструктурите, во зависност од активноста различно се изразени во релјефот. Отсуството на странични притисоци овозможило декомпресија на регионален план, со што доаѓа до "отварање" на овој сегмент на Земјината кора. Со тоа се јавуваат предуслови за создавање на неотектонските депресии (котлини - грабени), но и појава на вулкански активности во некои подрачја. Во неотектонските депресии се формираат езерски басени.

Влијание на поширокиот регион врз создавање на структурниот релјеф

На територијата на Република Македонија екстензивниот режим на напрегање кој се одразил во создавање на морфоструктури е последица на регионалните тектонски збиднувања во рамките на балканските простори и околните геотектонски мегаблокови (сл. 148). Западните делови на Република Македонија се под влијание на односите на Јадранската плоча и континенталниот дел, додека терените во централните и источните делови се изложени на влијанијата што произлегуваат од колизијата на соседните или блиски блокови. Тоа се однесува, пред сé, на колизија на Арабискиот и средноазискиот континентален блок, а во помал дел и на колизијата на Карпатидите и Мезиската платформа. Двете колизии, првата со десното хоризонтално движење долж зоната на Загрос и северно-анадолскиот расед, а втората со субдукција на Мезиската платформа под Карпатидите условиле на терените во централните и источните делови на Македонија, како и пошироко, да се одрази со режим на приближно север - југ екстензија. Ваквото нешто ги предиспонирало карактеристичните неоген - квартерни структури во овој дел.

Територијата на Македонија во неоген - квартерниот период главно е под влијание на екстензивен режим на напрегања. Тоа условило манифестација на вертикални тектонски движења од поширок размери. Ваквиот процес на тектонски активности овозможил диференцијација на целата територија со издигнување и тонење. Сепак, неотектонската деформација нема еднозначен карактер, туку е претставена со две области во кои делувањето на компонентите на напрегање имаат различна ориентација (сл. 165). Како резултат на тоа, создадените морфоструктури во секое подрачје имаат специфични обележја, пред сé, од аспект на доминантниот правец на протегање. За морфоструктурите во западниот дел е карактеристичен северозападно-југоисточен правец на протегање со поинтензивно тонење долж западните контурни раседи на депресиите (сл. 166). Правците на протегање во централните и источните делови на Македонија им се претежно ориентирани на релација исток - запад со нивно поизразено тонење долж јужните рабни раседи (сл. 169).

Неотектонски и современи процеси во создавање на структурниор релјеф

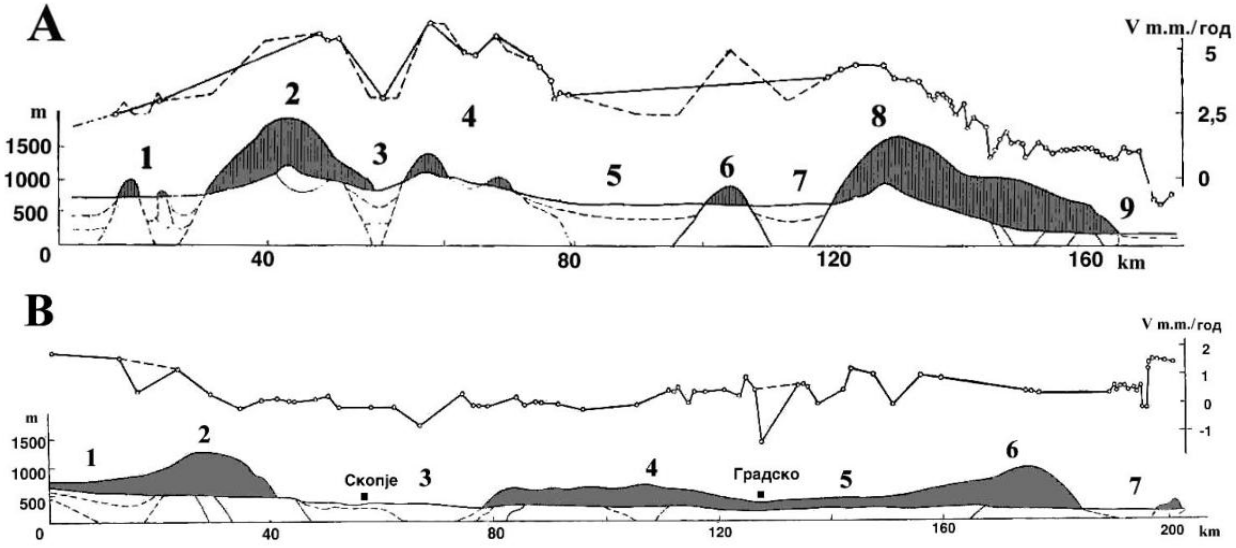
Според интензитетот на тектонските движења и нивната насока во неотектонската етапа јасно се издвојуваат две фази, и тоа: *предорогена* и *орогена*. Во првата фаза, што го опфаќа речиси целиот миоцен доминантна улога имале процесите на пинепленизација и релативно тонење со појава на интензивен вулканизам одкварц-латитски и андензитско-дацитски состав (*Арсовски* 1997).

Во Скопската и Кумановската депресија, како и на подрачјето на Кратовско - злетовската вулканска област доаѓа до тонење, што на места достигнало и до 2.000 m. Може да се каже дека според карактерот на седиментите настанати за време на миоцен територијата на Република Македонија се карактеризира со низок, пинепленизиран и слабо расчленет релјеф. Кон крајот на миоцен, во плиоцен и подоцна во квартер интензитетот на диференцираните, претежно вертикални тектонски движења постепено се засилуваат. На тоа укажува составот на наталожените наслаги, чија големина на зрнестиот материјал се зголемува. Кон крајот на плиоцен и во квартер во депресиите претежно се таложат груби седименти.



сл. 148, Положба на територијата на Северна Македонија во рамките на регионалните геотектонски процеси, според Јанчевски (1987)

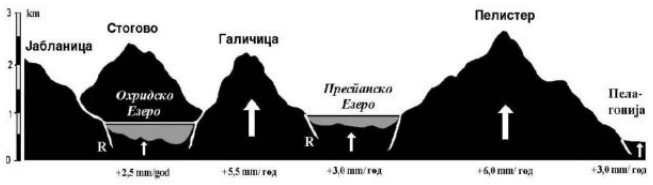
1. Грабени со протегање ССЗ - ЈЈИ, **2**. Грабени со протегање И - З, ИСИ - ЗЈЗ, **3**. Марички Ров, **4**. Северен раб на Тракискиот Басен, **5**. Северен раб на современиот Егејски Басен, **6**. Гранична зона помеѓу двата системи на протегање на грабените на територијата на Република Македонија, **7**. Притисок на Арабиската платформа на Тауридско-анадолскиот комплекс, **8**. Притисок на Африканската платформа со субдукција долж Хеленската Зона, **9**. Притисок на Мезиската платформа со субдукција под Карпатоидите.



(**A**) 1. Охридска Котлина, 2. Галичички хорст, 3. Северен дел на Преспанската Котлина, 4. Пелистерски хорст, 5. Битолска Поле, 6. Тополчански хорст, 7. Прилепско Поле, 8. Бабуно-дренско издигнување, 9. Вардарска (Стоби) депресија. (**B**) 1. Урошевачка Котлина, 2. Скопска Црна Гора, 3. Скопска Котлина, 4. Велешка неогена депресија, 5. Тиквешка Котлина, 6. Демир Капија, 7. Валандовска Котлина.

*сл. 149, Надолжен (**A**) и напречен (**B**) профил на современите тектонски движења во Република Македонија, според Лиленберг (1966)*

Тектонските плиоцен - квартерни движења, што го условиле создавањето на современиот релјеф продолжуваат и денес. Ваквото не што се изразува во нерамномерно издигнување на мофоструктурните елементи и наспроти нив релативно тонење (-2,0 mm/ год.) на поедини котлини во Повардарие (*Арсовски* 1997). Издигнувањето е посебно изразено во западните делови на Македонија. Современите движења на хорстовите Пелистер (+6,0 mm/год.), Галичица (+5,5 mm/год.) и други се карактеризира со максимално издигнување, додека наложените котлини, како Охридската (+2,5 mm/год.), Преспанската (+3,0 mm/год.), Пелагониската (+3,0 mm/год.), иако спаѓаат во областите со општо современо издигнување, заостануваат во однос на соседните планински структури (*Лиленберг* 1965).



сл. 150, Различен интензитет на издигнување на структурните блокови во југозападниот дел на Македонија, според Колчаковски (2004)

Глобалните елементи на релјефот (морфоструктурни целини) укажуваат дека Пелагонот заедно со територијата на Западно - македонската Зона, каде доминираат највисоки планински структури - хорстови (преку 2.500 m) се поврзани со Земјината кора чија дебелина достигнува до 45 km. Територијата на Вардарската Зона, со доминација на релативно низок релјеф и котлини, се карактеризира со Земјина кора чија дебелина варира од 32 до 34 km. На исток, во Српско - македонскиот Масив и Краиштидната Зона, каде доминира планински релјеф со височина од околу 2.000 m, Земјината кора достигнува до 40 km. Уште понатаму на исток, на територијата на Бугарија (Рилски Масив), дебелината на Земјината кора достигнува и до 50 - 55 km (*Делипетров*, *Петров* 1990).

Ваквите разлики во дебелината на Земјината кора имаат свој одраз врз интензитетот на диференцираните вертикални неотектонски издигнувања. Како резултат на нерамномерните издигнувања доаѓа до диференцијација на територијата на Македонија, што на некој начин има наследни особености. Во западните делови, каде тенденцијата на издигнување постоела и претходно и во неотектонската етапа е најизразена. Во исто време терените на Вардарската Зона (Повардарие) се зафатени со многу послаб интензитет на издигнување. Од друга страна, подрачјата во источните делови се издигнуваат релативно поинтензивно во однос на повардариетo,

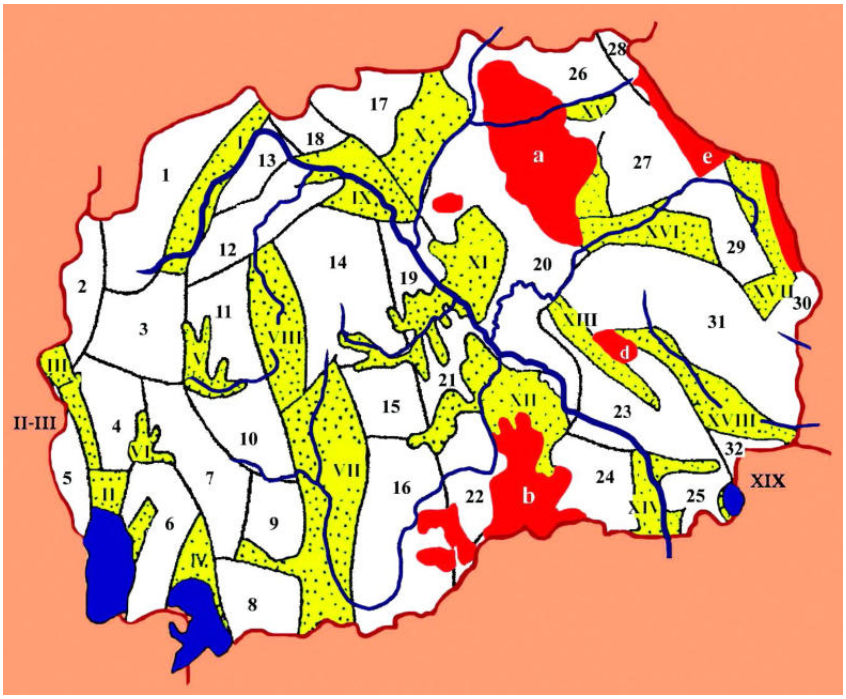
но послабо отколку во западните делови. Може да се заклучи дека денешната рељефна морфопластика на територијата на Република Македонија во основа има тектонки карактер, настаната со предоминантни радијални (вертикални) процеси на издигнување и тонење во текот на неотектонската етапа. Оттаму основното обележје на рељефните карактеристики на Македонија се повеќето хорстови (планини) и грабени - депресии (котлини). Поради нивната мозаична распореденост, територијата на Македонија потсетува на шаховска табла ("шаховски рељеф"). Ваквите особености не се толку изразени во соседните области на Македонија, а уште помалку во останатите делови на Балканскиот Полуостров. Со создавањето на Егејското Море (почеток на квартер) и истекувањето на водите од поголемиот број езера, доаѓа до формирање на современата речна мрежа и делување на современите егзогени процеси.

Основното обележје на структурниот рељеф во Република Македонија го сочинуваат неотектонските форми, речиси секогаш одвоени едни од други со рабни дислокации. Нивна главна одлика е мозаичната распределеност низцелата територија и низ сите геотектонски единици во Македонија. Ваквиот структурен рељеф е резултат на последната, доцнаалпска неотектонска етапа, што на територијата на Република Македонија е поврзана со континентален развиток. Таа главно се карактеризира со општо издигнување, при што, како што е напоменато, неотектонските издигнувања во Македонија опфатиле 75 % од нејзината територија, а веќе во квартер (со нивното засилување) опфаќаат 90 % од територијата. За разлика од претходните алпски етапи, кои завршиле со интензивно набирање на постоечките литолошки комплекси (доминација на хоризонтални напрегања), во неотектонската етапа главна улога имаат вертикалните диференцирани движења. Со овие процеси се настанати современите хорстови (планински масиви) и грабенските депресии (котлини).

Морфоструктури на издигнување: 1 Шарпланински блок, 2 Корабски блок, 3 Бистринки блок, 4 Стоговски блок, 5 Јабланички блок, 6 Галичички блок, 7 Илински блок, 8 Пелистерски блок, 9 Шемнички блок, 10 Љубенски блок, 11 Песјачки блок, 12 Сувогорски блок, 13 Жеденски блок, 14 Јакупички блок, 15 Бабунски блок, 16 Селечки блок, 17 Скопско-црногорски блок, 18 Радушки блок, 19 Кадински блок, 20 Брегалнички блок, 21 Клепски блок, 22 Мариовски блок, 23 Плаушки блок, 24 Кожуфски блок, 25 Фуркин блок, 26 Козјачки блок, 27 Осоговски блок, 28 Руенски блок, 29 Голачки блок, 30 Малешевски блок, 31 Плачковички блок, 32 Беласички блок.

Морфоструктури на тонење (депресии): I Полошка, II Охридска, III Дебарска, II-III Дримски грабен, IV Преспанска, В Кичевска, VI Белчишка, VII Пелагониска VIII Поречка, IX Скопска, X Кумановска, XI Овчеполска, XII Тиквешка, XIII Лакавичка, XIV Валандовска, XV Славишка, XVI Кочанска, XVII Пехчевска, XVIII Струмичка, XIX Дојранска.

Вулкански подрачја: (a) Злетовско, (b) Витачевско, (c) Шопурско, (d) Веначко, (e) Пехчевско-жеравинско.



сл. 151, Неотектонска реонизација на територијата на Република Македонија, според Арсовки и Петковки (1975)

МОРФОСТРУКТУРИ НА ИЗДИГНУВАЊЕ (ХОРСТОВИ)

Речиси низ целиот миоцен на територијата на Република Македонија доминантна улога имале процесите на пинепленизација и релативно тонење, со појава на интензивен вулканизам. Тогашната рељефна морфопластика се карактеризира со низок, пинепленизиран и слабо расчленет рељеф. Кон крајот на миоцен, потоа во плиоцен и подоцна во квартер интензитетот на диференцираните, претежно вертикални тектонски движења постепено се зголемува.

Тектонските плиоцен - квартерни движења што го условиле создавањето на современиот рељеф продолжуваат и денес (се изразува во нерамномерно издигнување на морфоструктурите). Морфоструктурите на издигнување, т.е. планинските целини (хорстови) се едни од примарните обележја на рељефот на територијата на Република Македонија.

На територијата на Северна Македонија се издвоени 32 јасно диференцирани со изразени раседни дислокации структурни блока (*Арсовски*, *Петковски* 1975). Некои од овие блокови представуваат изразени планински целини (Шарски, Јабланички, Стоговски, Пелистерски, Кожувски блок и др). Некои од блоковите со егзогените процеси се диференцирани на по неколку планински целини. Таков е Селечкиот блок кој со Скочивирската клисура на реката Црна, морфолошки е изразено поделен на Селечка Планина (1.611 m) на север и на планината Ниџе (2.520 m) на југ. Некои од блоковите заради сопствената морфопластика се диференцирани на по неколку планински целини. Такви се: Илинскиот блок со Илинска, Плакенска и планината Бигла, Плачковичкиот блок со планините Плачковица и Огражден, Корабскиот блок со Кораб и Дешат и други. Некои од структурните блокови не се здобиле со посебно значајни височини и истите не може да се издвојат како планински целини. Такви се Кадинскиот и блокот Фурка.

Височинскиот елемент, односно хипсометриските карактеристики на планините се, исто така, нивна значајна особеност. Од височината на планината зависат климатско - вегетациските и одредени морфогенетски процеси. Во однос на хипсометрискиот принцип, генерално земено, планините на територијата на Македонија може да се поделат на: ***високи*** (над 2.000 m височина), од кои, може да се издвои подгрупа на ***изразито високи*** (над 2.500 m нв), потоа ***средновисоки*** планини (1.500 - 2.000 m) и ***ниски*** планини (до 1.500 m нв).

Вкупниот број високи планини (над 2.000 m) во Северна Македонија изнесува 13. Највисока е планината Кораб (Голем Кораб, 2.753 m), додека Беласица на територијата на Република Македонија не ја достигнува височината од 2.000 m. Нејзиниот највисок врв Радомир (2.029 m) се

наоѓа во источните делови на планината, на границата помеѓу Бугарија и Грција. Највисокиот врв на оваа планина на територијата на Република Македонија е Тумба (1.881 m). Тоа е граничен врв (тромеѓе) со соседните Грција и Бугарија. Исто така, и највисокиот врв на планината Галичица (Вир - Plaja e Pusit, 2.288 m) не се наоѓа во Македонија, туку е на албанска територија.

Просечната надморска височина на високите планини во Република Македонија изнесува 2.357 m. Општа и логична карактеристика е што со зголемување на височината површините им се намалуваат. Така, на пример, површината на хипсометрискиот појас помеѓу 1.000 и 1.500 m за сите планини изнесува 3.050 km^2, додека помеѓу 1.500 и 2.000 m е 1.560 km^2. Вкупната површина, над 2.000 m надморска височина е 355,4 km^2, од што, само 6,1 km^2 се наоѓаат над 2.500 m нв. Вкупната површина на планинските структури со височина од над 2.000 m изнесува 7.469 km^2, што е речиси 1/3 или 29 % од територијата на Северна Македонија.

	1	2	3	4	5	6	7
1	**Кораб**	2.753	29,0	105,7	134,0	44,2	312,8
2	**Шар Планина**	2.748	146,1	228,6	306,8	158,3	840,2
3	**Пелистер**	2.601	-	193,5	135,0	38,1	367,5
4	**Мокра**	2.540	581,7	428,1	175,2	67,1	1.262,2
5	**Ниџе**	2.520	107,2	289,3	68,0	8,3	472,9
6	**Галичица**	2.288	31,3	193,7	87,2	7,2	316,9
7	**Стогово**	2.268	88,7	233,6	139,4	13,9	475,5
8	**Јабланица**	2.256	82,3	95,5	56,7	7,8	242,0
9	**Осоговски Пл.**	2.225	480,9	394,4	103,3	2,5	981,3
10	**Кожуф**	2.165	259,3	169,5	63,5	1,3	493,7
11	**Бистра**	2.163	107,3	277,5	237,9	5,9	628,6
12	**Сува Гора**	2.061	207,7	401,8	103,2	0,3	934,6
13	**Беласица**	2.029	95,6	38,2	7,0	-	140,8

1. Име на планината, **2**. Максимална височина (m), **3**. Површина до 1.000 m, **4**. Од 1.000 до 1.500 m, **5**. Од 1.500 до 2.000 m, **6**. Над 2.000 m, **7**. Вкупна површина во km^2.

таб. 5, Преѓлед на хипсометриските површини на високите планини (над 2.000 m) во Северна Македонија

Изразито високи планини (над 2.500 m надморска височина)

Еден од најзначајните елементи на планините со влијание врз севкупниот гео и биодиверзитет е нивната височина. Бидејќи на Балканскиот Полуостров не се застапени планини со поголема височина од 3.000 m, морфометриската диференцијација на изразито високи планини, над 2.500 m нв е прифатливо и за југоисточниот дел на Европа. Во Република Македонија се застапени пет (5) планински структури чија височина изнесува над 2.500 m. Тоа се: Кораб (Голем Кораб, 2.753 m), Шар Планина (Турчин, 2.748 m), Пелистер (Пелистер, 2.601 m), Јакупица (Солунска Глава, 2.540 m) и Ниџе (Кајмакчалан, 2.520 m).

Интересно е да се напомене дека бројот на изразито високите планини во Северна Македонија во споредба со останатите делови на полуостровот (Југоисточна Европа) е значителен. Така, на пример, од вкупно петнаесет (15) планини чија височина е над 2.500 m (вклучувајќи ги Јулиските и Трансилванските Алпи), една третина (5) се наоѓаат на територијата на Република Северна Македонија.

Планинскиот масив **Кораб** (Голем Кораб, 2.748 m), како и останатите планини во крајниот западен дел на Македонија е со меридијански правец на протегање. Неговата должина е околу 49 km, додека максималната широчина помеѓу Дарда - Црн Дрим (Албанија) и вливот на Рибничка река во реката Радика изнесува 28 km. Корабскиот блок е благо засводен кон запад, т.е. самиот масив Кораб, од Шупли Камен (2.431 m) во изборишниот дел на Рибничка Река скршнува благо кон североисток, додека Дешат (2.373 m) е со благ правец кон југоисток. деа

Корабскиот блок (Кораб, Крчин, Дешат) во геолошки поглед, генерално може да се подели на три дела. Во неговите северни, североисточни делови, кон Шар Планина, доминираат

палеозојски творби претставени со филити, метапесочници и нешто помалку кварцити. На одделни местатие се пробиени со јурски дијабази и диорите. Во централниот дел на масивот доминираат јурски творби претставени со глинци, песочници, аргилошисти и помалку со варовници. На просторот помеѓу Мала и Голема Корабска Врата, во највисоките делови на планината, широко се распространети и сиво-бели палеозојски мермери. Помеѓу Жировница и Тануше, на север е застапено големо тело на јурски риолити (5 X 3 km). За разлика од Кораб, неговото морфолошко продолжение Дешат (Веливар, 2.373 m) е речиси во целост изграден од кредни флишоидни седимент, со солидно присуство на плочести варовници. Јужно од Косоврасти посебно е значајна појавата на гипсни наслаги со иста старост.

По Шар Планина и Јакупица, Кораб се одликува со најголема површина над 2.000 m височина (44,2 km^2). Значителната височина што ја постигнал Корабскиот блок условило во највисоките делови во текот на вирмскиот глацијал да биде значително заглечерен. Покрај доминантниот глацијален релјеф во највисоките делови на масивот се сретнуваат и карстни појави, главно вртачи. Регистрирани се и бројни рецентни периглацијални форми, но истите не се проучувани. Освен делумно глацијалните (*Николиќ* 1912) и генерализираните сознанија за севкупната морфопластика на масивот (*Колчаковски* 2022), релјефните појави на планинскиот масив Кораб речиси и не се проучувани.

На планината Кораб (2.748 m) глацијалните езера се јавуваат во изворишните делови на речиси сите речни текови, или пак, на страните на нивните долини. Во изворишниот дел на Рибничка Река се регистрирани 4 постојани глацијални езера, а уште толку има во изворишниот дел на нејзината лева и најголема притока, Длабока Река (*Василески* 1989). Во Северна Македонија се регистрирани околу 50-тина водопади кои според генетската класификација припаѓаат на типот ерозивни водиопади. Посебно впечатливи водопади настанати со регресивно всекување на речното корито се на Ростушка Река (десна притока на реката Радика). Најголемиот од нив, Ростушкиот Водопад II е со височина од 23,4 m. Вакви, помали водопади се забележани и на Мала Река, лева притока на Ростушка Река.

Ерозивни водопади настанати поради побрзото всекување на главната река во однос на нејзините притоки на кои се јавуваат водопади се забележани на повеќе места во долината Радика (Жировничка Река, Житинска, Папрадничка Река и др). Ерозивен водопад настанат на одсек создаден во постглацијалниот период, на место каде доаѓа до спојување на главниот и страничен, помал глечер, на планината Кораб е водопадот Пројфел на Длабока Река (-138 m). Тоа е и најголемиот водопад во Македонија.



сл. 152, Дел од полиѓенетската структурна површ во највисоките делови на Кораб и водопадот Пројфел (-138 m) во долината на Длабока Река, најголемиот водопад во Северна Македонија

Во крајниот северозападен дел од територијата на Македонија се наоѓа **Шар Планина**. Тоа е една од највисоките (Турчин, 2.748 m) и според површината една од најголемите планини на Балканскиот Полуостров. Од времето на Страбон и Птоломеј па се до крајот на XIX век се сметало дека Шар Планина го претставува централното, напоредничко било на Балканскиот Полуостров, од Јадранското Море до Црното Море ("Венец на Светот" - Catena Mundi). Во античкиот свет е позната под името Scadrus, додека нејзиното денешно име се јавува во првата половина на XIX век, Интересно е да се напомене дека врвот Љуботен, според усвоената кота на Виенскиот географски институте од 3.050 m, во 70-те години на XIX век се сметал за највисок на полуостровот.

За разлика од повеќето планини на Балканскиот Полуостров, Шар Планина е со спротивен на вообичаениот "динарски" правец на протегање. Основното било на планината, со должина од околу 80 km и широчина од 10 до 20 km, се протега во правец југозапад - североисток. Шар Планина со долината на реката Пена е поделена на два дела (морфолошки целини), североисточен дел, Враца и на јужен дел, Рудока. Шар Планина припаѓа на Западно-македонската тектонска зона.

Шар Планина се одликува со голем број врвови над 2.000 m височина, а значителен е и бројот на оние што се наоѓаат над 2.500 m надморска височина. Како најзначајни, доминантни врвови, од североисток кон југозапад се истакнуваат Љуботен (2.499 m), Езерски Врв (2.586 m), Црн Врв (2.585 m), Кобилица (2.528 m), Караниколица (2.409 m), Турчин (2.748 m), Челепински Врв (2.585 m), Радука (2.629 m), Бристовец (2.675 m) и Голема Враца (2.582 m), Од нив посебно маркантни се Љуботен (2.499 m) Турчин (2.748 m) и Голема Враца (2.582 m).

Основна морфопластика во највисоките делови на Шар Планина ја сочинуваат полигенетските површи представени во вид на браповидни зарамнини. Особено се забележителни во изворишните делови на речиси сите водотеци на височина од околу 2.000 m. Од овие, иницијални зарамнини, се издигнуваат голем број врвови ви-



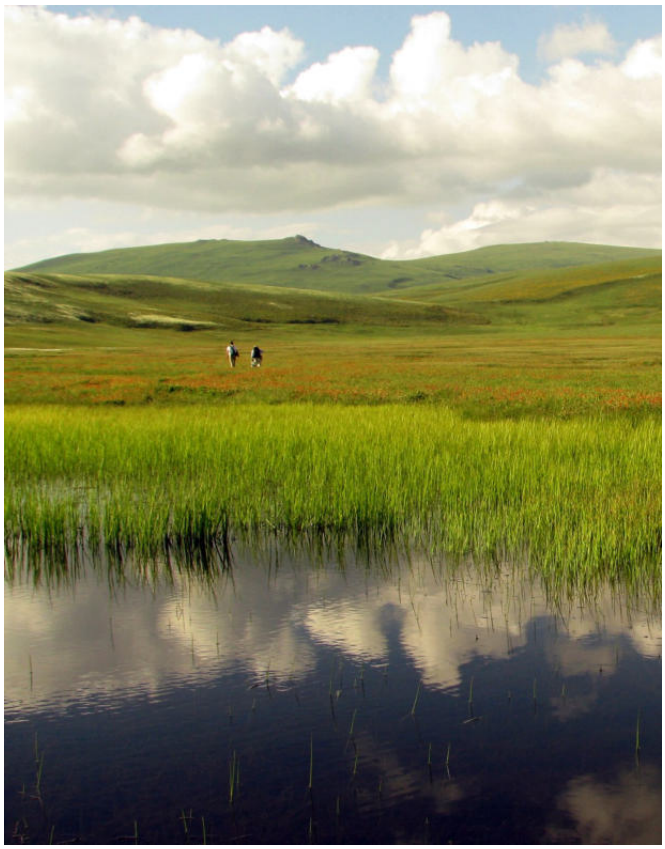
сл. 153, Маркантниот врв Љуботен (2.499 m) во крајниот североисточен дел на Шар Планиона и полиѓенетската, флувиоѓлацијална долина Лешница



соки над 2.500 m. Површите се сметаат за некогашни (стари) зарамнети простори, пинеплен, кои, при создавањето на планината се издигнати до денешните височини. Врз нивната морфопластика во подоцнежните фази делува флувиијалната, а во текот на плеистоцен и глацијалната и периглацијална морфогенеза (*Белиј*, *Колчаковски* 1997). Со тоа површите се здобиле со полигенетски карактеристики.

Флувијално - денудацискиот релјеф, освен во највисоките делови на Шар Планина, каде доминира фосилниот глацијален и рецентни периглацијални појави, претставува доминантен морфогенетски елемент. Од највисоките делови на Шар Планина кон дното на Полошката Котлина се спуштаат голем број помали и неколку поголеми планински водотеци. Поради големиот наклон на планината сите тие изградиле длабоки долини, кои на места имаат и клисурест карактер. Самите речни корита се карпести, со голем пад речиси до крајот на средниот тек. Тоа условило долж коритата да се изградат голем број брзаци, слапови и помали водопади. Некои водопади имаат и конкретни имиња, како Горна и Долна Скала на Беловишка река и др.



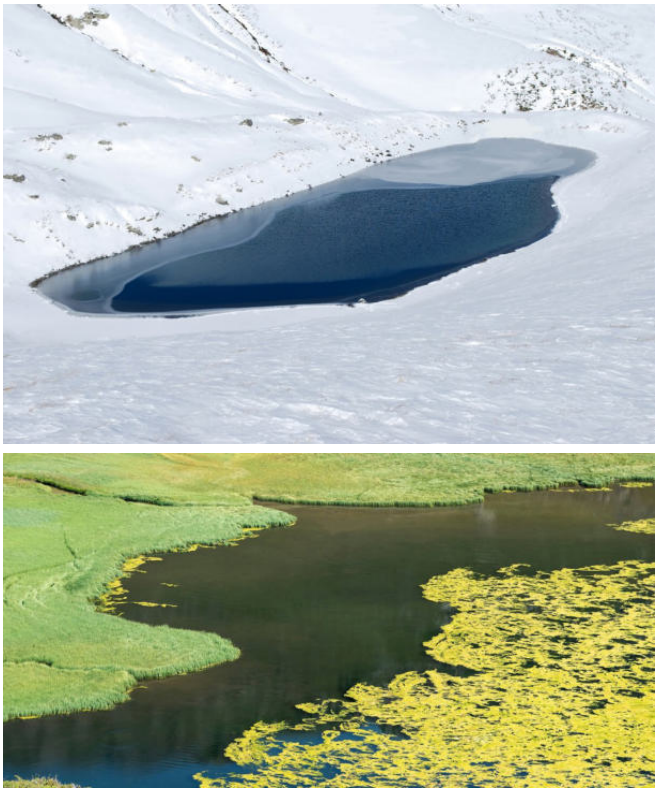


На крајот од XIX век е иницирано дека и на Балканскиот Полуостров била присутна плеистоцената глацијација. Искачувајќи се на Шара, под врвот Љуботен, *Cvijic* (1891) забележал глацијални траги - циркови (глацијалното Ливадичко Езеро) со што е потврдено дека и планините на Балканскиот Полуостров во текот на плеистоценот биле зафатени со глацијација. Подоцнежните истражувачи ги продлабочиле сознанијата за глацијалниот релјеф на Шар Планина, како и за останатите високи планини на полуостровот.

Може да се каже дека од највисоките делови на Шар Планина, глечерите за време на последната, вирмска глацијација на плеистоценот се спуштале во сите насоки. Најмоќните глечери биле насочени кон исток и југоисток но и кон север и североисток. Имало и такви што се движеле кон северозапад, а незначително и кон југозапад. Како резултат на глацијалната ерозија и со нејзе создадените бројни циркови, главното планинско било на Шар Планина се здобило со мрежест изглед.

Посебно внимание во највисоките делови на Шар Планина предизвикува појавата на периглацијален релјеф (*Белиј* 1994). Овој природен феномен на територијата на Шар Планина што припаѓа на Република Македонија до сега не бил предмет на засебни истражувања. Истражувањата на фосилните и на рецентните периглацијални појави на Шар Планина на одделни локалитети што припаѓаат на Косово (*Белиј* 1994, 1997) и нивното забележано присуство на планината што се наоѓа на територијата на Македонија (*Колчаковски* 1994, 2022), нуди можности за нивно комплексно истражување.

сл. 154, Локалитетот Кара Никола (2.409 m) и Луково Поле во југозападниот дел на Шар Планина



сл. 155, Долното Карaниколичко Езеро и дел од акваторијата на Боговинското Езеро, најголемо глацијално езеро на Шар Планина

На Шар Планина (Турчин, 2.748 m) по планината Пирин со вкупно 176 и Рила со 140 езера, има најмногу глацијални езера на Балканскиот Полуостров. *Николиќ* (1912) на Шар Планина регистрирал вкупно 25, вклучувајќи ги и повремените езера, додека според *Кривокапиќ* (1969) постојат 39 езера, од кои 25 се постојани. Во делот на планината што припаѓа на територијата на Северна Македонија се наоѓаат вкупно 27 езера. Од нив, 19 се постојани, а 8 се повремени езера (*Колчаковски* 1999).

Според површината се истакнуваат: Боговинското, Црното Езеро и Голем Ѓол, или Долно Карaниколичко Езеро. Од глацијалните езера на Шар Планина на најголема надморска височина се наоѓа Горното Добрешко Езеро (2.440 m), а на најмала височина е Малото Деделбешко Езеро (1.820 m). Која е најголемата длабочина на езерата не е познато, бидејќи длабочината на Црното, Големото Јажничко, Горното Врачанско и Малото Деделбешко Езеро не е утврдена.

Според површината најголемо глацијално езеро на Шар Планина е Боговинското Езеро. Се наоѓа северно од врвот Бриставец (2.675 m) во валов со источен правец на протегање, издлабен помеѓу врвовите Мала Смрека (2.463 m) и Бриставец (2.675 m). Езерото е на 1.960 m надморска височина и зафаќа вкупна површина од 66 880 m^2. Долго е 452,5 m, широко 225 m со обем на брегова линија од 1.200 m. Сите езера на Шар Планина, некои повеќе, некои помалку се изложени на постепено природно изумирање, или на антропогено загрозување и уништување,

Планината **Пелистер** (Пелистер, 2.601 m), или Баба Планина, како што често, погрешно се означува на географските карти, се наоѓа помеѓу Преспанската Котлина на запад и Пелагониската Котлина на исток. На север, со маркантниот превал Ѓавато (1.167 m) морфолошки е одвоена од планината Бигла (Голем Камен, 1.656 m), додека на југ (Грција), преку превалот Вигла (1.505 m) морфолошки се надоврзува на Нередска Планина (Вич, 2.125 m).



сл. 156, Врвот Илинден (2.540 m) во преден план и највисокиот врв на планината, Пелистер (2.601 m) во позадина во зимски услови и пелистерски гранити со потврдена старост од 460 милиони години

Должината на планината Пелистер во меридијански правец изнесува 35 km, додека во напореднички достигнува околу 20 km. Планината Пелистер над 1.000 m височина во Република Северна Македонија има површина од околу 370 km^2. Од оваа површина, 174 km^2 (47 %) се наоѓаат на височина од над 1.500 m. Просторот на планината Пелистер со над 2.000 m височина во Северна Македонија е претставен со 38,07 km^2, додека во соседна Грција со 8,13 km^2.

Пелистер, како батолит (примарна структура), низ комплицираните и во повеќе фази тектонски активности се стекнал со одреден број секундарни структури, регионални и локални раседни дислокации, антиклинали и синклинали. Со неотектонските, меѓублоковски, раседни дислокации, планината е издигната во типичен хорст помеѓу Преспанската и Пелагониската Котлина. Значаен одраз во натамошната диференцијација, посебно во натамошното издигнување на хорстот Пелистер има младо-влашката (гинц-миндел) и бакинската (миндел-рис) орогена фаза. Диференцираните вертикални двичења не се завршени и се карактеризираат со максимално издигнување (+6,0 mm/год), додека околните котлини (грабени), според темпото на издигнувањето (Преспанска, +3,0 mm/год и Пелагониската, +3,0 mm/год) заостануваат во однос на хорстот Пелистер.

На планината Пелистер се застапени голем број врвови, од кои, како помаркантни се истакнуваат: Пелистер (2.601 m), потоа Илинден (2.524 m), Стив (2.468 m), Големо Стапало (2.415 m) и Муза (2.351 m). Други, позначајни врвови на планината Пелистер се: Голема Чука (2.179 m), Мала Чука (2.009 m), Два Гроба (2.134 m), Вртешка (2.010 m), Козји Камен (2.135 m) и други.



сл. 157, Глацијалните езера Орлови Бари и Големото Езеро (162 X 223 m) на Пелистер



На планината Пелистер и покрај значителната височина, поради малото количество врнежи, глечерската состојба била ограничена само во најпогодните за тоа орогравски средини. Потврдена е езистенцијата на три мали глечери (мразници). Во текот на вирмскиот климатски минимум глечерите во цирковите на денешното Мало и Големо Езеро се одликувале со висечки каратер. Кон крајот на вирмскиот глацијал, помеѓу стар и млад дријас (13.450 - 10.250 BP) глечерите се повлекле во внатрешните, рабни делови на цирковите. Во оваа фаза оставиле стадијални (челни) морени, што пак, по нивното дефинитивно исчезнување (топење) е овозможено егзистенција на глацијални езера,

Планината Пелистер (2.601 m), за разлика од останатите високи планини во западните делови на Македонија, кои се за неколку стотина метри и пониски од нејзе по дефинитивното топење на мразната маса во стадијалните делови на цирковите се создале услови за егзистенција на неколку глацијални езера. На Пелистер постојат три глацијални езера: Големото и Мало Езеро и езерата Орлови Бари. Глацијалните езера на Пелистер се предмет на опсервација на неколку генерации истражувачи, од пред Втората Светскан војна (*Јаковлевиќ* 1937) до денешни времиња (*Димитров*, *Калаузи* 1990-1991, *Василески* 2001, *Колчаковски* 2001).

Од мезорељефните периглацијалнин појави на планината Пелистер доминираат камените реки, најрепрезентативната ваква појава на Балканскиот Полуостров (*Стојадиновиќ* 1961), потоа каменото море и неколку нивациони цирков (*Колчаковски* 2001). Од микрорељефните, рецентни периглацијални форми во највисоките делови на планината се забележани камени јазици, тревни тераси, слизнати блокови и одредени недефенирани натрупани карпести периглацијални дробини





сл. 158, Камени реки на Пелистер, најрепрезентативната ваква периглацијална појава на високите планини на Балканскиот Полуостров

Планината **Јакупица**, или Мокра Планина се наоѓа во средишниот дел на Северна Македонија. Прецизно, на Јакупица се однесува на централниот дел на масивот, околу врвот Солунска Глава (2.540 m), Нежиловски Стени и југоисточниот гребен Кале (2.121 m). Место народниот топоним "Мокра" во литературата и на географските карти најчесто се користи поимот Јакупица. Јакупица е маркантен масив на кого припаѓаат повеќе планински целини, кои меѓусебно се морфолошки, а повеќето и структурно поврзани во една целина. Од овој, централен дел (Јакупица), речиси низ сите страни ѕвездесто се издвојуваат засебни планински целини. На северозапад е Карадица (2.472 m), кон североисток Шашковица (2.186 m) и во нејзиното продолжение Пепељак (Убава, 2.352 m). Помеѓу нив, на север кон Брезница се протега Сува Планина (Мирска Вода, 2.179 m), На исток се наоѓа Голешница (Лисец, 1.935 m) а на југозапад е Даутица (2.178 m).

Структурниот блок Јакупица (Мокра) се наоѓа во крајниот северен дел на Пелагонискиот хорст-антиклинориум и е негов најиздагнат дел. Кон запад (Поречки Басен) се граничи со мошне изразени раседи долж кои во неотектонската етапа се вршени релативни сместувања со амплитуди и од над 1.000 m.

Според геолошките карактеристики масивот Јакупица може да се подели на две основни целини. На североисток, исток и југоисток доминираат прекамбриски дволискунски гнајсеви, гранитски микашисти кои на места се пробиени со гранодиорите од иста старост. Староста на мермерите на Јакупица е проблематична. Повеќе истражувачи изнесуваат различни мислења што се движат од тријас до прекамбриум. Од земените на повеќе места проби за палеонтолошко датирање (конодонтна метода), не донеле позитивни резултати. Според литолошките карактеристики, како и според нивниот однос кон соседните формации, мермерите најчесто се определуваат како прекамбриски.

По своите морфоструктурни особености, како што е напоменато, планинскиот масив Јакупица е поделен на повеќе целини. На одделни простори, како изворишните делови на Кадина Река, северните делови на Сува Планина, па и во самиот централен дел на масивот се застапени полигенетски, структурни површи. Тоа се реликти на некогашниот пинеплен, издигнати до денешните височини, дисецирани со подоцнежните егзогени процеси (карстни, глацијални, флувијални). Според севкупните рељефни карактеристики планинскиот масив Јакупица претставува една од најкомплицираните планини во Македонија. На Јакупица силно се изразени структурниот, значителна е појавата на глацијалниот, а доминира карстниот рељеф. Исто така е застапен и флувијалниот, како и појавата на рецентни периглацијални рељефни форми.



сл. 159, Маркантните Нежиловски Карпи во јужниот дел на масивот Мокра со врвот Солунска Глава (2.540 m) изградени во прекамбриски доломитски мермери кои во овој дел достигнуваат вертикален дијапазон од над 2.000 m

Глацијалниот рељеф на Јакупица е детално проучувана од *Јовановиќ* (1928), а делумно е дополнето од *Манаковиќ* (1961). Според проучувањата, Јовановиќ забележал присуство на неколку поголеми глечери. Патишкиот бил со должина од 10 km, Кадинскиот 10,6 km, Крапскиот 11 km. Тие и неколку други, помали глечери во највисоките делови на планината оставиле видливи траги во рељефот (валови, циркови, моренски наслаги). Цирковите се посебно карактеристични за североисточниот делови на Шашковица.

На планинскиот масив Јакупица (Солунска Глава, 2.540 m) карстните појави, површински и подземни се исклучително развиени. Од површинските појави посебно се карактеристчни неколку карстни полиња кои имаат одредени полигенетски, глациокарстна еволуција. На масивот се истражени и најголемите од досега познатите пропасти на територијата на Македонија.

На планинскиот масив Јакупица (Солунска Глава, 2.540 m) има неколку, планински карстни полиња кои имаат полигенетска, глацио-карстна еволуција. Такви се: Солунско Поле (6,7 X 4,5 km), Бегово Поле, кое може да се смета за структурно (текстонско), глацио - карстно поле и Шилегарник (3,4 X 2,8 km). Со зарамнетото дно на 2.050 m надморска височина (1,25 km^2), Шилегарник може да се смета за највисоко од регистрираните карстни полиња на Балканскиот Полуостров (*Колчаковски* 1988).

Во највисоките делови на планинскиот масив се регистрирани и истражени најголемите пропасти во Северна Македонија. Како најголема од досега истражуваните пропасти е Кота, или Словачка Јама. Првично, поради снежно-мразниот чеп е истражен само нејзиниот влез (12 X 15 m) до длабочина од 19 m (*Колчаковски* 1988, 96). Нејзиното натамошно истражување го изведуваат словачки спелеолози во 2008 година, кои стигнале до длабочина од -524 m (*Dujinski* 2009). Со следните истражувања, вкупната должина на истражуваните канали достигнала 3238 m, со нејзина максимална длабочина од -629 m (*Pavel Herich, Peter Holubek, Peter Imrich, Pavol Pokrievka, Martin Sluka, Juraj Szunyog, Jan Smoll*, 2007-2018).

Пештерата Алена е карактеристична по тоа што е една од пештерите на најголема надморска височина на Балканскиот Полуостров. Истата се наоѓа во карстното поле Шилегарник, југоисточно од врвот Караџица (2.472 m) со издолжен влез (1,5 X 13 m) со северна експозиција на надморска височина од 2.114 m.

На планинскиот масив Мокра (Јакупица), покрај интензивната глацијација и значителната површина од над 2.000 m надморска височина (67 km^2) не резултирало во бројните циркови егзистенција (задржување) на глацијални езера. Истото е резултат на геолошкиот состав и на интензивно карстифицирани прекамбриски мермери што оневозможува задржување на вода на дната на цирковите. Сепак, во североисточниот дел на масивот, во цирк североисточно од врвот Убава (2.352 m) вдлабен во прекамбриски микашисти егзистираат две глацијални езера познати под името Салаковски Езера.



сл. 160, Полиѓенетски површи долж рабовите на планинскиот масив Јакупица: ѓоре "Беѓово Поле" и долу, дел од површта југозападно од врвот Солунска Глава (2.540 m)



сл. 161, Влезот во пештерата Алена (2.114 m нв) во карстното поле Шилеѓарник



сл. 162, Структурно (полигенетско) глацио-карстно Беѓово Поле и глацијалните Салаковски Езера (2.180 m нв) во североисточниот дел на планинскиот масив Јакупица

Салаковските Езера се наоѓаат на дното на циркот на надморска височина од 2.180 m. Меѓусебно се одвоени со низок моренски бедем, но при висок водостој хидрографски се поврзани. Помалото, северно езеро е долго 40 m и широко 32 m. Неговата најголема длабочина, која е во западниот дел изнесува 2,3 m. Поголемото, јужно езеро е долго 52 m и широко 41 m, со најголема длабочина од 2,0 m.

Езерата со вода се снабдуваат од врнеж и со топење на снегот кој по стрмните падини на циркот се задржува до средината на јули. Забележани се и два помали извори (0,005 l/s) во северозападниот дел на помалото езеро. Водата од малото езеро преку истека долга 4 m тече кон големото езеро, а од него преку стрм одсек истекува кон Салаковска Река, лева притока на Кадина Река. Температурата на водата во езерата на 12 август во 1979 година во 11 h при температура на воздухот од 15°C, изнесувала 10°C (*Стојмилов* 2003). На 21 август 1982 година во 11 h е забележана температутура на езерската вода од 10,0°C при температуре на воздухот од 17°C (*Колчаковски* 1982).

Планината **Ниџе** (Кајмакчалан, 2.520 m), многу попозната по нејзиниот највисок врв се наоѓа во јужниот дел на Северна Македонија долж чиј гребем се протега државната граница помеѓу Република Северна Македонија и Република Грција. Таа е петта по височина, односно последна од планините во Северна Македонија што ја надминува височината од 2.500 m.

Планината Ниџе (Кајмакчалан, 2.520 m) е дел од неотектонскиот Селечко - кајмакчалански блок. Терените на овој структурен блок, изградени од прекамбриски карпести маси во неотектонската етапа се зафатени со процес на релативно издигнување. Ваквите процеси поизразено се манифестираат во склопот на масивот Ниџе, а послабо на терените на Селечка Планина. Фактички, долината на Црна Река (Скочивирска Клисура) го одвоила блокот на две морфолошки целини, односно на две засебни планини (*Колчаковски* 2004).

Западниот дел на Ниџе во структурен поглед претставува антиклинала со правец на протегање на нејзината оска од Старков Гроб (1.876 m) кон северозапад. Јужно од врвот Ниџе (2.361 m) со ист правец (ји-сз) е издвоена синклинална структура. Геолошкиот состав на планината Ниџе во однос на останатите високи планини, над 2.000 m надморска височина е значително морфолошки поеднолична.

Речиси целата планина, од Скочивирската клисура до највисокиот врвови е изградена од прекамбриски творби. Како најзастапени се истакнуваат мусковитските и мусковитско - биотитските гнајсеви. Во централниот и крајниот западен дел присутни се гранитски микашисти. Во нив, на повеќе места се забележуваат пробеви на порфирски и масивни, средно до крупнозрнести гранодиорите. Во источниот дел на планината, во околината на врвот Сокол (1.822 m) се застапени сиви до сивобели доломитски мермери кои, исто така, се смета дека имаат предкамбриска старос. Тоа е маркантна карбонатна греда што се протега далеку на север.





сл. 163, Пределни карактеристики на планината Ниџе и денудациски релјефни форми во подножјето на врвот Кајмакчалан (2.520 m)

Геолошкиот состав на планината Ниџе, со силно метаморфизирани, прекамбриски шкрилци, условило доминација на флувијалниот и на денудацискиот релјеф. Особено впечатливи се долините на реката Коњарка и Трновечка Река, кои од највисоките делови на Ниџе се спуштаат до Скочивирската Клисура на Црна Река.

Покрај достигнатата значителна височина со која се здобила планината со процесот на диференцираните, неотектонски движења, во релјефот на Ниџе (Кајмакчалан, 2.540 m) се забележуваат слаби траги на глацијална ерозија. Со делување на постглацијалните, флувиоденудациски ерозивни процеси, трагите на плеистоценото заглечерување е уништено (*Колчаковски* 2004). Недостатокот на фосилен, јасно препознатлив глацијален релјеф, т.е. незначителната плеистоцена, вирмска глацијација на планината се објаснува со недоволни количества врнежи во тој период, кои од запад кон исток, кон внатрешниот дел на полуостровот се намалуваат. Во највисоките делови, особено на северните падини на Кајмакчалан, на височина помеѓу 2.400-2.500 m и западно од врвот Ниџе, на височина од 2.200-2.300 m се забележуваат слабо диференцирани рецентни периглацијални тревни тераси (*Колчаковски* 2004).

сл. 164, Врвот Старков Гроб (1.876 m) на планината Ниџе



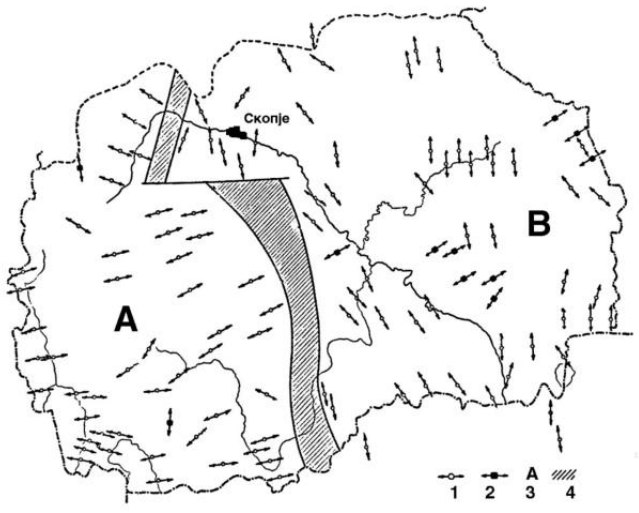
ГРАБЕНСКИ СТРУКТУРИ - ДЕПРЕСИИ (КОТЛИНИ)

Во неоген, некаде во средината на миоцен се зародуваат поедини депресии во кои се таложат лапоровито-глиновити седименти. Скопскиот, Кумановскиот и Пробиштипскиот Басен се создаваат на почетокот на среден миоцен (18,6 милиони години), додека Велешкиот, Тиквешкиот и Мариовскиот кон средината на среден миоцен, пред околу 12 милиони години (*Dumurdjanov* et.al. 1997). Во текот на плиоцен (долен плиоцен) доаѓа до тектонско формирање и на други грабенски структури (депресии) во форма на езерски басени. Тоа се: Пелагонискоto, Кичевскоto, Охридскоto, Преспанскоto и Струмичкоto Езеро. Во горен плиоцен се создаваат: Полошкоto, Славишкоto, Поречкоto, Калиманскоto, Радовишкоto и Лакавичкоto, а во долен квартер - плеистоцен Валандовскоto и Гевгелискоto Езеро.

При максимално ниво од 900 m повеќето езера меѓусебно комуницирале, покривајќи околу 2/3 од денешната територија на Република Северна Македонија. Меѓутоа, геолозите и географите главно имаат различно мислење за временскиот период на максималната езерска трансгресија.

На територијата на Република Македонија може да се издвојат повеќе грабенски структури (котлини). Својата основна морфоструктурна физиономија ја стекнале со ендогените неотектонски процеси (таб. 9).

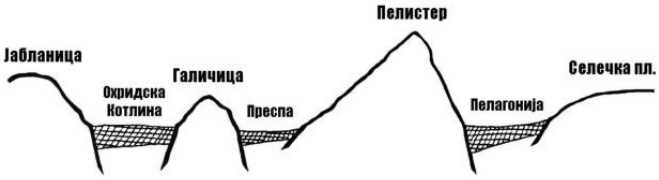
Со делување на минималната компонента на хоризонтална а максималната во вертикална насока од средината на миоцен е условена диференцијација на територијата на Македонија во морфоструктури на издигнување и тонење. Создадените морфоструктури припаѓаат на две специфични целини, чиј карактеристичен знак за поделба е различниот правец на протегање, што е условено од различниот распоред на компонентите на напрегање. На територијата на Македонија напрегањата делуваат различно во склоп на две провинции: Западно - македонска и провинција на Централна и Источна Македонија. Како граница на провинциите се јавува стабилниот Пелагониски Масив изграден од прекамбриски комплекси (сл. 165).



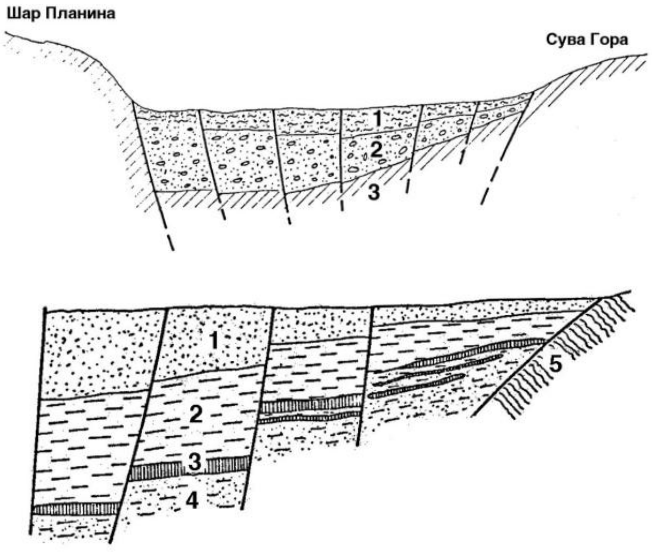
1. Правец на хоризонтална компресија, **2**. "Наследена" екстензија, **3**. Ознака на провинциите, **4**. Гранична зона помеѓу провинциите

сл. 165, Ориентација на напрегањата во неотектонскиот период, според Јанчевски (1987)

Територијата на Западно - македонската провинција во неоген - квартерниот период е под влијание на минималната хоризонтална компонента на напрегање во источно-североисточен - западно - југозападен правец и максимална компонента во вертикална насока (сл. 165 - А). Вакviот режим условил гравитациска активност на лонгитудионални раседни дислокации било како реактивизација на преднеотектонските (Дримска Зона), или пак, како новосоздадени форми. Активноста на раседите е непосредно поврзана со создавањето на морфоструктурните целини, бидејќи тие ги претставуваат нивните контури. За разлика од лонгитудионалните раседи, чија активност е силно изразена, трансферзалните и дијагонални раседи се само делумно активирани, без можност на овие простори да предизвикаат создавање на попречни морфоструктурни форми од поголеми размери.



сл. 166, Шематски профил (запад - исток) на Западно-македонската провинција со приказ на поизразени тонења долж западните рабови на депресиите, според Јанчевски (1987).



сл. 167, Попречен профил на Полошката Котлина со приказ на постплеистоценските гравитациски деформации на наслагите и гравитациски деформации на плиоценските творби во јужниот дел на Пелагонија, од Брод до Гнеотино, според Јанчевски (1987).



сл. 168, Пределни карактеристики на миоценскиот Пробиштипски Басен

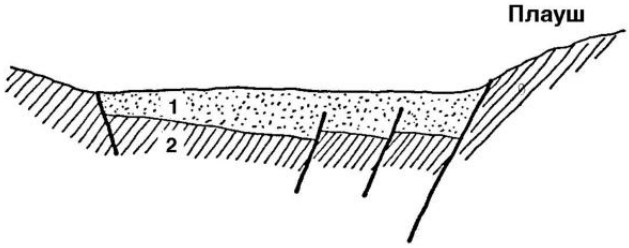
Како последица на напрегањата на теренте на Западно - македонската провинција континуирано делува единствен режим со гравитациски поместувања од почетокот на неотектонската еволуција до денес. Интересно е да се напомене дека депресиите покажуваат поизразен западен развој (сл. 166), условено од регионалните геотектонски процеси.

Создавањето морфоструктури на тонење е поврзано со процесот на општо издигнување, кога под влијание на одредени напонски состојби доаѓа до гравитациски сместувања во поедини делови, при што, се создаваат котлински депресии. Котлините, односно депресиите како тектонски форми претставуваат наложени структури. Во западните делови на Република Македонија тие се одликуваат со грабенски карактер, кои во плиоквартерниот период претставувале, а неки и денес се езерски басени.

На терените во централните и источните делови на Македонија, каде морфоструктурите на тонење изобилуваат, поголемиот дел имаат попречен и дијагонален правец на протегање, иако се јавуваат и такви со лонгитудионален (сз - ји). Присуството на двата системи на протегање зборува за постоење на специфична генетска поврзаност при создавањето на депресиите (и хорстовите)

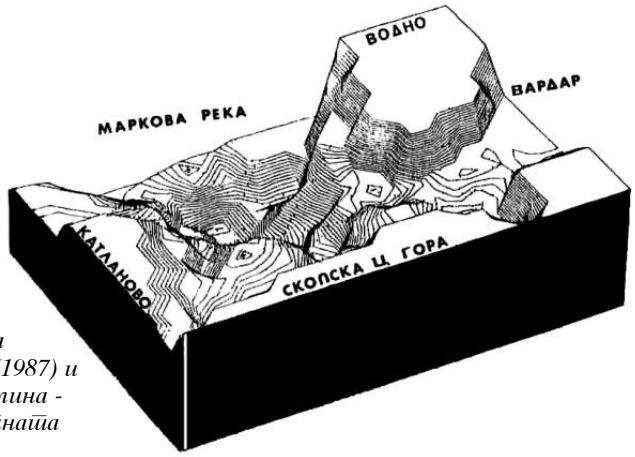


сл. 169, Шематски профил (север-југ) на котлините во источниот дел на Република Македонија со приказ на поизразени тонења долж јужните рабови, според Јанчевски (1987).



сл. 170, Попречен профил на Валандовската Котлина со скалести гравитациски поместувања, според Јанчевски (1987) и продиминзионален структурен модел на Скопската Котлина - структурни и морфолошки карактеристики на седиментната подлога на басеноt, според Bundaleski et.al. (1990)

Скопската депресија претставува вметната неоформа, која настанала како последица на тонење во неоген-квартерниот период. Почетокот на нејзиното создавање е поврзан со најраната (предорогена) фаза на неотектонската еволуција и тоа како западен дел од напречниот миоценски акумулативен басен. Овој басен се протегал од подрачјето на Скопската Котлина преку јужниот раб на Кумановската современа депресија до Кратовско - злетовската вулканска област. Тонењето на басенот се одвивало долж контурни раседи од неотектонска и преднеотектонска старост. Скопската Котлина е исполнета со еоценски (во околината на Катланово), миоценски, плиоценски и квартерни наслаги.



	1	2	3	4	5	6
1	**Пелагонија**	572	650	2.601	1.206	3.682
2	**Тиквеш**	103	-	2.165	-	2.518
3	**Овче Поле**	240	350	861	332	2.162
4	**Скопска Кот.**	223	300	2.540	261	1.924
5	**Радов-струмич.**	190	280	1.881	290	1.483
6	**Полог**	380	-	2.748	332	1.475
7	**Охрид-струшка**	680	740	2.257	160	1.318
8	**Кумановска**	317	400	1.651	196	1.316
9	**Велешка**	160	-	2.540	-	1.166
10	**Делч-беровска**	595	-	1932	-	1.103
11	**Кочанска**	295	330	2.084	115	1.020
12	**Гевгел-валанд.**	45,7	80	2.165	153	1.000
13	**Дебарска**	630	-	2.341	-	973
14	**Кичевска**	500	-	2.061	88	874
15	**Славишка**	460	-	2.252	70	768
16	**Преспанска**	852	880	2.601	125	559

1. Име на котлината, **2**. Најмала надморска височина на дното (m), **3**. Просечна надморска височина на дното (m), **4**. Максимална височина на рамковниот дел на котлината (m), **5**. Вкупна површина на рамничарскиот дел (km^2), **6**. Вкупна површина на котлината (km^2)

таб. 6, Преглед на котлините во Северна Македонија според вкупната површина

Ниту длабоките истражни дупнатини изведени во Скопското Поле не ја достигнале подлогата на старите карпи. Така, на пример, во реонот на Ново Лисиче (213 m нв) изведена е дупнатина која со својата крајна длабочина од 1.655 m останала да "виси" во неогените лапоровити седименти. Според геофизичките и сеизмичките истражувања на внатрешноста на седиментниот комплекс на Скопската Котлина, најдлабоката седиментација е утврдена кај селото Долно Лисиче. Таа изнесува 3.180 m (*Bundalevski et.al. 1990)*.

сл. 171, Дел од Кочанската Котлина во долината на Злетовска Река

Вметнатите (наложени) морфоструктури се создадени во преднеотектонската етапа, односно имаат старотерциерен развиток, кога распоредот на компонентите овозможувале активност на рабните раседи со правец северозапад - југоисток. Подоцна доаѓа до тонење и создавање на старотерциерните акумулативни басени. Морфоструктурите со попречен и дијагонален правец на протегање, чие создавање е во неоген-квартерниот период, т.е. во неотектонската етапа, се последица на промената на ориентацијата на режимот на напрегања, при што, на почетокот резултирало со создавање на рабни раседи, а потоа дошло до интензивни спуштања и се создаваат езерски басени.



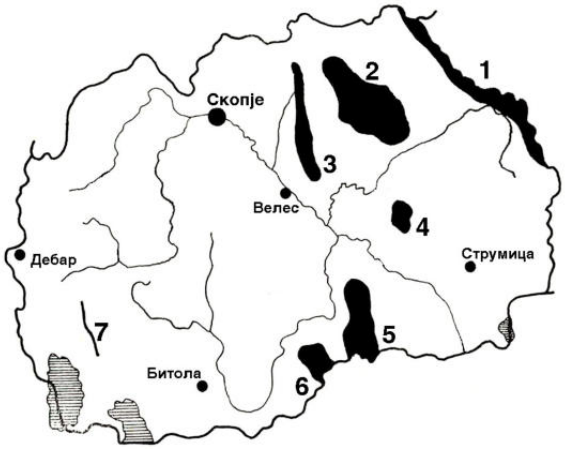
ПАЛЕОВУЛКАНСКИ РЕЛЈЕФ

На територијата на Северна Македонија покрај присуството на разновидни рецентни релјефни појави, посебно внимание предизвикуваат и палеорелјефните елементи. Тоа се релјефни форми чиј процес на изградување е одамна завршен, т.е. процесите што придонеле за нивното создавање веќе не дејствуваат.

Со оглед на фактот што на територијата на Македонија денес не се присутни активни вулкански процеси, како палеорелјефни форми може да се сметаат: вулканските купи, некови, остатоците на вулкански кратери, плочи и другите изливи (***палеовулкански релјеф***).

Тектонските процеси кон крајот на еоцен, во олигоцен и долен миоцен биле мошне интензивни и довеле до активизација на многу раседни дислокации што условило појава на магматски, односно вулкански процеси. Магматско-вулканската активност е особено изразена во Краиштидната Зона, а делумно и во источниот раб на Вардарската Зона, каде дошло до интрудирање на андензитско - дацитски вулканизам, поврзан со реактивирање на стари длабински раседи.

Во доцнаалпскиот циклус тектонските единици оформени во претходните геолошки етапи се зафатени со општо и диференцирано издигнување. Според интензитетот на овие процеси јасно се издвојуваат две фази. Во првата, предорогена фаза, кога тектонските движења имале слаб интензитет доминира пинепленизација. Сепак се јавуваат и локални вулкански манифестации. Втората орогена фаза, која започнува кон крајот на горен миоцен и продолжува во плиоцен и квартер се карактеризира со интензивни диференцирани, главно вертикални движења. Тоа овозможило манифестација на ороген вулканизам со активност што достига до долен квартер - плеистоцен.



1. Осоговско-малешевска вулканска област, **2**. Кратовско-злетовска, **3**. Кумановско-светиниколска, **4**. Шопурско-дамјанска, **5**. Кожувско-витачевска, **6**. Мариовско-кајмакчаланска, **7**. Охридско-коселска.

сл. 172, Области на изгаснати вулкански области во Македонија, според Стојановиќ (1986)

Во олигомиоцен и плиоцен вулканските активности главно се карактеризираат со исфрлање на пирокластичен материјал. Кон крајот на вулканската активност се настанати мали појави на базалтни изливи, претежно поврзани со Вардарската Зона. За појавата на доцнаалпскиот вулканизам на територијата на Македонија големо значење имаат бројните раседни дислокации, особено нивните вкрстувања. Тие послужиле како канали низ кои се одвивала магматско - вулканската активност. Ваквата појава со особено силен одраз е во источниот дел на Вардарската Зона и во Српско-македонскиот Масив.

Може да се каже дека интензивниот горноалпски (неотектонски) вулканизам со мали прекини почнува уште во еоцен - олигоцен, но со поголем интензитет се манифестира во миоцен и плиоцен, па сé до квартер. Во Кратовско - злетовската вулканска област во овој период е исфрлена вулканска маса (лава и пирокластичен материјал) со волумен од околу 700 km^3. Во Кожуф - Витачево 250-300 km^3, а во останатите подрачја помеѓу 50 и 70 km^3. Ваквите податоци покажуваат дека од пазувите на Земјата е исфрлен вулканско-пирокластичен материјал што би можел да ја покрие целата територија на Република Македонија со слој дебел околу 40 m. Кај вулканските маси се издвоени различни петролошко - минеролошки типови, меѓу кои доминираат андензити, дацити и латити додека базалтите се помалку застапени.

На територијата на Република Македонија неотектонскиот, доцнаалпски (неоген - квартерен) вулканизам е широко распространет со големи вулкански маси, или пак, се манифестира со многубројни вулкански пробиви и изливи. Самиот вулканизам се одвивал во континентални услови, но и во лимничка (водна) средина. Помалку е застапен како интермедијален, т.е. кога вулканските маси не се излеале на површината туку се втиснале во постарите седименти.

Може да се изнесе дека во неотектонската етапа вулканската активност е полифазна. Максималната манифестација на неовулканизмот е поврзана со источните (маргинални) делови на Вардарската Зона и во подрачјето на Кожуф - Витачево (средишен дел на Вардарската Зона). Кратовско - злетовската вулканска област се наоѓа во граничното подрачје, помеѓу Вардарската Зона и Српско - македонскиот Масив, но просторно лежи во западните, маргинални делови на Српско - македонскиот Масив.





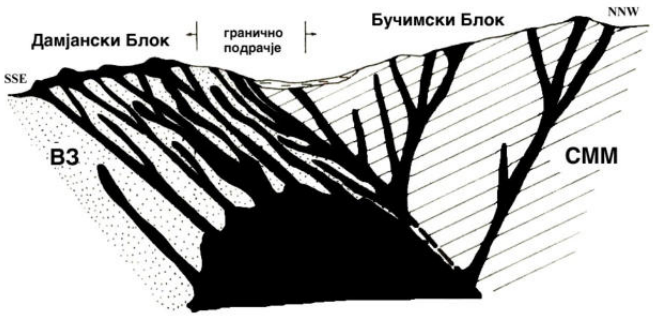
сл. 173, Морфоструктурна карта на Кратовско-злетовската вулканска област, според Серафимовски, Петров (1990-1991) и палео вулканска куќа во областа

Секоја вулканска појава на територијата на Македонија има свои специфични карактеристики, во зависност од средината низ која минувал вулканскиот канал и од интензитетот на магматските процеси. Присуството на огромно количество вулкански материјал создаден за





сл. 174, Палеовулканската куп̀а Пилав Теп̀е и шемат̀ски приказ на прост̀орното размест̀ување на т̀ерциерниот маг̀мат̀изам во реоното Бучим - Дамјан, спо̀ред Серафимовски (1993)



време на доцнаалпската орогенеза, како и создадените форми со овој магматизам, тесно поврзани со раседните дислокации, јасно укажува дека ваквите процеси на територијата на Македонија биле мошне интензивни. Современа манифестација на неотетонската вулканска активност се поствулканските појави, солфатарите кај Косел, Дебарца и Мрежичко (*Арсовски* 1997), како и појавата на термоминерални води на повеќе локалитети (*Котевски* 1987).

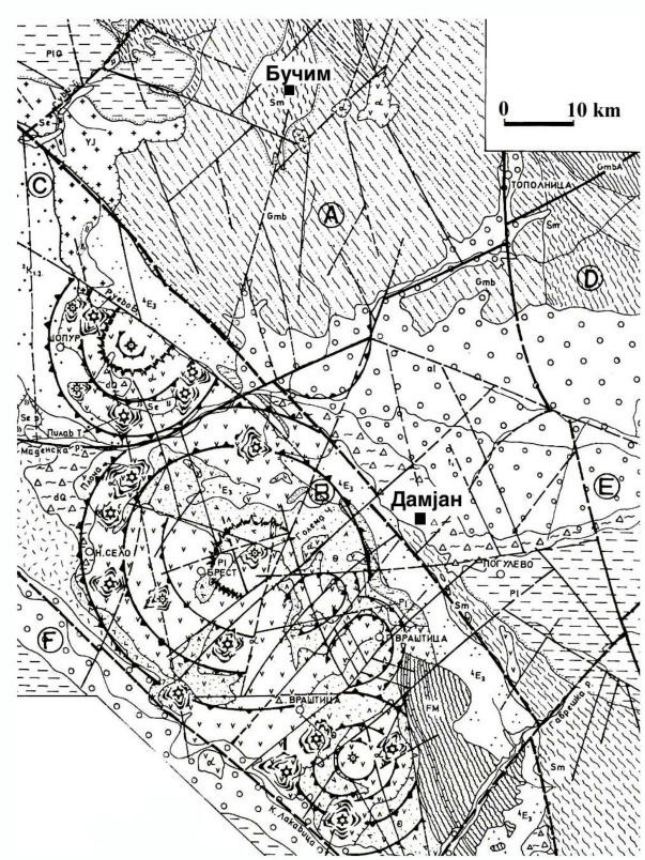
Кратовско - злетовската вулканска област е со најголема површина во Македонија (над 1.000 km^2) и е една од најголемите на Балканскиот Полуостров. Средната моќност на исфрлениот пирокластичен материјал се оценува на 700 m. Оваа вулканска област се карактеризира со многубројни вулкански центри и крупни кратери, со полифазност на нејзината активност. Полифазноста условила интензивно дробење и дислоцирање, т.е. нарушување на примарната положба на вулканската морфоструктура. Еоценско-олигоценската активност како најстара во оваа вулканска област е поврзана со длабински раседи помеѓу Вардарската Зона и Српско-македонскиот Масив. Застапена е во зоната на јурскиот габроиден масив северно од Кочани. Долж длабинските раседи настанало деструкција, кршење на Земјината кора, со што дошло до пробивање на магмата и нејзино излевање. Под дејство на деструктивните тектонски процеси во текот на неоген и плеистоцен на овие простори се формираат многубројни вулкански центри, претежно поврзани со рамковните делови на Вардарската Зона. Јасно се издвојуваат вулканските центри: Кратово, Добрево, Лесново, Турско Рударе и други (сл. 173). Во повеќето случаи тие претставуваат тектонски јазли, каде се сечат раседите од "вардарска" насока со напречни раседи. Крупните прстенести структури на просторот се усложнети со локалните раседи. Покрај тоа што Кратовско - злетовската вулканска област зазема широки терени, морфолошки овде нема типичен вулкански релјеф. Ерозивно денудациските процеси довеле до нивелација на примарниот вулкански релјеф. Постојат само мал број изразени вулкански форми (Кратово, Лесново, ...). Денешната морфопластика на просторот се одликува со релативно благи падини, дисецирани со длабоки потоци и поројници.

Внатрешната структура на подрачјето Боров Дол - Дамјан - Бучим се карактеризира со неколку вулкански центри (главни и секундарни), со изразена прстенеста структура и систем на радијални пукнатини и локални раседни дислокаци (*Серафимовски*, *Петров* 1990-91). Морфолошки доминираат неколку вулкански купи, како Пилав Тепе (сл. 174) и др. Останатата пластика е ерозивно-денудациска, длабоко дисецирана со водни текови, претежно од поројници. На

подрачјето на Бучим е констатирано постоење на вулкански некови со доста изрзени кружни структури, дефинирани како вулкански еруптивни центри (сл. 175).

Вулканската област Кожуф-Витачево во структурен однос може да се подели на два дела. Северниот дел е претставен со површта Витачево и е претежно изграден од стратифицирани туфови. Во северните делови туфовите лежат речиси хоризонтално (со благ пад кон север), додека во јужниот дел се дислоцирани со многу пострм пад. Вулканските центри, ориентирани покрај македонско-грчката граница се претставени со низи на купи и вулкански игли (некови), што стрчат во релјефот повеќе десетици до стотина метри (сл. 175). Такви се: Момина Чука, Дудица, Власов Град, Острец, Соколовец и др. Како изолирани форми тие се одвоени со водни текови едни од други. Тие се длабоко дисецирани, но сепак претставуваат типичен палеовулкански релјеф.

Останатите вулкански појави во Вардарската Зона се со помали димензии и имаат различна форма. Тоа се пробиви, како во терциерните така и во постари наслаги. Главно се претставени како незначителни купести форми, вулкански плочи (сл. 175), или како недетерминирани ридчиња со благи падини .



сл. 175, Морфоструктурна карта на Бучим-боровдолската вулканска област, според Серафимовски, Петров (1990-1991), базалтната плоча кај Наѓоричане - кумановско и палеовулкански куќи долж македонско-грчката граница: Васов Град (1.401 m), Соколовец (2.004 m) и други





ДИНАМИЧКА ГЕОМОРФОЛОГИЈА

Ерозивната или ***динамичка геоморфологија*** ги проучува релјефните форми на Земјината површина кои настанале под дејство на надворешните (*егзогени*) сили. Во изградувањето на релјефните форми на Земјината површина учествуваат различни егзогени процеси на кои одговараат и соодветни типови ерозија.

Механичкото дробење и ситнење на карпите, плакнењето на растреситата маса и оголувањето (однесување) на педолошкиот супстрат со еден збор се нарекува *денудација*. Хемиското распаѓање подразбира менување и преобликување на составот на карпите со делување на водата, воздухот и т.н. *Абразијата* е механичко делување на океанските, морските и езерски бранови долж крајбрежјата. Речната или *флувијална* ерозија претставува механичко делување на водните текови. *Карстната* ерозија и корозија е хемиско делување на водата врз карбонатните карпи. *Солифлукцијата*, *криотурбацијата* и *нивацијата* го опфаќаат делувањето на снежниците и мразната маса со циклусни процеси на замрзнување и одмрзнување на подлогата. *Глацијалната* ерозија е механичко делување на глечерите, додека *еолската* подразбира механичко делување на ветрот во полупустинските и пустински предели.

Релјефните форми на Земјината површина можат да бидат изградени со делување на еден или повеќе типови ерозија. Во колку релјефните форми се изградени под дејство на еден тип на ерозија се нарекуваат *моногенетски* форми. Таква појава, на пример, претставува речната долина, бидејќи е всечена исклучиво со речна ерозија. Во колку во изградувањето на некоја релјефно форма учествуваат два или повеќе типа на ерозија, тогаш е тоа *полигенетска* форма. Пример за полигенетска форма може да биде одредено карстното поле во чие создавање учествуваале абразијата, флувијалната и карстната ерозија.

Во текот на морфолошката еволуција на релјефот може да дојде до промена во интензитетот и траењето на ерозивниот процес, со што се ремети и неговиот нормален тек. Ваквите промени се јавуваат како последица на промените на физичко-географските прилики на природната средина (промена на климата, вегетацијата, млади тектонски пореметувања, промена на геолошкиот состав итн). Секое од овие влијанија претставува фактор што делува на зајакнување или слабеење на

ерозивниот процес на негово менување и модификација. Ваквите фактори се нарекуваат *модификатори* на нормалниот ерозивен процес и имаат големо влијание врз морфолошката изразеност на релјефот. Поради нив може да се јават морфолошки разлики кај форми што настанале со ист тип на ерозија. Морфолошката разновидност на историодните форми се нарекува *полиморфија*. Така, на пример, една иста речна тераса всечена во карпи со различна отпорност, може да има различни димензии и распространетост. Во цврстите карпи може да биде сосема тесна, додека во меките седиментни карпи може да има голема широчина. Како модификатор и причинител на полиморфијата овде се јавува геолошкиот состав.

Под влијание на разните модификатори во морфолошката еволуција на релјефните форми може да се јави повеќефазност на нивниот развиток, што подразбира стадиуми или етапи на нивното изградување. Релјефните форми чии развиток минувал низ повеќе последователни фази се нарекуваат *полифазни*. Пример за тоа претставува речната долина во која се јавува серија на речни тераси. Тоа говори дека во својата еволуција ваквата долина минала низ различни фази на вертикално всекување и странично проширување. Секоја од речните тераси претставува одредена фаза на изградувањето на речната долина. Наспроти полифазните се јавуваат *монофазни* форми. Во нивната морфолошка еволуција не постојат одредени стадиуми. Таков е примерот со речна долина во која нема речни тераси. Ваквата, монофазна долина, е резултат на континуирано всекување без прекини и странични проширувања - создавање речни тераси.

Секој геоморфолошки агенс, преку соодветната ерозија создава две основни категории на форми: *ерозивни* и *акумулативни*. Ерозивниоте форми настануваат во процесот на однесување на почвата и карпестата подлога (еродирање), додека акумулативните се создаваат со натрупување и таложење на материјалот однесен во претходната, ерозивна фаза. Ерозијата од копното се врши кон нивото на Светското Море. Тоа е *евстатичко* ниво кое претставува апсолутна база за ерозијата на копното. Тоа е *долна ерозивна база*, под која и неможе да се врши никаква ерозија. Евстатичкото ниво претставува *апсолутна долна ерозивна база*, за разлика од *локалната долна ерозивна база* која го претставува најниското ниво кон кое се насочува ерозијата во одредена област. Устието на одредена притока во главната река ја претставува локалната долна ерозивна база за ерозија во сливот на дадената притока.

ГЛАВА VI

РАЗДРОБУВАЊЕ И РАСПАЃАЊЕ НА КАРПИТЕ ДЕНУДАЦИСКИ РЕЛЈЕФ

Истакнатите карпести маси на иницијалниот релјеф постепено се снижуваат, зарамнуваат и уништуваат. Ваквиот процес на општо снижување и зарамнување на Земјината површина со делување на ерозивните процеси се нарекува ***аплинација*** (крајна цел на ерозивните процеси). Процесот на оголување на карпестите маси долж подлогата поради разнесување на површинскиот растресит слој се нарекува ***денудација***. Основен агенс на денудацијата е плакнењето - дезорганизирано оттекување на водата од атмосферските врнежи.

Основен агенс на физичкото раздробување се големите температурни колебања и замрзнувањето на водата во пукнатините на карпите. Процесот на физичко (механичко) дробење на карпите, почнувајќи од крупните карпести дробини па сé до финиот песок и прашина се нарекува ***раздробување***. Процесот на хемиско преобликување на карпите под дејство на различни агенси (гасови, киселини, ...) што се наоѓаат во воздухот, почвата и водните раствори се нарекува ***распаѓање***. Ако ваквите настани се предизвикани со делување на организмите процесот се нарекува ***органогено*** (биогено) раздробување и распаѓање. Ови три процеси се меѓусебно тесно поврзани, при што, едниот од нив може да преовладува.

Раздробување и распаѓање на карпите

Под делување на различни егзогени процеси карпите на Земјината површина постојано се трошат и го менуваат својот литолошки и хемиски состав. Некогаш компактините и цврсти карпести маси се разбиваат во ситни делови; дробини, песок и прашина. На одсеците и релјефните наклони раздробениот карпест материјал се движи под дејство на Земјината тежа. Дождовницата ваквиот материјал го однесува со плакнење. Движењето (транспортирањето) на раздробениот и распаднат материјал се врши со дејство на различни типови на ерозија (водни бранови, протечни води, мраз, ветар итн).

Истакнатите карпести маси на иницијалниот релјеф постепено се снижуваат, зарамнуваат и на крајот уништуваат. Општото снижување и зарамнување на Земјината површина под дејство на егзогените процеси се нарекува ***аплинација***. Тоа е општа законитост за целата Земјина површина, т.е. крајна цел на делувањето на егзогените процеси. Оголувањето на карпите долж нивната подлога поради однесување на површинскиот растресит материјал се нарекува

Нерамномерното загревање на карпите изградени од различни минерали предизвикува пренапрегнување и нивно брзо раздробување. Тоа е поради сложениот состав на минералите што ја градат карпата, односно поради нивниот различен коефициент на ширење. Како резултат на нееднаквото ширење на минералите (хетерогени карпи) попушта нивната заемна врска. Со тоа се намалува отпорот кон механичкото раздробување. Ваквото нешто предизвикува забрзан процес на механичко дробење на карпестата маса. Бојата на карпестата маса, исто така, има значајно влијание во процесот на нејзиното раздробување.



сл. 179, Типичен предел со доминација на физичко раздробување на карпестите маси



сл. 180, Доминација на мразното раздробување на карпестите маси

За процесот на температурното раздробување најзначајна е *инсолацијата*. Интензитетот на инсолацијата зависи од два фактори, од падниот агол на Сончевите зраци и од траењето на загревањето. Во колку падниот агол на Сончевите зраци е поголем во толку и загревањето на Земјината површина е поголемо. Ако Сончевите зраци паѓаат под агол од 90° тогаш и загревањето е најголемо. Загревањето е послабо во колку Сончевите зраци паѓаат под помал агол. Во тој случај ист сноп зраци загрева поголема површина (сл. 178 - А). Со други зборови; едно исто количество на топлотна енергија повеќе ќе ја загрее помалата, а послабо поголемата површина. Процесот на температурното загревање ќе биде, според тоа, значително посилен во областите на помала географска широчина каде Сончевите зраци паѓаат под голем агол. Падниот агол зависи од височината на Сонцето над хоризонтот. На истите географски широчини падниот агол и височината на Сонцето се намалуваат над хоризонтот одејќи од лето кон зима. Падниот агол зависи и од релјефот, односно од експозиционата страна, при што, височината на Сонцето над хоризонтот го губи своето значење. Во првиот случај (сл. 178 - В) Сончевите зраци паѓаат под прав агол но загревањето е нееднакво, односно е помало на стрмните страни. Во втората ситуација Сончевите зраци паѓаат под кос агол (сл. 178 - С) но загревањето на страната свртена кон Сонцето е исто како да е Сонцето во зенит (во однос на релјефот сончевите зраци паѓаат под прав агол). Според тоа, улогата на присојната страна е посебно значајна за процесот на температурното раздробување.Ефектите од процесот на температурното раздробување на карпите во овој случај е во директна зависност од експозицијата.

Факторот на траењето на Сончевото загревање зависи од годишниот период и од облачноста. Годишниот период влијае во должината на траењето на денот и ноќта. Во текот на летниот период деновите се подолги па и загревањето е подолго. Траењето на загревањето зависи и од времетраењето на годишните периоди. На големите географски широчини зимите се долготрајни па и загревањето е незначително. Што се однесува до облачноста во колку е таа подолга и загревањето ќе биде пократко и обратно.

Посебен вид на физичко раздробување е *мразното раздробување*. Тоа е всушност и најсилниот фактор на физичкото раздробување на карпите. Се јавува како последица на замрзнување на водата во пукнатините на карпите, ко-

денудација. Тоа е еден од најзначајните фактори во процесот на раздробување и распаѓање на карпите. За основен агенс на денудацијата се смета *плакнењето*, односно дезорганизирано отекување на водата од атмосферските врнежи.

Атмосферските влијаниа се најинтензивни на површинските делови на карпите, додека слабеат одејќи во длабочина. На длабоко всечените и оголени карпести маси, на отсеците јасно се забележува дека во подлабоките делови карпите се цврсти и покомпактни со помал број пукнатини, додека деловите поблиску до површината се раздробени и раситнети, често покриени со почвен супстрат (сл. 176). Површинскиот, растресит супстрат, кој настанал со раздробување и распаѓање на карпите со плакнење постојано се однесува, при што, денудацијата ги оголува сé подлабоките делови на карпестата маса.



сл. 176, Физичко раздробување и хемиско распаѓање на карбонатни карпи (Галичица) и биоѓена корозија на гранодиорити (Маркови Кули)

Процесот на континуираното раздробување, распаѓање и плакнење е динамичка појава што се случува на Земјата во текот на долг временски период. Тоа е значајна појава за аплинација на целата Земјина морфопластика и за изградување специфични релјефни форми.

Егзогените процеси врз карпестите маси се манифестираат преку *физичките*, *хемиските* и *органските* влијанија. Процесот на физичкото (механичко) дробење на карпите, почнувајќи од крупните блокови па сé до финиот песок и прашина се нарекува ***раздробување***. Процесот на хемиско преобликување на карпите со делување на водата и разните хемиски агенси (гасови, киселини) кои се наоѓаат во воздухот, почвата и водните раствори се нарекува ***распаѓање***. Ако двата процеси се предизвикани од организмите и вегетацијата, тогаш ваквиот процес се нарекува ***органоѓено*** (биогено) ***раздробување и распаѓање***. Овие три генетски типа на раздробување и распаѓање на карпите меѓусебно се тесно поврзани, при што, едниот од процесите може да доминира.

Физичко раздробување

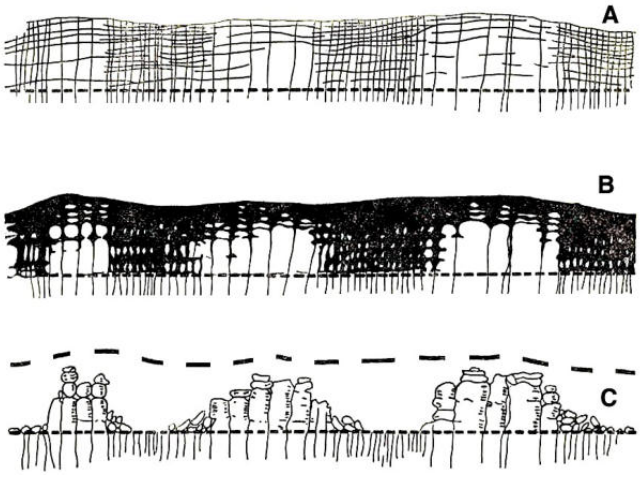
Процесот на физичкото раздробување подразбира просто механичко дробење (ситнење) на карпите, од најголемите блокови до најситните честички. При тоа, нивниот хемиски состав не се менува, а се менуваат само литолошките карактеристики; од карпестите блокови настануваат дробини, песок и прашина.

Основен фактор на физичкото раздробување се големите температурни колебања и замрзнувањето на водата во пукнатините на карпите. Според тоа, процесот на физичкото раздробување во прв ред зависи од климатските прилики.

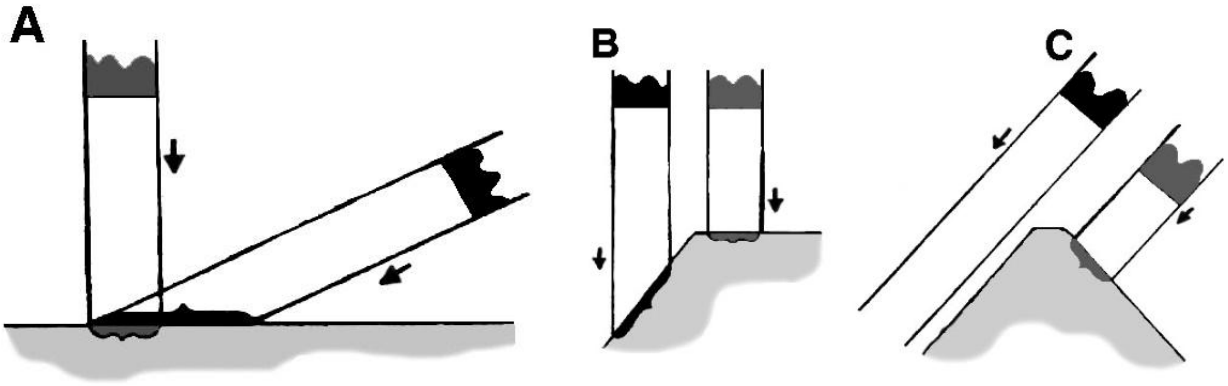
Физичкото раздробување како резултат на температурните промени (колебања) се нарекува и *температурно раздробување*. Во областите во кои колебањата помеѓу дневните и ноќните температури се посебно големи доаѓа до интензивно загревање на карпите во текот на денот и нивно ладење во текот на ноќта, особено во нивните површински делови.

Во области во кои се јавуваат остри температурни колебања, било дневни или сезонски,

доаѓа до интензивен процес на физичко раздробување, посебно кога температурите се спуштаат и под 0°C. Ако колебањата помеѓу дневните и ноќните температури се големи доаѓа до силно загревање на карпите во текот на денот и нивно ладење во текот на ноќта. Така, на пример, со топлотно зрачење карпите во пустинските предели во текот на денот се загреваат и до 70°C, а ноќе се ладат под 0°C. Малата топлотна проводливост на карпите оневозможува продирање на температурните разлики во поголемите длабочини. Поради тоа, површинските делови на карпестите маси посилно се загреваат и посилно се ладат. Истото предизвикува прскање на карпите и создавање на бројни пукнатини (сл. 177). На тој начин започнува пукање и дробење на компактната карпеста маса.



сл. 177, Физичко раздробување на карпести структури долж систем на пукнатини и создавање денудациски релјеф



A. Нееднакво загревање на Земјината површина кога Сончевите зраци паѓаат под различен агол, **B** и **C**. Влијание на наклонот и експозицијата врз процесот на загревање.

сл. 178, Различни начини на загревање на Земјината површина

Температурното раздробување понекогаш е толку интензивно што во утринските и во вечерните часови, кога и настанува острата промена на температурата (посебно во каменестите пустински предели), може да се забележи, да слушне, прскање на карпите. За процесот на физичкото раздробување покрај дневните колебања значајни се и сезонските колебања на температурата. Истите се базираат на температурните разлики помеѓу одделни годишни времиња, особено помеѓу летото и зимата. Ваквиот процес е од големо значење за областите со континентални климатски влијанија кои се одликуваат со жешки лета и ладни зимски периоди.

Интензитетот на прскањето на карпите зависи од нивниот *коефициент на ширење*. Секоја карпа при ладење се собира, а при загревање се шири до одредени граници што зависи од нејзината еластичност и хомоген состав. Во колку таквата граница се помине доаѓа до прскање на карпата и создавање на бројни пукнатини долж кои карпестата маса прогресивно се дроби. Загревањето и ладењето кај хомогените карпи е порамномерно отколку кај карпите со хетероген состав. Гранитот при загревање на 50°C линеарно се шири од 0,25 до 0,60 ‰. Карпестата површина од 1 m^2 при ваквото загревање се проширува за 5 до 10 cm^2.

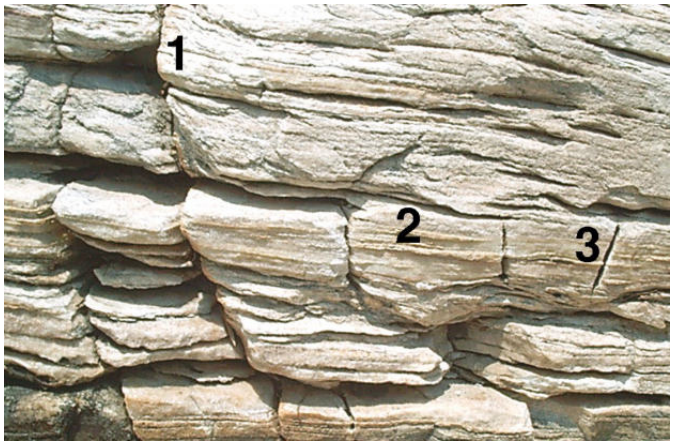
га температурата ќе падне под 0°C. Со замрзнување, водата преоѓа во цврста агрегатна состојба, односно во мраз.

Волуменот на мразот е приближно за 9 до 11 % поголем во однос на основната водна маса. Таквото нешто предизвикува огромен притисок на ѕидовите на пукнатините поради што тие се шират и карпата се дроби. Мразното раздробување е најсилно во пукнатините кои се потполно исполнети со вода. Со замрзнување на водата се зголемува волуменот на мразот, а неговиот притисок на ѕидовите на пукнатините постепено расте. Во колку се температурите пониски, притисокот е поголем. Максималната вредност од 2.100 атмосфери мразот ја достигнува при температура од -22°C. Мразното раздробување на оваа температура е и најголемо. Ако температурата се спушти под -22°C, притисокот на мразот во пукнатините опаѓа.

Процесот на мразното раздробување на карпите посебно е интензивен во услови на температурни колебања кога во текот на денот доаѓа до одмрзнување на водата, а во текот на ноќта се јавува нејзино повторно замрзнување. Вакви, поволни услови, на средните географски широчини се јавуваат во пролетните и во есенските месеци, додека на високите планини и во текот на летото кога температурата може да падне под 0°C. Во текот на ноќта мразот ги проширува пукнатините, а во текот на денот водата од стопениот мраз продира во проширените и продлабочени пукнатини. На тој начин мразното раздробување се зголемува и просторно се проширува.

Значаен фактор во процесот на раздробувањето претставува и самата порозност на карпите. Порозните и воедно мошне распукани карпи овозможуваат лесно продирање на водата во нивната внатрешност. Во компактните карпи со ретки пукнатини ваквиот процес е далеку послабо изразен.

Раздробувањето на карпестата маса е најсилно на површината, а опаѓа одејќи во длабочина. Причината лежи во тоа што загревањето и ладењето на карпите прогресивно опаѓа со длабочина. Температурните колебања во поголемите длабочини на карпестите маси зависат од климатските услови. Температурните колебања во длабочина продираат до одредено ниво под кое температурата не се менува, односно е со постојана вредност. Тоа е неутрален слој. Неговата длабочина е различна но е сé поголема одејќи од Екваторот кон половите. Во умерените географски широчини се наоѓа на длабочина од 20 до 25 m.



*сл. 181, Дијаклази (**1**), дијастроми (**2**) и брахиклази (**3**) во слоевити варовници*

Примарен фактор за натамошното раздробување на карпестата маса е појавата на разни пукнатини во нејзе. Според должината пукнатините во карпите главно се делат на неколку типа. Сплетот на најситни пукнатини во карпите се нарекуваат *литоклази*. Тие често изнесуваат само дел од милиметарот. Се наоѓаат само во еден слој и слојот не го сечат од едниот до другиот крај на слоевитоста. Настануваат со прскање на карпестата маса како резултат на температурните промени. *Дијастромите* се меѓуслојни пукнатини кои одвојуваат еден слој од друг. Настанати се во процесот на таложење на седиментните карпи. *Брахиклазите* претставуваат кратки и исправени пукнатини. Тие го сечат секој слој засебно, од една до друга дијастрома. Со тоа карпите делумно се издвојуваат во одделни блокови (сл. 181). Брахиклазите настануваат како резултат на егзогените влијанија и почести се во површинските слоеви. Тие имаат големо значење за понирање на водата во длабочината на карпестата маса. Во комбинација со дијастромите ја овозможуваат интензивната подземна циркулација на водата, со што раздробувањето, распаѓањето и растварањето на карпата се зголемува. *Дијаклазите* се големи, исправени пукнатини кои пресекуваат цела низа на слоеви. Долж нив не се вршени поместувања (движење) на слоевите. Во длабочината на карпестата маса може да се протегаат и повеќе десетина метри. Тие се од значење за поврзувањето на различни пукнатини. *Параклазите*

претставуваат пукнатини со големи размери долж кои е вршено поместување на слоевите. Тоа се всушност раседни пукнатини.

Поради мразното и температурното раздробување карпите се дробат и се тркалаат низ планинските страни под дејство на Земјината тежа (гравитација). Во колку карпестата површина е хоризонтална раздробениот материјал останува на местото на создавање во вид на дробина, песок, грус и прашина. Ваквиот раздробен материјал се нарекува ***елувиум***. Во колку карпестата маса е под одреден наклон, односно претставува планинска падина или одсек, раздробениот материјал се движи (тркала) под дејство на гравитацијата и се таложи во подножјето на отсекот. Ваквиот материјал кој не се наоѓа на местото на своето создавање се нарекува ***делувиум***. Со тркалањето низ стрмнината тој ја струга карпестата основа и предизвикува физички процес на оголување на карпестата маса познато како ***коразија***.

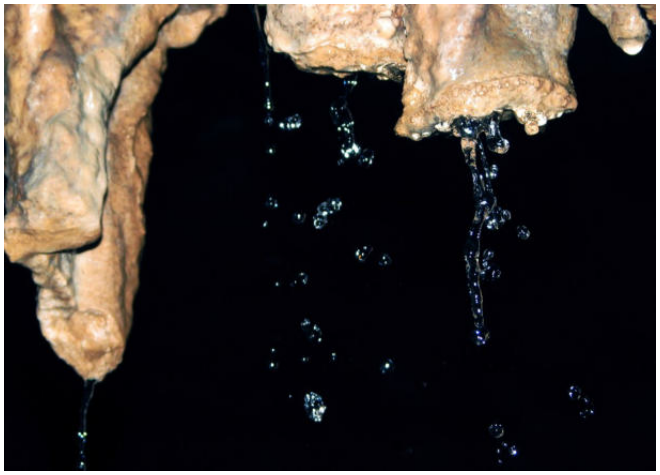
Хемиско распаѓање

Процесот на хемиското распаѓање во основа зависи од климата. Најсилното хемиско распаѓање се јавува во услови на влажна тропска клима. Послабо е во умерената клима, а практично не постои во услови на ладна клима и замрзната почва.

Хемиското распаѓање е најсилно на површината. Со длабочина неговиот интензитет опаѓа. Длабочината до која продира влијанието на хемиското распаѓање зависи од нивото на издан-от. Тоа е обично длабочина од околу 20-30 m. Само во областите со интензивни тектонски пореметувања и раскршувања, хемиското распаѓање достигнува и до неколку стотина метри длабочина. Продирањето на хемиското распаѓање во длабочината зависи и од геолошкиот состав на карпите и бројноста на пукнатините што ги пресекуваат карпестите маси.

Најмоќен агенс на хемиското распаѓање се површинските и подземните води во кои се растворени јагленовата киселина и кислородот од воздухот. Во еден литар дождовница има 30 cm^3 гас, од што, околу 30 % е кислород, 10 % јагленова киселина и 60 % азот. Со впивање во растреситата почва дождовницата се збогатува со различни органски и неоргански материи кои го зголемуваат ефектот на хемиското распаѓање и растварањето на карпите. Хемиското распаѓање на карпите се манифестира преку *растварање* на карпите, а потоа преку *оксидација* и хемиска *хидратација*.

Растварањето на карпите е општ процес. Во природата не постојат карпи кои се апсолутно отпорни кон растварачкото делување на водата. Меѓу нив има и такви подложни на значителна растворливост, како што се карбонатните карпи (варовници, доломити итн) но и такви кои се сосема малку растворливи. Хемиското растварање на карбонатните карпи со делување на атмосферските и протечните води се нарекува *карстификација*. Тоа е геоморфолошки процес под чие влијание се врши изградување на специфични карстни релјефни форми.



сл. 182, Хемиско растварање на карбонатните карпи, пештера Вјетерница (Херцеговина)

Органогено (биогено) раздробување и распаѓање

Процесот на оксидација се состои во делување на кислородот растворен во вода кога двовалентните соединенија на железо се претвараат во тровалентни. Така магнетитот (Fe_3O_4) преоѓа во хематит (Fe_2O_3). Пример на оксидација во зоната на раздробување е појавата на взаемно делување на слободниот кислород и водата со сулфидите. Сулфидите стануваат непостојани и постепено се заменуваат со сулфати, карбонати и киселини. Така од пиритот настанува лимонит - најпостојано соединение на железото во површинските услови на Земјата. Многу седиментни карпи (песочници, пешчари, глини, лапорци) кои во себе содржат железни состојки се обоени со темнокафеава и црвеникава боја,

што покажува дека се изложени на оксидација и преобликување во хидрооксиди на железо.

Процесот на хидратација се состои во делување на водата која влегува во составот на молекулите на поедини минерали. Така оливинот од перидотитот преоѓа во серпентин, хорнблендета и аугитот од дијабазите и габрото се менуваат во хлорит. Хематитот со соединување на молекулите на вода преоѓа во лимонит. Алумосиликатите даваат глина, гранитот дава глиновита материја - каолин. Најпознат пример на хидратација што се јавува во природата е преодот на анхидритот во гипс ($CaSO4 + 2H2O = CaSO4 - 2H2O$). Со овој процес се јавува и интензивно механичко раздробување. Анхидритот кој преоѓа во гипс го зголемува волуменот, при што, притисокот делува рушително (46 cm^3 анхидрит апсорбира 36 cm^3 вода и преоѓа во гипс чиј волумен е 74 cm^3). Хидратацијата се забележува и во минералите со посложена структура, силикати и алумосиликати.

Хемиското распаѓање значително допринесува за раздробување на карпите и за создавање на растресита покривка со бујна вегетација. Значењето на хемиското распаѓање на карпите е во тоа што се комбинира со физичкото раздробување и нивното заедничко делување овозможува создавање на засебни релјефни форми.



сл. 183, Микрорелјефни форми создадени како резултат на биоѓена корозија (мовови и лишаи) на локалитетот Маркови Кули

Биогеното влијание на површината на карпестата маса започнува прво со делување на микроорганизмите. Првиот стадиум на биогеното делување е поврзан токму за микроорганизмите кои го подготвуваат неопходниот супстрат на кој се населува вегетацијата, овозможувајќи натамошно раздробување и распаѓање на карпите.

Со мразното и температурното раздробување и хемиското распаѓање и растварање на површината на карпестата маса прво се создава дробинска а потоа растресита покривка на која се развива вегетација. Корењата на растенијата, особено на дрвенестата вегетација, продираат во пукнатините на карпите. Со нивното нараснување и здебелување на жилите доаѓа до прскање на карпестата маса и нејзино натамошно механичко дробење. Вегетацијата во овој случај делува механички, односно го потпомогнува физичкото раздробување на карпите. Вегетацијата има големо значење и за хемиското распаѓање на карпите. Хумусната и останатите киселини од растително потекло ја нагризуваат карпата и придонесуваат за нејзино побрзо распаѓање и растварање. Вегетацијата влијае и позитивно, односно го спречува плакнењето (ерозијата) на растреситиот слој. Од овие причини влијанието на биогеното раздробување и распаѓање на карпестите маси е комплексно, непосредно поврзано и со останатите процеси.

Во сложените процеси на раздробување и распаѓање на карпите голема улога имаат и организмите. Заемното делување на организмите и останатите егзогени влијанија доведуваат

ваат до раздробување, распаѓање и растварање на карпите.

Процесот на раздробување и распаѓање на карпите врзан за животните функции на растенијата и животните зависи во прв ред од бројот на организмите во дадената средина. Максималната бројност на организмите во биосферата се јавува во горните делови на литосферата и на границата на литосферата и атмосферата, а остро се смалува во вертикална насока. Вегетацијата која егзистира на површината продира во литосферата само со своите корења. Зоната на делување на организмите, според тоа е ограничено на мала длабочина, при што, само микроорганизмите продираат на поголемите длабочини.

РЕЛЈЕФНИ ФОРМИ НАСТАНАТИ СО РАЗДРОБУВАЊЕ И РАСПАЃАЊЕ НА КАРПИТЕ

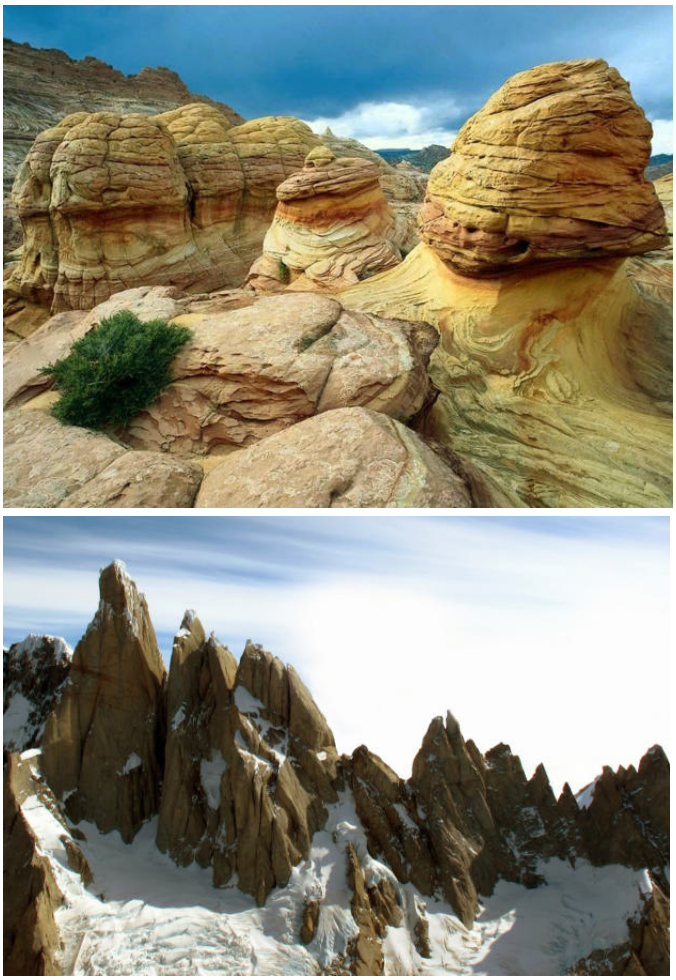
Процесот на раздробување и распаѓање на карпите е појава под чие дејство се врши изградување на различни релјефни форми. Морфолошкиот ефект од процесот на раздробување и распаѓање на карпите зависи од физичко-географските услови на природната средина во која различни модификатори имаат значително влијание.

Меѓу модификаторите на процесот на раздробување и распаѓање на карпите климата има битна улога бидејќи влијае директно врз ефектите на температурното и мразното раздробување. Несомнено свое големо влијание имаат и геолошкиот состав, тектонските прилики, изгледот на иницијалниот релјеф и постоечката вегетација. Свое влијание во позитивна или негативна смисла има и самото траење на процесот.

Температурното и мразното, односно физичко раздробување на карпите во општиот морфолошки изглед до особен израз доаѓа на планините чии карпести маси се оголени. Како резултат на таквата состојба, ефектите на раздробувањето, хемиското распаѓање и денудацијата се посебно значајни за морфологијата на гребените и планинските врвови. Кој од овие процеси ќе преовладува зависи од зоналноста на климата. Ако процесот на денудација (плакнење) е доминантен, тогаш планинските падини (и релјефните форми) се одликуваат со благи, заоблени форми (сл. 184). Меѓутоа, ако преовладува раздробување, особено мразното, тогаш, карпестата маса на планината се одликува со тесни и запчести гребени со остри рабови (сл. 180).

Геолошкиот состав, исто така, има значајна улога. Кај пешчарите, кои се слабо отпорни кон денудацијата се изградуваат релјефни форми со значителна заобленост. Варовниците и доломитите на високите планини се исклучително подложни на мразно раздробување бидејќи во нив се сретнуваат бројни пукнатини во кои продира атмосферската вода.

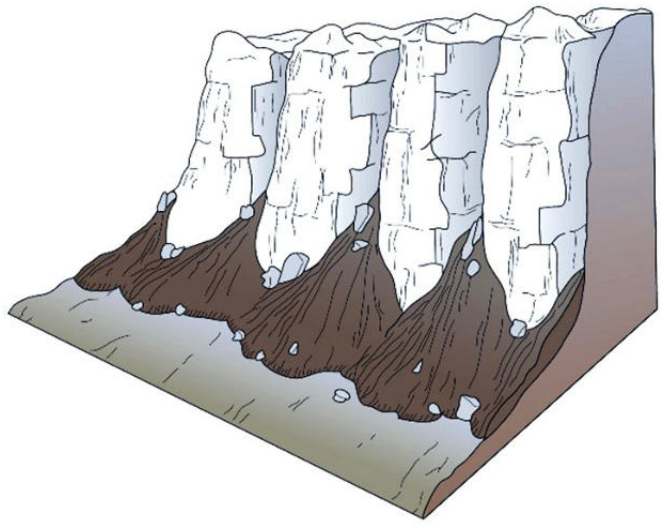
На интензитетот на раздробувањето поволно влијае и тектонската пореметеност и раскршеност на карпестата маса. Големата расчленетост на иницијалниот релјеф со истакнати карпести возвишенија, исто така, влијае за поголемо раздробување.



сл. 184, Релјефни форми создадени како резултат на денудациски процеси и остри карпести гребени како резултат на доминација на мразното раздробување



сл. 185, Маркантен сипар од левата долинска страна на реката Радика на планината Бистра





сл. 186, Шематски приказ на стоени сипари, плазеви и класична појава на плазеви во подножјето на карпест одсек

Како последица на физичкото раздробување на карпите на површината се создава маса на грубо раздробен материјал. Ако топографската површина е хоризонтална, раздробениот материјал се натрупува на местото на своето создавање (елувиум), при што, настанува ***камено море***. Ваквата појава е карактеристична за високопланинските терени (периглацијална зона) каде интензитетот на мразното раздробување е посебно изразено.

Ако топографската површина е со одреден поголем наклон тогаш раздробениот карпест материјал под дејство на Земјината тежа се тркала долж падината. Материјалот се натрупува во подножјето на падината, односно отсекот. При тркалањето низ стрмните падини и одсеците раздробениот материјал ја струга карпестата подлога преку која се движи. Поради тоа и износот на коразијата е голем. Благодарение токму на коразијата што ја предизвикува раздробениот материјал се создаваат коритести бразди.

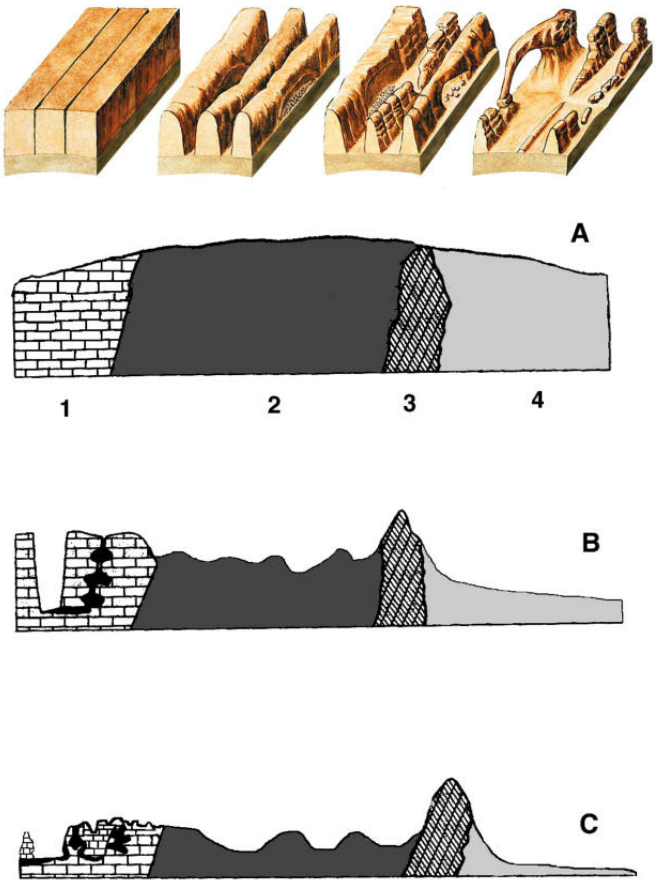
Браздата низ која се движи но која и е создадена од раздробениот карпест материјал се нарекува ***точило***. При движењето низ точилото раздробениот материјал интензивно се раситнува. На крајот од точилото, во подножјето на отсекот ваквиот материјал (дилувиум) се натрупува во вид на купесто возвишение кое се нарекува ***сипар*** (сл. 185). Кај сипарите најкрупниот карпест материјал се натрупува долж најниските раб на сипарската купа, додека најситниот е на неговиот врв.

Со интензивниот процес на физичко раздробување и долготрајното натрупување на сипарскиот материјал во подножјето на отсекот доаѓа до спојување на засебните сипари во единствен појас. Вака сраснатите сипари се нарекуваат ***плазеви*** (сл. 186). Горните како и долните рабови на плазевите се речиси паралелни.Ситнетиот материјал се натрупува во горните, а крупните дробини во долните рабови на плазевите. Наклонот на плазевите достигнува до30^{o}. Со нивното нараснување се намалува наклонот на иницијалниот релјеф, што значи дека плазевите го потпомагаат процесот на аплинација, односно зарамнување.

Сипарите и плазевите се честа појава на карпестите планински страни и во подножјето на падините на високите планини каде улогата на мразното раздробување дошло до силен израз.

Со процесот на механичко раздробување на карпите долж страничните делови на тесните карпести гребени и сртови може да дојде до нивно пробивање и до создавање на отвори во вид на *прозорци*. Со натамошниот процес на раздробување прозорците како морфолошка појава може да поминат во камени *врати* и камени (природни) *мостови* (сл. 188).

Создавањето на прозорци (врати, мостови) може да биде и резултат на селективната ерозија која побрзо напредува во помеките партии на карпестата маса. За процесот на раздробување на карпите значи е важна и нивната цврстина и компактноста. Послабо отпорните карпи полесно се раздробуваат и еродираат отколку цврстите и компактни карпи. Посилното еродирање на помеките а послабо на тврдите карпести маси се нарекува *селективна ерозија* (сл. 187).



1. Карбонатни карпи, **2**. Метаморфни, **3**. Магматити, **4**. Седиментни карпи.

сл. 187, Шематски приказ на создавање природен мост и селективна ерозија како резултат на различен петрографски состав

Благодарение на селективната ерозија отпорните карпести маси заостануваат во релјефот во вид на истакнати возвишенија. Тие доминираат во релјефот со различни форми на столбови, запци, осамени блокови, купи итн (сл. 189). Ваквите, разновидни форми, кои се јавуваат како резултат на далеку одминатиот стадиум во процесот на раздробување на карпите се нарекуваат ***денудациски релјефни форми***.

Ако под дејство на раздробувањето во релјефот заостанува осамен карпест столб, истиот се нарекува ***остенок***. Остенците може да имаат височина и повеќе десетина метри. Во далеку одминатиот процес на раздробување остенците може да бидат толку поткопани со што стануваат лабилни, односно балансираат (сл. 189). Остенците се јавуваат и во седиментни терени исполнети со вулкански жици и дајкови. Како



сл. 188, Камена порта во Јута (САД) и остенок со изглед на камила во Кападокија (Турција), двете најекслоатирани за фотографија денудациски релјефни форми во Светот



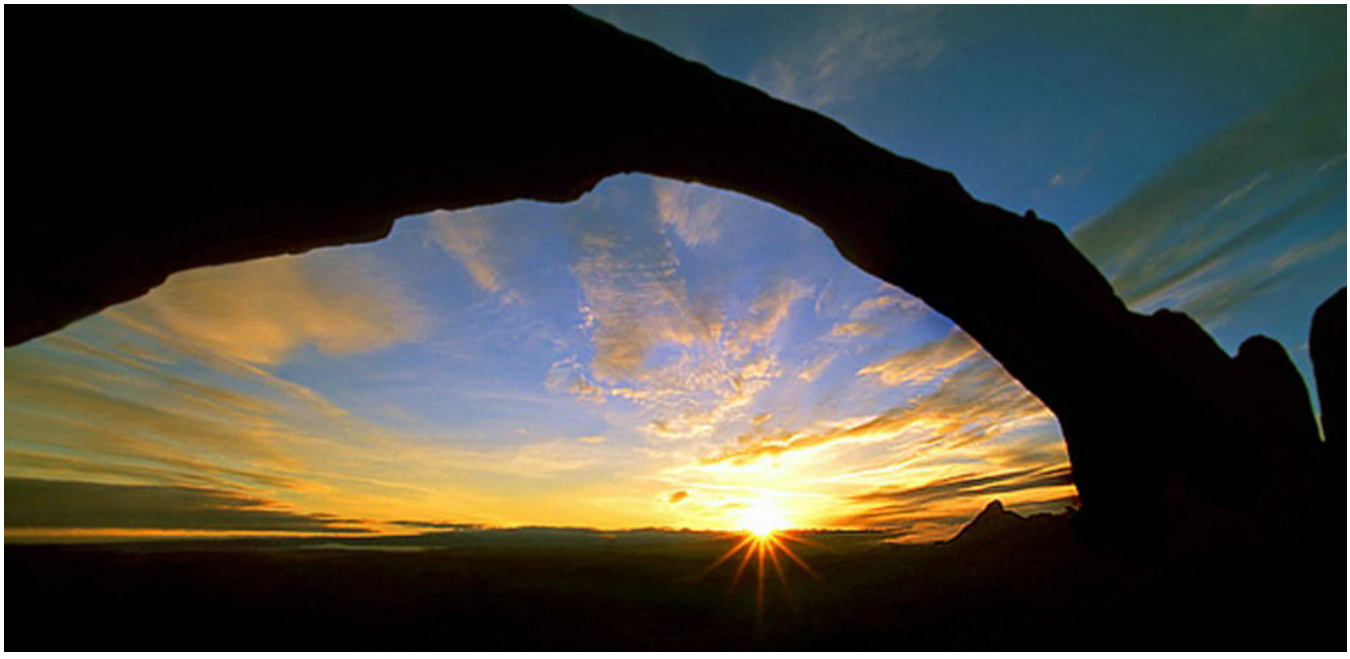


сл. 189, "Балансирачки" остенок и дел од Светски препознатливиот денудациски релјеф во областа Кападокија (Турција)

резултат на селективната ерозија меката седиментна маса е однесена, а се оголуваат вулкански жици и дајковите. Тие, како поотпорни на раздробувањето и ерозијата штрчат во релјефот во вид на осамени појави, т.е. како остенци со различни форми.

Под ерозија на почвата се подразбира геоморфолошки процес на забрзано плакнење и однесување на растреситиот супстрат како резултат на дезорганизираното оттекување на врнежите и поројните водни текови.

Во релјефот, ако се одликува со голем пад, водните текови и млазеви што настануваат по силните дождови во растреситата покривка всекуваат цел систем на плитки или подлабоки ерозивни бразди, вододерини и долови. Поради дисецираноста на теренот рецентната ерозија прогресивно се зголемува и се јавуваат бројни бразди, а педолошкиот супстрат во најголем дел е отстранет. Ваквите терени, уништени со ерозија се нарекуваат ***badland*** (лоша земја).

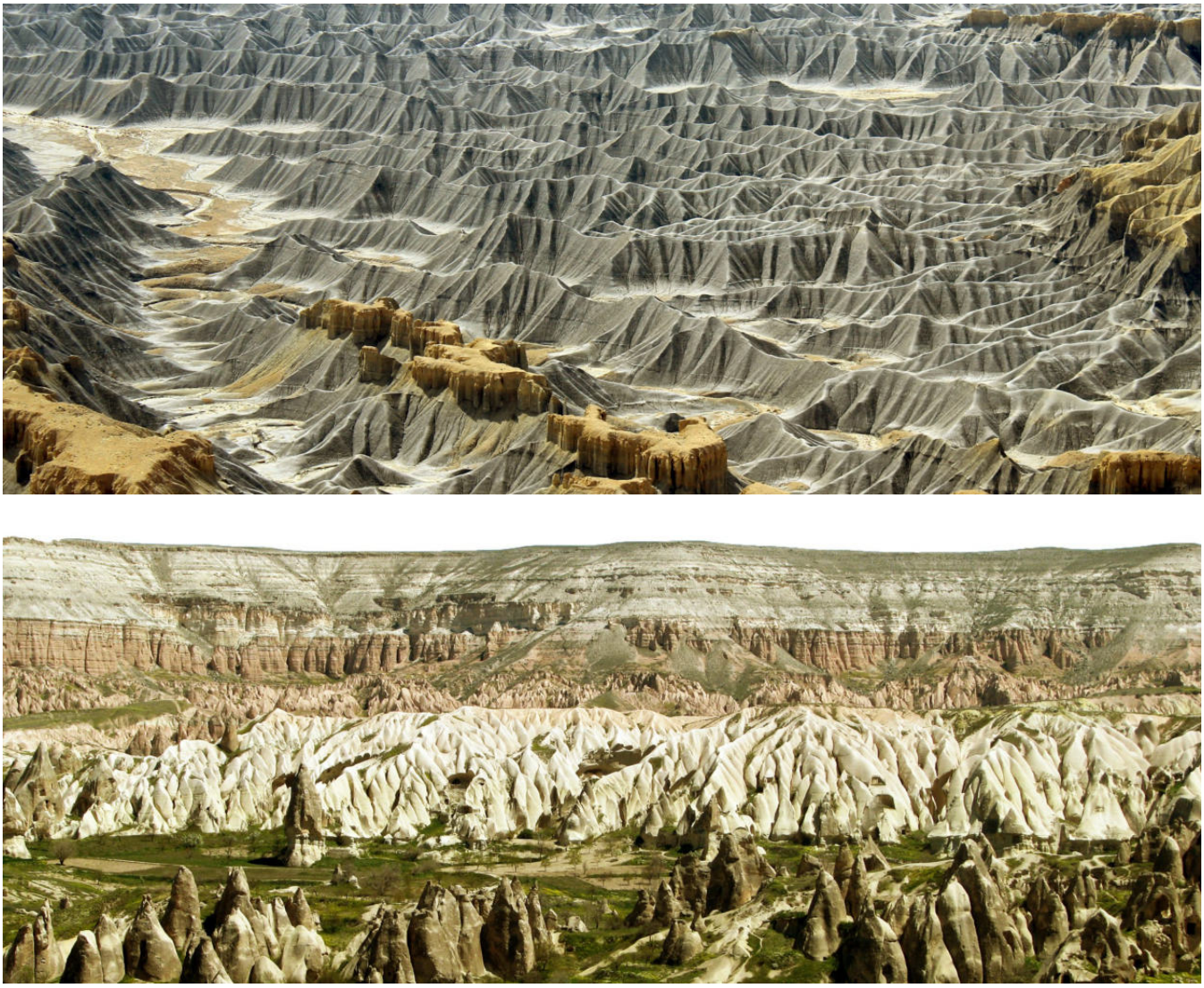


сл. 190, Маркантен природен мост во западните делови на САД

Ерозија на почвата

Под ерозија на почвата се подразбира геоморфолошки процес на забрзано плакнење и однесување на растреситиот супстрат како резултат на дезорганизираното оттекување на врнежите и поројните водни текови.

Во релјефот, ако се одликува со голем пад, водните текови и млазеви што настануваат по силните дождови во растреситата покривка всекуваат цел систем на плитки или подлабоки ерозивни бразди, вододерини и долови. Поради дисецираноста на теренот рецентната ерозија прогресивно се зголемува и се јавуваат бројни бразди, а педолошкиот супстрат во најголем дел е отстранет. Ваквите терени, уништени со ерозија се нарекуваат ***bad land*** (лоша земја).



сл. 191, Bad land во Јута (САД) и Кападокија (Турција)

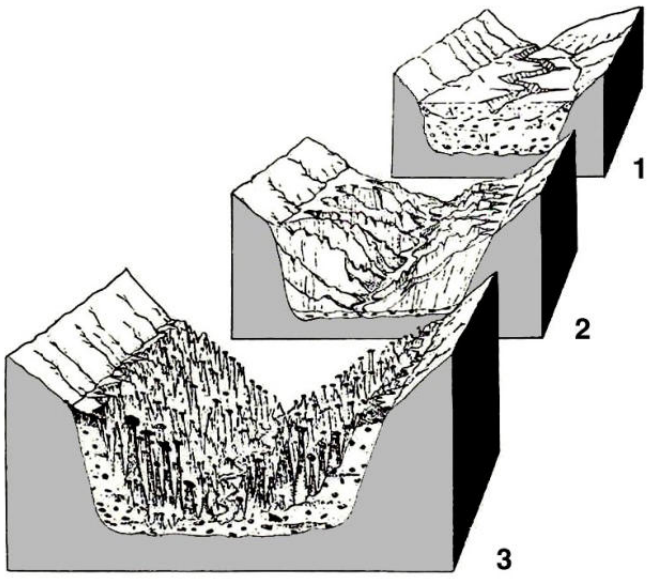
Општо усвоена класификација на елементарни релјефни форми настанати со ерозија на почвата не постои. Сепак, може да се издвојат три основни типа: бразда, вододерина и дол.

Браздите се најситната форма создадена со ерозија на почвата. Се јавуваат на сите наклони во растреситиот супстрат. Тоа се тесни и издолжени жлебови всечени со ерозија предизвикана од помали водни млазеви на дождовницата. Широки се по неколку cm, а длабоки од 10 до 15 cm. ***Вододериште*** се поголеми ерозивни бразди длабоки и неколку метри, а широки од1 до 2 m. Тие можат да имаат и значителна должина. Често се всечени од врвот до дното на падината во вид на паралелни ровови. Нивниот напре-



сл. 192, Микрорелјефни форми - бразди





сл. 193, Земјени пирамиди "Ѓавоља варош" (Србија) и шематски приказ на морфолошка еволуција на земјени пирамиди во нанос на речна долина



сл. 194, Земјени пирамиди, препознатливиот симбол на Националниот Парк "Göreme" Кападокија (Турција)

чен профил има изглед на латинската буква "V". ***Доловите*** се најголемите релјефни форми во процесот на ерозија на почвата. Тие потсетуваат на тесните долини на планинските потоци. Главно широчината им е помала од длабочината, што е резултат на падот на теренот. Во еволутивен поглед го претставуваат повисокиот стадиум на вододелниците. Всушност доловите го означуваат далеку одминатиот стадиум на процесот на ерозија на почвата. Со забрзана ерозија на оголените и обесшумени падини како и долж страните на долините, посебно ако наклон е значителен, тие може да се создадат и за кратко време.

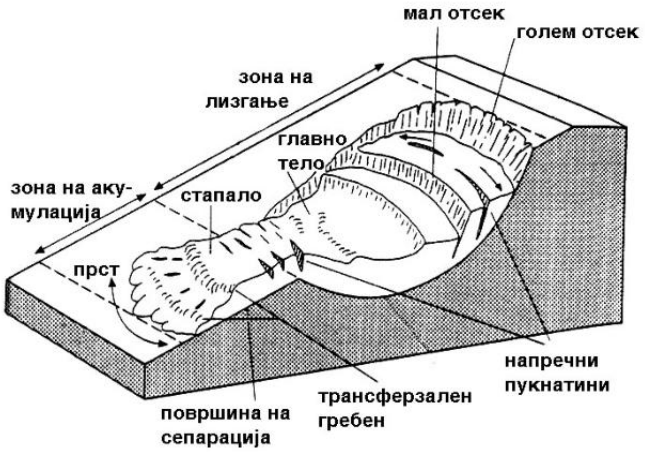
Појавата и интензитетот на рецентната ерозија на почвата зависи од повеќе фактори на природната средина кои делуваат заеднички или истовремено. Тоа се наклоните на релјефната површина, литолошкиот состав и плувиометрискиот режим. Од посебно значење за спречување на рецентната ерозија на почвата е вегетацијата, особено шумската. Според тоа, нерационалното користење и уништувањето на шумите од страна на човекот често е основната причина за забрзана ерозија.

Во оголената, растресита почва, на планинските падини и долж страните на речните долини се јавува интензивно плакнење и при слаби дождови, посебно ако се јават после сушен период. Оттекувањето на дождовницата се разбива на безброј млазеви. Нивниот деструктивен ефект е поголем во колку релјефниот наклон е пострм. Дезорганизираното оттекување се претвара во поројни текови чија рушителна сила е мошне голема. Пороите може да носат огромни количества на растресита почва, дробини и мил. Материјалот го акумулираат во вид на плавини во подножјата на стрмните падини и по дната на алувијалните рамнини на главните реки.

Литолошкиот состав на теренот има битно значење за забрзаната ерозија на почвата. Во карпите кои се подложни на брзо раздробување и распаѓање како и во меките и слабо отпорни карпи кон ерозија (флиш, кристалести шкрилци, песочници, морски и езерски неогени седименти) ерозијата на почвата брзо напредува. Пороите го однесуваат растреситиот материјал во речните корита на главните реки, предизвикувајќи поплави, скршнување на речните корита и создавање на акумулативни флувијални форми. Засипувањето предизвикува и големи економски штети, особено засипувањето на вештачките акумулации со огромни количества на поројни наноси. *Плувиометрискиот* режим е значаен фактор за ерозијата на почвата. Тоа доаѓа до особен израз ако распоредот на врнежите е неповолен, односно е сведен на кратки временски разлики кога и не се толку големи, или по долг сушен период кога се јавуваат обемни поројни врнежи. На ваков начин дотогашните поточиња и мали рекички стануваат диви поројни текови со огромна рушителна сила. *Шумската покривка* ја спречува забрзаната ерозија на почвата. Со прекумерното сечење на шумите човекот станал главен виновник за забрзаната ерозија на почвата.

Ако над растреситиот супстрат кој е подложен на плакнење се наоѓаат крупни карпести блокови, истите го штитат растреситиот супстрат непосредно под себе од плакнење. На тој начин се создаваат столбови од растреситиот материјал на чии врвови се наоѓаат заштитните карпести блокови. Ваквите форми се нарекуваат ***земјени пирамиди*** (сл. 193, 194).

Посебен геоморфолошки процес претставува *лизгањето* на почвата. Ваквото нешто се манифестира со раскинување и лизгање на растреситите слоеви долж стрмни падини. Појавата најчесто настанува ако во подината на растреситите слоеви се наоѓа глиновит слој, наведнат во правец на наклонот на падината. При зголемено натопување со вода растреситите слоеви отежнуваат, глиновитиот слој кој инаку е вододжлив набабрува и станува лизгав. Со тоа, под дејство на Земјината тежа, навлажнетите и отежнати растресити слоеви се слизнуваат долж глинестата основа во вид на тестеста маса (сл. 195). На тој начин настануваат ***лизгалишта***. За генезата на лизгалиштата се потребни три основни услови; растресит повлатен слој натопен со вода, значителен пад на теренот и глинеста основа идентично наведната со падот на падината.





сл. 195, Шематски приказ на лизгалиште и маркантно лизгалиште во Перу (Јужна Америка).

Лизгалиштата најчесто се состојат од поголем или помал лаковиден отсек во позадината и слизнат брег во предниот дел. Лаковидниот отсек може да биде долг повеќе десетина па и стотина метри. Настанува со кинење и момен-

тално лизгање на задвиженото земјиште. Брегот настанува со натрупување на задвиженото земјиште во подножјето на падината или отсекот и има изглед на брановидни бедеми. Тоа се т.н. *лаковидни лизгалишта*. За разлика од нив постојат лизгалишта кои се состојат од тесен појас на задвижена почва, широки до 10 а долги и преку 100 m. Поради својот изглед се нарекуваат *јазичести лизгалишта*. Со процесот на лизгање често се случува да се опфатени и пошироки простори (повеќе стотитна m^2), при што, задвиженото земјиште има изглед на пореметена и денивелирана тестеста маса во вид на брановидни бедеми. Тоа се *брановидни лизгалишта*.





сл. 196, Маркантни денудациски остенци во областа Кападокија (од посетата на студентите на Институтот за географија на Кападокија) и класичен денудациски релјеф во САД

ДЕНУДАЦИСКИ РЕЛЈЕФ ВО РЕПУБЛИКА СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Создадените морфоструктури (хорстови и грабени) со доцнаалпските, претежно вертикални неотектонски движења го претставуваат ***примарниот релјеф*** на територијата на Република Македонија. На ваквиот, структурен релјеф, егзогените процеси во текот на квартерниот период, поточно од крајот на плиоцен создаваат различни генетски релјефни форми што денес ги забележуваме во релјефната морфопластика.

Некои од егзогените релјефни појави се фосилизирани, а повеќето се во активна фаза на изградување. Како рецентен (квартерен) се смета ***денудациският релјеф***. Тој е претставени со мезо и микрорелјефни форми.

На територијата на Република Македонија се застапени и разни типови на ***микрорелјефни форми***. Освен по својот изглед микрорелјефните форми меѓу себе се разликуваат и според генезата, супстратот од кој се изградени, еволутивниот развиток и сл. Формите изградени во цврсти карпи како и оние што настанале со ерозија на педолошкиот супстрат се најзастапени. Сите тие ја претставуваат скулптурата на релјефот и ги дополнуваат поголемите релјефни форми, односно се накалемени на нив. Во однос на акумулативните преовладуваат ерозивните форми, што е и разбирливо ако се земе фактот дека 20 260 km^2, или 80 % од територијата на Македонија е зафатена со ерозија (*Андоновски* 1996).

Класификацијата на релјефните форми настанати со распаѓање на карпите, т.е. со ерозивно-акумулативните процеси може да се изведе на различни начини. Ваквите релјефни форми може да се поделат според постанокот (генетски), формата или изгледот што го имаат (морфографски), димензиите на појавата (морфометриски) и сл. *В.С. Радовановиќ* (1928) многубројните и различни релјефни форми на Селечка Планина ги поделил на три основни групи, и тоа: група на мали карпести форми, форми на остенци и блокови и вдлабнатини во "гнајсни" карпи.

Остенците и блоковите се јавуваат во групи или единечно како осамени форми. Нивна

посебно забележителна појава е регистрирана, како што е напоменато на Селечка Планина но се сретнуваат и на други простори, како: Бабуна, Китка, Манговица... Според изгледот може да бидат најразновидни. Посебно впечатлив е остенокот со изглед на слон во подножјето на Маркови Кули (945 m) но и многу други.





сл. 197, Распаѓање на гранодиоритните карпи и создавање на специфични микрорелјефни форми и "стапалки" јужно од Златоврв (1.422 m) во Спомеником на Природа "Маркови Кули"

На самите блокови, на релативно зарамнетите површини се создаваат микрорелјефни форми. Ваквите појави првенствено се однесуваат за цврстите магматски карпи иако се сретнуваат и на карбонатна основа.

Вдлабнатините на хоризонталните површини според *Радовановиќ* (1928) се јавуваат главно во три преодни форми. За основна (примарна) форма ги смета лочките или ***чашки***. Како нивна зрела форма се јавуваат ***стапалки*** и ***котли***, а како крајна, сенилна форма, која настанува со сраснување на котлите се ***коритата***. Терминологијата на ваквите различни форми е народна.

Најмалите и најситни вдлабнатини (лочки или чашки) се примарна, почетна појава. Тоа се редовно сосема мали вдлабнатини на хоризонталните површини, длабоки од 2-3 cm до 5-10 cm и со пречник од 4-5 cm до 20-30 cm. Формата им е потполно тркалезна или општо заоблена, често и елипсовидна. Кога чашките доволно ќе се развијат и ќе се здобијат со зрела форма преоѓаат во прави стапалки (сл. 197). Се јавуваат на различна петрографска основа но забележителна е нивната типичност во крупнозрнестите магматски карпи. По дното како и долж нивната рамка се забележува свежо распаѓање, а на самото дно е распаднатиот грус со разни индивидуални кристалести агрегати. Неговото распаѓање е од скоро, т.е. сеуште не е однесен со ветровата дефлација. По дожд или со топењето на снегот ваквите микрорелјефни форми се исполнети со вода. Се до нејзиното испарување, водата делува хемиски и механички на нивната еволуција. Крајна, сенилна форма во еволуцијата на котлите се големите корита. Тие настануваат со сраснување на стапалките или котлите. Нивната наједноставна форма се создава со сраснување на две поголеми стапалки, т.е. котли, поради што, најчесто се двокружни. Коритата може да настанат и од поголем број меѓусебно сраснати стапалки и котли. Во ваква ситуација често може да се набљудува нивниот различен степен на еволуција.

Југоисточно од Златоврв (1.422 m), на врвот Кукул (980 m) има неколку големи, сосема ниски плочести остенци, како што наведува *Радовановиќ* (1937) изградени од биотитски гнајсгранити. На еден од нив забележал сраснување на четири стапалки во издолжено скалесто корито со прагови. Секоја од стапалките е речиси сосема тркалезна. Помеѓу првата и втората и

втората и третата се задржале прагови, додека помеѓу третата и четвртата прагот еволутивно е отстранет. На истиот локалитет е забележано и корито со неправилна трикружна форма (110 X 53 cm) длабоко 17 cm. Скалесто корито без прагови се забележува на плочест остенок и на врвот Рајкоица северно од Прилеп. Настанато е со сраснување на три големи котли. Праговите помеѓу нив сосема се разорени иако дната им се скалесто поставени. Коритото е долго 2 m, широко 60 cm и длабоко 30 cm. Јужно од Кукул на столест остенок вдлабено е корито со два срасnати дела. Едниот дел е со димензии 130 X 140 cm со длабочина од 29 cm, а другиот 150 X 160 cm - длабок 25 cm. Помеѓу нив е сосема тесен канал изграден во потполно разорениот праг. На падините на Рајкоица кон Дабничка Река, *Радовановиќ* го забележал најдлабокото и најголемо корито издлабено на огромен столест остенок. Неговите димензии се 4 X 5 m, додека длабочината му достигнува 1 m. Како и останатите и ова корито настанало со сраснување и натамошно проширување и вдабување на други помали корита.

Од останатите микрорељефни форми интересна е појавата на топчести кугли кај селото Уланци (*Радовановиќ* 1937), а особено регистрираните во текот на 2002 година специфични чиниести форми изградени од песочници (сл. 198). Ваквите појави, околу педесетина на број се забележани источно од селото Уланци во незначително еродиран дол. Нивна посебна специфика е идентичната крстовидна распуканост (с-ј - и-з) со незначително скршнување за 10° кон североисток на основната пукнатина. Просечно димензиите им изнесуваат 50 X 50 cm иако ги има и со дијаметар од 1 m.

Од останатите денудациски форми создадени во растресити, слабо врзани или цврсти седименти карактеристична е појавата на земјени пирамиди. На територијата на Република Македонија нивното присуство е позабележително кај селото Куклици (сл. 199), источно од Куманово, како и во сливот на Бошава - Демир Капија.





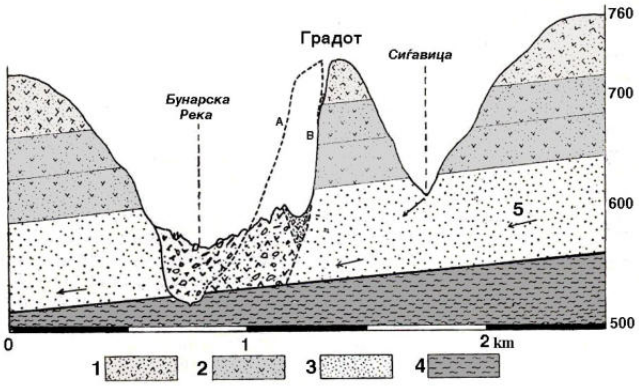


сл. 198, Микрорељефни форми на вертикална карпеста основа во гранодиоритите на Маркови Кули, специфични микрорељефни чиниести форми на локалитетот Уланци и остенок со изглед на птица или желка на планината Мумџица



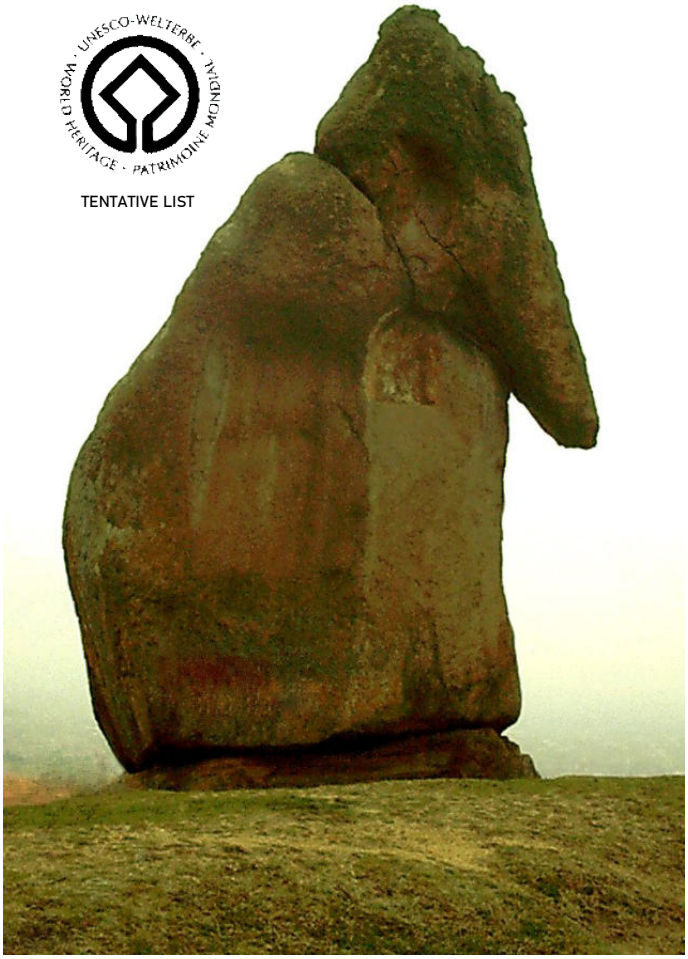
На територијата на Северна Македонија, главно долж рабните ридести делови на котлините каде главно се зачувани плиоценски глинести седименти се јавуваат лизгалишта. Нивна позабележителна појава е регистрирана во централните, аридни делови на Република Македонија (Тиквеш, Велешка Котлина) но и во Пелагонија, Делчевско, долината на Радика и други места.

Едно од најмаркантните е лизгалиштето "Градот" во сливот на Ваташка Река (сл. 199). Уривањето на дел од ридот Градот се случило на 5 септември 1956 година, при што, се затрупани 11 лица и над 1.000 овци (*Манаковиќ* 1960). Сурнатите, околу 15 000 000 m^3 земја ја преградиле Бунарска Река и овозможиле создавање на специфично по својот постанок природно езеро. На овие простори е карактеристично и лизгалиштето во близината на Неготино. Позабележителни лизгалиштата има и кај месноста "Сурнати Ридој" во близина на Битола (*Андоновски* 1982), лизгалиштето кај селото Битуше (*Манаковиќ* 1974) и др.



1. Туф, **2**. Туф наталожен во водна средина, **3**. Песоци, **4**. Глина, **5**. Правец на оттекување на подземната вода, **A**. Ридот Градот пред сурнување и **B**. По сурнувањето.

сл. 199, Пределски карактеристики на Споменикот на природа "Маркови Кули", од 2004 год на привремената листа на УНЕСКО како Светско природно наследство заради присутниот денудациски релјеф и симболот на локалитетот, остенок во форма на слон, десно шематски приказ на лизгалиштето "Градот" (Манаковиќ 1960) *и земјена пирамида на локалитетот Куклици*







ГЛАВА VII

АБРАЗИВЕН РЕЛЈЕФ

Абразијата претставува геоморфолошки процес на изградување релјефни форми со силата на механичкото делување на брановите долж браговите на океаните, морињата и езерата. Абразијата на езерските брегови се нарекува и *лакустриска ерозија*. Доаѓајќи од водната широчина брановите удираат на брегот, го рушат и морфолошки го преобликуваат. На тој начин во крајбрежниот појас се изградуваат посебни релјефни форми, односно ***абразивен релјеф***.

Абразивните релјефни форми се поврзани исклучиво за брегот, поради што се нарекуваат и крајбрежни или *литорални* форми. Бидејќи абразивното делување се манифестира рушително (механичка сила на брановите) и создавачки (насобирање и обликување на абрадираниот материјал), крајбрежните релјефни форми се делат на *абразивни* и *акумулативни*.

Абразивен процес

Абразивните релјефни форми што и денес се изградуваат со делување на активниот абразивен процес претставуваат рецентни појави. Наспроти нив се наоѓаат фосилните форми, создавани во геолошкото минато при други палеогеографски услови, односно друг распоред на копното и морето. Постарите (фосилни) абразивни форми морфолошки послабо се зачувани бидејќи со тектонското издигнување на брегот биле подолго изложени на процесот на ерозија. Ако е брегот издигнат со млади тектонски процеси, тогаш фосилните абразивни форми се добро зачувани и морфолошки се изразени. Со спуштање на браговите (трансгресија) фосилниот абразивен релјеф во процесот на седиментација постепено се затрупува.

сл. 200, Рецентна абразивна тераса долж брегот на Нормандија (Франција)

Основен носител на абразијата како геоморфолошки процес е движењето на океанската, морска или езерска вода во вид на бранови кои удираат на брегот. Браговите претставуваат пределно-морфолошка целина на абразивниот релјеф каде се изградуваат крајбрежни релјефни форми. Изразеноста на абразивниот релјеф непосредно зависи од механичката сила на брановите и траењето на нивното делување. Најголемата рушителна сила на бранот е долж тесен појас на карпестиот брег кој е директно изложен на ударот на бранот, кој се нарекува *млат*.

Динамичката сила на брановите зависи од нивната *височина*, *должина* и *брзина* на движење. Димензиите на брановите зависат од силината, односно брзината на ветровите, од нивната постојаност како и од пространството и длабочината на водниот басен. Просечната височина на брановите изнесува 3-4 m, а должината околу 100 m. Брановите со височина од 6-7 m се доста ретки. При исклучително силни ветрови брановите можат да достигнат височина и до 15-18 m. Најголемата набљудувана височина на брановите во Атлантскиот Океан изнесува 21 m со должина од 376 m. Во водите на Антарктикот е забележана височина на брановите од 25 m и должина од 450 m. Бранови со ваква височина се забележани и во јужните делови на Индискиот Океан. Во Тихиот Океан најголемата измерена височина на брановите изнесува 34 m. Во внатрешните морија височината на брановите е значително помала. Во Средоземното Море имаат максимална височина од 6 m, во Црно Море 5-6 m, Балтичко 5 m, Јадранското, исто така, 5 m итн. Најголемата брзина на брановите достигнува до 22 m/s, додека просечната е околу 13 m/s. Во водите на Антарктикот брзината на брановите е 15-20 m/s, при нивна височина од 20 m и должина од 500 m.



сл. 201, Бранови, основен носител на абразивниот процес

Механичката сила на брановите прв ја мерел *Стивенсон* (1886) во пристаништето Данбер на западниот брег на Шкотска. Силината на брановите овде достигнува максимален износ од 38,3 t/m^2. На бреговите на Америка силината на брановите достигнува до 30 t/m^2, додека во Диеп на брегот на Северното Море силината на ударот достигнува 60 t/m^2 па дури и 70 t/m^2. Рушителната (механичка) сила на брановите е во состојба да ги крши и најголемите карпести блокови.

Рушителноста на морските бранови се искажува во негативното поместување на брегoвите, односно во редуцирање на копното. Поместувањето на крајбрежната линија под дејство на абразијата најдобро се гледа на старите мапи. Споредувајќи ја положбата на денешните со некогашните брегови се забележува очигледно назадно поместување на брегoвите. Благодарение на старите карти може со сигурност да се одреди и просечниот износ на абразивното делување за дадениот период, односно интензитетот на абразивниот процес.

Со абразивното делување може да се предизвикаат и крупни морфолошки промени, особено во димензиите и изгледот на некои острови. Класичен пример за рушителното делување на брановите е со островот Хелголанд во Северно Море. Површината на овој остров е намалена во последните 1.100 години од 920 km^2 на само 1,5 km^2. Со абразија на брановите се однесуваат огромни количества карпест материјал од брегoвите. Бидејќи абразијата на брановите на Светското Море е перманентна појава која се одвивала низ сите геолошки периоди од историјата на Земјината кора, ефектот на абразивното делување врз брегoвите е извонредно значаен за морфологијата на Земјината површина. Абразијата, според тоа, се јавува и како значаен фактор во палеогеографскиот распоред на копното и морето.

Значително помало значење од брановите за абразивниот процес имаат *морските струи* и *плимата* и *осеката*. Ефектите од делувањето на крајбрежните морски струи е поврзано за нивната брзина, постојаноста и обемот на задвижената водна маса. Брзината на крајбрежните струи е различна. Таа зависи од силината и постојаноста на ветровите, од релјефот на дното долж рамката на басенот итн.

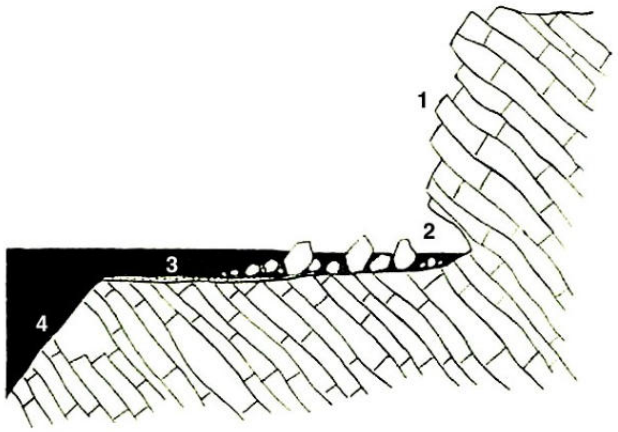
Просечната брзина на струите изнесува околу 3 km/час, а во одделни случаи и до 6 па дури и 9 km/час. Механичкото делување на морските струи се чувствува на длабочина од околу 200-300 m. Долго време се сметало дека на поголемите длабочини морската вода останува во потполно мирување. Новите проучувања покажале дека и на длабочините од 1.500 m се наоѓаат моќни морски струи, чија брзина е 5-6 km/час. Тие се значајни за аплинација на подморскиот релјеф. Крајбрежните морски струи делуваат повеќе во смисла на воедначено разместување на наносите кои потекнуваат од копното. Така, на пример, Голфската Струја која е со широчина од 300 km и брзина од 3 m/s, транспортира ситнозрнтериген материјал на должина од повеќе илјади km. Плимата и осеката, исто така, имаат одредено непосредно механичко дејство врз бреговите, особено таму каде нивното колебање е поизразено. Во зависност од конфигурацијата на брегот на истурените ѓртови плимата достигнува и до 4 m, а во потопените речни устиа и до 6 m.

КРАЈБРЕЖЕН АБРАЗИВЕН РЕЛЈЕФ

Крајбрежните абразивни релјефни форми настануваат со непосредно механичко делување на брановите долж брегот. Удирајќи во брегот брановите ги раздробуваат и рушат карпестите маси, го менуваат изгледот на примарниот релјеф, т.е. го поместуваат брегот наназад и градат свои релјефни форми.

Бреговите претставуваат елементарна пределно-морфолошка целина на абразивниот релјеф. Тие се природната средина во која со абразивното делување на брановите се градат форми на абразивниот релјеф. Во текот на еволуцијата со процесот на абразија примарниот релјеф на брегот постепено се преобликува и уништува. Со абразивното делување на брановите се градат различни крајбрежни релјефни форми кои припаѓаат на *абразивната серија*. Во класификацијата на формите на абразивната серија се издвојуваат: клиф, бранова подкапина, крајбрежна тераса и континентален отсек.

Клифот претставува стрм карпест отсек кој како ѕид се издигнува над морското ниво. Клифот настанува со абразивното, рушително делување на брановите кои удираат на брегот. Во височина на ударот на брановите (млат) се јавува интензивно поткопување на брегот. Поради тоа, повисоките делови на карпестата маса ја губат стабилноста и се уриваат под дејство на Земјината тежа. Брегот на овој начин се преобликува во стрм отсек или клиф (сл. 202). Самата височина на клифот зависи од релативната височина на иницијалниот брег, додека неговата морфолошка изразеност од литолошкиот состав на карпите што го градат брегот. Во колку позадината на брегот е со поголема височина и изградена од цврсти карпи во токлу и клифот ќе биде повисок и поизразен. Изградувањето на клифовите е неможно ако брегот е низок и со растресити, меки седименти. Интензитетот на абразивниот процес зависи и од длабочината на крајбрежната зона. Во плиткиот крајбрежен појас брановите се кршат и ја губат својата механичка сила. Со тоа неможат да вршат посилно абрадирање на брегот и да создаваат клифови.



1. Стрм отсек, **2**. Подкапина, **3**. Крајбрежна тераса, **4**. Континентален одсек.

сл. 202, Шематски ѓрофил на клиф



Од механичката сила на брановите зависи не само морфолошката изразеност на клифот туку и брзината на назадното поместување на брегот. При тоа, литолошкиот состав има значајна улога. Во седиментните карпи брзината на назадното поместување на браговите изнесува 0,3-0,5 m/год. Најсилното раздробување и назадно поместување на браговите се врши во растресити седименти. Брегот на Азовското Море се поместува за 3 m/год, а на некои места дури и за 10-14 m/год.

Хетерогеноста на геолошкиот состав ја условува морфолошката разновидност на клифовите. Со селективната абразија поради различниот литолошки состав кај клифовите може да се создадат прозорци, природни мостови и пештери, што им даваат посебно обележје. Назадното поместување на клифовите во карпи со хетероген состав е нееднакво. Често се случува во крајбрежниот појас, пред денешниот клиф да се наоѓаат остенци со различна форма и димензии, зачувани благодарение на поголемата тврдина на нивната карпеста маса. Тие се очигледни докази за назадното поместување на клифот (сл. 203).

Изразени клифови се забележуваат на браговите што се изложени на непречено и директно абразивно делување на брановите, а се свртени кон морската шир. Тоа се слабо разгранети брегови, без острови кои би го реметеле движењето на брановите, односно би го штителе брегот од абразивните процеси. Класични примери на клифови се забележуваат долж браговите на Шкотска и Франција (сл. 200). Долж Јадранскиот брег изразени клифови се јавуваат од надворешните страни на островите. На островот Крк тие достигнуваат височина и до 200 m.

Најголемиот износ на рушителното делување на брановите е во подножјето на клифот, во висина на нивниот удар. На ова место, поради поголемиот износ на абразивниот процес се создава вдлабнатина која го следи подножјето на клифот, која се нарекува ***бранова подкапина*** (сл. 204).

сл. 203, Маркантни клифови во Нормандија (Франција) и Австралија и забрзано назадно поместување на брегот и создавање клиф како резултат на геолошкиот состав

Со делување на брановите, брановата подкапина сé повеќе се вдлабнува и го поткопува подножјето на клифот. На овој начин карпестата маса во горниот дел на клифот се подсекува и ја губи својата стабилност. Најпосле карпите над брановата подкапина ја губат рамнотежата и паѓаат. Со тоа се уништува постоечкиот клиф, како и брановата подкапина која и го предизвикала рушењето. Започнува создавање "нов" клиф во чие подножје ќе се создаде нова подкапина, односно клифот назадно се поместува. На тој начин абразивно - механичкиот процес се обновува.

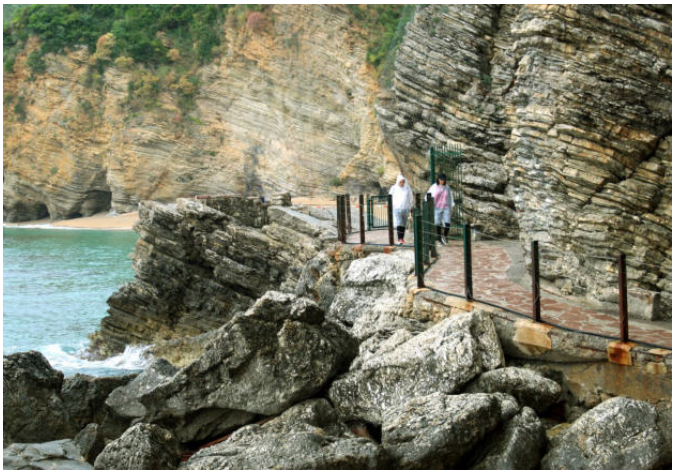
Еден од позначајните фактори за создавање и нараснувањето на брановата поткапина е литолошкиот состав на клифот. Ако преку помеките карпи кои се во подината и кои се наоѓаат во нивото на морето лежат цврсти карпести маси со селективна ерозија мошне лесно се изградува бранова поткапина. Отпорните карпи во повлатата брзо ја губат подлогата, а клифот интензивно се руши. Со тоа назадното поместување на клифот се забрзува.

Во карбонатните клифови брановата подкапина се продлабочува и со корозивното делување на морската т.е. езерска вода. Со абразивно-корозивното делување во брановите поткапини се создаваат внатрешни проширувања, односно настануваат абразивни пештери но и други форми што му даваат впечатливо обележје на самото крајбрежје.

Поради назадното поместување на клифот во плиткиот крајбрежен појас се создава зарамнина која е благо наведната кон отворената водна површина. Тоа е т.н. ***крајбрежна тераса***. Нејзина битна одлика е дека е паралелна со брегот, дека е напречна на речнините текови што се вливаат во водниот басен и дека ги сече слоевите со различен геолошки состав и различен правец на протегање. Ширењето (нараснувањето) на крајбрежната тераса е двонасочно, кон копното поради назадно поместување на клифот и кон водната шир, поради натрупување на абрадираниот материјал со кој се засипува басенот.

Од овие причини на крајбрежната тераса се разликуваат два во генетски поглед различни дела; еден близок до брегот настанат со абрадирање - *крајбрежна абразивна тераса* и еден кон отворената водна површина создаден со акумулација на абрадираниот материјал - *крајбрежна акумулативна тераса*. Крајбрежните абразивни тераси може да имаат значителна широчина, особенот долж бреговите на големите морски и океански басени каде абразивниот процес е со голем интензитет. Нивната широчина може да достигне и 20 km. Ваквата крајбрежна





сл. 204, Бранова подкапина на полуостровот Касандра, Халкидики (Грција) и маркантен клиф со пад на слоевите кон копното кај Будва (Црна Гора)

тераса, независна од тектонските структури и од пореметеноста и староста на слоевите се нарекува ***абразивна површ***.

Ширењето на абразивната тераса, односно површта кон копното е ограничено со создавање на плитки делови во крајбрежниот појас. Брановите со тоа ја губат механичка сила, т.е. благо го заплискуваат брегот. Абрадирањето на брегот и назадното поместување на клифот постепено престанува и клифот веќе не е изложен на непосредното делување на брановите. Со тоа останатите ерозивни процеси морфолошки го преобликуваат. Карпестиот отсек на клифот постепено се преобразува во благо наведната падина кон широкиот песочен појас. Со делување на аплинационите процеси во натамошната еволуција се создава распространет и зарамнет, низок песочен брег кој се нарекува ***жало***. Тоа е завршен, далеку одминат стадиум во развитокот на брегот.

Во морфолошката еволуција на клифот значи постојат три доминантни стадиуми: стадиум на примарен брег во чиј иницијален релјеф започнува абразивниот процес, стадиум на активно изградување на клифот и стадиум на фосилизација на клифот, со изградување на жало (сл. 205). Натаму морфолошката еволуција на фосилниот клиф веќе не е во рамките на абразивниот процес, туку на останатите ерозивни делувања кои со процесот на аплинација постепено го уништуваат.

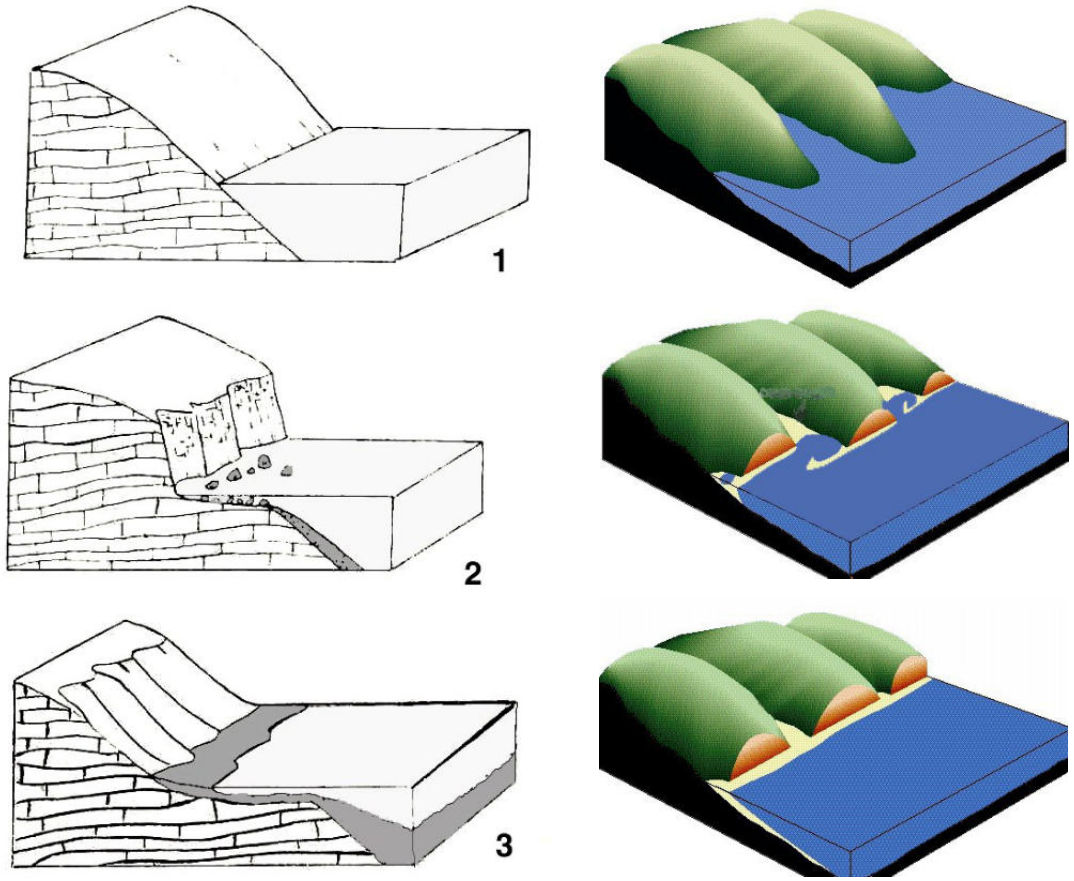
Во текот на абразивниот процес може да се јават два мошне значајни фактори. Тоа се неотектонските спуштања или издигнувања на копното и колебање на нивото на Светското Море (резултат на климатски промени). Во едниот случај крајбрежниот појас се продлабочува (со спуштање на брегот или издигнување на нивото на водниот басен). Абразијата непречено продолжува, а веќе изграденият клиф се потопува (сл. 207-В). Во вториот случај (позитивни тектонски движења или спуштање на водното ниво) клифот се фосилизира, а воедно се прекинува и ширењето на абразивната тераса. Се создава нов, понизок клиф.

Абразивните површи долж рабовите на океанските басени достигнуваат максимална широчина. Распространетоста им изнесува повеќе десетина km. Нивното создавање е поврзано за одредени структурни или палеогеографски услови. Распространетата абразивна површ долж рамките на океанските басении се нарекува ***континентален шелф*** или континентална платформа (сл. 209). Шелфот е со светска распространетост. Долж рамките на одделни океански басени тој е различен, како во однос на длабочината на која се наоѓа така и во однос на неговата распространетост. Просечната длабочина на континенталниот шелф е одредена со изобатата од 200 m. Исклучително неговата длабочина може да достигне и до 500 m, како што е на Антарктикот.



сл. 205, Примери на распространети песочени брегови или "жало"

Широчината на континенталниот шелф е, исто така, различна. На работ на одделни континенти таа изнесува од неколку km па до околу 1.500 km. На бразилскиот брег широчината на континенталниот шелф изнесува 100 km, а на источниот брег на Патагонија од 400 до 600 km. Шелфот на Северниот Океан во областа на Канадскиот архипелаг има максимална широчина од 1.400 km, а повеќе од 1.000 km во Баренцовото



сл. 206, Три стадиум во морфолошката еволуција на клифот и абразивниот брег

Море. Поголемиот дел на епиконтиненталните морија се наоѓа токму на шелфот. Долж работ на одделни континенти шелфот е тесен или воопшто го нема (пацифичкиот брег на Северна и Јужна Америка). На источниот брег на Африка шелфот е широк само 20 km, а некаде и го нема.

Континенталниот шелф настанува не само со процесот на абразија на океанските бранови туку и во процесот на глацио - евстатичкото колебање на нивото на Светското Море како и со тектонските процеси на споро тонење на рабовите на континентите, т.е. на постоечкиот структурен релјеф.

Изградувањето на континенталниот шелф се одвива во две фази. "Горниот" шелф кој допира до длабочина од 100 m настанал со абразивно делување на океанските бранови, но и со делување на субаерските сили во текот на умерените интерглацијални периоди на плеистоценот. "Долниот" шелф, од 100 до 200 m длабочина, настанал со абразивно делување во текот на минделскиот, ришкиот и вирмскиот глацијален стадиум при ниска состојба на нивото на Светското Море.

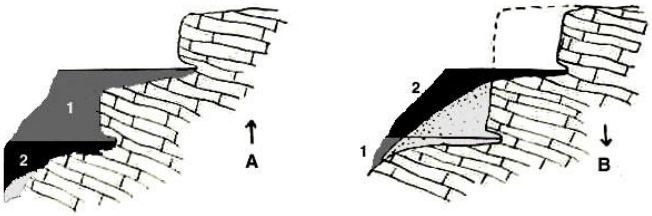
Рушителните и создавачките сили на копното и морето се со заедничко учествуво во создавањето и морфолошкото изградување на континенталниот шелф. Флувијалната и глацијалната ерозија, особено во текот на плеистоценот имале исклучително морфолошко влијание врз изградувањето на релјефот на континенталниот шелф кој тогаш во најголем дел бил копно. Големи количества флувијален и глацијален акумулативен материјал го проширувале шелфот кон морската шир. Епирогените процеси на споро тонење на крајбрежјата на океанските басени влијаеле врз ширењето на шелфот бидејќи на абразијата и овозможувале непречено рушително дејство што се манифестирало со регресивно поместување на брегот. Исклучителните широчини на континенталните шелфови може да се објасни само со нивните структурни

карактеристики. Всушност, тие претставуваат сегменти на континенталните плочи, чии рабни делови се потопени под морското ниво. Така, на пример, шелфот на Канадскиот архипелаг претставува дел на северноамериканската плоча. Благиот наклон и зарамнетоста на плочите кон океанските басени како и нивната голема распространетост значително го олеснале абразивниот процес кој го проширувал шелфот на сметка на ниското копно.

Во морфолошки поглед континенталните шелфови не се едноставни. Тие се одликуваат со разновиден, значително расчленет и дисециран релјеф. Нивната површина е далеку од едноставна форма на благо наведната зарамнина од копното кон морската шир. Во морфогенетски поглед може да се издвојат три основни типа на континентални шелфови: абразивно - трансгресивен, акумулативен и структурен (сл. 208).

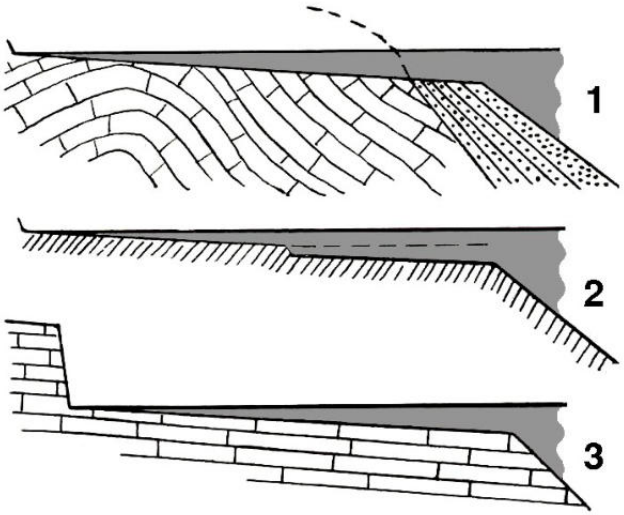
Абразивно - трансгресивните шелфови настануваат со абрадирање на бреговите кои споро тонат. Спорото тонење на шелфот овозможува непречен процес на абразија и негово ширење на сметка на копното но и кон отворено море со натрупување на абрадираниот наносен материјал. Тоа е абразивно - акумулативен шелф.

Акумулативните шелфови се сретнуваат на места каде од копното се врши значително натрупување на растресит наносен материјал. Тоа е особено случај со речните наноси на устијата и делтите на големите реки кои се влеваат во океаните. Ваквите шелфови се забележуваат во Жолтото Море, мориња во северните делови на Сибир итн. Меѓутоа, во областите на поголемите географски широчини кои во скорешното геолошко минато биле зафатени со глацијација континенталниот шелф е пресечен со широки и плитки подморски глечерски долини кои претставуваат продолжетоци на денешните фјордови. Шелфот е засипан со огромни количества моренски материјал нанесен со глечерите во текот на плеистоценот. Од овој материјал се изградени бројни острови кои за основа го имаат шелфот. Просечно широчината на шелфот во глацијалните области е значително поголема, т.е. околу 160 km во однос на широчината на шелфот во другите области. *Структурните шелфови* се создадени на површината на плочите кои плитко се спуштаат под нивото на океанот.

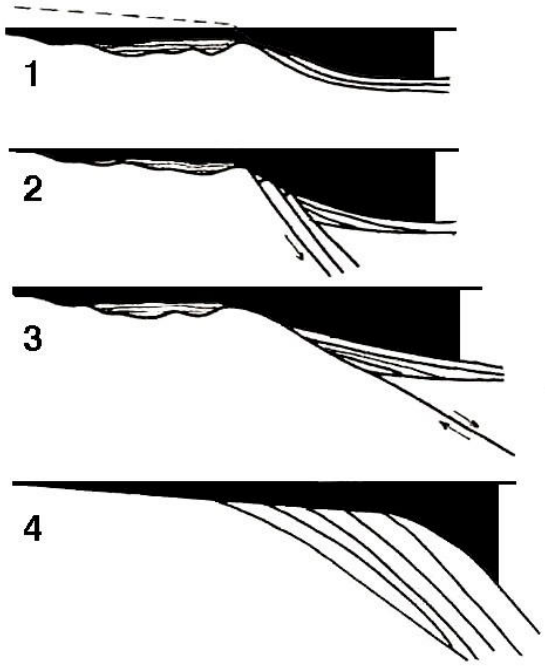


1. Некогашно, **2**. Моментално ниво на водниот басен.

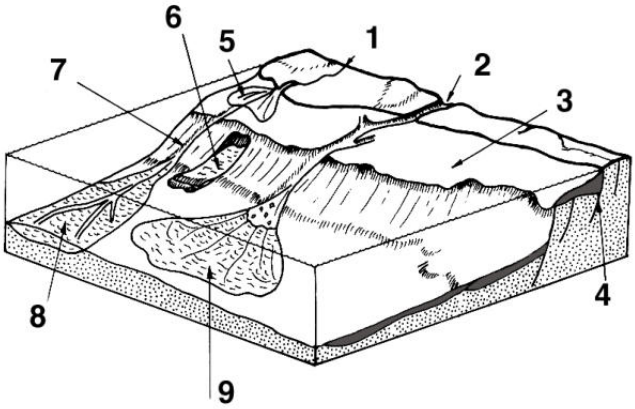
*сл. 207, **A**. Фосилизација на клифот како резултат на неотектонското издигнување на брегот, **B**. Потопување на некогашниот и изградување нов клиф поради слегање на брегот*



*сл. 208, Генетски типови на континентални шелфови: **1**. Абразивно - акумулативен, **2**. Полифазен и **3**. Структурен шелф*



*сл. 209, Генетски типови на континентални отсеци: **1**. Флексурен, **2**. Скалесто раседен, **3**. Нормален раседен и **4**. Акумулативен*



1. Река, **2**. Дистрибуциски канал (кањон), **3**. Плиткоморски шелф, **4**. Расед, **5**. Делта на шелфот, **6**. Лизгалиште, **7**. Кањон на континенталниот отсек во улога на дистрибуциски канал, **8**. Издолжена лепеза, **9**. Делтовидна лепеза.

сл. 210, Модел на субмарински лепези; приказ на главните форми настанати со гравитациски течења и лизгалишта на континенталниот отсек и морското дно во продолжение на отсекот

Абразивната површ (континентален шелф) кон морската шир завршува со отсек кој се протега до непосредното дно на морскиот, т.е. океанскиот басен. Тоа е ***континентален отсек***, примарна форма на иницијалниот релјеф (сл. 209). Континенталниот отсек го претставува подводниот раб на морските и океанските басени. Континенталниот отсек е морфолошка но и структурно - геолошка граница помеѓу копното и морето, односно граница помеѓу длабоките делови на морските и океанските басени и нивните плитки рабови заедно со крајбрежните абразивни форми.

Континенталните отсеци започнуваат на рабовите на континенталните шелфови, под длабочината од 200 m. Како и континенталниот шелф имаат планетарна распространетост и исто такво значење за релјефот на Земјата. Континенталните отсеци се одликуваат со просечен пад од 7 - 8°, најчесто до 14° но и повеќе степени. Чест е случајот падот да им е и значително помал со што речиси се губи карактерот на отсек.

Континенталниот отсек не е едноставен. Неговата површина е засечена со подморски долини кои имаат стрмни страни со длабочина која изнесува од неколку стотини до 2.000 m. Тоа се подморски кањони со должина од 50 до 60 km и широчина од 2 до 5 km. На нивните краеви се создаваат седиментни лепези (сл. 210). Тие се широко распространети и често се паралелни со континенталниот отсек. Најважниот дистрибуциски канал, т.е. донесувачот на седиментниот материјал е сместен на отсекот во продолжение на одредена река, делта, кањон или слични морфолошки форми низ кои од копното и крајбрежниот дел на басенот се транспортираат големи количества детритус. Димензиите на седиментните лепези се варијабилни, со радиус кој може да изнесува од 100-тина m до 2.000 m.

По начинот на постанок може да се издвојат четири (4) генетски типа на континентални отсеци: флексурен, скалесто - раседен, нормален (раседен) и акумултаивен (сл. 209). *Флексурниот континентален отсек* настанува со извиткување на старите крајбрежни површи како резултат на тектонски процеси. *Скалесто-раседниот континентален отсек* се создава долж повеќе паралелни, скалесто наредени раседи. *Нормалните раседни континентални отсеци* се настанати долж еден расед чија рамнина на раседнување е доста искосена. *Акумулативните континентални отсеци* настануваат со натрупување на растресит материјал, свлечен од континенталниот шелф. Ваквиот материјал го нанесуваат крајбрежните струи кои се враќаат назад, од брегот кон морската шир.



сл. 211, Абразивен релјеф како туристички мотив



КРАЈБРЕЖЕН АКУМУЛАТИВЕН РЕЛЈЕФ

Со комплексно делување на абразивниот процес, односно со таложење на еродираниот материјал создаден со абрадирање на брегот, на браговите се создаваат акумулативни релјефни форми.

Акумулативните "абразивни" форми постојат и под и над морското ниво. Под морското ниво се јавуваат во вид на подморски наносни прагови. Со нивното постепено нараснување (натрупување на наносниот материјал) се јавуваат над морската површина, односно претставуваат одредени форми на крајбрежниот акумулативен релјеф.

Со проучување на акумулативните "абразивни" форми и одредувањето на нивната положба на абразивната тераса се овозможува добивање сознанија за основната морфологија на брегот, како и изведување заклучоци за неговата морфолошка еволуција. Крајбрежниот акумулативен процес е индикатор не само на современата динамика на брегот, туку и на стадиумите на неговиот развиток. Присутните "абразивни" акумулативни форми укажуваат на патиштата за транспорт на абрадираниот материјал, на неговото потекло и состав, како и на неотектонските преметувања во крајбрежното подрачје и надвор од него.

Брановите кои со својата механичка сила го разурнуваат брегот, еродираниот карпест материјал преку абразивната тераса го тркалаат и постепено го раситнуваат. Од крупни аглести парчиња создаваат помалку или повеќе заоблен чакал. На крајот ваквиот материјал го таложат на места каде ослабнува нивната механичка сила. Освен чакалот, во зависност од литолошкиот состав и траењето на абразивниот процес на брегот се јавуваат и помали или поголеми количества песок.



сл. 212, Томболото Св. Стефан (Црна Гора)

сл. 213, Абрадиран материјал долж брегот

Класирањето на крајбрежниот акумулативен материјал е различно. Најкрупните блокови и дробини се наоѓаат непосредно до клифот или во негова близина. Ваквиот материјал постепено брановите го дробат и ситнат, а потоа го пренесуваат преку абразивната тераса и го натрупуваат во поедини делови. На тој начин се проширува крајбрежната (акумулативна) тераса. Преталожувањето и натрупувањето на крајбрежниот материјал (чакал, песок) може да се врши и непосредно покрај брегот на места каде слабее механичката и транспортната сила на брановите и крајбрежните струи.



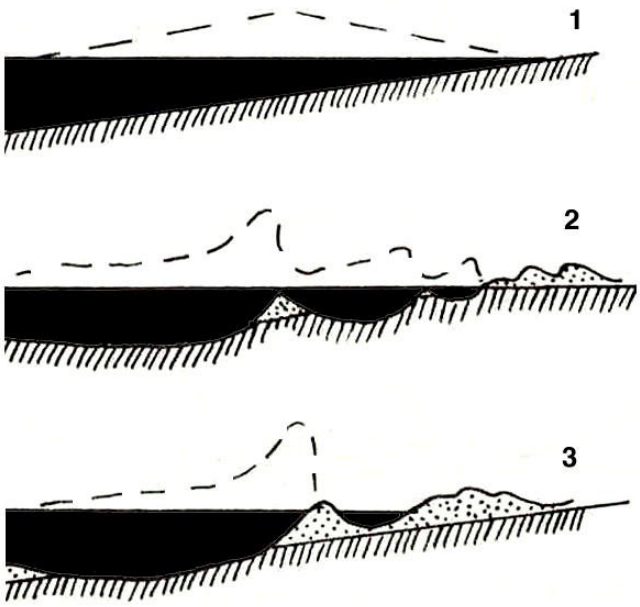
сл. 214, Акумулативни релјефни форми долж брегот

Акумулацијата на крајбрежниот материјал се врши особено на заветрените страни на островите, ртовите, во плитките заливи и на оплитнетите и проширени делови на крајбрежните тераси. Покрај слабеењето на брановите за создавање на акумулативните форми на абразивниот релјеф од значење се и самата разгранетост на брегот, неговиот литолошки состав, тектонската стабилност, траењето на процесот, стадиумот на морфолошката еволуција на брегот и итн. Тоа се и причините секој брег да не е богат со форми на акумулативниот релјеф. Во процесот на изградување на акумулативните форми ниту еден од наведените фактори нема доминантна улога и не е доволен самостојно да влијае врз генезата на формите. Меѓутоа, со меѓусебната поврзаност тие добиваат полно морфогенетско значење. Ако само еден од овие фактори не делува доаѓа до пореметување на целата морфолошка еволуција или воопшто се оневозможува генезата на акумулативниот "абразивен" релјеф.

Литолошкиот состав на брегот има големо значаен за изградување на крајбрежните акумулативни форми. Ако брегот е изграден од слабо отпорни карпи со абразивното делување се создаваат големи количества материјал кој брзо механички се раздробува, ситни и на крајот се претвара во песок. Во овој случај е неопходно да постои и плиток крајбрежен појас. За нормална морфолошка еволуција на крајбрежниот акумулативен релјеф е потребна и тектонска стабилност на брегот. Ако брегот тоне, крајбрежниот дел се продлабочува со што се успорува или потполно спречува изградувањето на акумулативните форми. Ако брегот се издигнува се јавува регресија, изградувањето на формите се прекинува, а постоечките се фосилизираат. Во колку абразивниот процес доволно долго траел, тогаш брегот е во далеку одминат стадиум на развиток и претставува низок, песочен брег (жало). На ваквите брегови значително е олеснето создавањето на акумулативни форми.

Во морфолошката класификација на крајбрежните акумулативни форми на абразивниот релјеф главно се издвојуваат: литорален кордон кој може да помине во бар, или коса и томболо (превлака).

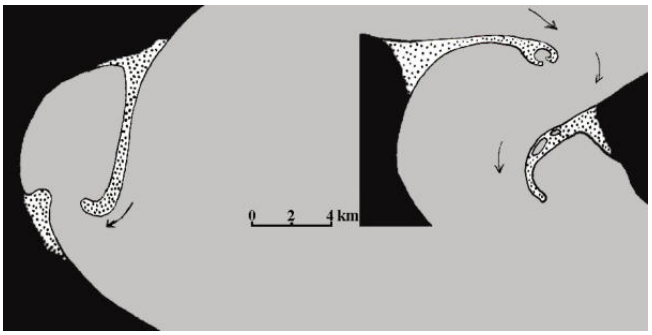
Литоралниот кордон претставува крајбрежен праг на плитководниот и зарамнет брегов појас. Се протега во вид на низок, издолжен



сл. 215, Создавање литорален кордон долж благо наведнат крајбрежен појас



сл. 216, Маркантен литорален кордон - Бар



сл. 217, Разни типови коси

бедем од наносен крајбрежен материјал (песок, чакал, ситни дробини). Литоралниот кордон се јавува на влезот на широките и плитки заливи, или пак, непосредно покрај самиот брег. Литоралните кордони што се протегаат паралелно со брегот во вид на издолжена песочно-чакалеста греда може да имаат и значителна широчина, при што, се покриени со песочни дини. За разлика од нивната маркантна должина, некогаш и преку 100 km, височина им е мала, најчесто неколку метри (сл. 216).

Литоралните кордони може да имаат и исклучително големи димензии. Должината може да им достигне и повеќе стотина километри, широчината од 20 до 30 km а височината неколку десетици метри. Ваквата макроформа на литоралниот кордон се нарекува ***бар*** (англиски преграда). Тоа се најголемите појави на акумулативниот абразивен релјеф. Таков бар долж брегот на Мексиканскиот Залив се протега во должина од 2.000 km, додека долж брегот на Западна Камчатка достигнува 600 km.

Генезата на литоралните кордони е поврзана со постепено нараснување на песочно - чакалестиот подморски бедем во плитководните делови на абразивната тераса. Ваквиот бедем е ембрион на идниот литорален кордон. Тој е паралелен со брегот и има асиметричен напречен профил. Страната завртена кон водната шир е благо наведната додека страната кон копното е пострмна. Подморските бедеми обично се широки од 10 до 20 m, а високи од 1 до 5 m. Често се јавуваат во паралелни низи. Според *Zenkovic* (1962), создавањето на подморскиот бедем започнува на дното на бреговиот појас чија длабочина е два пати поголема од височината на брановите. Наносниот материјал на ова место се акумулира во вид на песочно - чакалест бедем кој понатаму претставува бариера за материјалот носен од брановите. Преоѓајќи преку него брановите се кршат (ја губат моќта) и го наталожуваат транспортираниот материјал во вид на нов бедем поблиску до брегот (сл. 215).

Подморскиот бедем постепено нараснува во широчина и во височина и најпосле се појавува над морското ниво во вид на литорален кордон. Создавањето на литоралните кордони и барови главно зависи од следните фактори: благ наклон на дното на крајбрежниот појас, доволни количества растресит наносен материјал и од интензитетот и карактерот на брановите.

Во колку литоралниот кордон со еден од краевите е поврзан со брегот се нарекува ***коса***. Таа најчесто настанува во продолжение на ⁄рт-овите. Косите може да имаат различни правци на протегање и различни форми. Може да имаат форма на ченгел, стрела или греда, што зависи од правецот на брановите, односно од правецот на движење на наносниот материјал (сл. 218).



сл. 218, Коса на островот Брач (Хрватска)





Томболото (превлака) е карактеристична форма на акумулативниот абразивен релјеф. Тоа е наносен гребен од песочен или чакалест материјал во плиткиот крајбрежен појас кој го спојува некој остров со копното. Островот кој е во непосредна близина на брегот на овој начин е претворен во полуостров (сл. 219). Песочно-чакалестиот бедем на томболото настанува на заветрената страна на островот каде се јавува интензивна акумулација на крајбрежниот материјал. Како резултат на скршнување на брановите, што е условено од самиот остров, тие се судруваат во неговата заветрена страна. Сиот абрадиран материјал од надворешната страна на островот овде се наталожува во вид на подморски праг. Со неговото нараснување настанува томболо, т.е. копнена врска помеѓу островот и брегот. Томболото се јавува во два морфолошки типа: *едноставно*, ако има само една превлака (Кеип Кенеди, Св. Стефан и др) и *сложено* томболо, ако има две или повеќе превлаки.

Во далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција изградувањето на томболото завршува. Поради акумулирањето на песочен и чакалест нанос крајбрежниот појас позади островот сосема оплитнува. Брановите во овој плиток дел ја губат транспортната сила и едвам успеваат да ги заплискуваат страните на томболото. Изградувањето на томболото со тоа завршува бидејќи повеќе нема прилив на чакалесто-песочен материјал. Само во случај ако се јават спори неотектонски процеси на спуштање на крајбрежниот дел може да се обнови изградувањето на томболото. Со продлабочување на крајбрежниот појас ќе се овозможи брановите да ја обноват својата транспортна активност со што ќе се обезбеди прилив на нови количества песочен и чакалест материја.

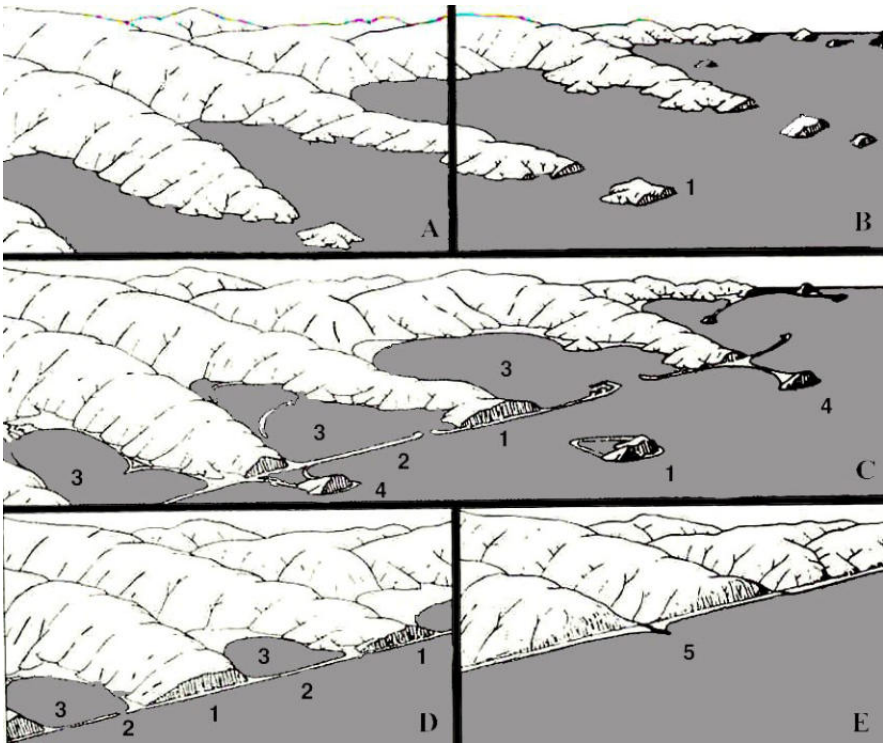
Морфолошка еволуција на абразивниот релјеф

Ако абразивниот процес се набљудува во целина, почнувајќи од иницијалниот (примарен) релјеф кога започнува механичкото делување на брановите, па се до далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција на крајбрежниот релјеф кога престанува абразијата на нискиот

сл. 219, Спојување на остров близу брегот со песочен нанос и создавање Томболо

и зарамнет песочен брег - жало, тогаш е јасно дека абразивниот процес има свој почеток и крај. Почетокот на абразивниот процес е обележен со делување на брановите во морфолошкото преобликување на брегот и градење крајбрежен релјеф, а крајот е со одумирање на абразијата како геоморфолошки процес.

Абразивниот процес се развива временски и просторно во рамките на еден геоморфолошки циклус Под геоморфолошки ***абразивен циклус*** се подразбира потребното време иницијалниот разгранет брег да се претвори со процесот на абразија во низок праволиниски песочен брег или жало. Траењето на ваквиот циклус не зависи само од нормалниот развиток на абразивниот процес туку и од низа модификатори што делуваат на зајакнување или слабеење на абразијата. Геоморфолошкиот абразивен циклус не треба да се сваќа буквално како некој затворен еволутивен круг со прецизно детерминирани еволутивни и морфолошки стадиуми на абразивниот релјеф. Всушност, тоа е одреден развоен временски пат во рамките на кој примарниот релјеф е преобразен со абразивниот процес до тој степен што потполно запира абразијата. Во ваквиот, далеку одминат стадиум на морфолошка еволуција на бреговите, брановите веќе не успеваат да вршат никакви механички активности во смисла на абрадирање на брегот.



1. Клиф, **2**. Литорален кордон, **3**. Лагуна, **4**. Томболо, **5**. Жало

сл. 220, Пет стадиуми на еволуција на крајбрежниот релјеф, според Strahler (1960)

Во рамките на абразивниот циклус се создаваат форми на крајбрежниот релјеф, абразивни и акумулативни. Гледано морфохронолошки првин се изградуваат крајбрежните абразивни, а потоа крајбрежни акумулативни форми. Сепак, треба да се нагласи дека не постои остра граница помеѓу нив бидејќи на одреден степен од еволутивниот развиток абразијата делува и ерозивно и акумулативно. Така, на пример, на страната на островите кон отвореното море може да се создаваат клифови со истовремена акумулација на абрадираниот материјал на внатре шната (заветрена) страна на островот. Исто така, може да дојде до создавање на литорален кордон кој ја затвара лагуната, а истовремено да се одвива процес на абрадирање на истакнатите ⁄ртови на влезот во заливот. Сепак, во крајна линија на ерозивната компонента на абразијата и припаѓа почетокот, а на акумулативната крајот на абразивниот циклус.

Крајна цел на абразијата е упростување на формата на бреговите. Ртовите што ги загра-дуваат заливите сé повеќе се намалуваат (еродират), а заливите се засипуваат со наносен материјал. На овој начин, со комбинирано делување на абразијата се создава праволиниски или слабо брановиден брег, со појава на жало.

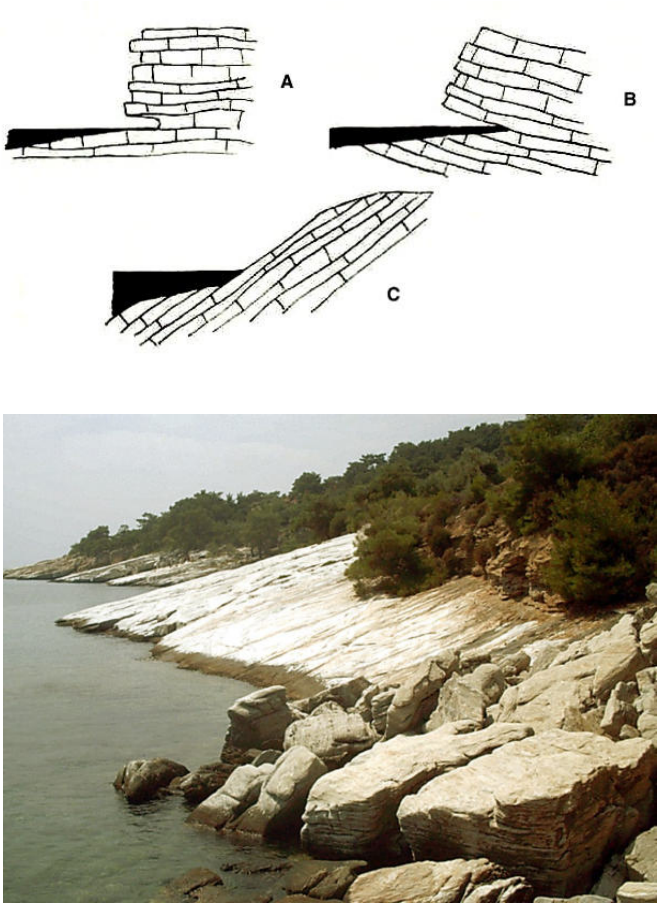
Во еволуцијата на абразивниот релјеф сепак постојат одредени стадиуми кои морфолошки го карактеризираат степенот на развитокот на брегот. Во првиот еволутивен стадиум примарниот брег се одликува со иницијален релјеф со различен начин на постанок кој штотуку е изложен на абразивното делување на брановите. Во вториот стадиум се изградува крајбрежен абразивен релјеф во кој клифовите се главното морфолошко обележје. Разгранетиот брег е нападнат со диференцирана абразија која е најмоќна на истурените делови (ртови и острови), а најслаба во заливите и плиткиот крајбрежен појас каде преовладува акумулација. Во третиот стадиум истовремено се создаваат (развиваат) крајбрежните абразивни и акумулативните форми. Во четвртиот еволутивен стадиум се создава праволиниски брег со комбинација на литорални кордони (позади нив се лагуни) и клифови, мошне редуцирани со назадното поместување. Во последниот, петти стадиум, абразивниот циклус завршува со создавање на единствен песочен брег (сл. 220). Некогаш разгранетиот брег и брегот од претходниот стадиум - со лагуни, се стекнува со праволиниски карактер над кого се издигнуваат благи падини на некогашните клифови, изменети со денудациските процеси.

Полиморфија на формите на абразивниот релјеф

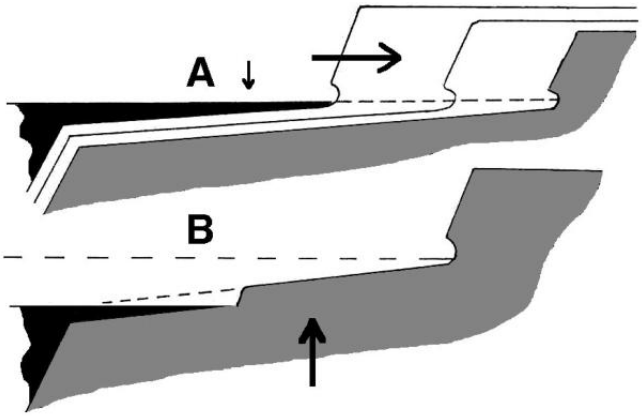
Геоморфолошката еволуцијата на абразивниот релјеф во природата е често нарушена поради динамичките промени на разните модификатори кои се јавуваат како фактори на физичко - географската средина. Тие често го менуваат или прекинуваат нормалниот тек на абразивниот процес. Како последица на тоа се јавува полиморфија на формите на абразивниот релјеф. Меѓу модификаторите често се јавува еден водечки фактор чие влијание врз релјефот е посилно изразено. Морфолошката разновидност на формите се јавува токму како последица на влијанието на различните модификатори.

Полиморфијата, односно морфолошката разновидност на крајбрежните форми се јавува како последица на делувањето на различните модификатори на абразивниот процес. Во текот на морфолошката еволуција на абразивниот релјеф доаѓа до промена во делувањето на одделни модификатори, или водечката улога преоѓа од еден на друг.

Покрај веќе спомнатите фактори кои влијаат на интензитетот на абразивниот процес, а преку него и на полиморфијата на абразивниот релјеф (механичката сила на брановите и нивниот правец во однос на брегот, литолошкиот состав итн), значајни се и положбата на слоевите на брегот, иницијалниот релјеф на брегот и неотектонските движења.



сл. 221, Еволуција на клиф во слоеви со различен пад, според Petrovic (1977) и изградување клиф со пад на слоевите кон морето на островот Тасос (Грција)



*сл. 222, **А**. Ширење на абразивната тераса поради споро тонење на брегот и назадното поместување на клифот, **В**. Фосилизација на клифот и всекување пониска абразивна тераса поради издигнување на брегот*

Положбата на слоевите во крајбрежниот појас влијае врз морфолошката изразеност на клифот (сл. 221). Ако слоевите се *хоризонтални*, тогаш брановите ја внапаѓаатг главата на слоевите, ги поткопуваат во висина на брановата поткапина и на тој начин ги поткопуваат повлатните слоеви. Горните (повлатни) слоеви стануваат лабилни, ја губат подлогата во подножјето на клифот и се уриваат долж дијастромите под дејство на Земјината тежа. Вака предизвиканиот процес на уривање на клифот значително го зголемува абразивниот ефект (сл. 221-А). Клифот во овој случај е потполно вертикален. Втор случај е кога слоевите со поголем наклон *паѓаат кон копното*. Ефектот на абразијата во овој случај е голем, но процесот на уривање е послаб бидејќи Земјината тежа има помало влијание во откинувањето на блоковите долж дијастромите. Стабилноста на повлатните слоеви на клифот е поголема со што нивното назадно поместување се успорува. Клифот и во ваков случај е маркантен иако е помалку стрм (сл. 221-В). Третиот случај е кога слоевите благо *паѓаат кон морето*. Ефектот на механичкото делување на брановите во овој случај е најслаб бидејќи океанските, морските или езерски бранови се лизгаат долж слоевите. Клифот има сосема подруг изглед. Морфолошки е недоволно изразен и не претставува прав отсек. Неговата стрмнина зависи од износот на падот на слоевите. Ако слоевите се наведнати кон морето под поголем агол толку и клифот е пострм и обратно (сл. 221). Клифот се здобива со структурен карактер.

Покрај влијанието што го имаат слоевите за полиморфијата на клифовите тие имаат значење и за особеностите на абразивните тераси. Тоа е особено случај кога слоевите се хоризонтални. Абразивната тераса тогаш преминува во широка површ и континентален шелф. Абразијата во овој случај лесно ја зарамнува постоечката структурна зарамнина и брзо ја менува во распространета абразивна површ.

Иницијалниот релјеф влијае врз интензитетот на абразивниот процес со својата расчленетост и експозициона поставеност во однос на правецот на движењето на брановите. Иницијалните форми може да бидат *високи* и *ниски*. Абразивниот процес многу побрзо ќе заврши кај ниските брегови бидејќи е потребно значително помало механичко делување на брановите за брегот да се претвори во жало. Сосема е друга ситуацијата со високите брегови. Кај нив механичката сила на брановите е поголема но е потребно и значително подолг период преку абразивниот процес високите брегови да се претворат во жало. Битно значење за морфолошката еволуција на абразивниот релјеф и ефектите на делувањето на абразивниот процес има и длабочината на примарниот брег. Крајбрежните делови на океанските, морските и езерски басени може да бидат *длабоки* и *плитки*. Во зависност од тоа ефектот на абразијата, односно механичкото делување на брановите ќе биде различно. Абразивниот процес е поинтензивен и побрзо напредува на длабоките брегови бидејќи кај плитките се губи механичката сила на брановите пред да дојдат до брегот. Плиткиот брег од друга страна овозможува создавање на бројни крајбрежни акумулативни релјефни форми.

Иницијалната разгранетост на брегот е од битно значење за процесот на абразија. Разгранетиот брег со бројни заливи, /ртови, полуострови и острови претставува композитен брег. На него доаѓа до диференцирано делување на абразијата која е посилна на надворешните страни на островите и истурените /ртови и полуострови, а послаба позади нив, долж нивните заветрени страни и во заливите каде преовладува акумулација на абрадираниот материјал. На најсилно делување на абразивниот процес се изложени слабо разгранетите, иницијални брегови, кои воедно се високи но и длабоки во крајбрежниот појас. Тие се изложени на директен удар на брановите што доаѓаат од водната шир

Во морфолошката еволуција на абразивниот релјеф значајна е улогата на младите тектонски движења и пореметувања. Во колку се јават во текот на морфолошката еволуција може да предизвикаат прекин на абразивниот процес и фосилизација на дотогаш создадените форми на абразивниот релјеф. Тектонските движења може да се манифестираат на два начини; со издигнување и со спуштање на брегот. Со издигнување на брегот се јавува регресија. Поради тоа, крајбрежните форми се издигнуваат над морското ниво, односно се претвараат во фосилен абразивен релјеф (сл. 222 - В). На некогашниот континентален отсек се всекува нова абразивна серија поврзана со новото, пониско ниво на водниот басен. Со долготрајното абразивно делување, т.е. со назадното поместување на клифот старите фосилни форми може да бидат и потполно уништени. Во обратна ситуација, со спуштање на брегот поради делување на неотектонските процеси доаѓа до трансгресија и потопување на дотогаш создадените форми на абразивен релјеф. Потопениот абразивен релјеф, поради акумулацијата и седиментацијата може потполно да биде препокриен (затрупан) со моќен слој наносен материјал.

Брегот претставува пределно -морфоло шка целина, т.е. копнена рамка на океанските, морските и езерски басени долж кои се изградува абразивен релјеф. Како елемент на абразивната морфологија брегот е изложен на извонредни динамички промени, почнувајќи од морфолошкото преобликување на примарните црти на релјефот па до уништување на едни и создавање други форми.

Морфологија и генетска класификација на бреговитр

Во задачата на геоморфолошките проучувања спаѓа и проучувањето на генезата и морфолошката еволуција на бреговите. Со ваквите сознанија се добива основа за генетска класификација, т.е. за издвојување на одделни типови на брегови.

Самиот постанок на брегот е во тесна врска со геолошката и палеогеографската еволуција на Светското Море, додека разните типови на брегови се јавуваат како резултат на различни фактори и модификатори на абразивниот процес. Во прв ред тоа се неотектонските активности и влијанието на примарниот релјеф. Меѓутоа, интензитетот на абразивниот процес е различен во зависност од локалните физичко - географски услови. Како резултат на делувањето на разните модификатори се јавува полиморфија на формите на абразивниот релјеф. Општата класификација на бреговите се базира на генетско-еволутивниот принцип кој во себе ги вклучува: потеклото, постанокот и развитокот на брегот. Морфолошката разновидност на рецентните брегови е впечатлива на прв поглед. Покрај речиси праволиниските брегови постојат и брегови што драстично отстапуваат од правата линија. Разгранети брегови се оние кај кои нивната реална должина повеќе пати ја надминува идеалната праволиниска должина. Кај неразгранетите брегови реалната должина речиси се поклопува со праволиниската. Разгранетите брегови се резултат на комплексно меѓусебно влијание на примарниот релјеф и интензитетот на абразивните процеси.

Кога се набљудуваат релјефните појави на брегот впечатливо се забележува нивната морфолошка разновидност. Ваквото нешто е посебно изразено кај бреговите што во блиското геолошко минато се потопени со процесот на трансгресија. Нивниот примарен релјеф е добро зачуван. Ваквите, млади брегови, со зачувани примарни форми во релјефот се нарекуваат ***ингресивни***. Во генетската класификација тие претставуваат прв но морфолошки разновиден тип на брегови. Според потеклото на примарниот релјеф ингресивните брегови се делат на *тектонски* и *ерозивни*.

Ингресивните **тектонски брегови** настанале со потопување на тектонските структури. Според тоа, кај нив се забележуваат форми настанати со тектонските движења. Во зависност од карактерот на примарниот тектонски релјеф, ингресивните тектонски брегови се делат на: епирогени, раседни, набрани и вулкански.

Ингресивните *епирогени брегови* настанале со потопување на епироген свод. Ваквите брегови се незначително разгранети. Тоа се ниски, песочни брегови со карактер на жало. Таков е, на пример, холандскиот брег кој постепено тоне. Ингресивните *набрани брегови* се создадени со потопување на тектонскиот релјеф кој е резултат на хоризонтални набирања. Ваквите брегови се силно разгранети. Антиклиналите претставуваат острови и полуострови до-

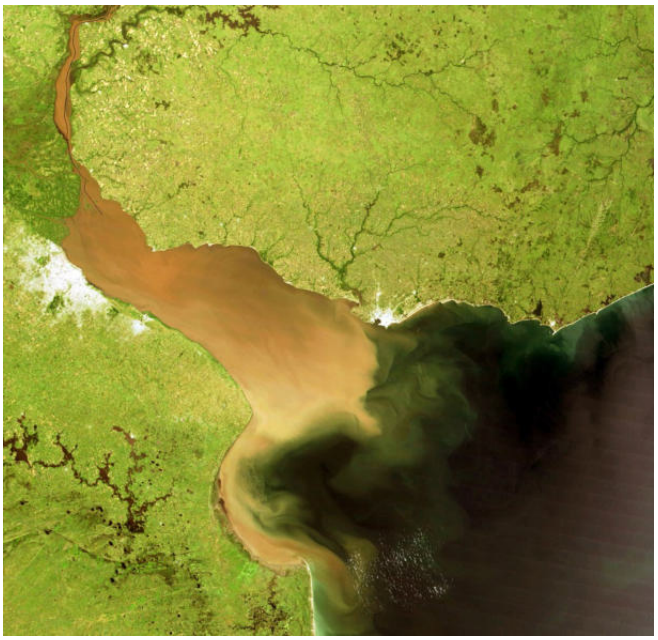
дека синклиналите се претворени во заливи и канали помеѓи нив. Источниот дел на Јадранскиот брег е пример на ингресивен набран брег. Ингресивните *раседни брегови* настанале со потопување на тектонскиот релјеф чии форми се создадени со раседнување, односно со делување на радијалните тектонски движења. Ваквите брегови се грубо разгранети. Хорстовите претставуваат острови или полуострови додека грабените се длабоки заливи со стрмни страни. Таков е примерот со брегот на Егејското Море. Ингресивните *вулкански брегови* настанале со потопување на вулканскиот релјеф или со субмарински вулкански активности, при што, над морското ниво се издигнати вулкански купи (острови). Брегот на Хаваите припаѓа на овој тип како и браговите на бројните вулкански острови расфрлени низ многу делови на океаните. Потопените калдери на старите вулкани претставуваат, исто така, вулкански тип на брег.



сл. 223, Пример на ингресивен набран брег (источен дел на Јадранско Море)

Втората група ингресивни брегови се **ерозивните брегови**. Тие настанале со потопување на ерозивниот релјеф создаден со делување на разни геоморфолошки процеси. Во зависност од тоа ерозивните брегови се делат на: флувијални (потамогени), глацијални, карстни, еолски и денудациски.

Ингресивните *флувијални брегови* настанале со потопување на флувијалниот релјеф. Кај ваквите брегови дошло до потопување на устијата на реките (речните долини) што се вливаат во морето. На овој начин устијата се претвараат во заливи - *ријаси* (сл. 224). Устијата на големите речни долини исклучително можат да станат и заливи за време на плимата. При осека се нормални речни долини. Ваквите заливи се нарекуваат *естуари*. Естуарот на Жиронда во Франција овозможува пловидба и на големи бродови до градот Бордо. Големите реки што се вливаат во мориња или океаните може да



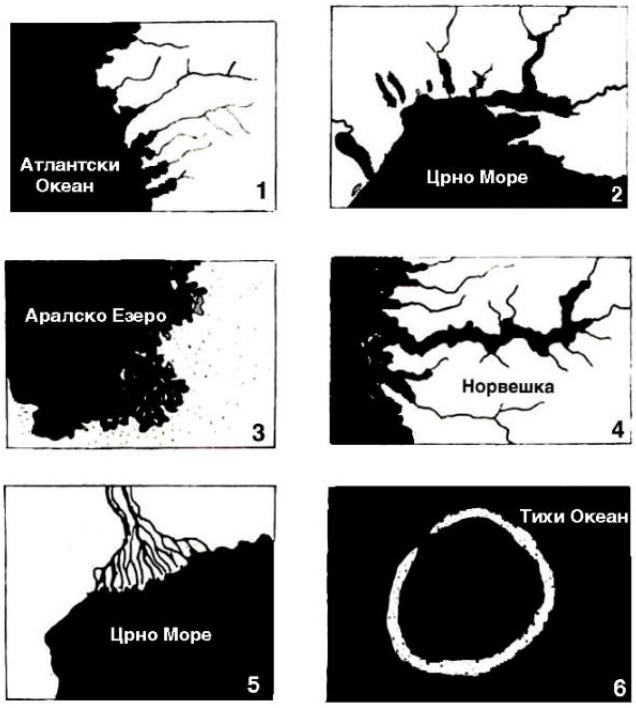
сл. 224, Ријас на реката River Plata (Јужна Америка)

изградат пространи наносни рамнини или делти. Тие претставуваат дел од брегот и се издвојуваат како *делтести брегови*. Поради големата акумулација на нанос на реките што се вливаат во морето може да се создадат плитки морски заливи настанати со благо тонење на морскиот брег. Ваквите заливи се нарекуваат *лимани*, а самиот брег *лимански* (сл. 225-2). Ингресивните *глацијални брегови* настануваат со потопување на формите на глацијалниот релјеф. За време на глацијалните фази нивото на Светското Море било пониско од денешното. Со тоа глечерите на повисоките географски широчини се спуштале преку континенталниот шелф и во него ги всекле своите долини - валови. Со општото затоплување на климата глечерите се повлекле, а на местото на изградените валови продрело морето и ги претворило во посебен тип на заливи - фјордови. Бреговите со вакви заливи се познати како *фјордовски* (сл. 226). Ингресивните *карстни брегови* настанале со потопување на карстниот релјеф, при што, депресиите (ували, карстни полиња) се претворени во заливи. Со издигнување на Светското Море во холоцен ваквиот карстен релјеф е потопен под морската површина. Ингресивните *еолски брегови* се ретки. Настанале со потопување на еолскиот релјеф. При трансгресија долж рамките на пустинските и полупустински области морето продира помеѓу ниските песочни греди и дини. Вакви брегови се забележани на источното крајбрежје на Аралското Езеро (сл. 225 - 3) како и во југоисточниот дел на Каспиското Море. Бидејќи се изградени од песок еолските брегови се подложни на значителни промени на бреговата линија со тежнение кон нејзино зарамнување. Затоа тие и ретко се сретнуваат. Ингресивни *денудациски брегови* настануваат со потопување на релјефот создаден со процесите на плакнење и денудација.

Во генетската класификација на бреговите како засебен тип се јавуваат **органогените брегови**. Тие се изградени од скелети и остатоци на организмите. Во зависност од начинот на постанок се делат на зоогени и фитогени брегови. *Зоогените брегови* настануваат во крајбрежниот појас со нараснување на коралните колонии (коралски варовници). Со тоа се создава нов, корален брег. Коралните брегови може да бидат претставени во форма на долги гребени кои се протегаат паралелно со примарниот брег, а се нарекуваат ***риф***. Помеѓу правиот брег и коралниот брег се наоѓаат лагуни. Посебен тип на коралните брегови се атолите (сл. 225 - 6). Тоа се прстенести корални гребени во чија внатрешност се наоѓаат лагуни. Создадени се околу потопени вулкански купи (сл. 228).

Во класификацијата на коралните гребени се издвојуваат три типа: рабни, бариерски и лагунски. *Рабните* корални гребени се наоѓаат непосредно покрај брегот, протегајќи се паралелно со него. *Бариерските* корални гребени ги затвараат надворешните страни на лагуните во вид на коралнии греди, најчесто на крајот од континенталниот шелф. При осека се издигнуваат над морската површина. Ако се јават спори епирогенетски тонења на брегот дното може да им биде и на значителна длабочина. Најголемиот корален гребен со бариерски тип во должина од преку 2.000 km се наоѓа покрај источниот брег на Австралија. Во својот северен дел е оддалечен околу 80 km од брегот, во средишниот од 13 до 15, а во јужниот дел од 160 до 180 km. *Лагунските* гребени се наоѓаат во лагуните во вид на издигнати купи.

Во природата најчест е случајот даденият брег да е комбинација на различни типови на брегови. Така, на пример, Јадранскиот брег претставува ингресивен тектонски набран брег но и флувијален - ријски и карстен.



*сл. 225, Типови брегови: **1**, Ријаски, **2**. Лиимански, **3**. Еолски, **4**. Фјордовски, **5**. Делтест и **6**. Корален*

Фитогените брегови се создаваат со нарастнување на бујна вегетација во плитководниот крајбрежен појас на тропските предели. Тоа се мангрови брегови. Мангровата вегетација ги населува плитките континентални брегови. Со тоа се создава нов а се маскира стариот брег. Често мангровите брегови се комбинираат со коралните. Во умерените предели аналогна улога на мангровата има мочуришната вегетација (шавар, рогоз, трска итн).

Трет тип во класификацијата на брегови-те е **абразивниот брег**. Ваквите брегови настанале со долготрајно абразивно делување на брановите, при што, целосно е изменет примарниот брег. Сите крајбрежни форми се развиени и морфолошки се јасно изразени. Како резултат на далеку одминатиот стадиум на развиток, абразивните брегови се праволиниски, песочни брегови,со абразивна површ (западноафрикански брег). Создавањето и изградувањето на абразивните брегови е долготраен процес. Поради тоа по правило се стари брегови.



сл. 226, Глацијален, фјордовски брег (Норвешка)

Класификација на островите

Класификацијата на островите е во тесна врска со карактерот и генезата на брегови-те. Поради тоа, речиси истите фактори што ја условуваат генетската класификација на брегови-те влијаат и на соодветната поделба на островите. Островите се јавуваат единечно како осамени но чест е случајот да се јавуваат и во групи, при што, создаваат архипелаг. Според општата поделба островите се делат на две големи групи: **континентални** и **самостојни**.

Континенталните острови претставуваат некогашни делови на копното кои поради тектонските процеси или со покачување на нивото на Светското Море се одвоени од него. Тоа значи дека претходно претставувале интегрален дел со блиското копно што се гледа по нивниот геолошки состав и истоветните тектонски структури. Според положбата што ја заземаат во рамките на басенот континенталните острови се делат на *крајбрежни* и *шелфски*. Крајбрежните острови се наоѓаат во непосредна близина на брегови-те, додека шелфските се расфрлани долж континенталниот шелф. Тие се јавуваат дури и на континенталниот отсек. Според генетската класификација континенталните острови се делат на: **тектонски**, **акумулативни** и **абразивни**.

Континенталните тектонски острови настанале како резултат на тектонските спуштања на крајбрежниот појас. Со тоа тектонските форми делумно се нашле под вода. Според својата структура ваквите острови може да бидат делови на хорстови и тогаш се издвојуваат како тектонски *раседни острови*. Класична појава на ваков тип на острови се сретнуваат во Егејското Море. Тие се делови на потонатото во текот на плеистоцен (разбиено со радијални движења) Егејско Копно. Ако во структурите на островите се јавува- атантиклинали чии темиња ги претставуваат островите, тогаш ваквите острови се издвојуваат како тектонски *набрани острови*. Ваков тип се сретнува во Јадранското Море.

Од нанесениот материја кој настанал со ерозивните процеси се создаваат ***континенталните акумулативни острови***. Подоцна, со трансгресија материјалот е потопен, а неговите највисоки делови се претворени во острови. Таков е брегот на Скандинавија каде во постплеистоцен со покачување на нивото на Светското Море се потопени моренските седименти. Нивните највисоки делови се над морската површина во вид на акумулативни *глацијални острови*. Тие се густо расеани долж крајбрежјето во вид на архипелаг. Акумулативни острови можат да настанат и како резултат на речната акумулација долж делтите на големите реки кои се вливаат во морето. Со крајбрежната акумулација на речниот материјал нанесените возвишенија се издигнуваат над морското ниво во вид на гребени и мали острови. Со трансгресија морето може да го потопи и крајбрежниот еолски релјеф (дини, песочни бедеми, ...). Со тоа во крајбрежниот појас настануваат бројни песочни острови кои се издвојуваат како акумулативни *еолски острови*. Ваков тип на острови се застапени во голем број во југоисточниот дел на Аралското Езеро, Од овде, понатаму кон југоисток продолжува пустинската област Кара Кум. *Акумулативните абразивни острови* се изградени од растресит крајбрежен материјал (песок, чакал, дробини) создаден со абрадирање на брегот. Ваков тип на острови се литоралниот кордон и барот.

Континенталните ***абразивни острови*** настанале со процесот на механичко делување на брановите, т.е. со абрадирање и поместување на брегот (клифот). Како резултат на рушителното дејство на брановите од некогашниот клиф заостануваат одделни истурени карпести делови. Тие се издигнуваат над морската повр шина во вид на мали острови или гребени (сл. 203).



сл. 227, Ланзароте (846 km^2), еден од Канарските вулкански острови





сл. 228, Корални острови, атоли во Тихиот Океан

За разлика од крајбрежните и шелфските, самостојните острови се расфрлени низ сите делови на водните басени. Во генетски поглед самостојните острови се делат на **вулкански** и **коралнн**.

Вулканските острови настанале со субмарински вулкански ерупции, при што, вулканските купи се појавуваат над морското ниво како острови. Вулканските острови може да бидат во активна фаза на вулканизам (Хавајски Острови), или пак, нивната вулканска активност да е завршена во геолошкото минато. За потеклото на вторите сведочи нивниот геолошки состав.

Вулканските острови се мошне бројни. Во Атлантскиот Океан такви се: Азорските, Канарските (сл. 227), Св. Елена и др. Во Индискиот такви се Маскаренските, а во Тихиот Океан ги има над 2.000.

Коралните острови се создаваат со нарастување на коралните колонии. Тие се делат на корални гребени и атоли. Коралните гребени се протегаат долж тропските брегови во вид на издолжени и ниски бариери, додека атолите се прстенести корални острови настанати околу потонати вулкански купи. Во внатрешноста на атолот се наоѓа затворена лагуна со длабочина најчесто до 100 m. Атолите може да имаат и значителни димензии со пречник и до 50 km. Височината им е незначителна, освен ако не се тектонски издигнати (сл. 228). Бројни атоли се сретнуваат во Тихиот Океан. Особено многу ги има во Каролинскиот и Маршалскиот архипелаг. Во Индискиот Океан такви се Малдинските, Кокосовите и други острови.

Фосилен абразивен релјеф

Во делот за полиморфијата на абразивните форми е укажано на тектонските движења. Нивна последица е издигнување на формите на абразивната серија над морското ниво со што абразивниот релјеф се фосилизира.

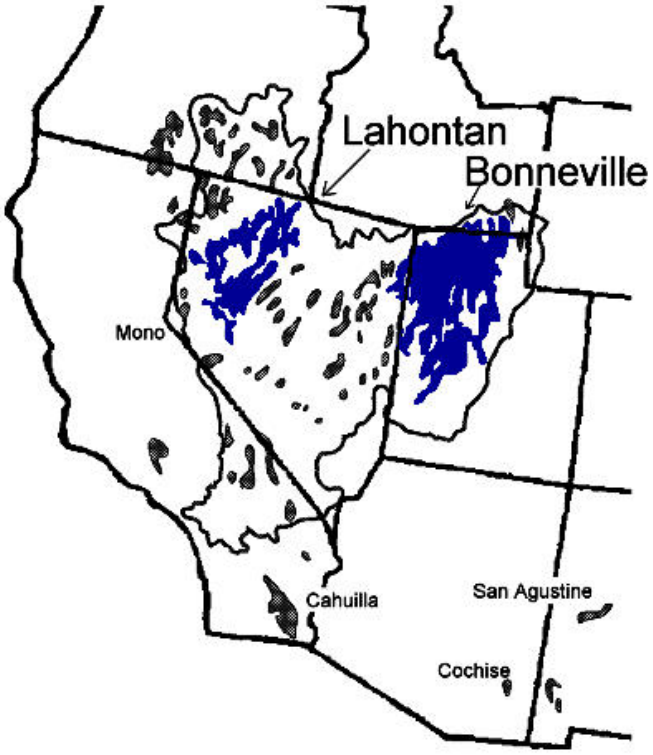
Покрај фосилните абразивни форми кои се наоѓаат долж рамките на денешните океански, морски или езерски басени постојат и фосилни абразивни форми што се далеку од денешните брегови. Тие настанале со делување на брановите долж браговите на некогашните мориња и езера кои постоеле во геолошкото минато а кои подоцна исчезнале од Земјината површина.

Со корелација на зачуваните делови на фосилните абразивни тераси се овозможува да се востанови палеогеографскиот однос помеѓу копното и некогашниот воден басен. Нивното морфогенетско и морфохронолошко проучување е потешко бидејќи од создавањето до денес фосилните абразивни форми минале низ долга еволутивна фаза на еродирање и пореметување со тектонските процеси. Поради тоа, само преку фрагментарните остатоци може да се изврши морфохронолошка реконструкција на некогашните абразивни тераси, а со тоа да се утврди и распространетоста на морето или езерото во геолошкото минато. За проучување на фосилните абразивни тераси и површи како основна метода се користи генетската корелација,

т.е. поврзувањето на заостанатите делови на некогашните абразивни тераси (со иста старост) во единствена целина. Корелативниот систем на абразивните тераси укажува на ритмичноста во осцилациите на нивото на некогашното море или езеро.



сл. 229, Фосилна абразивна тераса



сл. 230, Големиот Басен во САД со фосилните езерски басени Бонвил и Лахонтен

Класичните проучувања на фосилниот абразивен релјеф првично се започнати во САД, а се однесувале на стариот фосилен релјеф на исушените езера во Големиот Басен (сл. 230). Овој затворен басен кој е со површина од околу 550 000 km^2 се наоѓа помеѓу Сиера Невада и Каскадните Планини на запад, Колумбиското плато на север, Карпестите Планини на исток и платото Колорадо на југ. Тоа е полупустинска висија со широко распространети котлини. Во Големиот Басен се наоѓаат реликтни езера, од кои, најголеми се: Големото Солено, Пирамидското, Сивир и Јута. Во текот на плеистоценот Големиот Басен имал претежно влажна клима со што и езерата имале широка распространетост (сл. 230), а се одводнувале со истека во Тихиот Океан. Во текот на холоцен поради аридизација на климата (околу 100 mm годишни количества врнежи) езерата се исушиле.

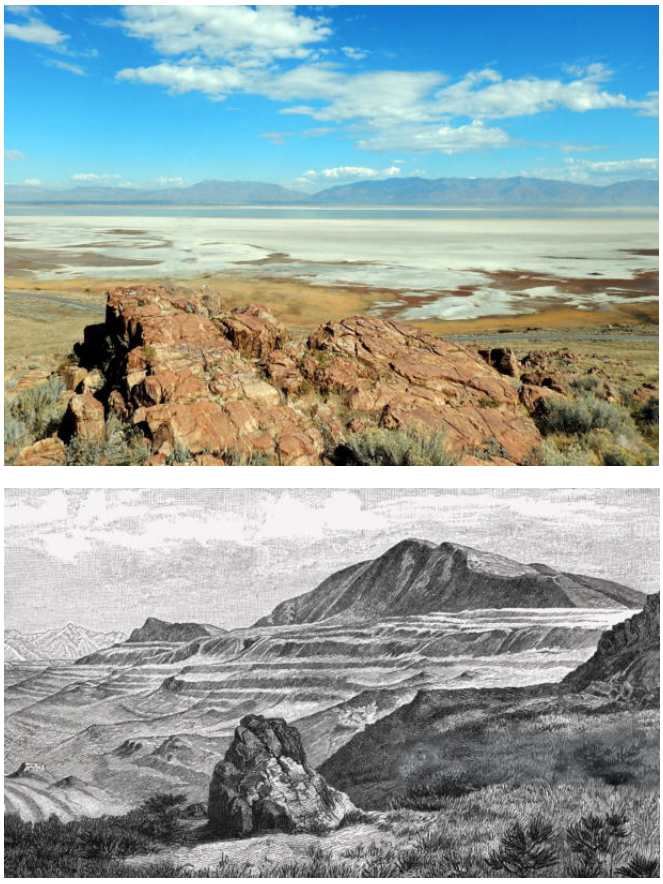
Проучувањето на крајбрежните фосилни релјефни форми во Големиот Басен ги вршеле *Гилберт* (ги истражувал трагите на фосилните тераси на езерото Бонвил) и *Расел*, кој ги проучувал фосилните тераси на езерото Лахонтен. Поаѓајќи од денешните нивоа на езерата долж страните на басените наишле на серија езерски тераси и езерски седименти според што извеле заклучок за осцилирањето на нивоата на езерата во Големиот Басен во текот на плеистоцен. Гилбертовата генетска анализа и морфолошко-литолошката метода на истражување на фосилните тераси на езерото Бонвил станале образец за натамошните проучувања на фосилниот абразивен релјеф.

Во морфолошката еволуција на Бонвилското Езеро *Гилберт* издвоил пет (5) стадиуми. Првиот стадиум се карактеризира со ниска состојба на водата проследено како резултат на долг период на сува, аридна клима, слична на денешната. Во овој период постоело мало езеро на местото на подоцнежното Бонвилско Езеро. Поради интензивниот процес на раздробување на карпестиот материјал долж планинската рамка. реките во езерото внеле големи количества плавински материјал. Вториод период е со влажна клима и високо ниво на езерото. Во овој период поради достигнатото максимално ниво езерото се здобило со истека. Задржувајќи го ваквото ниво ја всекло Бонвилската тераса. Таложени се жолти глини, што укажува на длабока и мирна вода. Третиот период е со екстремно сува клима кога Бонвилското Езеро речиси исчезнало. Спуштањето на езерото при регресијата било толку брзо поради што не се всекле тераси.

Четвртиот период е со релативно влажна клима. Езерото се искачило на 183 m и ја всекло најниската и најмлада тераса "Прово". Последниот, петти период е со рецентна сува клима кога езерото го добива својот денешен изглед.

Осцилациите на нивото на Бонвилското Езеро биле проследени со интензивна вулканска активност. Излеаната базалтна лава е засечена со езерски тераси. Фосилните езерски тераси морфолошки се пореметени и поради тоа меѓусебно не се паралелни. Во врска со младите неотектонски издигнувања на Карпестите Планини. централната езерска рамнина е наведната во источниот дел. Големото Солено Езеро го искористило овој пад за својот басен (сл. 231).

Фосилниот абразивен релјеф на Балканскиот Полуостров првично е истражуван од *Цвијић*. Проучувањата на почетокот се однесувале за крајбрежниот релјеф на големите карстни полиња во Босна во кои егзистирале езера во текот на неоген. Особено значајни се проучувањата на *Цвијић* за абразивниот релјеф во Македонија и долж јужниот раб на Панонскиот Басен. Врз основа на морфогенетските проучувања и резултатите до кои дошол, *Цвијић* ја поставува својата позната концепција за абразивниот карактер на релјефот. Ваквата концепција имала бројни следбеници и со тоа долгорочно влијание за развитокот на геоморфолошката научна мисла на овие простори. Посебно се значајни проучувањата на неговите ученици кои се однесуваат на фосилниот абразивен релјеф долж јужната рамка на Панонскиот Басен, котлините на Источна Србија и во Македонија.



сл. 231, Рецентна состојба и фосилните абразивни тераси на езерото Бонвил, според Gilbert (1877)

АБРАЗИВЕН РЕЛЈЕФ ВО СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

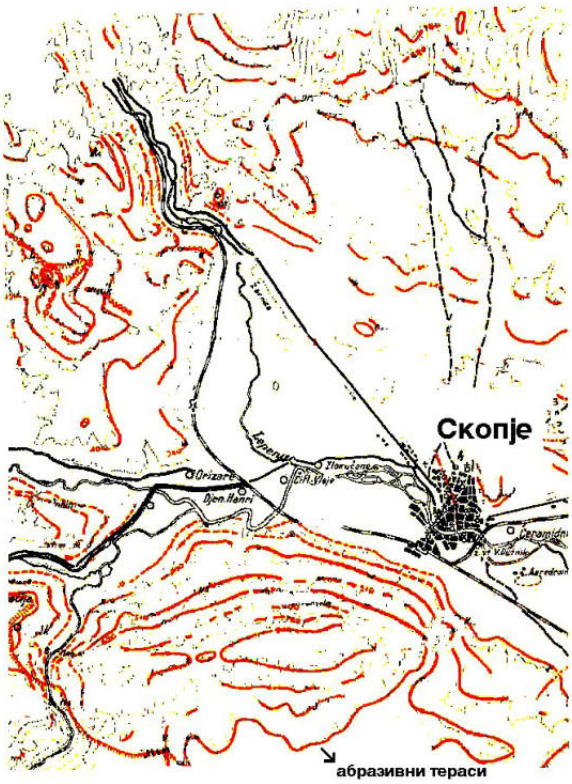
Во врска со *неогените езера* на територијата на Македонија, т.е. со нивната генеза, седиментација, еволуција и релјефните форми што ги оставиле зад себе се бавеле повеќе еминентни истражувачи во еден подолг период. Досегашните сознанија во основа може да се поделат во две групи - концепции. Првата ја поставува *Цвијић*, а на примерот на Скопската Котлина и Поречкиот Басен детално ја разработува *Јовановић* (1927, 1931). Концепцијата е дополнета од *Манаковиќ* (1968). Втората концепција е презентирана од *Измајлов* (1959, 1963) а успешно ја применуваат *Петковски*, *Думурџанов* и др.

За генезата на езерските басени и трагите на поранешните езерски состојби како и за нивниот крајбрежен релјеф на територијата на Македонија во геоморфолошка литература е посветено солидно внимание. Меѓутоа, трудовите што ја опфаќаат морфогенезата и класификацијата на крајбрежната морфологија на денешните езера се малубројни. Неколкуте трудови првенствено се однесуваат за басенот на Охридското Езеро (*Кировски* 1974, *Стојадиновиќ* 1968, 1974) додека на останатите речиси воопшто не им е посветено внимание.

Фосилен абразивен релјеф

Според *Цвијић* Големото Егејско Езеро е со плиоценска и дилувијална (плеистоцена) старост. Миоцен за него е прелимниска фаза, време на изградување на преграбенските долини. Егејското Езеро за време на плиоцен изградило две тераси, повисока од 740 - 800 m со понтиска старост и пониска од 670 - 680 m со левантска старост. Меѓутоа, *Цвијић* (1911), исто така, напомнува дека; "ако имало постлимнички тектонски движења терасите веќе не означуваат одредено

езерско ниво". *Јовановиќ* (1931) според истите принципи детално ја прикажал историјата на Скопското неогено езеро. Според езерските седименти над Горно Соње и Св. Петка и абразивните површи по рамката на котлината, тој утврдил дека максималната езерска трансгресија се случила кон крајот на миоцен кога нивото на езерот достигнало височина до околу 900 m (сл. 232). Од највисокото ниво езерото отпочнало ритмички да се повлекува, при што, во релјефната морфопластика оставило траги - *абразивни тераси*.



сл. 232, Фосилен абразивен релјеф во Скопската Котлина, според Јовановиќ (1931)

Причина за езерската регресија биле тектонските движења надвор од котлината иако нив ги имало и во нејзе. Меѓутоа, *Јовановиќ* не одредил на кое време се однесуваат единечно абразивните тераси. *Манаковиќ* почетокот на езерската фаза во Средно Повардарие ја поставува, исто така, кон крајот на миоцен. Според него централната езерска рамнина на Средно Повардарие била на височина од 600 - 620 m. Со прекршување во Скопската Котлина е спуштена на 245 m височина. Спуштањето изнесувало 400 - 450 m, што го утврдил компарирајќи со епигенетските појави во областа (*Манаковиќ* 1968).

Забелешки на теоријата за максимална горномиоценска трансгресија, а потоа сукцесивно повлекување на езерата низ целиот плиоцен сé до плеистоцен (теорија базирана на геоморфолошките проучувања на абразивните тераси) изнел *Измајлов* (1959, 1963). Забелешките главно се однесуваат на карактеристиките на горномиоценските седименти. Истите укажуваат дека припаѓале на плитководна фација што не се сложува со длабочината на повардарските езера што требало да ја имаат за време на горномиоценската трансгресија. Тврдењата дека абразивните тераси во релјефот на Скопската Котлина останале на иста височина за време на целиот езерски период (околу 13-15 милиони години), исто така, е неодржливо. Со ваквата претпоставка, како што наведува *Измајлов* потполно се изоставени зоните на издигнување и спуштање на котлината, односно создавањето скалеста тектонска структура (сл. 170).

Според литолошките, палеонтолошките, неотектонските и други сознанија *Измајлов* еволуцијата на повардарските неогени езера ја поставил дијаметрално спротивно од претходните истражувачи - геоморфолози. Езерската состојба во Повардарие, според него започнува од штаерската орогена фаза. Во горен миоцен биле само две езера, Скопското и малото Тиквешко Езеро. Во текот на атичката орогена фаза, помеѓу Скопското и Тиквешкото (мио-плиоцен) се јавува Велешкото Езеро. Горномиоценските слоеви во Скопската Котлина се утврдени според наодите на мастадон во глинесто-лапоровита серија, додека со наодот на хипарионова фауна се утврдени долноплиоценските слоеви.

Во среден плиоцен - родонска орогена фаза се јавува оплитнување па и исушување на басенот (аридна фаза). Тоа е период на таложење на лапорците и создавање на тресетни и јагленови полиња. За време на родонската орогена фаза се развиваат грабенски депресии, односно се создаваат езерата во западните делови на Македонија (Охридско, Битолско, Кичевско). По релативно кратка сушна епоха настанува влажно време на плувиална епоха (горен плиоцен еоплеистоцен) кога се таложи песочна серија, а езерата се прошируваат до најголемите граници. Тоа е состојбата на "Големите Езера" во котлините. Надвор од Вардарската Зона, кон крајот на плиоцен се создава и Полошкото Езеро.

Во средината на плиоцен по *Измајлов* доаѓа до тектонски движења (родонска орогена фаза) и создавање на котлините во западните делови на Македонија, додека *Dumurdjanov* et. al. (1997) нивниот постанок го поставува во долен плиоцен што е потврдено и со фосилни остатоци пронајдени кон крајот на 2002 година во реонот на Суви Дол (јужен дел на Пелагонија). Водите од Кичевското Езеро истекуваат во Треска (Поречко Езеро) која поради издигнувањето на Марковиот Басен во Скопската Котлина, каде порано се вливала, продолжува по нов, пократок пат, започнат уште во почетокот на плиоцен (*Милојевић* 1948). Со насочување на правецот кон денешното село Матка, Треска отпочнала да ја гради својата импозантна кањонска долина.

Езерата во грабените по *Измајлов* се развивале по нормален пат. Никаква предисторија во вид на Еордејски, Егејски итн езера немало. Отпрвин како мали, езерата постепено растеле, го менувале својот размер и водостој во зависност од климатските промени и тектонските движења. Во зависност од тоа езерата ја менувале положбата и меѓу себе се прелевале. Длабочината на езерата се менувала што се гледа од составот на талозите. Меѓутоа, тука никогаш, немало длабоки езера, не само такви како Бајкалското туку изгледа и такви како Охридското Езеро (*Измајлов* 1958). Според *Dumurdjanov* et.al. (1997) водните басени во рамките на Вардарската Зона се карактеризираат со четири (4) седиментациони циклуси; средномиоценски (Скопски, Кумановски, Пробиштипски Басен), горномиоценски (Велешки, Тиквешки, Мариовски Басен) и плиоценски и еоплеистоценски.

Познато е дека кон крајот на левант дошло до заладување во два наврати, односно до појава на глацијациите Бибер и Дунав. Преминот од плиоцен во плеистоцен се карактеризира со потопло време, што пак, условило зголемување на водната маса во езерските басени. Според *Измајлов* тоа е време на највисоката езерска состојба (горен плиоцен - еоплеистоцен). За време на влашките орогени движења кои траеле долго време се случувале тектонски потреси и мирни времиња со таложење на бигорливи варовници (бигрени плочи).

Со влашката орогенеза е поврзано највеличественото збиднување во неотектонската етапа - пропаѓање на Егејското Копно што е во

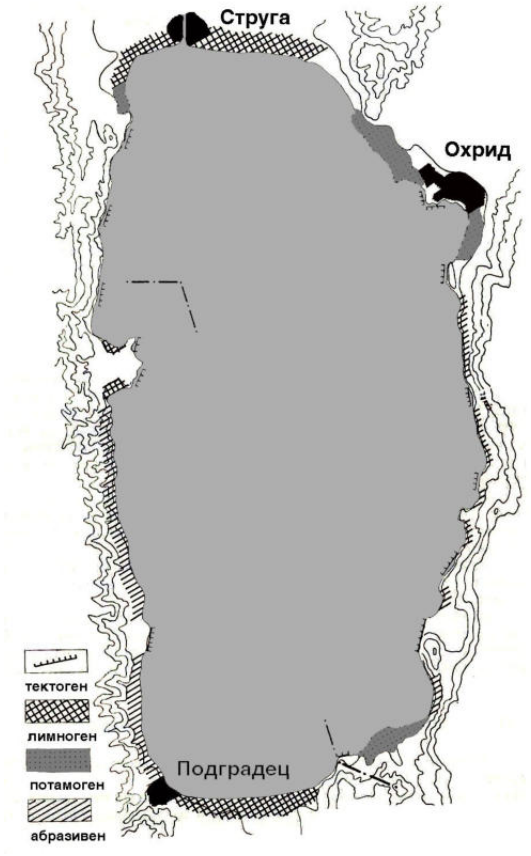


сл. 233, Фосилна абразивна тераса во Дебарската Котлина над денешната вештачка акумулација и дното на некогашното Мариовско Езеро, неговата централна езерска зарамнина дисецирана со рецентни флувио-денудациски ерозивни процеси

непосредна врска со крајот на езерската состојба во Македонија. Дека езерскиот период бил мошне долг укажува и дебелината на езерските наслаги кои, на пример, во Скопскиот Басен достигнуваат моќност над 3.000 m. Тектонското раскршување на дното на Скопскиот Басен (создавање скалеста тектонска структура) следело откако сите овие наслаги веќе биле седиментирани. Создавањето на езерските тераси не е можно да се претстави во времето пред да бидат наталожени езерските седименти до бигрените плочи. Според тоа, раскршувањето и пропаѓањето на езерското дно и со него на целиот лакустриски столб во Скопскиот Басен започнало не порано од гинц - миндел што се совпаѓа со пропаѓањето на Егеида. При тоа, младовлашката (гинц - минделска) орогена фаза била посебно бурна, проследена со силни земјотреси (*Измајлов* 1963).

Рецентен абразивен релјеф

Брегот на Охридското Езеро од генетска гледна точка е доста разновиден (сл. 234). Од неговата вкупна должина (86,0 km) најголем опфат имаат стрмните делови - 63,1 km (*Стојадиновиќ* 1968). Тие може да се сметаат за ***тектоногени*** бидејќи раседните дислокации се поклопуваат со браговата линија. Таков е претежно западниот и источниот брег. Стрмните брегови моделирани со дејство на брановите се дел од абразивниот релјеф, односно тоа се ***абразивни брегови***. Дел од северниот и јужниот брег на Охридското Езеро се наоѓаат на езерски седименти (песоци и чакал) со што имаат ***лимногени*** карактер. Брегот долж делтите (устијата) се одликува со речно - езерски седименти. Ваквите делови се обраснати со крајбрежна вегетација, а ги има на устијата на Черава, Раче и Коселска Река. Овие брегови може да се сметаат за ***потамогени***.



сл. 234, Генетски типови брегови на Охридското Езеро (Стојадиновиќ 1974)

Силината и трајноста на делувањето на абразијата на одделни делови од брегот на Охридското Езеро може да се следи според развиеноста на формите што овој геоморфолошки процес ги создал. Уште *Goebel* (1919) забележува дека браговата линија некогаш повеќе или помалку одговарала (била идентична) со правецот на протегање на раседната дислокација но поради абразивните процеси е поместена кон копното. *Oestreich* (1902) трајноста и силината на абразијата ја докажува со заоблените варовнички облутоци во заливот кај Трпејца.

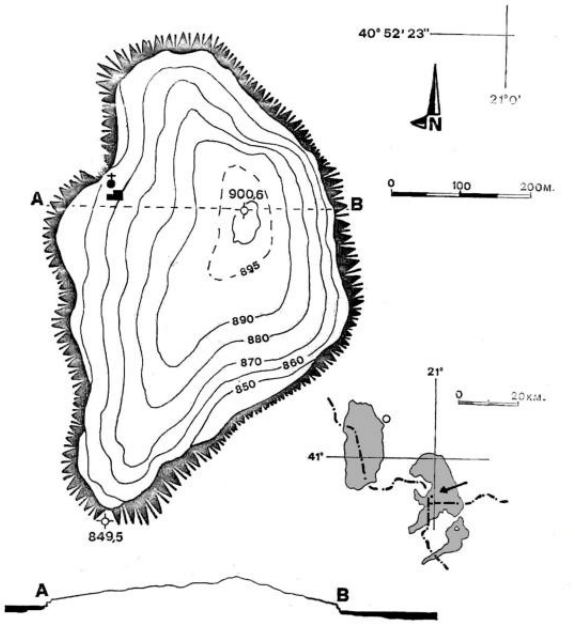
На Охридското Езеро како фосилните така и рецентните клифови создадени со процесот на абразија се развиле а и денес се сочувани единствено во цврстите варовнички маси. Нив повеќе ги има на источниот брег, под Галичица, а помалку на западниот на полуостровот Трепет над селото Радожда и кај манастирот Св. Богородица - Калишка.

На источниот брег, под Горица, во должина од околу 1 km се наоѓа млад (активен) клиф со височина од 10 до 15 m. Кај селото Пештани е застапена наведната кон езерото зарамнина, односно фосилна абразивна тераса која завршува со стрм отсек - клиф висок 70 m. На југ од Пештани, до манастирот Св. Заум, под Голем Осој (1.006 m) брегот е претставен со клиф чија височина изнесува од 15 до 70 m. Дел од клифот, т.е. неговите отсеци јужно од Трпејца и кај Говедарник се надвиснати над езерото. На западниот брег помеѓу селото Калишта и манастирот Св. Богородица се наоѓа активен клиф со должина од 4 km изграден во банковидни варовници. Жалата се застапени на северниот (Калишта - Подмоље) и јужниот брег (Св. Наум - Подградец). Тие не се резултат на завршен стадиум на абразивниот процес туку се создадени на дното на поранешните заливи од каде езерото се повлекло до рецентната крајбрежна линија. Тесни песочно - чакалести рецентни абразивни тераси се застапен под фосилните клифови на Говедарник, Радожда и кај манастирот Св. Богородица Калишка.

Петрографскиот состав, густината и вкрстеноста на пукнатините на крајбрежниот појас како и карактерот на подводното крајбрежје, т.е. траењето и интензитетот на брановите и осцилацијата на нивото на езерото се важни фактори за создавањето, развитокот и исчезнувањето на формите на абразивниот релјеф. При ова,

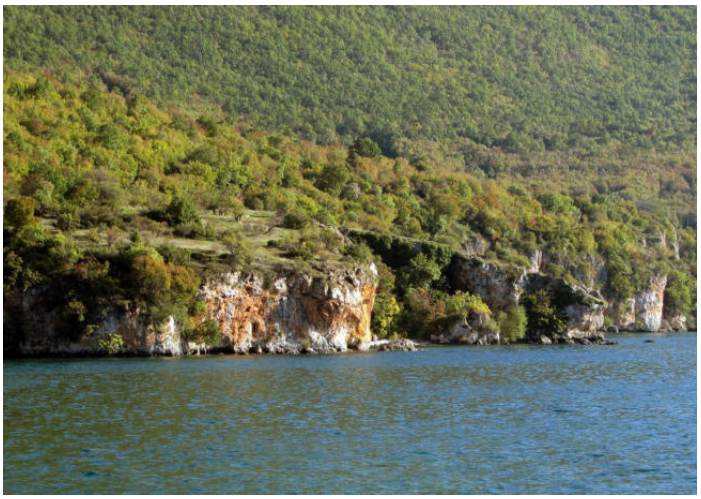
поважна улога има механичката сила на бановите отколку хемиското растварање на варовниците. Од нешто повеќе издлабените бранови поткапини на источниот брег на Охридското Езеро се развиле повеќе помали крајбрежни пештери (*Стојадиновиќ* 1968, *Манаковиќ*, *Андоновски*, *Колчаковски* 1993).

Брегот на Преспанското Езеро, како и на Охридското, исто така, има полигенетски карактер. Неговите северни делови (Езерани) влегуваат во категоријата на лимногено - фитогени брегови. На источниот дел, долж подножјето на Пелистер доминираат потамогените брегови на Кранска и Брајчинска Река. На западниот дел (Галичица) е застапен типичен рецентен абразивен брег со абразивни тераси и клифови, а кај Стењскиот Залив е лимноген. За островот Голем Град се карактеристични рецентните клифови кои фактички во целост го заобиколуваат неговиот брег (сл. 235).





сл. 235, Островот Голем Град на Преспанското Езеро, обиколен со маркантни рецентни клифови





сл. 236, Рецентни клифови на Охридското (лево) и Преспанското Езеро (десно)



ГЛАВА VIII

ФЛУВИЈАЛЕН РЕЛЈЕФ

Флувијалната или речна ерозија претставува геоморфолошки процес на изградување на релјефни форми со делување на речните текови. Течејќи кон најголемиот пад, под влијание на Земјината тежа, речните текови создаваат сопствен - ***флувијален релјеф***, како засебен генетски тип во релјефот на Земјината површина. Бидејќи речните текови имаат голема распространетост на Земјата, флувијалната ерозија претставува значаен генетски фактор во изградување на релјефот. Задачата на геоморфологијата е да ја следи еволуцијата на формите на флувијалниот релјеф, да врши нивна генетска класификација и да ги утврдува законитостите на нивниот развиток. Основен геоморфолошки агенс на флувијалната ерозија е движењето на речната вода, односно нејзиното механичко делување. Ефектите на ерозијата зависат од силината на речниот тек, т.е. од количеството на вода и од брзината на нејзиното движење.

Флувијалните релјефни форми може да бидат ***ерозивни***, ако се создадени со всекување на речниот тек и ***акумулативни***, ако се изградени со натрупување на еродираниот флувијален материјал на местата каде слабее ерозивната и транспортната моќ на речната вода. Флувијалните релјефни форми може да бидат ***рецентни*** и ***фосилни***. Рецентни форми се оние што и денес се изградуваат со делување на флувијалната ерозија додека фосилните престанале да се изградуваат со непосредно делување на флувијалната ерозиоја, било од скоро време било во далечното геолошко минато (палеофосилни форми).

Флувијален процес

Флувијалната ерозија претставува геоморфолошки процес на изградување релјефни форми со дејство на речните текови. Создавањето на релјефните формите се одвива во рамките на флувијалниот процес. Течејќи преку топографската површина во правец на најголемиот пад, а под влијание на Земјината тежа, речните текови создаваат сопствени релјефни форми. Тоа е посебен генетски тип на Земјината површина познат како *флувијален релјеф*.

сл. 237, Делтата на реката Вардар, тип на прстеста делта

Речните текови поседуваат одредена водна маса која пренесува значителни количества материјал (песок, чакал, дробини). Со него го стружат дното и страните на коритото и вршат силна корозија. Механичкото дејство на реките се состои, според тоа, од ерозивната енергија на водната маса и од флувијалната корозија

која го остварува ефектот на механичкото делување на речните текови.

Водата во речните текови е со потекло од атмосферските врнежи. На Земјата годишно паѓаат 500 000 km^3 атмосферски врнежи, од кои, на копното 99 300 km^3. Од тоа 63 000 km^3 испаруваат, а останатиот дел се впива или оттекува преку реките. Дождот што ќе падне на копното оттекува под влијание на гравитацијата во правец на најголемиот пад на теренот. Оттекувањето на почетокот е дезорганизирано и всушност претставува плакнење. Со спојување на дождовните млазеви се создаваат мали текови кои дотекуваат во потоците и реките.

Основен геоморфолошки агенс на флувијалната ерозија е движењето на речната вода, односно нејзиното механичко делување. Реките имаат кинетичка енергија, односно способност со течењето да вршат ерозија на површината преку која течат. Ефектот на ваквото делување зависи од силината на речниот тек, односно од количеството на вода и брзината на нејзиното движење. Протекот и брзината на речниот тек се од основно значење за ефектот на речната ерозија. Протекот го претставува она количество вода во речниот тек (во m^3) што протекува низ навалжнетиот профил на речното корито за 1 секунда.

Со зголемување на навалжнетиот профил или брзината на речниот тек се зголемува и протекот и обратно. Брзината на речниот тек го претставува износот на поминатиот пат на речната вода низ коритото во должински метри, мерено во единица време (во 1 секунда). Протекот при ист износ на површината на навалажнетиот профил зависи од брзината на текот. Во колку брзината е поголема и протекот е поголем и обратно. Брзината на речниот тек зависи од наклонот, односно падот на речното корито и од триењето на водната маса во речното корито. Во колку падот е поголем а триењето мало, брзината на речниот тек е поголема. Кај речните корита кои имаат неправилна форма и карпести блокови на нивните дна, триењето е големо со што брзината на речниот тек се намалува.

Речните текови носат различен материјал кој го таложат на места каде се смалува или губи нивната транспортна моќ поради малата брзина на речниот тек. Транспортираниот флувијален материјал е со различен литолошки состав. Тоа може да биде растворен материјал, суспендирани честички, песок, чакал, дробини или карпести блокови.

Растворениот материјал во реките го внесуваат главно подземните води, а мал дел доаѓа и со плакнење. Ваквиот материјал настанува во процесот на хемиското растварање на карпите. Содржината на растворениот материјал во речната вода, т.е. степенот на нејзината минерализација е колеблив, како во различни предели, така и во различни временски периоди. Во областите со влажна клима (големи количества врнежи и мали испарувања) се јавува ниска минерализација на речната вода. Во аридните области кои се карактеризираат со големи испарувања се забележува и голема минерализација на речната вода. Во речната вода најмногу се растворени карбонатите (60 %) додека најмалку хлоридите (само 5 %). Тоа е сосема спротивно од морската вода каде хлоридите ги има 88,7 %, а карбонатите само 0,3 %. Без разлика на незначителната минерализација на речните води, преносот на растворениот материјал е голем.

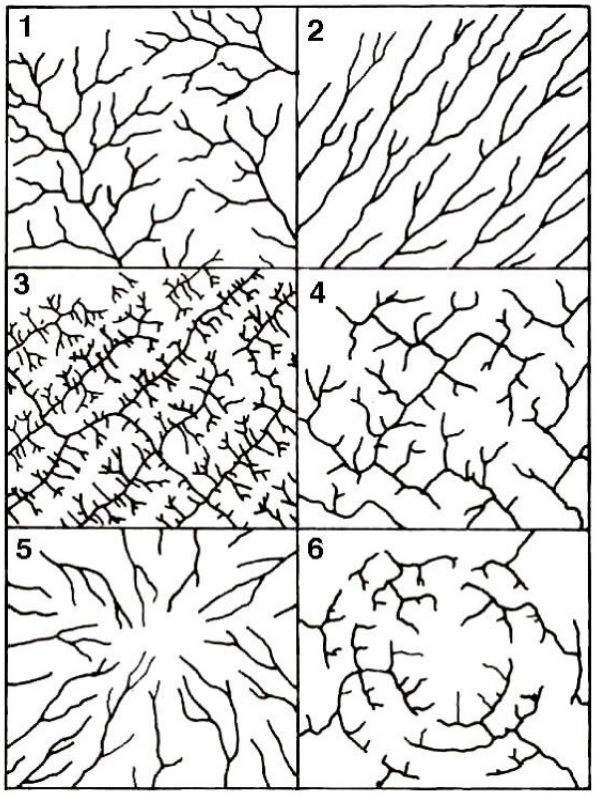
Суспендираните честички претставуваат сосема ситен материјал кој лебди во водата и ја создава нејзината заматеност. Тоа се најситните делови на прашина и глина кои во реката се



сл. 238, Терен со доминација на флувијална ерозија - флувијален релјеф

донесени со плакнење или се нанесени од ветрот. Суспендираните честички настануваат и при коразија на речното корито. Реките ваквиот материјал го носат во огромни количества. Реката Лена во морето внесува околу 11, Дон 14 милиони тони суспендирани честички годишно, Об 12,9, Волга од 40 до 50 милиони тони, Нил околу 125, Мисисипи 400, Инд 450 милиони тони итн. Количеството на суспендирани честички во водата се зголемува со зголемување на брзината на речниот тек но зависи и од потеклото на речниот тек и од карактерот на коритото. Рамничарските реки кои течат преку глиновити терени и при мала брзина на водниот тек се матни додека повеќето планински реки се бистри.

Движењето (влечењето) на наносниот материјал по дното на речното корито е во зависност од брзината на текот. Ако брзината на речниот тек се зголеми за два пати, големината на зрната на задвиженият чакал се зголемува за 64 пати. Ваквото нешто најдобро се забележува кај планинските водотеци кои при ниска вода носат само мали зрнца чакал додека при високи води носат крупни парчиња.



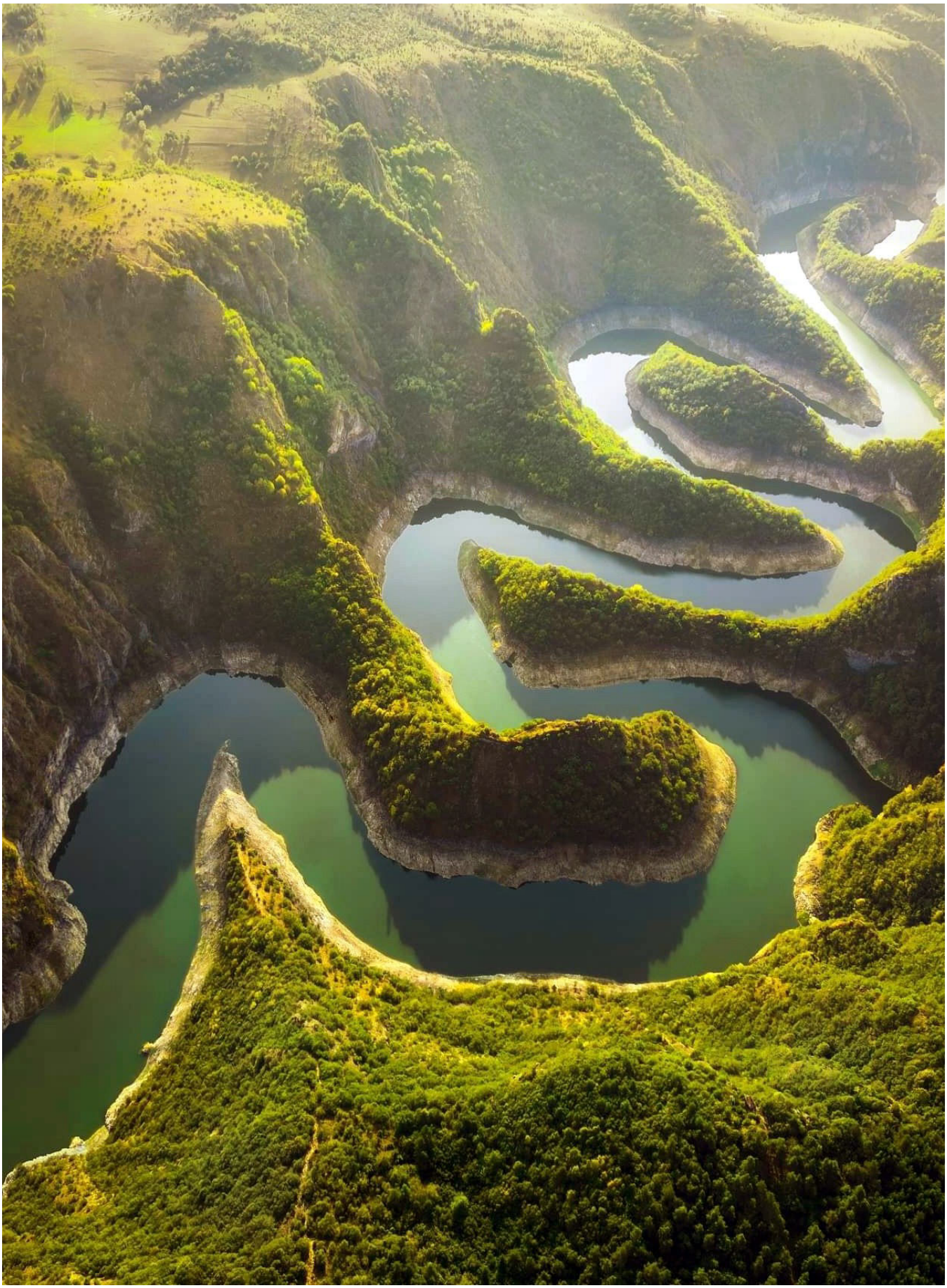
1. Гранковидна, **2**. Линеарна, **3**. Мрежеста, **4**. Правоаголна, **5**. Радијална, **6**. Прстенеста

сл. 239, Разни типови на речна мрежа

Дробините во речното корито се по потекло од надводните делови на речниот тек каде падот е поголем. Нив ги донесуваат и страничните притоки, а настануват и со корозија на речното корито. Може да потекнуваат и од урниси, лизгалишта, со раздробување на карпите долж страните на речната долина итн. Движејќи се низ речното корито дробините се ситнат, заоблуваат и претвараат во чакал, песок и суспендирани честички.

Движењето на раздробениот и чакалест материјал зависи од брзината на речниот тек. Поголемите брзини овозможуваат движење и носење на покрупен флувијален материјал. Со намалување на брзината на речниот тек, обично во низводните делови постепено опаѓа транспортната моќ на речната вода. Со тоа ерозивниот процес се сменува со акумулативен. Прво се таложи најкрупниот материјал, а на крајот најситниот - песок и глина. Со акумулација на речниот материјал настанува ***алувиум***. Ваквиот материјал го следи речното корито од двете страни до најдолните делови на реката каде брзината и падот се сосема мали. Во долниот тек на реката со таложење на алувиумот настануваат заравнини.

Флувијалната ерозија на Земјата е насочена кон постоечкото ниво на Светското Море од каде и се сметаат апсолутните височини на копното. Тоа е ***долнаша ерозивна база*** кон која е насочена севкупната ерозија на копното. Крајна цел на ерозивното делување е потполна *аплинација* на Земјината површина и создавање на идеална рамнина во ниво на морето. Меѓутоа, долна ерозивна база за реките може да биде и нивото на одредено езеро или нивото на главната река. Ваквата долна ерозивна база не е така стабилна како нивото на Светското Море. Со всекување на главната река, на пример, се снижува долната ерозивна база. Тоа е ***локална долна ерозивна база***. Во подолг геолошки период и апсолутната долна ерозивна база има свои колебања, како под влијание на тектонските така и под влијание на климатските промени. За време на глацијалните периоди на плеистоценот поради општиот пад на температурата на Земјата, на копното се акумулирани огромни количества мразна маса. Ваквото нешто предизвикало снижување на нивото на Светското Море и до 160 m. Исто така, потоплите интерглацијали од денес присутниот овозможиле покачување на нивото на Светското Море во однос на денешното.



ФЛУВИЈАЛНИ ЕРОЗИВНИ ФОРМИ

Флувијалната ерозија има две основни компоненти; ***вертикална*** (длабинска) и ***странична*** (латерална) ерозија. Вертикалната ерозија се манифестира со длабоко всекување на речниот тек, особено ако теренот се одликува со голем пад. Латералната (странична) ерозија се јавува само во релјеф со мал пад каде речниот тек не се всекува туку се разлева и ги поткопува, а со тоа и ги проширува страните на речната долина.

Во класификацијата на флувијалните ерозивни форми се издвојуваат: ***речно корито***, ***речна долина***, ***речни тераси***, ***речен под***, ***речна површ*** и ***пинеплен***.

Речно корито

Речното корито претставува елементарна форма на флувијалниот ерозивен релјеф. Тоа е вдлабен, коритест дел, всечен со речниот тек во правец на најголемиот пад на теренот.

Морфолошки елементи на речното корито се: *дно* и *страни* на коритото. Дното претставува подински дел на коритото. Тоа се одликува со немирна пластика и на него се забележуваат разни вдлабени делови и возвишенија. Вдлабнатините се настанати како резултат на вертикалната (длабинска) ерозија на подлога со различен литолошки состав и турбулентни (вртложни) движења на водата и материјалот што таа го носи. Возвишенијата долж речното корито обично се претставени во вид на прегради од поотпорни карпи, тектонски вметнати во помалку отпорни седименти. Возвишенијата може да бидат изградени и од акумулативен материјал што го транспортирал водниот тек. Страните на коритото се под вода и претставуваат делови на коритото помеѓу дното и брегот.

сл. 240, Меандри изградени во цврсти карпи во кањонот Увац (Западна Србија)

Водата на речниот тек го исполнува коритото до одредена височина. Делот на коритото под вода го претставува навалжнетиот профил. Неговата површинса нараснува со зголемување на водостојот и обратно. Страните на коритото и бреговите може да бидат стрмни или благо наведнати што зависи од интензитетот на флувијалната ерозија. Речното корито може да биде всечено во оголена карпеста маса или во растресит супстрат. Тоа е резултат на литолошкиот

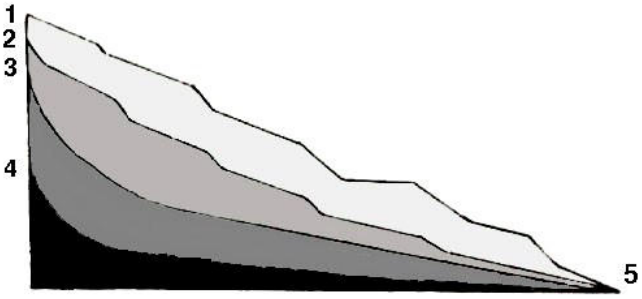
состав на теренот но и од стадиумот на неговата морфолошка еволуција. Двата фактори влијаат на формата на речното корито, односно на неговата морфолошка разновидност. Во низводните делови речното корито е обично проширено и во него преовладува акумулација на речниот материјал додека во изворишните делови е тесно и длабоко (доминација на вертикалната ерозија)

Формата на речното корито е во тесна врска со неговиот пад. Во нормални услови падот е поголем во изворишните делови а мал во низводните делови и при вливот. Значи, во изворишните делови преовладува вертикалната додека во низводните делови доминира страничната ерозија. Тоа директно се одразува на морфологијата на речното корито.

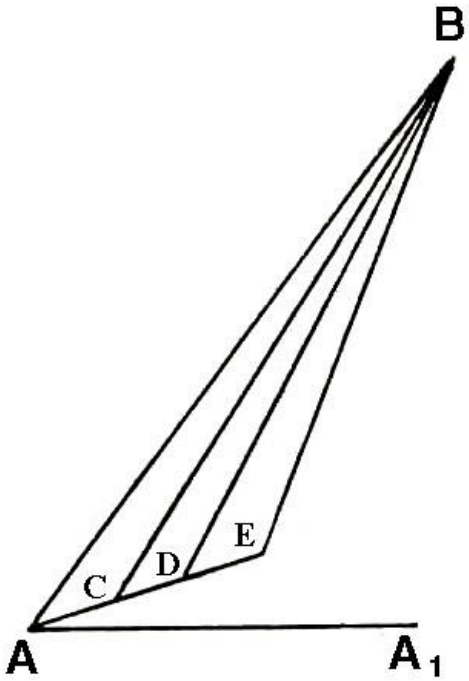
Речното корито е непосреден одраз на интензитетот на флувијалната ерозија. Таа се одвива на целата должина на речното корито, од изворишниот дел до вливот на реката, при што, вертикалната и страничната ерозија меѓусебно се преплетуваат и менуваат. Од нивното влијание зависи изгледот на ***надолжниот речен профил***. Надолжниот речен профил претставува линија повлечена од изворштето до вливот на реката. Анализирањето на надолжниот речен профил и проучувањето на неговите карактеристики овозможува правилно сфаќање на условите под кои се врши флувијалниот ерозивен процес во кој и да е дел на речното корито.

Формите на надолжниот речен профил се различни што е во зависност од стадиумот на неговата морфолошка еволуција. Во иницијалниот релјеф кога речниот тек штотуку започнува да го всекува своето корито надолжниот профил го одразува примарниот изглед на релјефот. Тоа е *иницијален надолжен профил* кој се одликува со голема раскршеност и големи промени на падот. Тоа е почетен стадиум во еволуцијата на надолжниот речен профил (сл. 241, 1-5).

Кога на надолжниот профил постојат големи прекршувања поврзани со наизменично менување на падот, тоа е *несогласен надолжен профил*. На него се забележуваат впечатливи помали или поголеми падови. Поради тоа и износот на флувијалната ерозија е различен. На поголемите падови делува вертикалната ерозија која тежнее речното корито да го всече во длабочина. На помалите падови се јавува странична ерозија која тежнее со поткопување на брегот да го прошири речното корито. Поголемите падови на несогласниот речен профил, според тоа, постепено се смалуваат благодарение на вертикалната ерозија и се изедначуваат со помалите падови.



*сл. 241, Надолжен речен профил: **1-5** Иницијален профил, **2-5** Несогласен речен профил, **3-5** Согласен речен профил, **4-5** Рамнотежен речен профил*



сл. 242, Теоретски приказ на законитостите на регресивната ерозија

Во текот на морфолошката еволуција се создава надолжен речен профил на кој нема прекршувања. Тоа е *согласен речен профил* со параболичен изглед кој се јавува во далеку одминатиот стадиум во еволуцијата на надолжниот речен профил (сл. 241, 3-5). Во текот на натамошната еволуција согласниот надолжен про-

профил се всекува пропорционално во целина. Падовите стануваат се помали а ерозијата е се послаба. Во крајниот еволутивен стадиум падовите на согласниот надолжен профил се толку мали што веќе не се врши никаква ерозија. Механичката сила на речниот тек само ја пренесува водната маса. Речниот тек во овој случај ја достигнал својата завршна фаза, т.е. достигнал *рамнотежен надолжен профил*. Тоа е краен, идеален стадиум во еволуцијата на надолжниот речен профил. Меѓутоа, поради извонредно динамичките промени на физичко-географската средина реките во природата не го достигнуваат ваквиот стадиум. Рамнотежниот надолжен профил, според тоа, повеќе има теоретско значење.

Согласувањето на надолжниот речен профил кон рамнотежен се врши од вливот кон изворишниот дел. Значи, ерозијата се врши наназад, почнувајќи од долната ерозивна база. Ваквата тип на ерозија се нарекува ***регресивна*** (назадна).

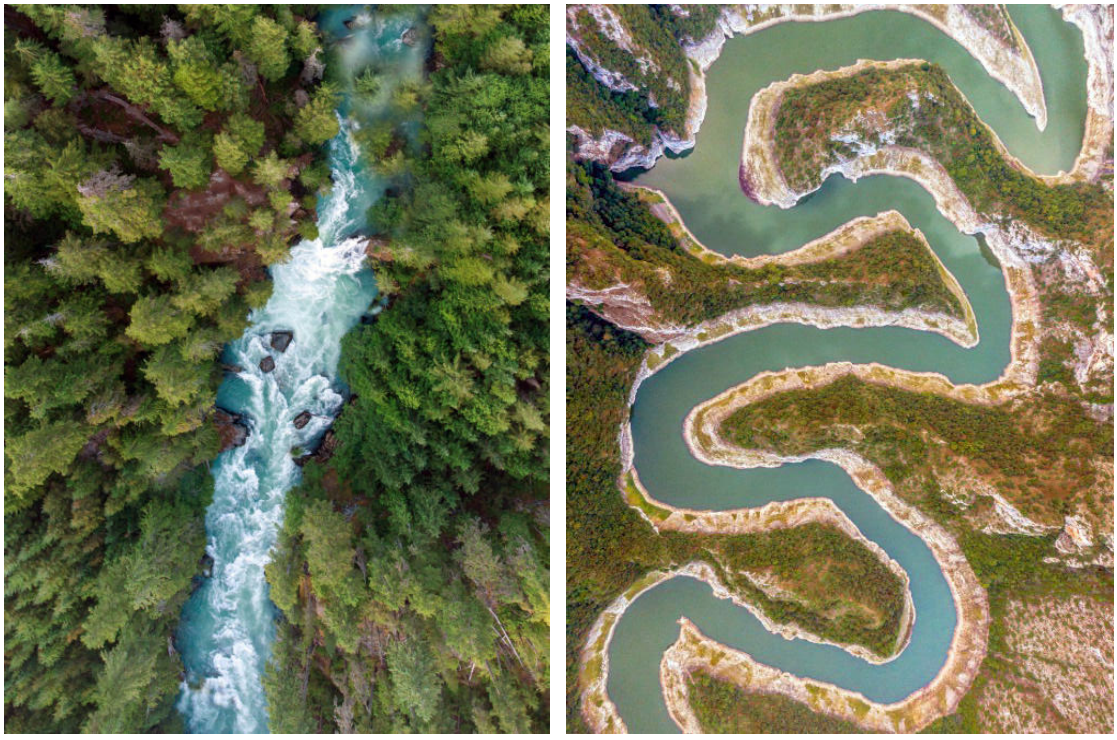
Всекувањето на речниот тек се јавува како резултат на триењето на водната маса долж дното и со коразија на дробинскиот и чакалест материјал кој речниот тек го носи. Според тоа, износот на всекувањето зависи од протекот, количеството на транспортираниот материјал и од брзината на водата. Брзината на водата се зголемува надводно додека протекот и количеството на траспортираниот материјал се зголемува низводно. Како резултат на ваквото взаемно делување се јавува прекршување на надолжниот профил што се поклопува со местото на најсилното делување на ерозијата. Ваквото прекршување постепено назадно се поместува поради поткопување на надводните делови на надолжниот профил каде падовите се поголеми. Максималната ерозија непосредно над точката **A** води кон создавање на надолжен профил **ACB**, при што, прекршувањето **C** регресивно се поместува (сл. 242). Максималната ерозија надводно од прекршувањето **C** доведува до создавање на надолжен профил **ADB**. Прекршувањето **D** доведува до создавање на надолжен профил **AEB** итн. Според ваквата законитост е изведено сваќањето за регресивното поместување на ерозијата која има тенденција да воспостави рамнотежен надолжен профил. Тоа се случува кога прекршувањето, поради назадното поместување ќе ја достигне изворишната точка.



сл. 243, Речно корито всечено во растресит супстрат на реката Влтава (Чешка)

Според изнесеното се гледа дека надолжниот профил зависи од износот на всекување-то, односно од еволутивниот стадиум на речниот тек. Од развиеноста на надолжниот профил посредно зависи и формата на речното корито. Формата на речното корито зависи непосредно од протекот и брзината на речниот тек. Брзината пак зависи од падот (морфологијата) и литолошкиот состав на речното корито. Со механичката сила на водниот тек во текот на ерозивниот процес се намалуваат прекршувањата со што вертикалната ерозија се заменува со странична, што битно влијае на формата на речното корито.

Поимот за формата на речното корито се добива според неговата *широчина* и *длабочина*. Длабочината на речното корито зависи од протекот и страничната и вертикалната ерозија. Тие зависат од падот. Длабочината на коритата е релативно мала. Кај помалите речни текови изнесува од 1 до 3 m, а кај поголемите од 4 до 8 m. Само кај големите реки надминува 10 m. Некои од најголемите речни текови на Земјата имаат длабочина и до 100 m. Во реката Амазон длабочината се движи од 48 до 91 m. Широчината на речното корито зависи од истите фактори како и длабочината. Покрај тоа, таа зависи и од падот и карактерот на релјефот. При помали падови делува страничната ерозија со што и широчината на коритото е поголема. Малите падови се карактеристични токму за рамничарските делови каде речните корита се релативно плитки но се доста широки. Во речните корита овде е значителна акумулацијата на речен материјал. Тоа ја намалува длабочината на коритото. Со тоа се предизвикува негово издигнување и излевање на речната вода.



сл. 244, Линеарно и меандерско речно корито

Меандри

Според начинот на протегање речните корита може да бидат ***линеарни*** и ***меандерски*** (сл. 244). Линеарните корита малку отстапуваат од праволиниското протегање. Меандерските корита отстапуваат од праволиниското протегање односно се извиткуваат во форма на буквата "S" (сл. 240). Ваквите корита се претставени со ***меандри***, т.е. со форми на коритото во вид на затегнати лакови (сл. 245, 246). Меандрите настануваат поради скршнување на матицата кон еден од бреговите. Таа го поткопува брегот и странично го поместува. На спротивниот брег страничната ерозија е далеку послаба, а брегот е благо наведнат во однос на нападнатиот брег од матицата (речното корито станува асиметрично).

Во процесот на натамошното еродирање и потко-пување на брегот матицата сé повеќе лаковидно го поместува речното корито (сл. 247).

Кај меандрите се разликуваат *теме*, што го претставува делот на речното корито со изглед на широк и изразен лак и *врат*, т.е. дел помеѓу соседните брегови, надводно и низводно од темето. Страничната ерозија е најсилна долж вратот на меандрата. Поради ова со текот на времето доаѓа до негово пробивање. Со тоа речниот тек се скратува и исправува а меандрата останува надвор од хидролошката функција. Тоа е т.н. *пресечена меандра* која претставува фосилна флувијална релјефна форма (сл. 247, 5-6).





сл. 245, Маркантната меандра на реката Арда близу Карџали (Бугарија), лево и импозантната меандра "Биг Бен" на реката Колородао (САД), десно

Меандрите може да се поделат на слободни и вклештени. *Слободните меандри* се јавуваат во плитко всечените корита на низиските и рамничарски реки кои се одликуваат со исклучително мал пад и течат во меки (растресити) седименти. На ваквите простори меандрите се развиваат речиси без прекин (сл. 243).

Вклештените меандри се јавуваат во тесни, длабоко всечени карпести долини и во клисурите. Реките што ги всекле, некогаш течеле низ распространета зарамнина со многубројни слободни меандри. Поради тектонските издигнувања или со спуштање на долната ерозивна база дошло до брзо всекување на речниот тек заедно со меандрите. Со всекувањето во цврстата маса меандрите веќе не се во можност слободно да се развиваат туку се "вклештиле". Бидејќи се со потекло од некогашната распространета зарамнина се нарекуваат и наследени или накалемени меандри (сл. 240).

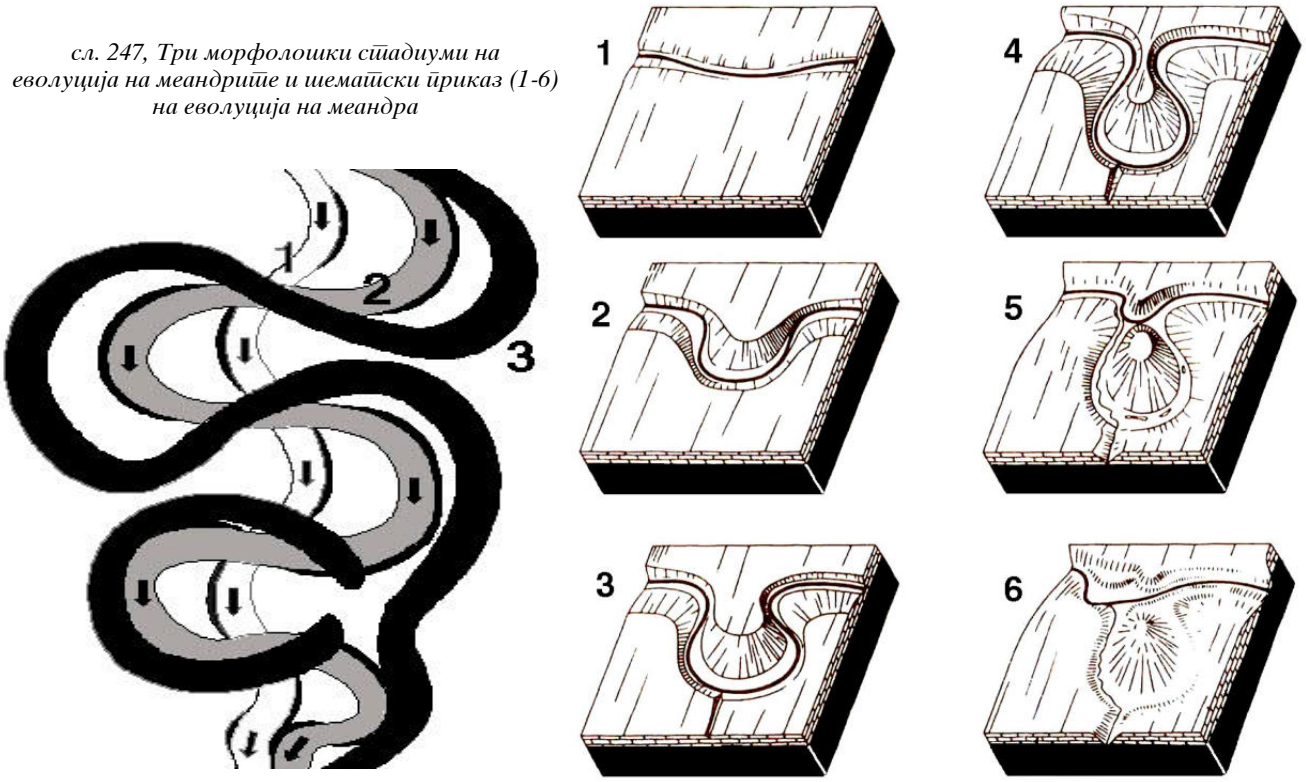
Страничното поместување на речното корито настанува и како резултат на делување на други фактори. Еден од нив е акумулацијата на речниот материјал на составот на големите реки, особено кога се составуваат под голем агол. Во ваква ситуација транспортната сила на реките брзо ослабнува. Тоа доведува до голема





сл. 246, Слободни меандри во растресита подлога (Словачка), горе и вклештени меандри во цврста подлога (САД), долу

акумулација на речен нанос со создавање на прагови и речни острови. Праговите при вливот на притоката во главната река може значително да нараснат и да предизвикаат скршнување на нејзиниот тек, односно да се јави преместување на коритото. Страничното поместување на коритото на главната река се јавува на вливот на притоките кои имаат поголем пад и носат големи количества наносен материјал. Со акумулација на материјалот на самиот влив се јавува скршнување на текот на главната река и поместување на нејзиното корито на спротивната страна.



сл. 247, Три морфолошки стадиуми на еволуција на меандрите и шематски приказ (1-6) на еволуција на меандра



сл. 248, Слободни меандри на реката Амазон (Бразил)

Водопади и останати форми на речното корито

Посебен морфолошки елемент во релјефот на речното корито претставуваат *прегра̄дите* и *одсеците* кои се напречни во однос на правецот на речното корито. Преградите се ниски прекршувања на кои се јавуваат *брзаци* и *слапови*, додека на одсеците се јавуваат *водопади*. Во морфолошки поглед водопадите претставуваат стрмни, често и вертикални карпести отсеци на речното корито преку кои водата на речниот тек паѓа надолу. Според генетската класификација се издвојуваат: тектонски, ерозивни и акумулативни водопади.

Тектонските водопади се јавуваат на одсеци со раседно потекло (сл. 249). Во зависност од износот на раседниот скок ваквите водопади може да имаат и голема височина. Таков е Енџеловиот Водопад во сливот на реката Ориноко (Јужна Америка) висок 1.054 m (највисок водпад на Земјата). Водопадот Тугел (Јужна Африка) е висок 933 m, Викториините на реката Замбези се високи само 120 m итн.

Ерозивните водопади настануваат со поткопување на помеките карпи што се наоѓаат во подината, а преку кои лежат поотпорни карпи. Со селективна ерозија побргу се однесуваат помеките карпи. Со тоа доаѓа до создавање на ерозивен карпест отсек на речното корито, односно до појава на водопад. Такви се водопадите на реката Нијагара високи 51 m.

Ерозивните водопади може да се создадат и со интензивно вертикално всекување на главната река. На местото на вливот на нејзините притоки, кои поспоро се всекуваат настануваат водопади. Ерозивните водопади се јавуваат и помеѓу страничните (висечки) и главната глечерска долина - валов, а чести се и на страните на фјордовите. Таков е Јесемитскиот Водопад висок 727,5 m (сл. 250).

Акумулативните водопади се создаваат на карстните терени каде во коритата на реките се акумулираат бигрени наслаги. Со нарастнување на бигрените наслаги на речното корито



сл. 249, Тектонските водопади Игасуа и Енџеловиот Водопад на реката Ориноко (Јужна Америка) и Викторините Водопади на реката Замбези (Африка)

се создава бигрена преграда преку која водниот тек паѓа во вид на водопад. Такви се водопадите на Плитвичките Езера (сл. 250). На сличен начин настануваат и травертинските каскади и басенчиња кај термалните извори и водните текови (сл. 289). Во подножјето на водопадите се создаваат *циновски лонци*, т.е. бунарести вдлабнатини во карпестото речно корито. Циновските лонци настануваат и долж карпестите дна на речните корита. Тоа се случува на местата каде се јавуваат силни вртложни движења на водната маса како и на материјалот што таа го носи. Циновските лонци може да имаат различни димензии но најчесто се длабоки до 1 m. Ѕидовите им се мазни, речиси полирани, додека на нивните дна се јавува чакалест материјал и други покрупни карпести парчиња.



сл. 250, Јесемитскиот ерозивен водопад во САД и шематски приказ на создавање ерозивен водопад како резултат на промена на геолошкиот состав, акумулативни водопади на реката Корана (Плитвички Езера) во Хрватска и на планината Атлас во Мароко

Речна долина

Речната долина претставува елементарна појава на флувијалниот релјеф настаната со всекување на речниот тек. Морфолошки елементи на речната долина се: *дно* во кое се всекува речното корито и *страни* кои се издигнуваат над дното во форма на отсеци или благи падини.

Всекувањето на речната долина се врши наизменично со делување на вертикалната (длабинска) и страничната ерозија на речниот тек. Со делување на вертикалната ерозија се врши вдлабување на речната долина додека со страничната ерозија доаѓа до нејзино проширување. Која од овие две компоненти ќе преовладува зависи од падот на надолжниот профил на водниот тек, односно од падот на речното корито. На

поголемите падови, обично во изворишните делови на реките (планински предели) делува вертикалната ерозија. Овде формата на речната долина има изглед на латинската буква "V". На малите падови главно делува страничната ерозија поради што дното на долината е широко и зарамнето. Речниот тек овде меандрира и го подсекува подножјето на долинските страни. Со истовремено плакнење и денудација се снижуваат долинските страни, т.е. стануваат благо наведнати кон дното на долината. Зарамнетото и проширено дно на речните долини настанува со натрупување на речниот материјал еродиран во надводните делови поради тамошниот поголем пад, т.е. поголемата транспортна сила на речниот тек. Ваквиот наносен и зарамнет дел кој се протега од двете страни на речното корито се нарекува *алувијална рамнина* (сл. 251). Алувијалната рамнина претставува акумулативна форма на флувијалниот релјеф. Речните долини што се всечени исклучиво со делување на вертикалната ерозија немаат алувијална рамнина, туку долинските страни им се спојуваат непосредно во речното корито.

Од изнесеното може да се види дека формата на речната долина директно зависи од падовите на надолжниот речен профил. Кај големите падови се всекуваат длабоки долини кои имаат стрмни страни што е резултат на делувањето на вертикалната (длабинска) ерозија. На малите падови се всекуваат широки и плитки долини со благи страни како резултат на страничната ерозија. Бидејќи падовите зависат од стадиумите на развитокот на надолжниот речен профил и формата на долината зависи од неговата еволуција. Во почетниот еволутивен стадиум на иницијалниот релјеф, посебно ако има тектонско потекло, падовите на несогласениот речен профил се големи и невоедначени.

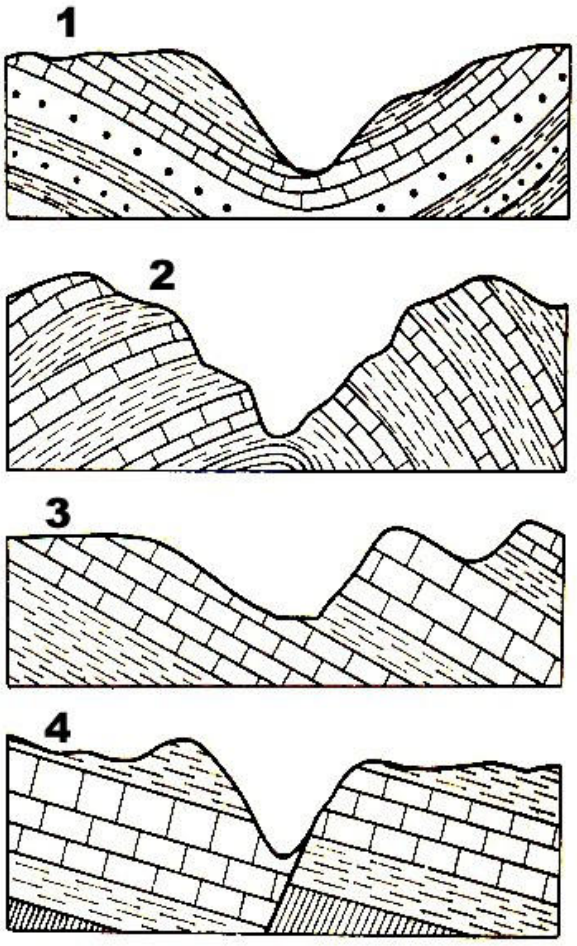
Длабоко всечените долини имаат стрмни страни и се нарекуваат ***клисури***. Најчесто се јавуваат во планинските предели и на високите платоа. Должината на клисурите е различна, а ако се сосема кратки се нарекуваат ***сашески***. Клисурите може да бидат длабоко всечени во карпестите маси, при што, страните им се речиси вертикални. Во однос на длабочината нивната широчина е мала. Ваквата клисура се нарекува



сл. 251, Долината на реката Колорадо (САД) и алувијална рамнина, десно

кањонски долини. Длабочината на кањонските долини може да достигне и повеќе стотина метри додека широчината може да им биде само неколку десетина метри. Кога кањонските долини се всечени повеќе стотина метри и имаат речиси потполно вертикални страни, а дното им е сведено на широчината на речното корито се нарекуваат ***кањони***.

Кањоните се јавуваат во области кои се изложени на млади тектонски движења на издигнување. За нивното всекување е потребно да постои моќна карпеста маса, силен речен тек и голем пад на надолжниот речен профил. На балканските простори еден од најимпозантните е кањонот на реката Тара во Црна Гора. Во Светот далеку најпознат е грандиозниот Голем Кањон на реката Колорадо (сл. 251). Неговата должина изнесува 320 km додека длабочината на кањонот достигнува и над 2.000 m.



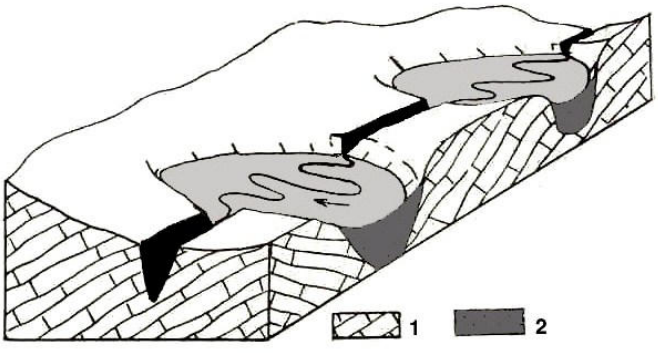
1. Синклинална, **2**. Антиклинална, **3**. Изоклинална, **4**. Долж расед

сл. 252, Напречен пресек на различни типови речни долини, според Klimasevski (1968)

Наспроти клисурите, кањонските долини и кањоните се наоѓаат т.н. нормални долини. Морфолошки се одликуваат со широко и заравнето дно со благо наведнати страни и се релативно плитко всечени. Малиот пад на нивниот надолжен профил ја условува страничната ерозија и акумулацијата на речниот материјал. Нормалните речни долини се обично резултат на далеку одминатата морфолошка еволуција на флувијалниот циклус. Во рамничарските области се резултат и на споро тектонско тонење на нерасчленетиот иницијален релјеф.

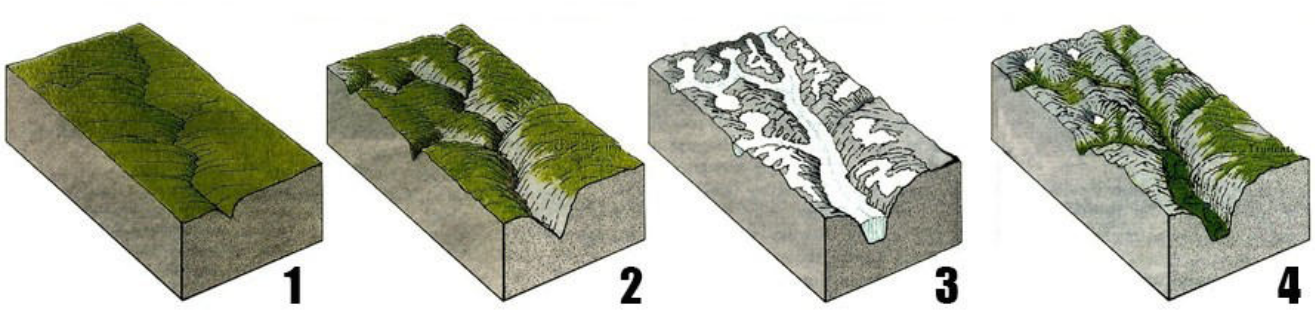
Изнесената поделба на клисури, кањонски долини, кањони и нормални речни долини претставува нивна *морфолошка класификација*. Покрај ваквата, основна класификација, постојат и други што се базираат на различни критериуми. Засебни типови на речни долини може да се издвојат според правецот на протегање и падот на слоевите, континуитетот на всекување, стратиграфскиот однос помеѓу меките и цврстите карпи во кои речната долина се всекува итн.

Според правецот на протегање во однос на протегањето и падот на слоевите, речните долини се делат на *надолжни* и *напречни*. Надолжните долини се всечени во правец на протегањето на слоевите. Нивниот напречен профил е асиметричен бидејќи страната всечена на главите на слоевите е пострмна од спротивната, всечени долж дијастромите. Напречните долини се всечени напречно на правецот на протегањето на слоевите. Тие може да бидат *консеквентни* и *анаклинални*. Првите се всечени низ падот на слоевите додека кај вторите слоевите паѓаат од речниот тек кон изворишето.



1. Клисури изградени (всечени) во цврсти карбонати. **2**. Тектонски предиспонирани котлини исполнети со езерски седименти.

сл. 253, Композитна долина



1. Почетна, иницијална фаза во изградување на флувијална речна долина, **2**. Одминат флувијален стадиум во изградување на речната долината, **3**. Интензивно моделирање на долината со глацијална ерозија како резултат на движење на мразната маса на глечерот и **4**. Постглацијално флувијална еволуција на веќе полигенетската, флувио-глацијална долина

сл. 254, Шематски приказ на морфолошка еволуција на полиѓенетска, флувио-ѓлацијална долина

Со делување на вертикалната ерозија речните долини може да бидат всечени континуирано, односно самото всекување воопшто да не биде прекинато. Ваквите долини се нарекуваат *монофазни*. За разлика од нив *полифазните* долини се всечени со наизменично делување на вертикалната и страничната ерозија. На страните на монофазните долини нема речни тераси бидејќи и нивното всекување под дејство на вертикалната ерозија не е прекинато. Меѓутоа, на страните на полифазните долини обично се јавува цела серија на речни тераси. Секоја од нив ја означува фазата на страничната ерозија при всекувањето на речната долина.

Речните долини може да бидат изградени со дејство не само на речната туку и на другите ерозии. Ако се изградени само од речната ерозија се нарекуваат *моноѓенетски* долини. Меѓутоа, ако во изградувањето на долината учествувале и други ерозии (абразија, карстна, глацијална итн) тогаш тоа се *полиѓенетски* долини. Така, на пример, во речната долина за време на глацијалната фаза на плеистоценот се јавува глечер со што во нејзиното изградување делува глацијалната ерозија. По топење на глечерот долината повторно продолжува да се изградува со процесот на флувијалната ерозија.

Разновидноста на долините е доста честа појава во релјефот. Таа зависи во прв ред од промената на наклонот на релјефот, литолошкиот состав на теренот во кој се изградува долината, младите тектонски движења и др. Со делување на ваквите модификатори врз ерозивно - флувијалниот процес во релјефот се изградува посебен тип на речни долини познати како *композитни* долини (сл 253). Ваквите долини се состојат од тесни делови - клисури и проширени делови - речни котлини, флувиоденудациони проширувања или грабенски депресии. Проширувањата и клисурестите делови меѓусебно низводно се менуваат. Во однос на постанокот се издвојуваат три типа на композитни долини. Првиот е резултат на различните падови во иницијалниот релјеф, вториот поради различната отпорност на карпите и третиот поради локалните тектонски пореметувања настанати долж речната долина.

Кај првиот тип на композитни долини, клисурите се создаваат на големите падови на иницијалниот надолжен профил бидејќи тука и интензитетот на вертикална ерозија е најголем. Кај малите падови делува страничната ерозија која со проширување на долината создава речни котлини и флувиоденудациски проширувања. На овој начин во текот на морфолошката еволуција ќе се создадат бројни клисури и речни котлини што на долината и даваат композитен карактер.

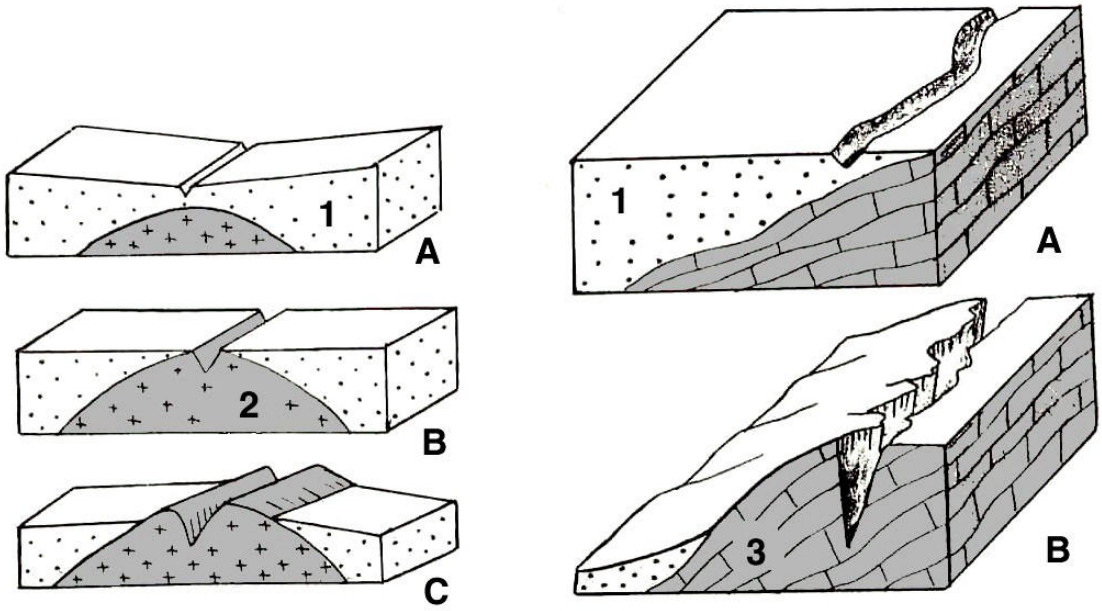
Вториот тип на композитни долини се создава поради разликата во отпорноста на карпите во кои долината се всекува. На местата каде речниот тек се всекува во цврсти карпи делува вертикалната ерозија и во овие делови се создаваат клисури. На местата каде речниот тек тече

во меки или растресити седименти побрзо ќе се усогласи надолжниот речен профил и ќе се јави странична ерозија која ќе создаде речни котлини. Според тоа, појавата на карпи со различна отпорност долж надолжниот речен профил предизвикува линеарна селективна ерозија. Клисурите ќе се всекуваат во цврсти а речните котлини во меки карпи.

Постанокот на третиот тип на композитни долини (посебно карактеристично за територијата на Република Македонија) е предизвикано со појавата на радијални дислокации и создавање на тектонски котлини во кои се создаваат услови за егзистенција на езера. На преградите помеѓу котлините, езерските истеки всекуваат клисурести долини а на исушеното езерско дно речниот тек создава широка долина.

Локалните тектонски движења долж надолжниот профил на речниот тек можат да се манифестираат со издигнувања во вид на прегради и сводови. Ако издигнувањето е споро, т.е. е еднакво на износот на всекувањето на речниот тек, тогаш речниот тек го совладува износот на издигнувањето и всекува посебен тип - *асцеденти́на долина*. Таа претставува клисура пробивница. Ваквите клисурести долини се со стрмни страни, со отсеци и прекршувања долж речното корито со бројни брзаци, слапови, водопади и џиновски лонци. Пример на асцедентна долина пробивница е Ѓердапската Клисура на реката Дунав. Таа е најголемата европска пробивница со должина од 100 km.

Со вдлабување на долината речниот тек може да пресече слоеви со различна отпорност и со различен литолошки состав. Во морфолошки поглед од значење е дали долината се всекува во меки или во отпорни карпи. Стратиграфскиот однос на карпите може да биде на два начини; меките карпи може да лежат во повлатата а цврстите во подината и обратно. Во генетски поглед посебно е значајно кога меките седименти лежат во повлатата.



A. Примарен стадиум на всекување во меки езерски седименти (1), **B**. Стадиум на епигенетско всекување во магматски (2) и карбонатни карпи (3) и **C**. Стадиум на епигенија

сл. 255, Генеза и морфолошка еволиција на епи-ге́нети́ски долини

Ако отпорните, пример гранитски карпи се во подината и се покриени со меки и растресити седименти (песоци, глини) во почетокот на еволутивниот развиток речниот тек ќе ја всекува својата долина прво во меките седименти. Со пресекување на меките седименти во натамошната еволуција всекувањето продолжува во цврстите гранитски карпи. Поради големата отпорност на гранитите кон ерозијата, всекувањето на водниот тек и неговата долина ќе биде забавено. Истовремено ќе се одвива силна ерозија на меките седименти во непосредната околи-

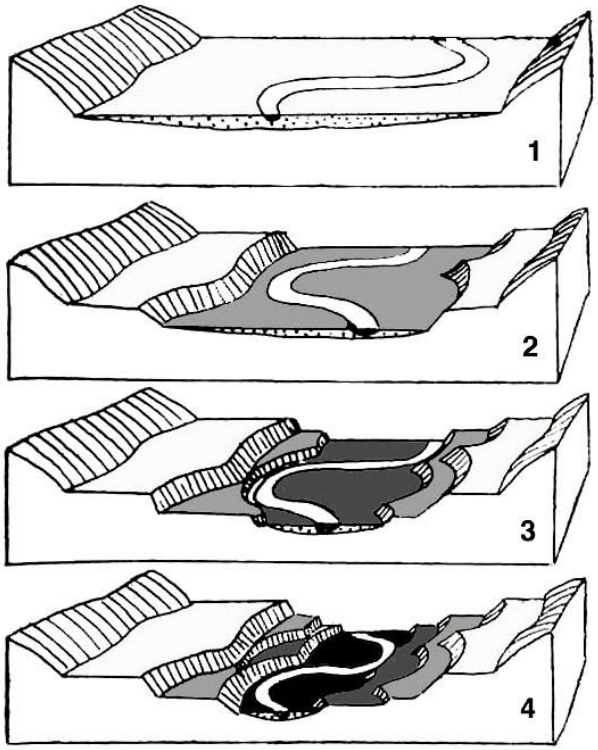
на на долината. Плакнењето и денудацијата на меките седименти ќе има поголем износ од всекувањето на клисурата во цврстите гранити. Како резултат на селективната ерозија теренот во меките седименти постепено станува понизок од височината на горните рабови на долината всечена во гранитски карпи. Во релјефот на прв поглед се јавува нелогична појава дека долината е всечена во повисок терен со отпорни карпи, а не во понискиот, соседен терен, изграден од меки и растресити седименти. Долините настаната со ваков начин на всекување и со вакви морфолошки одлики се нарекуваат ***епигении*** или *епигенетски долини* (сл. 255).

Основната морфолошка карактеристика на ваквите долини е дека горните рабови им се повисоки од соседниот и околните терени. Во зависност од начинот на појавување на цврстите карпи епигениите се делат на: *домни*, *рабни* и *ртести*. Домните епигении настануваат со всекување на долината во основа од цврсти карпи што има форма на свод (сл. 255, A-B-C). Рабните епигении се всечени долж работ на цврстите карпи. Обично ваквите епигении се јавуваат во некогашните езерски басени, т.е. во подножјето на планините што ги опкружуваат (сл. 255, A-B). Ртестите епигении настанале со всекување на долината во карпеста преграда изградена од цврсти карпи. Бидејќи се всечени во цврсти карпи, епигениите најчесто претставуваат клисури. Тие имаат извонредно големо значење за одредување на иницијалната површина од која започнало всекувањето на речниот тек.

Речни тераси

Речните тераси се елементарна форма на ерозивниот флувијален релјеф. Тие претставуваат зарамнини всечени на страните од речните долини. Наведнати се кон речното корито и долж речниот тек. Речните тераси се некогашни проширени дна на долината во која речниот тек сукцесивно се всекувал, при што, страничната ерозија ги создавала терасите додека вертикалната отсеците помеѓу нив (сл. 256). Според тоа, речните тераси ги означуваат стадиумите на морфолошката еволуција на речната долина.

Поради големиот пад на иницијалниот релјеф речната долина се всекува со делување само на вертикалната ерозија. Кога во својата еволуција речниот тек ќе достигне согласен надолжен профил кој се одликува со мал пад вертикалната ерозија се заменува со странична. Со делување на страничната ерозија долинското дно значително се проширува во пространа зарамнина по која реката меандрира и го подсекува подножјето на долинските страни. Ако потоа дојде до спуштање на долната ерозивна база или дојде до тектонски издигнувања, речниот тек повторно вертикално ќе започне да се всекува во сопственото широко долинско дно кое, поради тоа, заостанува на поголема височина како речна тераса. На ваков начин, преку наизменично делување на вертикалната и страничната ерозија во долината се изградува серија на речни тераси (сл. 256).



сл. 256, Всекување на ерозивни речни тераси

Бројот на речните тераси зависи од бројот на стадиумите на страничната ерозија додека за нивната морфолошка зачуваност значајни се геолошкиот состав, износот на плакнење и денудација, староста на речните тераси итн. Најмладите речни тераси ако, при тоа се всечени и во отпорни карпи се најдобро зачувани во релјефот. Во колку речните тераси се постари толку повеќе и биле изложени на морфолошко преобликување со делување на егзогените процеси, а со тоа и послабо се зачувани. Речните тераси се означуваат со релативна височина, т.е. со

височината на терасата над водниот тек. Кај големите и длабоко всечени речни долини тераси-те можат да имаат височина и над 100 m.

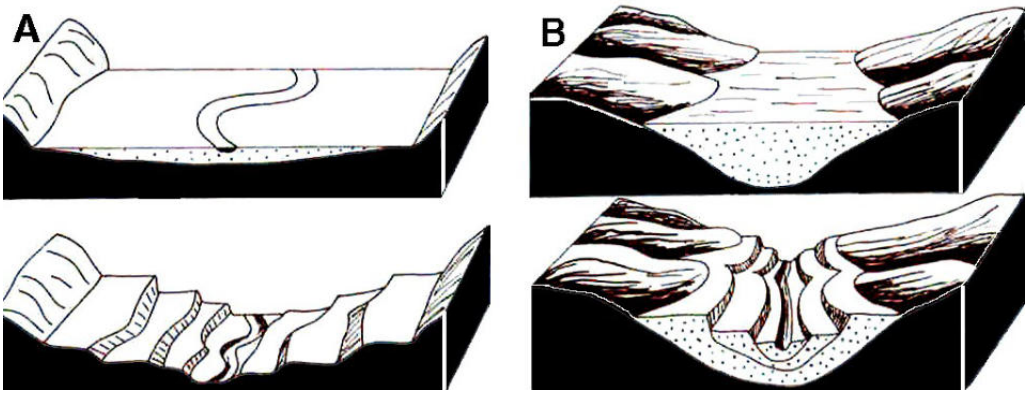


сл. 257, Речна тераса

Според материјалот во кој се всекуваат речните тераси се делат на: *ерозивни* и "*акумулативни*". Ерозивните тераси се всечени со странична ерозија директно во карпестата основа во која е всечена и речната долина. "Акумулативните" тераси се создадени во речниот материјал со кој е засипано дното на долината. Ваквите терси се, исто така, форми на ерозивниот флувијален процес (сл. 258 - B)

"***Акумулативните речни тераси***" настануваат со сукцесивно всекување на речниот тек во сопствениот наносен материјал. Како ерозивните така и акумулативните речни тераси претставуваат зарамнини на страните на речната долина. Настанати се со странична ерозија на речниот тек чиј надолжен профил далеку одминал во својата еволуција.

По своите морфолошки и генетски особености ерозивните и акумулативните тераси се исти (сл. 258). Се разликуваат само по тоа што ерозивните тераси се всечени во карпеста подлога додека акумулативните во речниот нанос што го исполнува дното на долина. Акумулативните речни тераси се јавуваат во долните текови на реките каде падот е мал а наталожувањето на речниот нанос најголемо.



*сл. 258, Ерозивни (**A**) и "акумулативни" (**B**) речни тераси*

Создавањето на акумулативните речни тераси зависи од согласувањето на надолжниот речен профил и од климатските промени што се јавуваат во текот на морфолошката еволуција на речната долина. Ако од различни причини дојде до спуштање на долната ерозивна база се јавува всекување на реката во сопствениот речен нанос. Со сукцесивното всекување на речниот тек кон новата, пониска долна ерозивна база се создаваат акумулативни речни тераси. Најчесто ваквите тераси се создаваат како последица на климатските промени, како оние што се случувале во текот на плеистоценот кои резултирале со промени во протекот на реките но и со промена на долната ерозивна база на Светското Море.

Речните тераси може да бидат *конформни* и *инверзни* (сл. 259). Конформните речни тераси се наведнати низ речниот тек и кон речното корито, односно се согласни со општиот наклон на релјефот. Инверзните тераси отстапуваат од ваквата законитост, т.е. се наведнати кон изворишето на реката. Ваквата нивна наведна-

тост е последица на младите тектонски движења, т.е. на издигнувањата во долните делови на долината и сливот. Инверзните речни тераси немаат значење само за утврдување на младите тектонски активности туку и за утврдување на правецот и износот на издигнувањето, како и за определување на времето на тектонските случувања во сливот. Ако, на пример, во серија на три тераси двете највисоки се инверзни, тогаш со сигурност може да се заклучи дека тектонските движења настанале по создавањето на инверзните тераси, а пред да се всече најниската тераса. Ако е позната староста на терасите, тогаш може да се определи и времето кога се одиграле тектонските движења кои и ги преметиле двете тераси.

Речните тераси најчесто се морфолошки слабо зачувани во денешниот релјеф. Зачувани се само одделни нивни делови кои сочинувале единствена речна тераса. Меѓутоа, благодарение на ваквите остатоци може да се реконструира некогашниот изглед и распространетоста на речната тераса. Поврзувањето на зачуваните делови на речната тераса во единствена целина се нарекува *корелација*. Таа може да биде *генетска* и *висинска*. Генетската корелација е поврзување на генетски идентични и хронолошки истовремени делови на речната тераса во единствена целина без разлика на нивната денешна релативна височина. Висинската корелација се базира на поврзување на делови од речната тераса кои имаат иста релативна височина. Со генетската и висинската корелација се добива корелативен систем на речни тераси.

Генетската корелација е неопходна кога се работи за проучување на високите речни тераси кои морфолошки се слабо зачувани. Висинската корелација се применува само во случај кога се работи за делови на речни тераси што се наоѓаат во непосредна близина. Во случај да се работи за делови на тераси кои меѓусебно се оддалечени, тогаш висинската корелација е несигурна. Всушност, релативната височина на една иста тераса може да се менува надводно и низводно. Поврзувањето на деловите на таква тераса само според висинската корелација би довело до погрешни резултати. Менувањето на релативната височина на речната тераса се јавува како последица на еволуцијата на надолжниот речен профил или поради младите тектонски движења и пореметувања. Со примена само на висинската корелација може да се случи да се поврзат во единствен систем делови на различни тераси. Поради тоа, висинската корелација е можна само во случаи кога денешниот и некогашниот надолжен профил (при кој е извршено создавањето на терасата) се меѓусебно паралелни.

Ако релативната височина на речната тераса се зголемува надводно тоа е знак дека денешниот надолжен профил отишол подалеку во својата еволуција од надолжниот профил при кој е извршено создавањето на речната тераса. Ако релативната височина на речната тераса е иста на целата должина тогаш денешниот и некогашниот надолжен речен профил меѓусебно се согласни и на ист еволутивен стадиум.

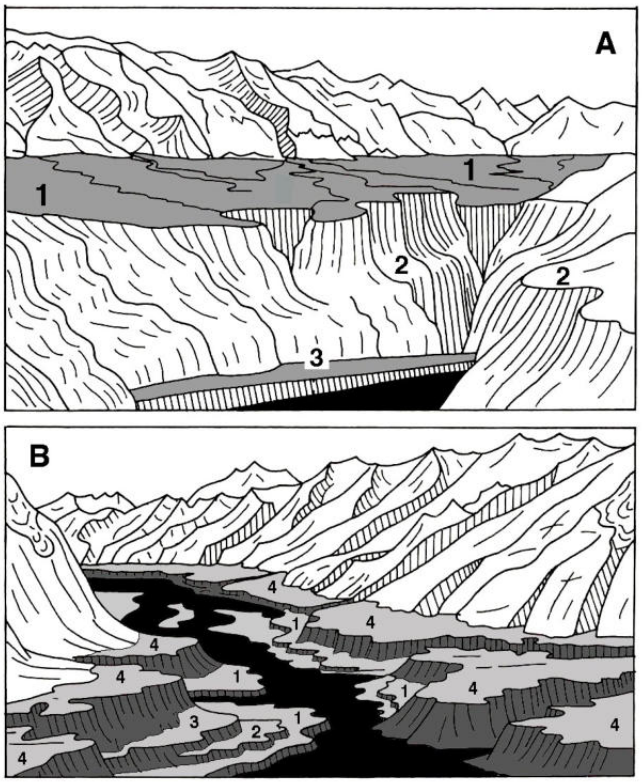
По создавањето речните тераси се изложени на ерозија и денудација кои доведуваат до нивна деструкција и морфолошко преобликување. Денудацијата и ерозијата можат да влијаат и на проширување на речните тераси. На долинската страна над речната тераса денудацијата и ерозијата не се насочени кон реката туку кон зарамнетиот дел на терасата како нивна долна ерозивна база. Отсекот над речната тераса, поради тоа, назадно се поместува и снижува, а терасата се проширува. Тоа е *некоординирана странична ерозија*. Таа е поврзана за реката како главна долна ерозивна база. Координираната странична ерозија се врши кон реката додека некоординираната кон нивоата на одделните речни тераси. Координираната странична ерозија врши подсекување на речните тераси кон реката додека некоординираната ги проширува кон страните на долините.



сл. 259, Инверзна речни тераси

На страните на речната долина се забележува широко изразена речна тераса со изглед на голема зарамнина, или ***флувијален под***. Ваквата

појава по правило е поврзано за долготрајно интензивно делување на страничната ерозија при трајна стабилност на долната ерозивна база во далеку одминатиот стадиум на надолжниот речен профил. Речниот тек достигнува речиси рамнотежен надолжен профил и на тоа ниво се задржал долго време. Тоа е причината флувијалниот под да е морфолошки изразен, т.е. речиси да е идеално зарамнет со значителна широчина и должина (сл. 260).



*сл. 260, Флувијален под (**А1**) и речни тераси (**В**, 1-4)*

Генезата и морфолошката еволуција на флувијалниот под зависи од траењето и интензитетот на флувијалниот процес, од геолошкиот состав на страните на речната долина, тектонската стабилност во речниот слив, од самата морфологија на речната долина итн. Во релјефот на речните долини флувијалните подови се наоѓаат на значителна релативна височина што значи дека се создавани во раните стадиуми од всекувањето на речната долина. По нивното создавање, што обично е долг процес, дошло до силно всекување на речниот тек, било поради спуштање на долната ерозивна база било поради појава на тектонски издигнувања на речната долина. Тоа се причините флувијалните подови да заостануваат, односно да се наоѓаат на поголема височина (сл. 260-А).

Флувијалните површи се едни од најзначајните елементи на флувијалната морфологија. Тие претставуваат квалитативно повисока форма изградена во далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција на флувијалниот релјеф. Во морфохронолошки поглед тие се значајни и за реконструкција на стариот флувијален палеорелјеф. Флувијалните површи претставуваат распространети, брановидни зарамнини. Се забележуваат на локалните вододелници на одделни сливови и се наведнати низ речните текови. Можат да имаат значителна распространетост и тогаш се јавуваат во релјефот на повеќе речни сливово.

Флувијалните површи не се настанати со едноставно делување на страничната ерозија и сукцесивно всекување на речниот тек во сопствената долина како што е случај со речните тераси. Флувијалните површи се резултат на комплексно делување на речната ерозија и аплинациските процеси, како: раздробување, распаѓање, плакнење, денудација.

Создавањето на флувијалната површ се одвива во долг временски период при трајна стабилност на долната ерозивна база кога речните текови речиси го достигнале рамнотежниот надолжен профил. Долините тогаш се плитки и имаат благи страни додека локалните водоразделиим се речиси сосема снижени. Во вакви услови делува само страничната ерозија со создавање на широки долински дна. Всекувањето не постои, а егзогените, посебно денудациските процеси се во состојба да го зарамнат вкупниот релјеф во сливот, речиси до ниво на рамнотежен надолжен профил на главната речна артерија.

Изградувањето на флувијалните површи подразбира и потполна тектонска стабилност. Во колку се јават тектонски пореметувања тие ја реметат или сосема ја оневозможуваат морфолошката еволуција на флувијалната површ. Меѓутоа, ако тектонските движења се јават по создавањето на флувијалната површ, а се манифестираат било со спуштање на долната ерозивна база или со издигнување на целиот слив, доаѓа до оживување на вертикалната флувијална ерозија и до всекување на главниот речен тек и неговите притоки во флувијалната површ која заостанува на поголема височина.

Височината на површта зависи од износот на спуштањето на долната ерозивна база,

односно од износот на тектонските издигнувања. Поради всекувањето помеѓу флувијалната површ и речните текови се создава прекршување кое ја одвојува површта од дното на долината. Кога речниот тек со своите притоки повторно ќе го достигне рамнотежниот надолжен профил, страничната ерозија повторно ќе изгради широка долина со благи страни. Во колку долната ерозивна база биде стабилна ќе дојде до создавање на нова, пониска флувијална површ. Во тој случај помеѓу двете површи ќе се создаде флувијално прекршување.

Флувијалните површи имаат посебни особености. Најзначајната е дека се наведнати долж речниот тек кон вливот на реката. Спротивно од зарамнетите абразивни површи, флувијалните површи се брановидни. Помеѓу флувијалните површи и речните тераси постојат одредени сличности (распоредени се едни под други, се протегаат долж речниот тек) но има и битни разлики. Флувијалните површи се многу пораспространети. Тие се брановидни, а се протегаат и во соседните сливови. Флувијалните прекршувања кај површите се благо наведнати додека отсеците помеѓу речните тераси се стрмни.

Флувијалните површи како појава често се забележуваат во релјефот. Во поотпорните карпи морфолошки се подобро зачувани. Флувијалните површи ги сечат слоевите со различен петрографски состав и со различна пореметеност што е несомнен доказ за нивниот ерозивен карактер.

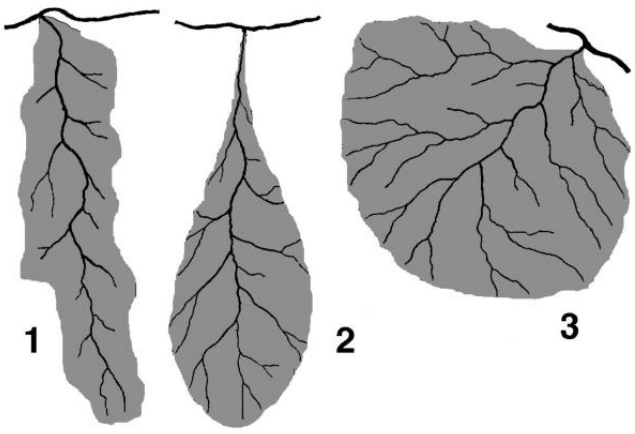
Завршна форма во изградување на флувијалниот релјеф претставува ***пинеплеон***. Поимот пинеплен во литературата е воведен од *Devis*. Според него пинепленот претставува огромна (единствена), идеална зарамнина, речиси на ниво на морето од која се издигнуваат мали заостанати возвишенија составени од најотпорните карпи.

Пинепленот се јавува ретко на Земјината површина. Причината е во тоа што за неговото изградување е потребно долг временски период со потполно тектонско мирување и стабилност на долната ерозивна база што во приордата е редок случај. Механизмите на изградување на пинепленот се идентични со механизмите на изградувањето на флувијалните површи. Пинепленот е квалитативно повисока форма на флувијалната морфологија. Тоа е крајната цел на делувањето на ерозијата и денудацијата на копното, т.е. завршен стадиум во морфолошката еволуција на релјефот. Пинепленот всушност настанува со сраснување на флувијалните површи при долготрајно делување на егзогените процеси.

Речен слив

Посебен елемент на флувијалниот релјеф е ***речниот слив***. Под речен слив се подразбира одредена површина на теренот на еден речен систем ограничена со водораздел. Површината на речниот слив е дисецирана и расчленета со главната река и нејзините притоки.

Басенот на речниот слив претставува одредено морфолошко обележје, односно пределно-морфолошка целина на флувијалниот релјеф во рамките на кој со речната ерозија се изградуваат флувијални форми на релјефот. Општиот морфолошки изглед на басенот на речниот слив може да биде најразличен (сл. 261). Тоа зависи од цела низа фактори, како што се: релјефните односи, распоредот, бројот и правецот на оттекнување на главната река и нејзините притоки, геолошкиот состав на теренот, тектонската предиспонираност, иницијалниот релјеф, климата итн.



1. Издолжен, **2**. Пердувест, **3**. Лепезест

сл. 261, Разни типови на речни сливови

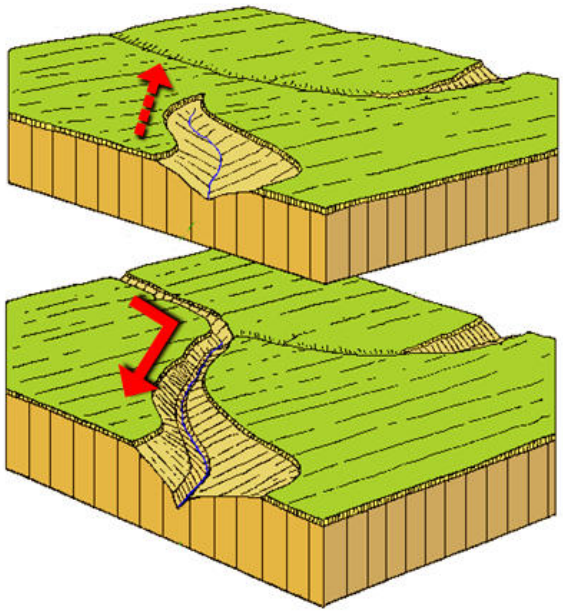
Во секој басен на речниот слив се разликуваат главна и споредни реки кои ги претставуваат нејзините притоки. Главната река со своите притоки сочинува речен систем. Еден речен систем, односно басен на речниот слив е одвоен од соседниот со различни возвишенија кои се

вододелница. Главната вододелница одвојува два соседни басени (речни сливови) додека локалните ги одвојуваат притоките на главната река. Вододелницата претставува една од најдинамичките категории на флувијалната морфологија. Таа е подложна на морфолошко преобликување поради влијанието на регресивната ерозија како и со процесите на плакнење и денудацијата.

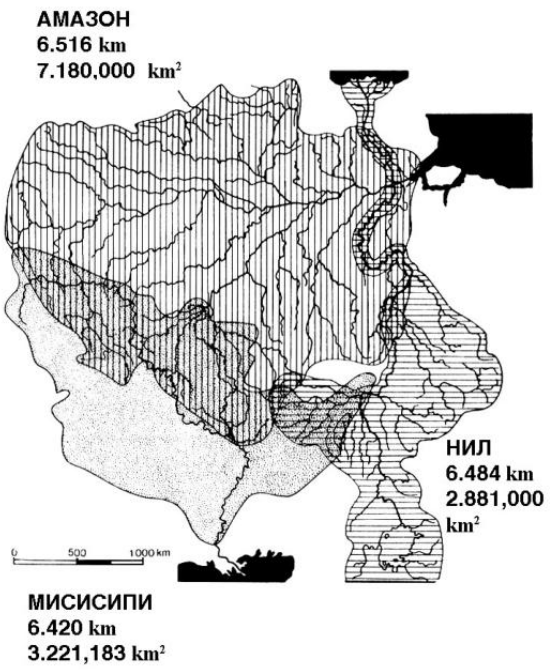
Вододелниците може да бидат *одредени* и *неодредени*. Одредените вододелници се морфолошки впечатливо изразени. Се јавуваат на вододржливи терени во кои површинското оттекување е нормално. Неодредените вододелници морфолошки не се доволно изразени, а се јавуваат и на терени каде водата долж пукнатините понира и оттекува подземно (карстни терени). Неодредените вододелници се јавуваат и во области исполнети со бари и тресетни простори на рамничарските реки каде релативните височини се исклучително мали.

Во текот на морфолошката еволуција вододелниците се изложени на постојани морфолошки промени и поместувања. Со регресивната ерозија на две меѓусебно напречно поставени реки вододелницата се подсекува, снижува и поместува. Во колку регресивната ерозија е посилна во толку и вододелницата повеќе се снижува и поместува. Посилниот водотек побргу и повеќе ја снижува вододелницата и ја поместува наназад на сметка на помалиот басен чиј водотек е послаб. Значи, снижувањето најголемиот износ го достигнува на местата каде се јавуваат два, еден наспроти друг текови. На таквите места снижените делови на вододелницата се нарекуваат *превали*. Во рамничарските (низиски) предели ниските, благо издигнати вододелници се нарекуваат *повии*.

Во првиот стадиум на морфолошкото преобликување започнува да се снижува иницијалната вододелница. Во натамошната еволуција доаѓа до поместување и пробивање на самиот превал. Бидејќи посилниот водотек врши поголемо регресивно всекување во текот на морфолошката еволуција ја пробива вододелницата и навлегува во соседниот слив. Завлегувајќи во соседниот речен слив посилниот водотек ги презема неговите надводни речни текови и ги внесува во басенот на својот слив. Ваквата појава е позната како ***пиратерија*** (сл. 262). Пиратериите може да предизвикаат крупни промени во релјефот. На местото каде е извршена пиратерија речниот тек кој е вовлечен во новиот речен слив скршнува речиси под прав агол создавајќи *адаптационен лакт*. Во басенот на стариот речен слив, низводно од адаптациониот лакт заостанува сува долина (фосилна речна долина). Таа е надвор од хидрографската функција. На овој начин посилниот водотек ја зголемува површината на својот слив на сметка на послабиот.



сл. 262, Шематски приказ на појава на пиратерија



сл. 263, Споредба на најголемите водни текови, според Ridjanovic (1989)

ФЛУВИЈАЛНИ АКУМУЛАТИВНИ ФОРМИ

Флувијалните акумулативни форми настануваат со таложење (натрупување) на речниот нанос (дробини, чакал, песок, глина) на места каде слабее транспортната моќ на водниот тек. Во класификацијата на флувијалните акумулативни релјефни форми се издвојуваат: ***плавини***, ***речни острови***, ***делити*** и ***алувијална рамнина***.

Алувијалната рамнина претставува пространа наносна рамнина сместена од двете страни на речното корито. Го претставува зарамнетото дно кај широките речни долини кое е изградени од речен нанос (мил, песок, чакал). Алувијалните рамнини се јавуваат во долните текови на реките каде падот е мал, страничната ерозија е голема, а акумулирањето на речниот материјал значително. Всушност, алувијалната рамнина ја претставува најниската речна тераса. Таа се создава при висок водостој и поплави кога реката го плави дното на долината. При тоа, се акумулираат големи количества речен нанос од двете страни на речното корито во вид на акумулативна рамнина.

Алувијалните рамнини се создаваат во далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција на речните долини кога надолжниот речен профил е согласен речиси до рамнотежен. Поради малиот пад реката се разлева и меандрира долж алувијалната рамнина со што и ја проширува за сметка на долинските страни.



сл. 264, Алувијална рамнина на реката Брегалница

Алувијалните рамнини се ниски, зарамнети и благо наведнати кон речното корито и низ речниот тек. Нивната најголема височина е во подножјето на долинските страни, а најмала кон речното корито. Височината ретко кога

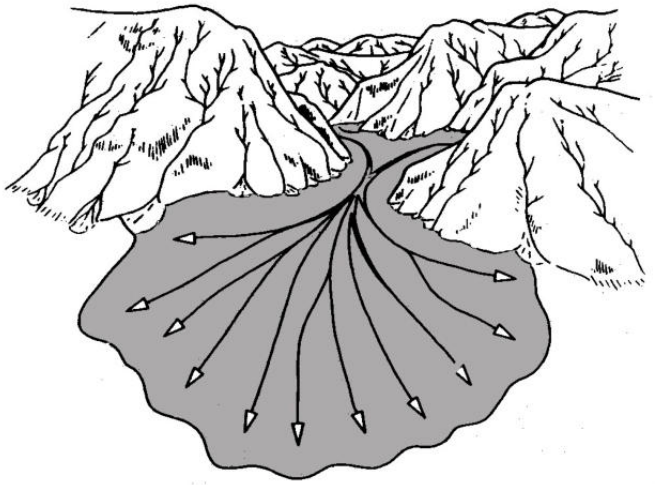
им минува повеќе од 2 - 3 m. Самиот назив *алувијална* рамнина потекнува од латинскиот збор ***aluvio*** - нанос. Поради тоа и севкупниот речен материјал се нарекува алувијален. Широчините на алувијалните рамнини се различни и зависат од големината на речниот тек. Кај малите реки алувијалните рамнини имаат само неколку десетина метри но кај големите реки достигнуваат широчина и повеќе километри. Така, на пример, широчината на алувијалната рамнина на реката Волга при вливот е 30 km. На Дунав кај Земун 17 km, на Сава кај Белград од 3 до 7 km итн.

Плавините претставуваат наносен речен материјал во форма на купести возвишенија во подножјата на долинските страни (сл. 265). Настануваат на места каде стрмните корита на страничните притоки влегуваат во долинската рамнина на главната река. Поради изразениот пад притоките носат големи количества наносен материјал. Излегувајќи на речиси хоризонталната долинска рамнина, транспортната моќ на вододтекот брзо опаѓа и наносниот материјал се акумулита во форма на плавина. Плавините посебно добро се изразени кај пројните текови. Поради големиот пад на коритото пороите располагаат со голема механичка но и транспортна сила.

Наталоженият материјал во плавините е класиран според големината на зрната. Долж рамката на плавината се акумулира крупен дробински материјал додека на нејзиниот врв е пофиниот песокливо - глинест материјал. Со самиот процес на ерозија во надводните и акумулацијата во низводните делови на коритото, пројниот тек постепено го смалува падот на надолжниот профил. Со тоа во надводните делови слабее ерозијата. Резултат на тоа е смалување на количеството на транспортираниот материјал и плавината постепено се умртвува. Водниот тек согласувајќи го надолжниот профил всекува плитко корито во нејзе. Создавањето и нараснување на плавините кај пројните текови, особено по големите и краткотрајни дождови може да биде интензивно. Може да настанат и големи плавини кои го парализираат сообраќајот во долината на главната река.

Речните острови (*ади*) се форми на флувијалната акумулација создадени со таложење на речен нанос. Обично се создаваат во коритата на големите рамничарски реки кои имаат сосема мал пад но големи количества транспортиран ситен материјал. На места каде во коритото се смалува механичката сила на реката доаѓа до таложење на наносниот материјал во вид на подводни гребени. Со нараснување на ваквите гребени, над нивото на речниот тек се создаваат речните острови или ади (сл. 266).





сл. 265, Типична плавина и шематски приказ на плавина

Создавањето и нараснувањето на речните острови се одвива за време на висок водостој кога речниот тек носи големи количества песок и мил. Речните острови тогаш во најголем дел се под вода. Како подводна препрека тие го успоруваат нормалното оттекнување на речниот тек. Со тоа доаѓа до интензивна акумулација на речниот материјал, т.е. доаѓа до нараснување на речниот остров. Во далеку одминатиот стадиум на морфолошкото изградување речниот остров се потопува само за време на поголеми поплави. При низок водостој речните острови се најголеми и морфолошки најизразени.

Причините за создавање на речни острови се различни. Тоа може да биде карпеста пр-



сл. 266, Речни острови како резултат на повеќе речни ракавци, истата појава на реката Вјоса во Албанија и речни острови како резултат на меандрирање на речното корит

еграда во речното корито која предизвикува успорување на речниот тек и таложење на транспортираниот материјал. Создавањето на речните острови може да биде и резултат на меандрирање на реката (сл. 266), при што, таа се раздвојува во сопствениот наносен материјал. Речните острови може да настанат и на составот на големите реки кога нивното спојување е под голем агол. Ваквото нешто предизвикува успорување на водата и таложење на транспортираниот наносен материјал. Такви се двата острови на составот на реките Сава и Дунав кај Белград. Создавањето на речните острови може да биде релативно брзо, но, исто така, и нивното исчезнување. Речните острови се издолжени во правец на водниот тек. Имаат мала релативна височина и се обраснати со вегетација. Адите влијаат врз морфологијата на речните корита, а може да предизвикаат и скршнување или раздвојување на речниот тек.

Делтите претставуваат пространи наносни рамнини на големите реки што се вливаат во езерата, морињата или океаните (сл. 267). Со вливањето реките ја губат својата механичка и транспортна сила и го таложат севкупниот материјал што го носат. Со акумулирањето на речниот материјал се затрупува плиткото крајбрежје на водниот басен и се претвара во речиси хоризонтална акумулативна рамнина. Преку ваквиот, зарамнет дел, речниот тек споро тече и се раздвојува во бројни ракавци. Со натамошната акумулација на материјалот, што и не престанува, делтата се проширува и продолжува кон водниот басен. Со нараснувањето на делтите се шири копното на сметка на водниот басен.

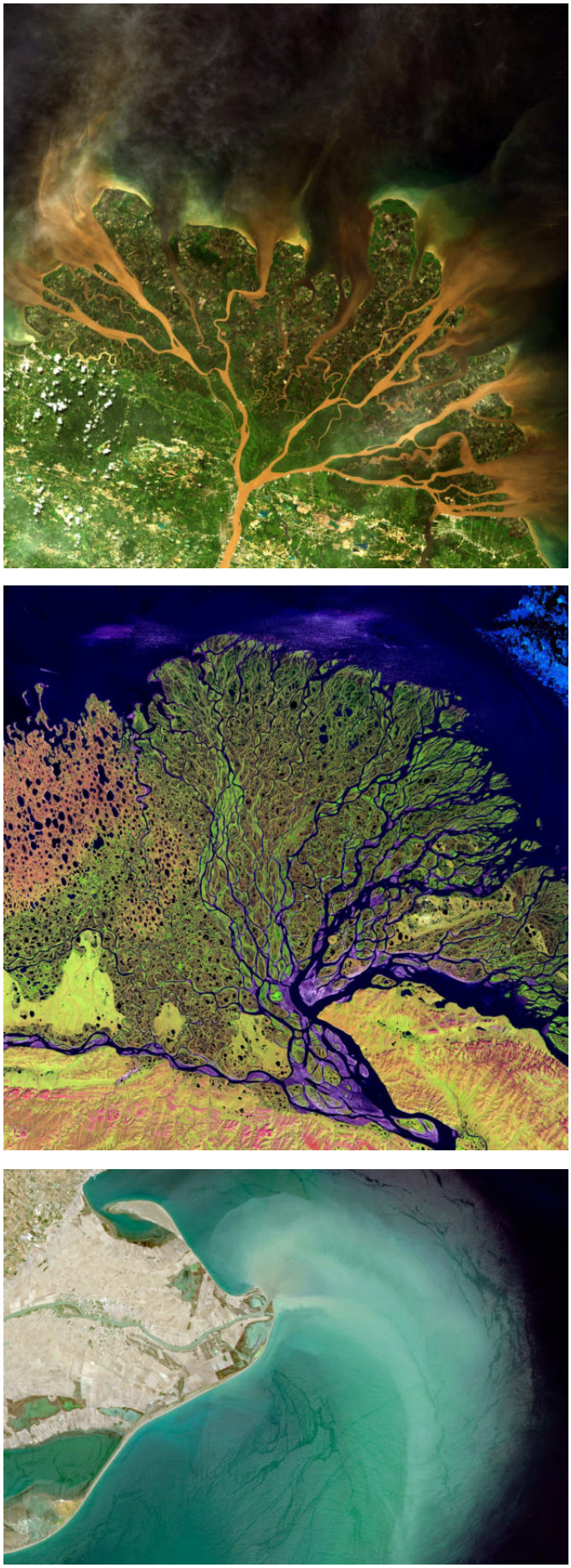
Делтите претставуваат посебна форма на акумулација во крајбрежниот појас. Таложењето на наносниот речен материјал во нив се врши по принцип на вкрстена седиментација. Вливајќи се во езерото, морето или океанот, реката најнапред го таложи најкрупниот речен материјал, а подалеку од брегот сé поситниот. Ваквото таложење се врши во коси слоеви, од брегот кон отворениот басен, согласно со наклонот на басенот во крајбрежниот појас. Со постојаното нараснување на делтата кон отворената водна површина се поместува и вливот на реката и тоа сé подалеку од брегот. Со тоа преку претходно наталожениот, ситен материјал (мил, песок) се таложи погруб речен материјал (чакал, дробини). Ваквата смена на ситен и крупен речен материјал создава вкрстена стратификација на делтите.

Делтите во основа имаат изглед на триаголник по што и го добиле името според истоимената буква во грчката азбука. Формите на делтите сепак се различни. Тоа зависи од начинот на засипување на материјалот и од карактерот на раздвојувањето на речниот тек. Земено во целина се разликуваат три основни типа:

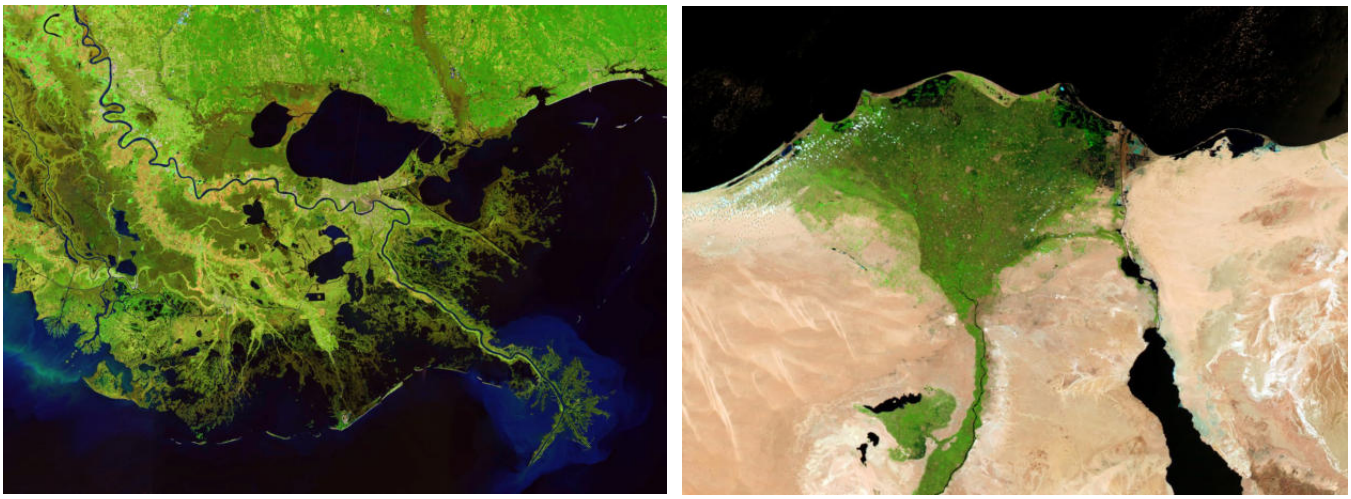
триаголни, *полукружни* и *прстести* делти. Триаголните делти се изградени од два акумулативни дела истурени во водниот басен. Тие се нарекуваат и клунести делти, како што е делтата на реката Тибар, Ебро итн. Полукружните делти имаат изглед на лепезеста наносна рамнина. Ваквата форма ја добиле поради честото мигрирање на вливот на реката со што насипувањето на материјалот се врши рамномерно. Делтата на реката Нил е типичен пример на полукружен тип. Прстестите делти имаат распространета наносна рамнина преку која водниот тек се раздвојува во бројни ракавци. Секој од нив создава своја сопствена делта. Ваков тип е делтата на реката Мисисипи чии ракавци достигнуваат и до 150 km.

Создавањето и нараснувањето на делтите зависи од повеќе фактори. Во прв ред зависи од длабочината на басенот во крајбрежниот појас. Ако неговата длабочина е голема создавањето на делтата е споро и таа има мала површина. Зависи и од големината на речниот слив и од неговиот геолошки состав. Кај големите сливови протекот е поголем па и количеството на наносен материјал е голем. Тоа има поволно влијание врз создавањето и нараснувањето на делтата. Ако сливот е всечен во меки карпи тогаш и количеството на наносниот материјал е поголемо и обратно. Најпосле, создавањето на делтите зависи и од морските струи. Ако тие се особено активни го однесуваат вкупниот нанос што реката го донела. Со тоа е оневозможено создавањето на делтата.

Делтите на големите реки достигнуваат џиновски размери. Така, на пример, заедничката делта на Јангцекјанг и Хоангхо достигнува должина од 1.100 km и широчина од 300-400 km. Нејзината површина изнесува 500 000 km^2. Приближно исти димензии имаат и делтите на Ганг и Брамапутра. Делтата на Мисисипи е долга 320 km и широка 300 km. Таа зафаќа површина од 150 000 km^2. Делтата на Амазон е со површина од 100 000 km^2, Нил 35 000 km^2, Волга 18 000 km^2 итн. Брзината на нараснување на делтите е различна. Делтата на Волга просечно во текот на годината нараснува за 170 m на Дунав за 80 m, Мисисипи 91,5 m итн.



сл. 267, Тип на лепезести делти, делтата на Махакам (Индонезија) и на реката Лена (Сибир) и клунеста делта на Ебро (Шпанија)



сл. 268 Типична прстеста делта на Мисисипи (САД) и лепезеста делта на Нил (Египет)

Фосилни флувијални релјефни форми

Формите на флувијалниот релјеф може да бидат ***рецентни*** и ***фосилни***. Рецентни форми се оние што и денес се изградуваат со непосредно активно делување на флувијалната ерозија (речни корита, алувијални рамнини, водопади, џиновски лонци). Фосилните флувијални форми веќе не се изградуваат со непосредно делување на активниот флувијален процес. Нивното морфолошко изградување со флувијалната ерозија е прекинато и во релјефот се јавуваат како фосилни појави.

Фосилните флувијални релјефни форми се изградени со делување на стар флувијален процес во геолошкото минато, или пак, од неодамна станале фосилни поради прекин на непосредното делување на флувијалната ерозија како доминантен геоморфолошки процес. Во првата група спаѓаат старите палеофлувијални форми, т.е. фосилните речни долини. На втората група припаѓаат младите флувијални форми во алувијалната рамнина што до неодамна биле изградувани со флувијалната ерозија. Такви се напуштените речни корита и одсечените меандри. Ваквите форми се здобиле со фосилен карактер како резултат на поместувањето и преместување на речниот тек. Со тоа останале надвор од својата хидрографска функција.

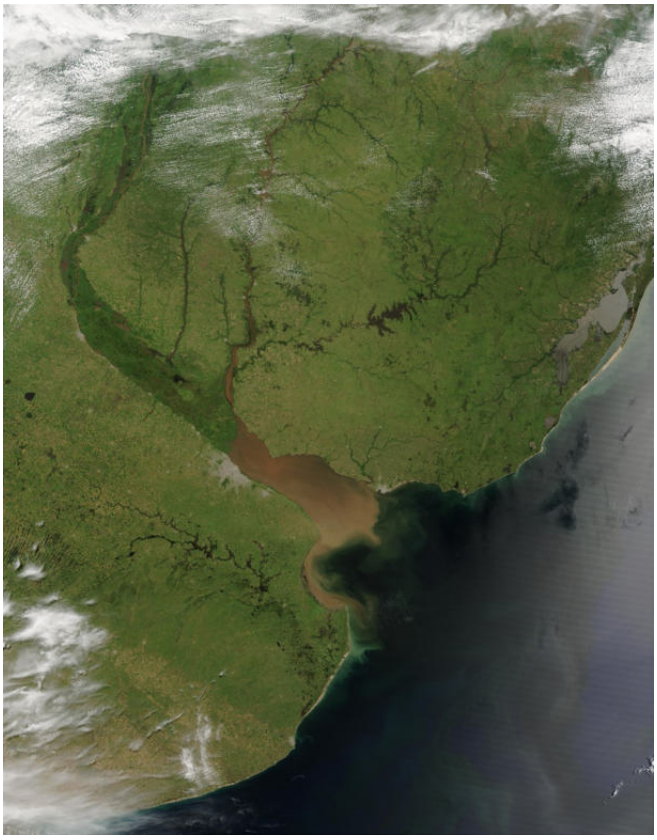
Фосилните речни долини се делови на речните долини низ кои денес не протекуваат водни текови. Поради тоа се суви и надвор од хидрографската функција. Тие претставуваат реликти, т.е. морфолошки фрагменти на некогашниот единствен хидрографски систем. Во класификацијата на фосилните речни долини се издвојуваат: прадолини, уади, преграбенски, пиратериски, потопени, суви карстни и субмарински (подморски) долини.

Прадолините се фосилни долини што некогаш, за време на плеистоценот биле поврзани со големата мразна покривка (инландајс). Речните текови што настанале со топење на рабните делови на мразната маса всекле свои долини. Со престанок на глацијацијата мразната маса се повлекла далеку на север, а некогашните речни долини на неговиот раб се стекнале со фосилен карактер. Делови на вакви прадолини денес се забележуваат во северните области на Германија, Полска итн.

Уадите претставуваат суви речни долини во пустинските области. Нив ги всекле реките во бореалот кога во денешните пустински области владеела влажна клима. Ваквите долини се бројни во Сахара но се јавуваат и во други пустински области. Само исклучително, по ретките и краткотрајни дождови во уадите може да се јават повремени водотеци кои брзо пресушуваат.

Преграбенските долини се некогашни речни долини кои поради радијалните тектонски движења останале надвор од својата хидрографска функција. Во текот на флувијалната фаза тектонските движења го пореметиле односот на постоечката речна мрежа. Речните текови биле приморани да се прилагодат на новата

морфопластика, скршнувајќи од дотогашниот правец. Со тоа некогашните долини ги оставиле како фосилни. Такви се пребрабенските долини: Калдрми Богаз помеѓу Тетово и Скопје, Ѓавато помеѓу Пелагонија и Преспа, Плетвар помеѓу Раец и Пелагонија итн.



сл. 269, Потопена речна долина (рија) на реката Ла Плата (Аргентина)



сл. 270, Сува фосилна речна долина во пустината Вади Рум (Јордан)

Пиратериските долини се суви, фосилни долини што останале надвор од хидрографската функција поради појавата на пиратерија. Нејзиниот низводен дел, од местото каде е извршена пиратеријата останува без речен тек, т.е. е претворен во сува фосилна долина. *Потопените долини* настанале при трансгресија на морето кое, во овој случај продрело во речниот слив. Дел од речната долина е претворен во морска теснина или рајас (сл. 269). *Сувите карстни долини* настануваат во карстните предели поради понирање на речните текови во внатрешноста на карбонатната маса. Површинското отекување се претвара во подземно. Со тоа некогашната долина останува надвор од хидрографската функција, т.е. се претвара во сува фосилна долина.

Субмаринските или подморски долини се некогашни речни долини потопени под морското ниво. Тие се всечени во континенталниот шелф и на континенталниот отсек како продолжение на континенталните реки. Подморската долина на реката Дунав во Црно Море лежи на длабочина од 70 до 80 m. Подморската долина на реката Неретва во Јадранското Море, т.е. помеѓу Пелешац, Корчула и Хвар сé до островот Вис е на длабочина од 100 m. Во текот на плеистоцен, поради спуштање на нивото на Светското Море, денешниот континентален шелф претставувал копно и бил изложен на делување на флувијалната ерозија. Реките што тогаш се влевале во мориња и океаните, кон тогашното ниво на Светското Море ги продолжиле тековите преку континенталниот шелф и во него ги всекле своите долини. Денешната подморска положба на шелфските долини е резултат на постглацијалното, холоцено покачување на нивото на морето.

Покрај фосилните речни долини (палеофлувијален фосилен релјеф) постојат и напуштени речни корита и одсечени меандри. Тоа се посебни форми на неофлувијалниот фосилен релјеф.

Напуштените речни корита се јавуваат во алувијалните рамнини на поголемите рамничарски реки. Настануваат во процесот на миграција на речните текови кои се одликуваат со мал пад и значително количество наносен материјал. Поради тоа, при зголемување на водостојот тие се излеваат од своите корита и предизвикуваат чести поплави. По поплавите речниот тек не се враќаат во старото корито кое, на тој начина останува надвор од хидрографската функција како фосилна форма.

Полиморфија на формите на флувијалниот релјеф

Одсечените меандри како и фосилните речни корита се јавуваат во алувијалните рамнини на поголемите рамничарски реки. Настануваат со пробивање на вратот на активните меандри (сл. 266). Лакот на меандрата со тоа останува надвор од хидрографската функција како неофлувијална фосилна форма. Одсеченият лак на меандрата може да биде сув или исполнет со стагнатна вода (бара). Одсечените меандри може да се јават и како палеофлувијални релјефни форми во колку нивното всекување е извршено во геолошкото минато при создавање на повисоките речни тераси. Таков е случајот со одсечените, *вклештени меандри* во долините изградени во цврсти карпи.

Полиморфијата на формите на флувијалниот релјеф се јавува како последица на цела низа модификатори. Меѓу нив како најзначајни се: климата, иницијалниот релјеф, геолошкиот состав, особено цврстината на карпестите маси, вегетацијата, компонентата време и младите тектонски процеси.

Климата делува преку *температурите* и *врнежите*. При повисоки температури и испарувањата се поголеми, поради што и протекот на реките е помал. Ваквото нешто предизвикува послаба речна ерозија, односно поспоро согласување на надолжниот речен профил и помала морфолошка изразеност на флувијалните релјефни форми.

Врнежите учествуваат со количеството и распоредот во текот на годината. Поголемите количества врнежи влијаат врз зглемување на протекот и забрзувањето, односно јакнење на флувијалната ерозија. Со тоа се јавув зголемен ефект на флувијалното делување, а со тоа и морфолошка изразеност на флувијалните релјефни форми. Зголемувањето на протекот влијае и врз формата на надолжниот речен профил.

Распоредот на врнежите во текот на годината (плувиометриски режим), исто така, влијае врз интензитетот и карактерот на флувијалната ерозија и акумулацијата. Ако врнежите се рамномерно распоредени тогаш флувијалната ерозија е воедначена. Меѓутоа, ако врнежите имаат сезонски карактер, присутни се екстремни протеци и излевање на речните текови. Со тоа се јавува не само интензивна ерозија туку доаѓа и до морфолошки промени во релјефот (скршнување на речните текови, напуштање на претходното корито, преобликување на акумулативните форми итн). Во сушните периоди поради малиот протек речната ерозија сосема се намалува. Ваквиот распоред на врнежите предизвикува невоедначен износ на флувијалната ерозија но и значителна динамичност на флувијалниот процес.

Климатските промени во текот на флувијалната еволуција имаат долгорочни последици врз процесот на флувијалната ерозија и изградувањето на формите на флувијалниот релјеф. Поради тоа, палеоклиматските промени се од најголемо значење за морфолошката еволуција. Планетарните промени на климата низ геолошкото минато предизвикувале длабоки промени во процесот на флувијалната ерозија (без разлика дали ја зголемувале или слабееле). Така, на пример, општото заладување во текот на плеистоценот предизвикало појава на глацијација во областите во кои релјефот претходно е изградуван со делување на флувијалната ерозија. Со тоа флувијалната ерозија е прекината и е заменета со глацијална. Со преминот во холоцен доаѓа до затоплување. Мразниците се повлекле, а флувијалната ерозија повторно станала доминантен геоморфолошки процес во изградувањето на релјефните форми (неофлувијален релјеф).

Иницијалниот релјеф делува како модификатор со своите наклони (морфопластика) и дисецираност (расчленетост). Различните падови условуваат не само поголема или помала ерозија туку го условуваат и самиот карактер на ерозијата. Кај малите наклони преовладува странична, а на поголемите вертикалната ерозија. Како последица на различните наклони се јавуваат несогласности на надолжните речни профили. Кај големите наклони ќе се всекуваат клисури, а кај малите речни котлини. Со тоа наклоните директно влијаат врз морфологијата на флувијалниот релјеф, односно на генетскиот тип композитни долини. Расчленетоста на иницијалниот релјеф е претежно со тектонско потекло. Тоа влијае на полигенетскиот карактер на флувијалните релјефни форми. Во котлините настанати со радијални тектонски движења се создаваат езера, поврзани со истеки. По нивното истекување на дната на котлини се јавуваат речни

текови кои го преобликуваат постоечкиот абразивен релјеф, односно на него ги всекуваат младите флувијални форми.

Геолошкиот состав преку различната отпорност на карпите делува како модификатор на флувијалниот процес. Поцврстите карпи посилно се спротиставуваат на ерозијата. Наклоните кај нив се поголеми, што предизвикува вертикална ерозија и создавање клисури. Кај меките карпи наклоните се мали, поради што преовладува странична ерозија. Тоа предизвикува создавање на широки и плитки долини и побрзо всекување на речните тераси. Меѓутоа, во меките седименти флувијалните форми побрзо се уништуваат, додека во цврстите карпи се подолготрајни и морфолошки поизразени.

Различната отпорност на карпите долж надолжниот речен профил може да предизвика создавање на композитни долини. Стратиграфската поставеност на карпите со различна отпорност (пример во подината отпорни а во повлататамеки) овозможува создавање на епигенетски долини, додека ако во подината се меки карпи а во повлатата цврсти овозможува создавање ерозивни водопади. Таков е случајот со водопадите на Нијагара.

Вегетацијата влијае позитивно и негативно на процесот на речната ерозија. Позитивното влијание се манифестира со спречување на плакнењето на растреситиот материјал долж долинските страни. Речниот тек, поради тоа, добива помали количества наносен материјал со што ерозивната енергија помалку се губи во транспортирање на ваквиот материјал. На оголените терени плакнењето е поголемо и во речните корита се јавуваат големи количества наносен материјал. Ерозивната енергија на речниот тек е послаба но ефектот на ерозивното делување повеќекратно се зголемува како резултат на коразијата.

Значењето на вегетацијата како модификатор е во тоа што таа го воедначува протекот бидејќи го спречува моменталниот прилив во речното корито на водите од атмосферските врнежи. На голите (обесшумени) терени по дождот брзо се зголемува протекот во реките, бидејќи оттекувањето и плакнењето непречено се одвиваат. Негативното влијание на вегетацијата на процесот на речната ерозија е во тоа што еден дел од атмосферските врнежи се троши за животните потреби на растителната покривка, а дел се губи и со испарување од листовите. Протекот на речните текови е помал, а ефектот на ерозивното делување е намален. Бидејќи плакнењето на долинските страни е послабо речните долини се потесни но и релативно подлабоки поради послабата странична ерозија.

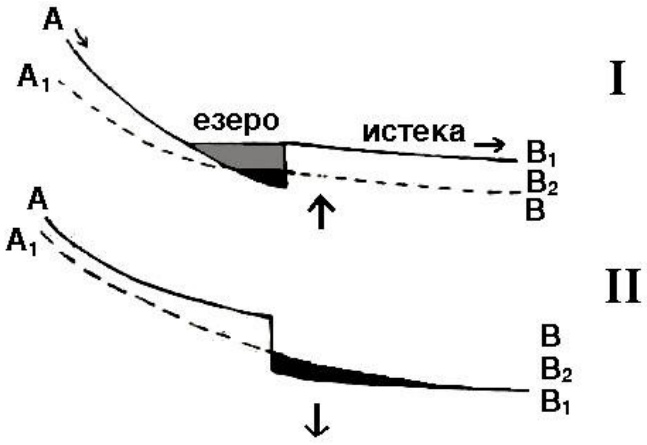
Компонентата ***време*** делува со своето траење. При исти останати услови долготрајниот флувијален процес ќе овозможи флувијалниот релјеф да се развие потполно и да отиде далеку во својот еволутивен развиток (создавање површи и пинеплен). Надолжниот речен профил ќе достигне речиси рамнотежен пад. Меѓутоа, ако периодот на флувијалната ерозија е краток тогаш формите на флувијалната ерозија ќе бидат во почетниот стадиум на еволуција. Во морфолошки поглед ќе бидат помалку изразени, а во релјефот ќе преовладуваат цртите на иницијалните форми, сеуште недоволно изменети со флувијалната ерозија.

Младите тектонски движења кои се јавуваат во текот на морфолошката еволуција претставуваат еден од најзначајните модификатори на процесот на флувијалната ерозија. Тие предизвикуваат долготрајни морфолошки промени. Зафаќаат одделни делови на долините и речните сливови и го пореметуваат нормалниот флувијален процес. Тоа се *локални тектонски движења*. Меѓутоа, тектонските движења може да имаат и широки размери и да се одвиваат далеку од границата на сливот и долината. Тие делуваат *посредно* на процесот на флувијалната ерозија. Тоа е случај со трансгресиите и регресиите кои го менуваат нивото на долната ерозивна база. Како последица на ваквите, претежно регионални тектонски процеси, преку трансгресијата и регресијата се јавуваат крупни морфолошки промени во еволуцијата на флувијалниот релјеф.

Локалните тектонски движења се манифестираат на два начини; со *издигнување* или *спуштање* на одделни делови на долината. Издигнувањето на дел од долината предизвикува зголемување на наклоните на надолжниот речен профил кај издигнатиот дел. Издигнувањето може да го опфати *низводниот* или *надводниот* дел на речната долина.

Издигнувањето на низводниот дел на долината може да биде на два начини. Во колку реката успее да го совлада износот на издигнувањето, на издигнатиот низводен дел ќе се всеку-

клисура. Старото долинско дно ќе заостане на поголема височина во вид на ерозивна речна тераса. Во колку реката неможе да го совлада износот на издигнувањето кај низводниот дел ќе дојде до заезерување на речната вода. Зголемувањето на нивото на езерото ќе се одвива сé до височината на издигнатиот низводен дел. Потоа се создава истека која ќе се всекува во издигнатиот дел и во него ќе создава клисура. Клисурата во овој случај се всекува во старото долинско дно кое заостанало на поголема височина како ерозивна речна тераса (сл. 271 - I). Со всекувањето на езерската истека басенот постепено се празни. Кога езерото ќе истече во наталожениот речно - езерски материјал ќе се всекува акумулативна тераса. Таа е помлада од спомнатата ерозивна речна тераса во која е всечена клисурата



*сл. 271, Влијание на локалните тектонски движења во согласување на надолжниот речен профил. **I**. Издигнување на низводниот дел на долината. **II** Спуштање на низводниот дел на долината. A - B Надолжен профил пред поместувањето, A - B1 Надолжен профил после поместувањето и A1 - B2 Повторно постигнат согласен речен профил*

Во случај на издигнување на надводниот дел во него ќе се јави силна вертикална ерозија и всекување на клисура во старото долинско дно. Низводно од издигнатиот дел се јавува интензивна акумулација на речен материјал. Кога реката ќе го достигне согласниот надолжен профил во ваквиот материјал ќе се всекува млада акумулативна речна тераса (сл. 271 - II).

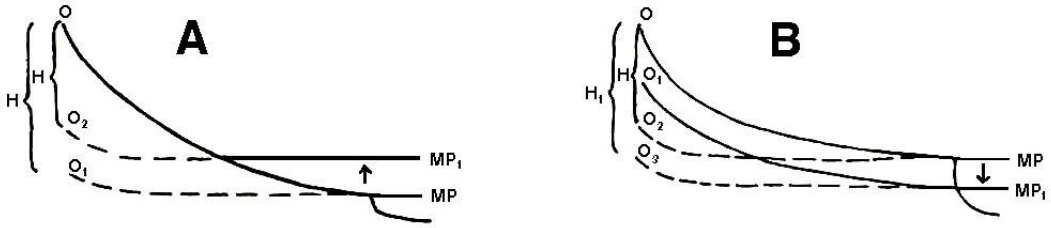
Спуштањето на одделни делови на речните долини може да биде, исто така, на два начини; спуштање на надводниот и спуштање на низводниот дел. Спуштањето на надводниот дел предизвикува акумулација на речниот материјал во спуштениот дел и негово заезерување. Во низводниот дел на долината не се случуваат никакви ерозивни промени бидејќи и нивото на долната ерозивна база не се менува. Со спуштање на низводниот дел на долината ќе дојде до голема акумулација на речен материјал во спуштениот дел додека во надводниот дел ќе се јави вертикална ерозија. Во надводниот дел на дното на старата долина се всекува клисура. Со постигнување согласност на надолжниот речен профил во наносниот материјал на низводниот, спуштен дел, ќе се всекува акумулативна тераса. Таа е помлада од ерозивната тераса (надводен дел) во која е всечена клисурата (сл. 271 - II).

Постои цела низа на случаи на локални издигнувања и спуштања на одделни делови на речната долина. Така, на пример, од изворишниот дел до вливот може да има појава на поголем број издигнувања и спуштања во речната долина. Процесот на речна ерозија и акумулација е адекватен на карактерот на локалните тектонски движења. За издигнувањата е врзана вертикалната ерозија и всекувањето клисури, додека за спуштањата акумулација на речниот или речно - езерски материјал. Основна тенденција помеѓу ерозијата и акумулацијата е повторно постигнување на согласен надолжен речен профил кој претходно е пореметен со тектонските процеси.

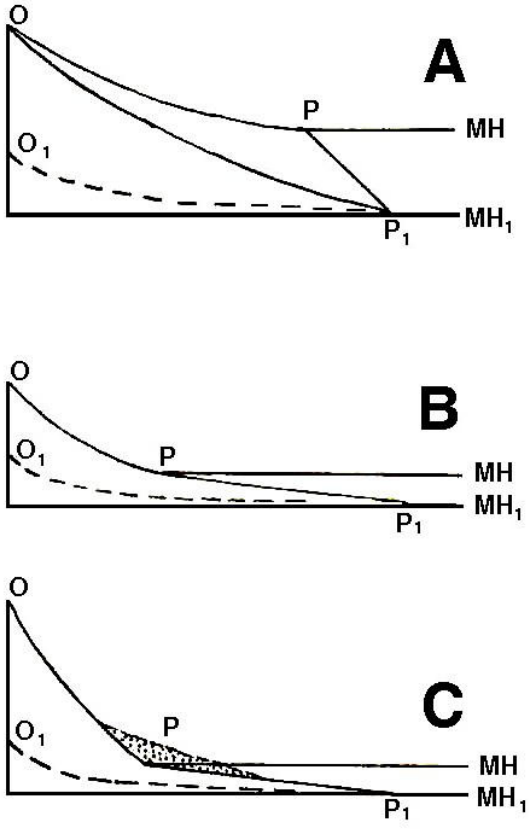
Регионалните тектонски движења преку трансгресијата и регресијата предизвикуваат пореметувања на процесот на речната ерозија на надолжниот речен профил на реките кои се вливаат во мориња или океаните. При трансгресија се издигнува нивото на долната ерозивна база со што се намалува износот на потенцијалната ерозивна енергија на речните текови. На реките им е потребен пократок временски период да достигнат рамнотежен надолжен профил, што значи дека флувијалниот ерозивен процес побрзо ќе заврши. Трансгресиите не го менуваат интензитетот и карактерот на речната еволуција, туку само го скратуваат траењето на ерозивниот процес и флувијалната еволуција на надолжните речни профиле.

Значително поголеми последици на надолжниот речен профили предизвикува регресијата. Регресијата условува две неминовни појави; вертикално спуштање на долната ерозивна база и хоризонтално поместување на крајбрежниот дел. На стрмните рамки на басаните регресијата може да предизвика само вертикално

спуштање на морското ниво без хоризонтално поместување на брегот (сл. 272). Во овој случај спуштањето на долната ерозивна база предизвикува зголемување на потенцијалната ерозивна енергија и интензивна вертикална ерозија во долините. Реките се всекуваат во долинското дно кое заостанува на поголема височина, висински и генетски врзано за нивото на морето пред регресијата. Интензивната вертикална ерозија всекува клисура чија длабочина е еднаква на износот на регресијата.



*сл. 272, **А**. Влијание на трансгресијата врз согласување на надолжниот речен профил. Нивото на морето пред (МР) и после трансгресија (МР1). Надолжен профил пред трансгресијата (О - МР). Рамнотежен надолжен профил пред (О1-МР) и после трансгресијата (О2-МР1. Потенцијална ерозивна енергија пред (Н) и после трансгресијата (Н1). **В**. Влијание на регресијата (брзо хоризонтално поместување на брегот) врз согласување на надолжниот речен профил пред (О - МР) и после регресијата (О1 - МР1). Рамнотежен надолжен профил пред (О2 - МР) и после регресијата (О3 - МР1). Потенцијална ерозивна енергија пред (Н) и после регресијата (Н1)*



*сл. 273, Влијание на регресијата (со хоризонтално поместување на бреговата линија) врз согласување на надолжниот речен профил кога наклоните на продолжениот надолжен профил се поголеми (**А**), еднакви (**В**) и помали (**С**) од наклонот на постоечкиот надолжен профил пред регресијата. Морското ниво пред (МН) и после регресијата (МН1). Продолжен надолжен профил (Р - Р1). Надолжен профил пред (О - Р) и после регресијата (О - Р1). Рамнотежен надолжен профил (О1 - Р1)*

Многу е почест случајот при регресијата да се јави хоризонтално поместување на брегот. Во овој случај реките ги продолжуваат своите текови преку абразивната површ, врзувајќи се за новата долна ерозивна база. Со продолжување на речниот тек преку абразивната површ се јавуваат три различни ситуации на согласување на надолжниот речен профил, што зависи од наклонот на продолжениот дел на речниот тек.

Наклонот може да бидат *поголем*, *еднаков* или *помал* од постоечкиот наклон на надолжниот речен профил пред регресијата.

Во првиот случај, кога наклонот на продолжениот речен профил е поголем од постоечкиот на надолжниот речен профил, настапува всекување на реката со создавање на ерозивна речна тераса.

Во вториот случај, кога наклонот на продолжениот надолжен профил е еднаков со наклоните на надолжниот профил на реката не се јавуваат пореметувања во ерозивниот процес. Ерозијата ќе продолжи нормално на целиот надолжен профил како и да немало регресија или поместување на долната ерозивна база (сл. 273 - В).

Во третиот случај, кога наклонот на продолжениот надолжен профил е помал од постоечките наклони на надолжниот профил ќе се јави акумулација на речниот материјал во коритото на продолжениот речен тек. Акумулаци-

цијата ќе се врши сé додека не се усогласат наклоните на двата надолжни профили. Кога реката ќе достигне согласен надолжен профил, речната ерозија ќе биде изедначена на целиот профил (сл. 273 - С). Во продолжениот дел ќе постои широка алувијална рамнина од наталожениот материјал.

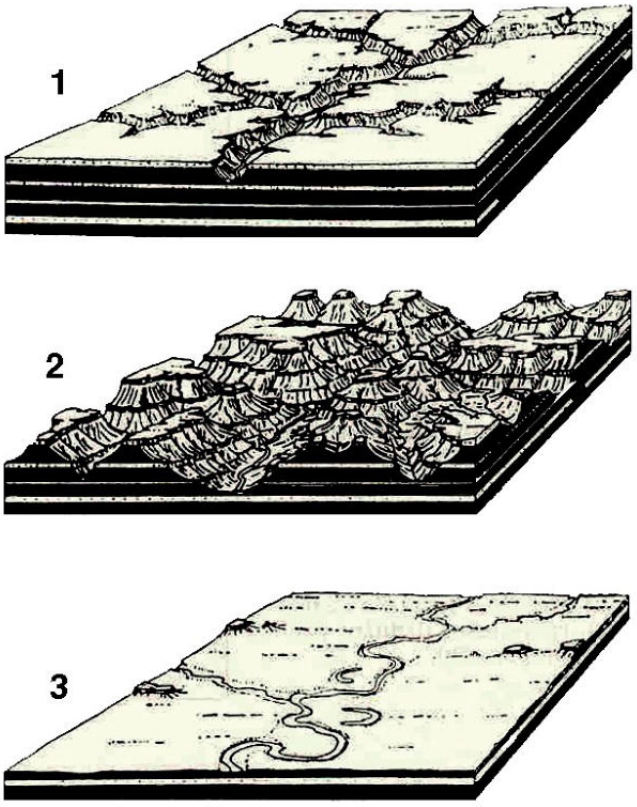
Според трите изнесени ситуации може да се заклучи дека регресијата со хоризонталното поместување на брегова линија може да предизвика сосема различни пореметувања во процесот на речната ерозија. Регресијата може да предизвика вертикална ерозија и создавање на ерозивни речни тераси на дното на старата долина (прв случај) но и странична ерозија и изградување алувијална рамнина во продолжениот дел на надолжниот речен профил (трет случај). Само во втората ситуација регресијата нема да предизвика пореметување во процесот на флувијалната ерозија и потреба од согласување на надолжниот речен профил.

Морфолошка еволуција на флувијалниот релјеф

Во текот на морфолошката еволуција формите на флувијалниот релјеф се создаваат, менуваат и уништуваат. Тие се изложени на динамички промени не само под делување на флувијалната ерозија и акумулацијата туку и со делувањето на останатите ерозивни процеси (плакнење, денудација, раздробување, распаѓање итн). Основна тенденција на флувијалниот процес е уништување на истакнатите форми во релјефот и аплинација - потполно зарамнување на релјефот, т.е. создавање на *пиниплен* како завршна форма во морфолошката еволуција на флувијалниот релјеф. За да дојде до ваква, завршна еволутивна фаза, флувијалниот релјеф минува низ долг ерозивен период. Во долгата морфолошка еволуција флувијалниот релјеф минува низ различни стадиуми кои се условени од интензитетот и траењето на ерозивниот процес (сл. 274).

Почетоците на флувијалниот ерозивен процес се врзани за иницијалниот релјеф, првично изложен на флувијалната ерозија. Неговиот крај е поврзан за пинепленизација на релјефот во целина. Ваквиот, потребен временски период одредена издигната копнена маса да се израмни до пинеплен според *Devis* се нарекува ***ерозивен циклус***. Според него во текот на долг геолошки период континенталната маса минува низ три строго детерминирани стадиуми: *младост*, *зрелост* и *старост*.

Стадиумот на *младост* го претставува почетокот на циклусот во кој се јавува интензивна флувијална ерозија на тектонски издигнатиот терен. Во релјефот преовладуваат примарни појави, мошне малку изменети со флувијалната ерозија. Реките носат големи количества груб материјал и всекуваат тесни долини со стрмни страни и карпести дна. Вододелниците се незначително морфолошки изменети и го одразуваат односот на примарниот релјеф (сл. 274-1).



*сл. 274, Три стадиуми во еволуцијата на флувијалниот релјеф: **1**. Младост, **2**. Зрелост и **3**. Старост*

Стадиумот на *зрелост* се одликува со цел систем на разгранети речни долини кои толку се развиле со што примарниот релјеф е значително изменет. Долините се длабоки, имаат мал пад, а и брзината на речните текови е мала. Како резултат на плакнењето долинските страни се благи и оддалечени од речното корито. Во

подножјето на долинските страни се јавуваат бројни сипари и плазеви (сл. 275, В).

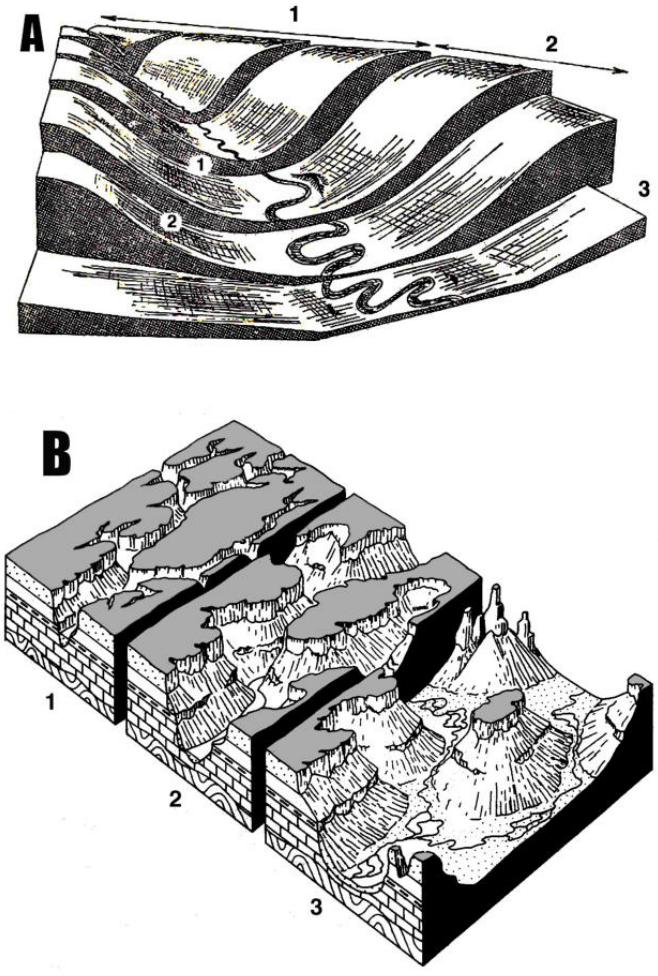
Стадиумот на *старост* претставува далеку одминатата фаза во морфолошката еволуција на флувијалниот релјеф. Тоа е завршен стадиум на ерозивниот циклус. Во релјефот се јавува распространета брановидна рамнина (пинеплен) од која се издигнуваат мали возвишенија изградени од цврсти карпи. Спорите и мирни реки речиси достигнале рамнотежен надолжен профил. Пинепленот го претставува завршувањето на флувијалната еволуција во морфолошки поглед (сл. 274 - 3).

Формите на релјефот кои настануваат во текот на сукцесивните периоди на ерозивниот циклус зависат од структурите на примарниот релјеф, ерозивниот процес и стадиумите на развиток. Во согласност со ваквата основна поставеност на секоја релјефна форма може да се одреди стадиумот на еволутивниот развиток, како и нејзината старост во рамките на затвореният еволутивен круг на флувијалниот циклус.

При разгледување на девисовата концепција се забележува запоставување на неотектонските процеси и пореметувањата кои се случуваат во текот на флувијалниот процес. Тие се со трајни последици врз нормалниот ерозивниот процес. Целта е да се поедностави општото движење на ерозивниот процес кон крајната цел на циклусот, а тоа е пинепленот. Неотектонските движења предизвикуваат крупни пореметувања на ерозивниот процес, без разлика во кој стадиум самиот циклус се наоѓа. Меѓутоа, тие не ја прекинуваат туку само ја одложуваат крајната цел на ерозијата на копното - создавање пинеплен.

Девисовото учење е со бројни следбеници но и противници. Од аспект на морфолошката еволуција на флувијалниот релјеф значајна измена на ваквиот концепт за ерозивен циклус изнел *Penk*. Додека *Devis* го земал пинепленот како завршна форма на ерозивниот циклус *Penk* укажал дека тој може да биде и примарен и дека настанува во случаи кога износот на тектонските издигнувања и флувијалната ерозија се со изедначено дејство. Тогаш пинипленот е млада форма, т.е. припаѓа на стадиумот младост. Кога ќе се зголеми интензитетот на тектонското издигнување започнува да се всекуваат длабоки долини кои во однос на пинепленот се помлади (според *Devis* би требало да бидат постари).

Еволуцијата на флувијалниот релјеф несомнено оди од дадениот примарен релјеф кон пинеплен. Меѓутоа, најчест е случајот овој процес да не се остварува до крај поради влијанието на разните модификатори кои делуваат во природната средина. Создавањето пинеплен е можно само во исклучително поволни услови на тектонска стабилност во рамките на долг временски период.



*сл. 275, Морфолошка еволуција на флувијалниот релјеф - **А**. Трикратна еволуција на речна долина и **В**. Еволуција на флувијалниот релјеф во хоризонтални слоеви*

ФЛУВИЈАЛЕН РЕЛЈЕФ ВО СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Како резултат на неотектонските процеси и со нив создадените морфоструктурни целини (грабени и хорстови), мозаично распределени низ целата територија на Македонија, предплиоценскиот речиси пинепленизиран релјеф и неговата хидрографска мрежа се потполно разбиени. Со пропаѓање на Егејското Копно и создадената нова долна ерозивна база е овозможено истекување на најголемиот број езера од денешната територија на Република Северна Македонија.

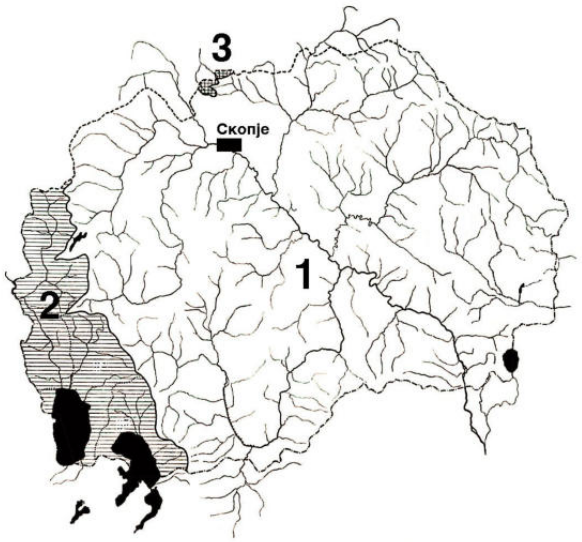
На моќните плиоценските наслаги, по дното на котлините се создава новата хидрографска мрежа, а тесниите преку кои езерата меѓусебно комуницирале продолжуваат со флувијалната ерозија да се изградуваат во маркантни клисури. Покрај грабените и хорстовите, основната морфолошка физиономија ја чинат клисурестите долини. Всушност, флувијалните релјефни форми се доминантна рецентна егзогени појава на територијата на Северна Македонија.

Протечните води што се формираат на територијата на Република Македонија (нејзината хидрографска мрежа) припаѓаат на три главни речни системи, т.е. на сливовите на Вардар, Црн Дрим со Преспа и Струмичка Река. Водите на Вардар и Струмица гравитираат кон Егејското, додека Црн Дрим своите води ги насочува кон Јадранското Море. Ако се одземе делот што припаѓа на Република Грција, а кој изнесува 6.834 km^2 и тој на Србија, т.е. на Пчиња и Лепенец (1.210 km^2), тогаш во Република Македонија сливната површина на Вардар изнесува 20 357 km^2 или 80 % од нејзината територија. На Црн Дрим припаѓаат 3.350 km^2 (13 %), а на сливот на реката Струмица 1.535 km^2 (7 %). Освен овие три главни слива, како засебна целина се јавува и сливот на Циронска Река (95 km^2),



сл. 27б, Реката Вардар (Таорска Клисура), најдолгата река во Македонија (388 km)

која го опфаќа поголемиот дел на Огражден и мал дел на Малешевските Планин. Нејзините води гравитираат кон исток, на територијата на Бугарија, т.е. се дел од сливот на реката Струма. Воедно, изворишниот дел на Биначка Морава која припаѓа на сливот на Црно Море е на територијата на Република Македонија (сл. 277).



1. Егејско сливно подрачје (слив на реката Вардар и Струмичка Река), **2**. Јадранско сливно подрачје (слив на реката Црн Дрим), **3**. Црноморско сливно подрачје (слив на Биначка Морава)

сл. 277, Речни сливови и речна мрежа во Република Северна Македонија

Смената на котлинските и клисурестите делови во долината на реката Вардар играат главна улога во формирањето и развојот на неговото корито, т.е. ги условиле основните карактеристики. Вардар во Полог, освен Лакавица и неколкуте помали водотеци создадени од Чегранските, Волковскиот и врутокот Јаворка, сите притоки ги прима од левата страна кои доте-куваат од Шар Планина. Повеќето имаат пороен карактер што предизвикува транспорт на огромно количество наносен материјал. Поради ова неговото корито е потиснато долж југоисточниот раб на Полог, т.е. непосредно во подножјето на Сува Гора и Жеден.

Напуштајќи ја Полошката Котлина, Вардар ја гради лаковидната Дервенска Клисута, свртувајќи од правецот југозапад - североисток кон југоисток. Десниот дел на клисурата во целост е изграден од тријаските варовници на планината Жеден, додека левиот во почетниот дел е незначително всечен во палеозојски филити а понатаму и во радушкиот перидотитски масив. Влегувајќи во Скопската Котлина Вардар ја пресекува својата фосилна - плиоценска делта (сл. 278).

Во Скопската Котлина, особено низводно од вливот на Маркова Река, коритото на Вардар е нестабилно како резултат на успорување на нормалното оттекување и намалувањето на преносната моќ на реката. Поради тоа Вардар во овој дел се здобил со изглед на рамничарска река со бавен, меандерски тек и изразена компонента на странично поместување.

Таорската Клисура на реката Вардар во основа може да се подели на два дела. Првиот, до пред селото Пакошево е доста широк и се јавуваат само помали брзаци. Од Пакошево до влезот во Велешката Котлина клисурата се одликува со високи и стрмни страни со различен геолошки состав (сл. 279). Во овој дел, од левата страна се влива Пчиња која изградила типична епигенетска клисура.





сл. 278, Фосилни делтовидни наслаги во Скопската (горе) и Дебарската Котлина (долу)

Во релативно малата Велешка Котлина, или по *Манаковиќ* (1964), ерозивно речно проширување, коритото на Вардар има кривулеста форма. Низ самиот Велес сé до вливот на реката Бабуна коритото е изградено во цврсти шкрилци и варовници ("Велешка серија"). Низводно од Бабуна до почетокот на Демиркаписката Клисура Вардар ја гради својата долина низ Тиквешкиот Басен. Овде се всекува во млади геолошки творби. Палеогените седименти претставени со долги и широки благо брановидни антиклинали и синклинали се составени од сивозеленикави и жолти песочници со делумни сочива на сиви варовници во подината и лапорци и глини во повлатата. Алувиумот во кој Вардар го всекол (создал) своето корито овде е ограничен со ниски ридчиња. Тоа се делови на дисецирани тераси, едната висока околу 40, а другата 8 до 10 m. Тоа значи дека широчинскиот појас каде Вардар може да го менува своето корито е стеснет (ограничен) на мали површини.





сл. 279, Таорската Клисура на реката Вардар помеѓу Скопската и Велешката Котлина и речна тераса на Вардар во Тиквешката Котлина

Демир Капија која ги поврзаува Тиквешката и Валандовската Котлина претставува една од најимпозантните делници на реката Вардар. Овде коритото е широко околу 60 m додека на места вертикалните страни се високи и над 250 m. Почетниот, маркантен дел на Демиркаписката Клисура е всечен во јурски варовници додека останатиот, подолг дел, е изграден во магматити, главно дијабази. Кон крајот на клисурата, каде има и помали ерозивни проширувања, клисурестата долина постепено се проширува на околу 1 km.

Коритото на Вардар низ Валандовската Котлина веќе има карактер на рамничарска река. Текот е бавен и мирен а страничната ерозија е потенцирано интензивна. Уривањето на брегот и хоризонталното поместување на коритото е значително, слично како и во Скопската Котлина. Помеѓу селата Миравци и Смоквица со странична ерозија Вардар ја проширил својата долина. Со тоа Валандовската и Гевгелиската Котлина денес претставуваат единствена морфолошка целина. Непосредно пред Гевгелија Вардар епигенетски ја пресекол дијабазната греда Вардарски Рид која се протега напречно во однос на водниот тек (сл. 281).

Од вкупната должина на реката Вардар 2/3 (207 km) се рамничарски, а 1/3 (94 km) е претставена со клисури. Ваквиот распоред има свои соодветни реперкусии врз ерозивно - акумулативните процеси. Според тоа, секој влез во клисурите се однесува како брана која условува успорување на речниот тек, што пак, ја намалува неговата транспортна моќ и овозможува депонирање на наносен материјал. Тоа значи издигнување на коритото и намалување на неговиот пад со регресивни реперкусии врз ерозивно-акумулативните процеси во надводниот дел. Значи, пред влезот на клисурите се создава одредена секундарна ерозивна база за непосредната надводна делница на речниот тек. Таа игра одредена улога во нејзиниот развиток.

Според изложеното за надолжниот профил може да се каже дека основната карактеристика на коритото на Вардар е што нема континуиран пад низ целата должина, од горниот кон долниот тек, туку е со скокови (скалеста форма) со изразени клинести делови во клисурите и широки делови во котлините. Меѓутоа, ако засебно се анализираат клисурестите и котлинските делови ќе се забележи дека кај сите низводно падот се намалува.

Притоките на Вардар: Црна Река, Брегалница, Пчиња и Треска заземаат вкупна површина од 13 822 km^2, односно 68 % од сливната површина на Вардар или 53,7 % од територијата на Македонија (*Гашевски* 1978). Главните притоки на Вардар и самите имаат голем број притоки чија должина е над 10 km.

Црна Река е најголемата притока на Вардар со сливна површина од 5.890 km^2. Од оваа површина на Република Македонија и припаѓаат 5.130 km^2. Горниот дел на нејзината долина до селото Бучин во Демир Хисар, има клисурест карактер но и одделни значителни ерозивни проширувања. Од Бучин до Скочивир тече низ пространата Пелагониска Котлина. Во јужниот дел кај селото Скочивир прави големо лактесто скршнување и од дотогашниот југоисточен правец свртува на североисток. Скочивирската Клисура која се протега од истоименото село во југоисточниот раб на Пелагониската Котлина до влезот во Тиквеш е со должина од речиси 100 km (сл. 280). Црна Река во Вардар се влива кај Стоби на височина од 129 m. Средниот пад на целата должина и изнесува 3,1 ‰. Сливот на Црна Река има одредена асиметричност. Од десната страна дотекуваат 15 водотеци со вкупна сливна површина од 2.578 km^2 додека од левата се вливаат само 5 реки со површина од 1.507 km^2.

Изворот на реката ***Брегалница*** т.е. нејзината добро развиената изворишна челенка се наоѓа источно од Берово, под врвот Ченгино Кале (1.748 m) на височина од 1.720 m. Напуштајќи ја Делчевската Котлина, од вливот на Очеполска Река (десна притока на Брегалница) па сé до влезот во Кочанската Котлина ја гради Истибањската Клисура во должина од 39 km. Нејзина втора позначајна клисура е низводно од Штип до вливот во реката Вардар (137 m нв). Овде, долж речното корито всечено во палеогени седименти се изградени повеќе вклештени меандри (*Manakovic* 1977). Вкупната должина на реката Брегалница изнесува 225 km со среден пад на коритото од 7,0‰ и вкупна површина на сливот од 4.307 km^2.



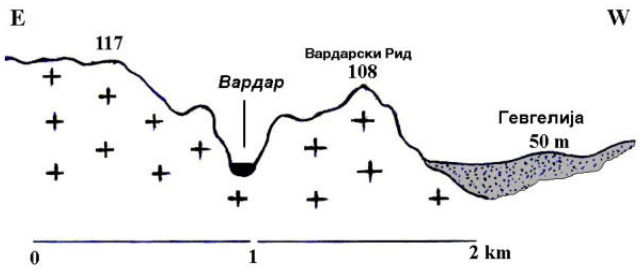


сл. 280, Скочивирската Клисура на Црна Река, најдолгата клисура во Македонија и поплавена алувијална рамнина во дел од долината на реката Брегалница

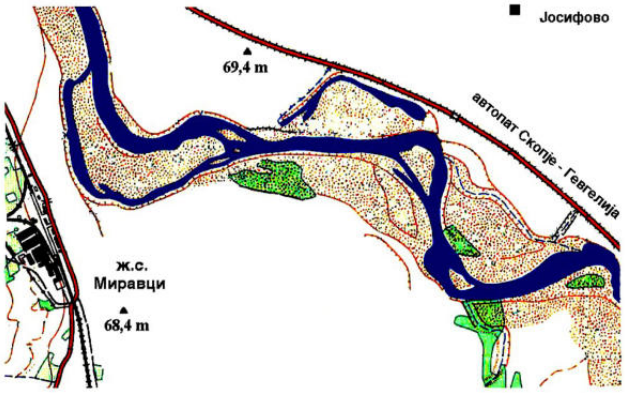
Реката ***Пчиња*** извира во југоисточниот дел на Србија (Трговиште), а на територијата на Македонија влегува низводно од манастирот Св. Прохор Пчињски. Пчиња како и останатите поголеми притоки на Вардар има композитен карактер со клисурести и рамничарски делници. Помеѓу Ново Село (Србија) и селото Пелинце на територијата на Република Македонија реката Пчиња изградила типична клисура со должина од 15 km. Бислимската Клисура, помеѓу вливот на Кумановска Река и селото Пчиња е долга 6 km, додека атрактивната Бадерска Клисура, помеѓу селото Бадер и нејзиниот влив во реката Вардар со изградените две вклештени меандри има должина од 9,5 km. Должината на реката Пчиња изнесува 135 km со просечен пад на коритото од 10,9‰. Површината на нејзиниот слив е 2.840 km^2, од кои, на територијата на Република Македонија се наоѓаат 2.317 km^2.

Реката ***Треска*** (десна притока на Вардар) извира од силен врутоκ кај селото Извор (киче-





сл. 281, Епигенетска клисура на реката Бабуна, десна притока на Вардар и епигенија на Вардар во Гевгелиската Котлина, десно

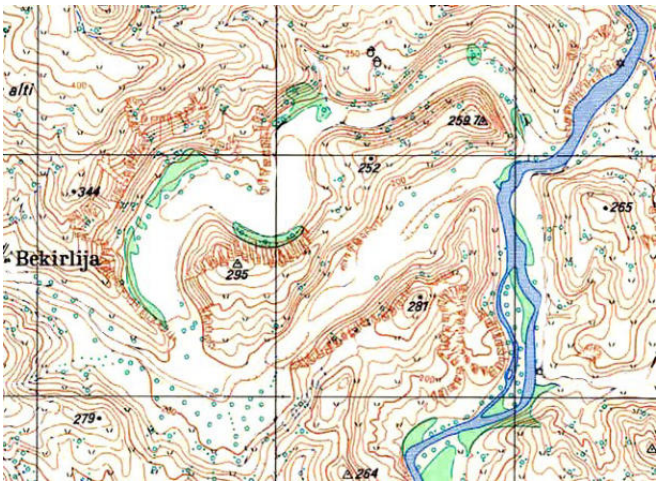




сл. 282, Речни острови на Вардар во Гевгелиско-валандовската Котлина и на почетокот од Тиквешката Котлина, десно

вско). Помеѓу Кичевската Котлина и Македонски Брод ја изградила Бродската Клисура (17,5 km) од каде навлегува во Поречкиот Басен. Овде, исто така, на одделни делови има клисурест карактер. Од селото Здуње до селото Шишево на влезот во Скопската Котлина ја создала импозантната клисура Матка која делумноима и кањонски карактер. Нејзиниот влив во реката Вардар (261 m) е кај рекреативниот центар Сарај. Должината на Треска е 130 km со среден пад од 3,7 ‰ и сливна површина од 2.068 km^2.

Освен големите притоки (Пчиња, Брегалница, Треска и Црна Река), останатите позначајни притоки на реката Вардар имаат релативен пад поголем од 10 ‰. Повеќе од половината се со просечен пад поголем од 50 ‰, а добар дел и со над 100 ‰. Како последица на тоа но и на климатските прилики овие водотеци повремено имаат пороен карактер. Тие еродираат, носат и депонираат во рамничарските делови огромни количества наносен материјал. Според средната височина на сливовите како и според падот на надолжните профили, првенствено на помалите водотеци, може да се заклучи дека најголемиот дел од нив се формирани во планински подрачја. Тоа особено се однесува за сливот на реката Црн Дрим и Вардар до вливот на Пчиња. Надолжниот профил на водотеците главно се состои од три дела: *горен* со релативно мал пад, *среден* со најголем и *долен* со најмал пад. Тоа доаѓа оттаму што на планините во Македонија, посебно на повисоките (над 1.800 m) се забележуваат зарамнини - површи. Овде падот на водните текови е просечно помал од нивниот вкупен пад. Меѓутоа, во средишните делови до котлинските простори како резултат на раседните дислокации со кои се обрабени речиси сите котлини падот е особено голем, односно најголем на целата должина. На ваквите простори вертикалната ерозија, т.е. вдлабувањето на речните корита е најголемо. За разлика од овој, долните делови на речните корита имаат најмал пад. Овде се присутни акумулативните процеси, односно депонирање на флувијален материјал.





сл. 283, Напуштена неофосилна, маркантна вклештена меандра на реката Брегалница кај селото Бекирлија

Во Република Македонија, како посебна појава на флувијалниот релјеф се проценува дека има и околу 150 водопади кои се со различно генетско потекло, различна височина и различно количество вода (*Василески* 1999).

Од водопадите со *тектонско потекло* највпечатливи се на планината Беласица (Радомир, 2029 m). Посебно се истакнуваат Смоларскиот и Колешинскиот Водопад. *Смоларскиот Водопад* е изграден на истоимената река, десна притока на Струмичка Река. Се наоѓа северозападно од селото Смолари, на надморска височина помеѓу 480 и 520 m. Вкупната височина на вертикалниот отсек на водопадот е 39, 5 m. Колешинскиот Водопад се наоѓа западно од Смоларскиот. Височина на Колешинскиот Водопад изнесува 17 m.

Во Република Македонија се регистрирани и околу 50 водопади кои според генетската класификација припаѓаат на типот *ерозивни водопади*. Посебно впечатливи водопади настанати со регресивно всекување на речното корито се на Ростушка Река (десна притока на реката Радика). Најголемиот од нив, *Ростушки Водопад II* е со височина од 23,4 m (*Василески* 1999). Ерозивни водопади настанати поради побрзо всекување на главната река во однос на нејзините притоки (на кои се јавуваат водопадите), се забележани на повеќе места во долината на реката Радика (Жировничка, Житинска, Папрадничка Река и др). Таков е и *Брничкиот Водопад* (Бучало) на јужните падини на Селечка Планина во Мариово (*Станкоски* 1986). Настанат е на Брничка Река (лева притока на Црна Река), која неможела да го следи вертикалното всекување на Црна Река. Брничкиот Водопад е висок 18 m со количество на вода во најсушниот и најтопол месец (јули) од 23 l/s.

Ерозивни водопади настанати на отсеци формирани во постглацијалниот период, на места каде доаѓало до спојување на главниот и страничните (помали) глечери, се забележуваат на планината Кораб. Таков е водопадот *Пројфел* на Длабока Река, висок 138 m. Посебно специфична појава за територијата на Република Македонија и воопшто е водопадот во пештерата Горна Ѓоновица (Убавица) на планината Буковик (1.528 m). Неговата височина изнесува 4 m (*Манаковиќ* 1970).

Од флувијалните акумулативни форми, на реката Вардар се забележани над 200 речни острови - ади со вкупна површина од близу 4,0 km^2.



сл. 284, Долно Лешнички водопад на Шар Планина

ГЛАВА IX

КАРСТЕН РЕЛЈЕФ

Карстната ерозија и корозија претставуваат геоморфолошки процес на изградување на релјефни форми со хемиското делување на водата врз карбонатни карпи (варовници, доломити, мермери). Атмосферската и речната вода која понира во внатрешноста на карбонатната маса долж меѓусебно најразлично поврзани и испреплетени пукнатини ја раствара карбонатната маса и изградува посебни форми, како на површината, така и во нејзината внатрешност. Со хемиското растварање на карбонатните карпи се јавува ***карстниот процес*** (карстификација) во рамките на кој настануваат површински и подземни форми на карстниот релјеф.

Процесот на карстната ерозија предизвикува и посебни хидрографски и хидролошки односи на карстните терени. На површината владее безводност, односно речните текови се ретки и главно имаат алогено потекло. Понирањето на водата во внатрешноста на карбонатната маса е извонредно големо. Изворите се ретки, а во колку се јават (обично во подножјата на отсеците или таму каде што теренот е длабоко засечен) претставуваат моќни карстни врутоци.

Типичните форми на карстниот релјеф се затворени депресии со помали или поголеми димензии што на карстниот релјеф му даваат особен изглед и физиономија. Кога се набљудува карстниот релјеф во целина се забележуваат две посебни групи на релјефни форми. Едните се јавуваат на површината на карстниот терен (***површински карстни форми***), а вторите се во неговата внатрешност (***подземни карстни форми***).

Карстен процес (карстификација)

Карстификацијата е геоморфолошки процес со кој се изградуваат релјефни форми преку хемиското делување на водата на карбонатните терени.

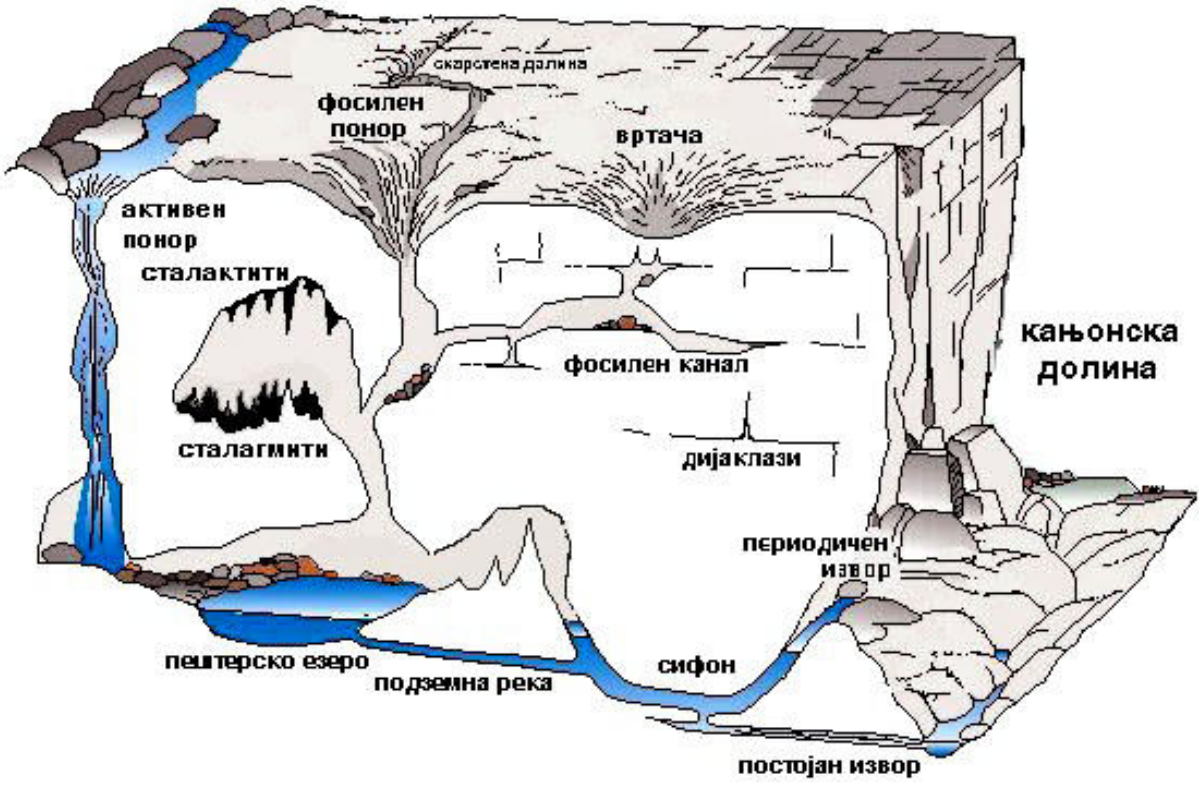
За да се објасни хемизмот на карстниот процес, т.е. растварањето на карбонатните карпи треба да се знаат и условите под кои тие се јавуваат и развиваат во природата. Една од битните одлики на карстниот релјеф е неговата хидрографска противречност, односно потполната или скоро потполна безводност на површината и водно богатство во внатрешноста на карбонатната маса.

Додека на површината нема поголеми постојани текови, или тие се ретки, во длабочините на карбонатните маси постои интензивна циркулација на подземна вода. Бројните подземни текови се движат низ меѓусебно поврзани или изолирани пукнатински системи и канали и истекуваат на површината како моќни карстни врутоци (сл. 285).

За карстниот процес е најзначаен самиот објект на кој се врши карстната ерозија, а тоа се карбонатните карпи, најчесто претставени со варовници. Ниту едни карпи што ја градат Земјината површина немаат така исклучителна и специфична улога во изградувањето на сопствената морфологија и хидрографија како што е тоа со карбонатните карпи (варовници, доломити, мермери).

Законитостите на еволутивниот развиток на карстот се базираат токму на проучувањата на варовничките терени. Класичната појава на карстот е врзана во прв ред за релјефот и хидрографијата на карбонатните карпи. Во некарбонатни карпи, или некои карбонати (креда, гипс) се развива ***псевдокарст***, без разлика на сличноста во хемискиот процес на растварање.

Варовниците, доломитите и ним сродните карпи се најважните карбонатни седиментни карпи. ***Варовникот*** ($CaCO_3$) името го добиле бидејќи од нив со "печење" (се отстранува CO_2) се добива вар. Како варовници се означуваат и седиментни карпи кај кои карбонатната фракција првенствено е составена од *калцит*. Во варовниците и сличните карпи, покрај карбонатот се јавуваат и многу други материи. Меѓу нив се наоѓаат: фелдспати, кварц, глинени минерали и органски остатоци. Хемискиот состав на варовниците го одразува нивниот минерален состав. Варовниците се главно составени од калцит. Содржината на CaO и CO_2 е висока, а во некои случаи изнесува и преку 95 %. Магнезиските варовници содржат од 1 до 2 % MgO што укажува дека во нив е присутен и минералот доломит.

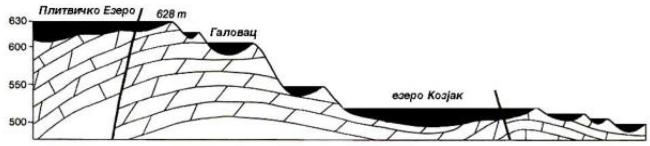


сл. 285, Блок дијаграм на типичен површински и подземен карст

Структурата на варовниците е променлива. Некои структури се кластични, други настанале во процесот на таложење на органска материја, а некои настанале по таложењето со прекристализација. Вариететите на варовниците се издвојуваат според структурните разлики. Некои се крупнокристалести а други ситнокристалести. Некои варовници се порозни (впиваат до 10 % вода) што е условено од присуството на алги. Вариететите на ситнозрнестите варовници се со маринско потекло, таложени по хемиски пат, или пак, со посредство на бактерии. Многу варовници таложени во континентална средина се контаминирани со кластичен материјал, како зрнца песок, глинести минерали или фина прашина. Со зголемување на количеството на

глинестиот материјал ситнозрнестите варовници минуваат преку лапоровити варовници во лапорци.





сл. 286, Плитвичките Езера во Хрватска настанати на биогрени прегради



сл. 287, Травертин (Мариово)

Варовниците може да настанат со таложење во море, езеро, река и на копно. Најинтензивно се создаваат во мориња та, главно на длабочини помали од неколку стотина метри. Најповолна средина за акумулација на хемиски таложен калциум карбонат се топлите, плитки и релативно мирни води, каде дното на морето споро но непрекинато се спушта. Улогата на организмите во создавањето на варовниците широко варира во зависност од времето и просторот. Некои организми, како алгите, фораминиферите и коралите се посебно важни за создавање на варовниците, додека други видови се далеку помалку значајни. Многу варовници се карактеристични по преовладувањето на остатоци на само еден вид. Познати се криноидските варовници со палеозојска старост, рудистите варовници од јурска и кредна старост, фораминаферските варовници со терциерна старост итн.

Таложењето на варовниците настанати по хемиски пат се врши со издвојување на $CaCO_3$ (калциум карбонат) од растворениот $Ca(HCO_3)_2$ (калциум бикарбонат). Со оддалечувањето на H_2O или CO_2 од растворот $Ca(HCO_3)_2$ се ослободува $CaCO_3$ кој се таложи. Всушност, причините за создавање на варовниците се евапорација на H_2O или губењето на CO_3. Главна причина за таложење на варовникот е зголемувањето на температурата на водата која содржи растворени карбонати, при што, се ослободува гасот CO_2. На ваквиот процес, исто така, делува распрскувањето на водата, снижување на општиот атмосферски притисок, испарувањето на водата, или пак, преку растенјата кои го земаат CO_2 за своите животни потреби.

Варовниците може да бидат масивни и слоевити. Бојата им е различна (бела кога се чисти, сина или сива кога содржат органски материи, жолта кога содржат железни оксиди, или црна кога содржат битумиум). Можат да бидат порозни и тогаш впиваат до 10 % вода. Покрај маринските постојат и варовници со континентално потекло. Такви се травертинот и бигорот (сл. 287).

Доломитот ($MgCO_3$) е сличен како варовникот со тоа што во него магнезиумот е повеќе застапен. Претежно е изграден од минералот *доломит*. Често е присутен калцитот и веројатно постојат сите преодни форми од чисти варовници до чистите доломити. Теоретскиот состав на доломитот е следен: MgO 21,0 %, CaO 30,4 % и CO_2 47,7 %.

Доломитите најчесто се со среднозрнеста структура. Ретко се ситнозрнести како варовниците или крупнозрнести како најкрупните варовници. Фосилите во доломитите се ретки, веројатно затоа што е мал бројот на организмите кои можат да се населат во морска вода каде салинитетот е висок. Многу доломити се создадени со промена на варовниците по нивното создавање, т.е. со доломитизација иако некои типови се примарно хемиски таложени. Метаморфозата на варовниците (доломитизација) и создавање доломити е под дејство на хлоридите, односно сулфатите на магнезиум растворени во морската вода. Во зависност од квантитативни от меѓусебен однос на калцитот и доломитот се

разликуваат доломитични варовници, калцитски доломити и магнезитски варовници.

Со процесот на испарување или евапорација се создаваат наслаги познати под општото име евапорити. Меѓу нив најчести се: гипсот CaSO4, анхидритот CiSO4 и солта NaCL. Во нив се развива *псевдокарст*. Некои карбонати како травертинот и бигорот, исто така, настануваат со таложење при испарување.

Травертиноt настанува со таложење на калцит поради испарување или разбуркување на водата кај карстните врутоци и извори, како и во коритата на површинските или подземните реки. ***Бигоротт*** настанува со лачење на карбонатот од водата со асимилација на места каде во коритата на карстните реки се јавува бујна вегетација. Со посредство на растенијата кои го земаат јаглендвооксидот од водата се лачат дебели маси мек, жолтеникав карбонат или бигор. Травертинот има масивна градба и обично е лентест, додека бигорот е порозен, шупликав и трошен. Содржи и остатоци на растенија или нивни отисоци. Травертинот и бигорот со таложење градат прегради во коритата на карстните реки. На ваквите прегради се јавуваат слапови и водопади (сл. 286). Во пештерите травертинот гради езерски басенчиња и кади.

Мермеротt е видливо прекристализирана карбонатна карпа. Мермерите првенствено се изградени од калцит или од калцит и доломит. Мермерите и доломитските мермери настануваат со контактен или регионален метаморфизам на карбонатните карпи. Иако мермерите се изградени од карбонатни минерали во нив може да се сретнат и незначителни количества силикати.

Бојата на мермерите е променлива и зависи од видот на материјалот. Присуството на јагленова или органска материја ја условува сивата или црна боја на мермерот. Соединенијата на железо им даваат различни нијанси на зелена, црвена или кафеава боја. Доломитските мермери или чисто калцитските мермери може да имаат и снежно бела боја.

За карстната морфогенеза најбитна особеност на карбонатните карпи е нивната растворливост во вода. Растварањето се врши во чиста но особено во водата што содржи јаглена киселина (H_2CO_3). Количествата на карбонатните карпи кои се растваруваат во чиста вода се релативно мали. Еден литар вода раствара 11 до 16 mgr карбонат. Тоа значи дека чистата вода е заситена ако содржи околу 12 до 15 mgr карбонати во 1 литар. Меѓутоа, кога во водата се наоѓа растворена јагленова киселина тогаш нејзината растворувачка моќ повеќекратно се зголемува (1 l вода може да раствори дури 1 g карбонати). При содржина на јагленовата киселина од само 1 mgr/l, растворувањето на карбонатот во водата се зголемува на 50 - 60 mgr/l.

Јагленовата киселина настанува на тој начин што атмосферската вода (H_2O) го апсорбира јаглендвооксидот (CO_2) од воздухот и така создава благ раствор на јагленова киселина;

$$H_2O + CO_2 = H_2CO_3$$

Јагленовата киселина ја напаѓа карбонатната карпа - калциум монокарбонат и ја претвара во кисел калциум карбонат, или калциум бикарбонат кој е крајно растворлив во водата;

$$H_2CO_3 + CaCO_3 = Ca(HCO_3)_2$$

Како хемиско соединение калциум бикарбонатот е непостојан бидејќи во него јагленовата киселина е мошне лабилна. Од соединението лесно се губи со евапорација на H_2O или со губењето на CO_2, без разлика дали тоа се случува во океанските, морски или езерски басени, или пак, во коритата на површинските и подземните реки.



сл. 288, Лачење на калциум-карбонат во пештерски услови

Причините за губењето на CO_2 се повеќе: зголемување на температурата на водата, нејзиното распрскување, снижувањето на воздушниот притисок и со асимилација на растенијата. Со зголемување на температурата на водата се намалува содржината на јаглендвооксидот. Тоа предизвикува лачење на карбонат од растворот на калциум бикарбонат (јаглендвооксидот се издвојува како гас).

При распрскување на водата на млатот на брегoвите, потоа кај слаповите и водопадите на површинските и подземните реки се ослободува CO_2, од растворот се лачи $Ca(HCO_3)_2$. Со снижување на воздушниот притисок доаѓа до опаѓање на парцијалниот притисок на CO_2 во водниот раствор. Тој се ослободува, а се лачи $CaCO_3$. Влијанието на растенијата се манифестира преку асимилација, т.е. со земање од водата CO_2. Ваквото таложење на карбонатот се разликува од неговото директно лачење од водата. Секој од наведените причинители предизвикува обратен процес Од растворот се лачи неутрален калциум карбонат кој не се раствара во вода. Тоа се спомнатите травертин и бигор;

$$Ca(HCO_3)_2 - H_2O + CO_2 + CaCO_3$$

За растварање на карбонатните карпи од најголемо значење е количеството на јаглендвооксид во водата на атмосферските врнежи. Колку е поголемо неговото количество поголема е и растворувачката моќ на водата. Количеството на јаглендвооксидот во водата директно зависи од парцијалниот притисок на овој гас во атмосферата и од температурата на водата.



Парцијалниот притисок на јаглендвооксидот во атмосферата е мал и изнесува 0,02 % (0,0003 атмосфери). Сепак тоа е доволно 1 l вода да може да раствори 64 mg/l карбонат. Тоа е четири (4) пати повеќе од количеството што може да го раствори 1 l чиста дестилирана вода (16 mg/l). Меѓутоа, треба да се напомене дека содржината на јаглендвооксид во почвата покриена со вегетација е значително поголема.

Температурата на водата влијае директно врз содржината на јаглендвооксидот. На 20°C водата содржи два пати помалку јаглендвооксид отколку на 0°C (на 0°C еден литар вода содржи 1,01 mg/l јаглендвооксид, додека на 20°C само 0,52 mg/l). Поради тоа, ладната вода раствара поголеми количества карбонати отколку топлата. На температура од 4°C еден литар вода раствара 119,7 mg/l, на 14°C околу 105, а на 20°C само 95,6 mg/l.

Водата што се впива во растреситата почва, во допир со корењата на растенијата добива значителни количества јаглендвооксид, што зависи и од почвената температура. Постоењето вегетација и дебел почвен супстрат, богат со хумус и други органски киселини, овозможува 1 l дождовница да апсорбира дури 1,5 g јаглендвооксид.

Топлата и влажна клима го смалуваат количеството апсорбиран јаглендвооксид од воздухот. Меѓутоа, бујната вегетација во ваквите климатски услови со трулење на растенијата создава *аг̄ресивна јаг̄ленова киселина* чија растворувачка моќ е 100 пати поголема од растворувачката моќ на јагленовата киселина што ја има во дождовницата. Со тоа во потполност се компензира негативното влијание на повисоките температури врз ефектот на растварањето на карбонатните карпи, односно се јавува интензивен процес на карстификација.

Како краен продукт на растварањето на карбонатните карпи се јавува резидијалната глина или *црвеница* (*terra rossa*) Таа е нерастворливиот остаток на карбонатните карпи. Во чистите варовници има само 0,3 до 0,5 % нерастворливи состојки. Црвеницата се состои од силициски кварц (SiO_2) и оксиди на железо (Fe_2O_3). Тие заедно ја сочинуваат глината.

сл. 289, Типична појава на травертински езерца долж речното корито на река што минува низ карстен предел



сл. 290, Морфолошка еволуција на компактен блок од бунарести шкрапи во мрежести шкрапи до гроот на работ - каньон Матка

ПОВРШИНСКИ КАРСТНИ ФОРМИ

Со делување на карстната ерозија настануваат различни површински и подземни карстни форми. Оние кои и денес се развиваат со активно делување на карстната ерозија се нарекуваат *рецентни карстни форми*. Формите кај кои карстниот процес е прекинат од различни причини се нарекуваат *фосилни карстни форми*.

Кога се набљудува карстниот релјеф во целина, тогаш во него можат да се издвојат две посебни групи на релјефни форми. Едните се јавуваат на површината на карстните терени и се издвојуваат како ***површински карстни форми***, додека другите се јавуваат во внатрешноста на карбонатната маса. Тоа се ***подземни карстни форми***.

Во површинскиот релјеф на карстните терени се забележуваат различни форми. Според основната класификација се издвојуваат: ***шкрапи***, ***вртачи***, ***ували, скарстени долини*** и ***карстни полиња***.

Микрорелјефни карстни форми

Како микрорелјефни форми на површинскиот карст може да се издвојат разни типови шкрапи и вдлабнатини или "стапалки".

Шкрапиште претставуваат тесни, најчесто паралелни жлебови и бразди на голите (компактни) карбонатни терени, меѓусебно одвоени со остри или заоблени карпести гребенчиња. Нивен краен еволутивен стадиум е *гроот*.

Според положбата шкрапите се сретнуваат на хоризонтална, благо наведната или потполно вертикална компактна карбонатна карпа. Длабочината им е од неколку cm до 1 m, а ретко и повеќе. Ако шкрапите зафаќаат големи површини просторот се нарекува *шкрапар*.



сл. 291, Коритеста шкрапа и појава на музги на карбонатен блок на Карацица

Шкрапите се едни од најдобро и најдолго проучуваните карстни форми. Мошне рано станале предмет на научно интересирање и проучување иако нивната морфогенеза е различно толкувана. Првично се забележани на Алпите, а таму и најмногу се проучувани. За шкрапите, кои се сретнуваат на различни височини, почнувајќи од морската површина до планинските врвови, основен агенс во изградувањето е хемиската ерозија на атмосферските врнежи. Формата на шкрапите може да биде најразновидна. Таа зависи од разни чинители како и од стадиумот на нивната еволуција. Генерално земено, колку е пострмна подлогата на која се создаваат нивните жлебови се повеќе паралелни.

Како основни типови се издвојуваат *ребрести* и *мрежести* шкрапи. Ваквата поделба е всушност според правецот на протегањето на шкрапските бразди и жлебовите на карбонатни површини со различен наклон. Ребрестите шкрапи се јавуваат на компактни, главно пострмни карпи (сл. 292). Имаат паралелни жлебови наведнати во правец на најголемиот пад на карпестата маса. На помалку наведнатите или хоризонтални маси, во вид на испреплетени пукнатини се јавуваат мрежести шкрапи (сл. 293).

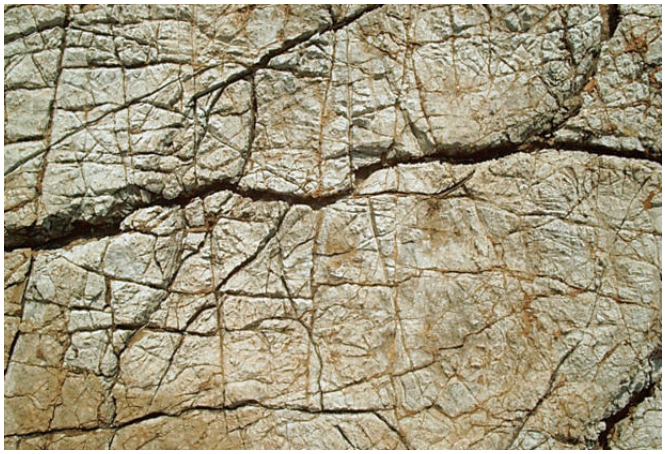
За разлика од двата основни типа, ребрести и мрежести шкрапи, морфолошки може да се издвојат и *полукружни* шкрапи кои при врвот се стеснуваат. *Меандерските* шкрапи со своите бразди наликуваат на меандрите на речните корита, додека *коритестите* шкрапи се со проширени шкрапски бразди (сл. 295 - 1). *Инчестите* шкрапи сосема се стеснуваат на дното. Издвоени се и *бунарести* (сл. 290) и *брановидни* шкрапи. Вторите претставуваат сосема тесни и плитки жлебови со остри рабови кои потестуваат на ситно разбранувана морска површина.

Во својата еволуција шкрапите минуваат низ одредени морфолошки стадиум. На секој од стадиумите одговара и одреден тип шкрапа. Според девисовото сваќање за географскиот ерозивен циклус *Cvijic* издвоил три еволутивни стадиуми: *младост*, *зрелост* и *старост* во изградувањето на шкрапите (сл. 294).

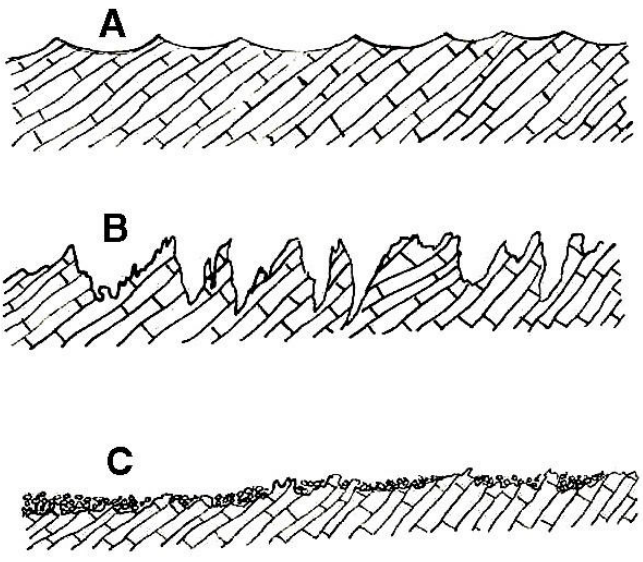
Во стадиумот на младост се јавуваат почетни - млади шкрапи, претставени со сосема плитки бразди помеѓу кои се наоѓаат ниски остри рабови. Ваквите, првични форми на шкрапи се нарекуваат *музги*. Во зрелиот стадиум се развиваат брановидни шкрапи, претставени со



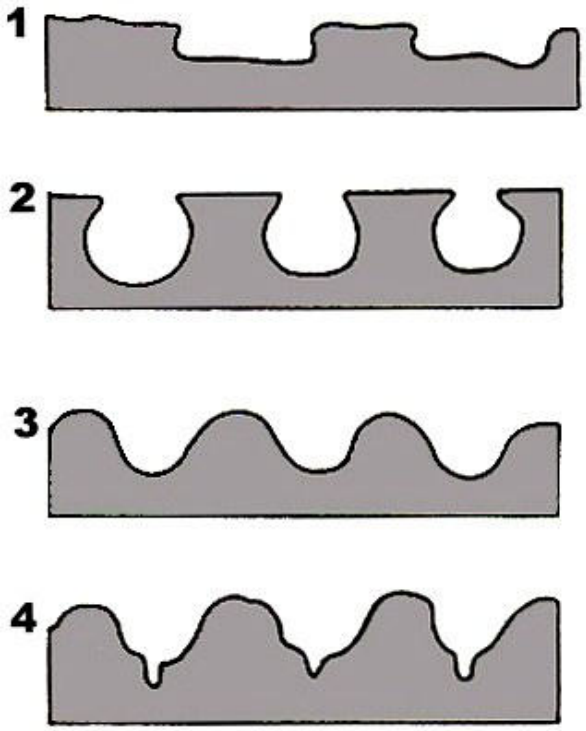
сл. 292, Ребрести шкрапи (Велебит)



сл. 293, Мрежести шкрапи (Мариово)



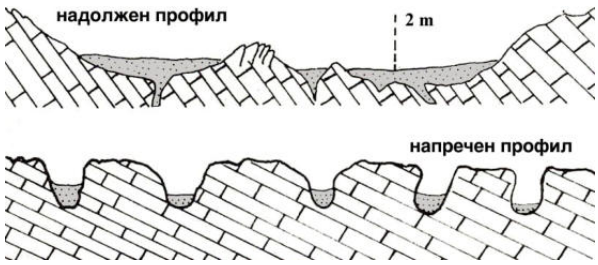
*сл. 294, Еволуција на шкрапи; **A**. Младост, стадиум на музги, **B**. Зрелост и **C**. Старост, претварање на шкрапите во гроот, според Cvijic (1924)*



сл. 295, Морфолошки типови шкрапи



сл. 296, Појава на грооп јужно од Велес



сл. 297, Типичен изглед на богаз, според Petrovic (1977)

длабоки бразди. Тие минуваат во прави шкрапи кај кои растојанието меѓу дното и гребенот достигнува максимален износ. По овој стадиум започнува уништувањето (раздробување) на шкрапите со што минуваат во стаидумот старост. Дробините ги затрупуваат шкрапските бразди и тие меѓусебно сраснуваат. Со постепено уништување на шкрапите, во крајната фаза на нивната еволуција на површината заостанува "море" од карбонатни дробини кое се нарекува *грооп* (сл. 296).

По завршувањето на последниот стадиум започнува обновување на шкрапите кои повторно ќе минат низ опишаниот еволутивен циклус. Според *Цвијиќ* процесот на обновување на шкрапите се одвива сé додека шкрапските бразди не достигнат до мрежата на изданската вода во подината на карбонатната маса со што и обновувањето на шкрапите дефинитивно престанува.

Во морфохронолошки поглед шкрапите се датираат како постглацијални. На ваква фаза укажуваат и музгите на карбонатните моренски блокови кои настанале откако мразната маса се повлекла. Веројатно постојат и постари шкрапи, особено оние кои се морфолошки поизразени. Тоа може да се заклучи и според количеството на растворен карбонат. На некои од нив за морфолошкото изградување е потребно да се раствори најмалку 1 m^3 карбонатна карпа на површина од 1 m^2. За таквото нешто се потребни околу 120 000 години.

Како микрорељефни форми на површинскиот карст се издвоени и т.н. ***богази*** (сл. 297). Тоа се издолжени и тесни вдлабнатини на голите карстни површини со форма на карпест ров. Должината им достигнува околу 20 - 30 m но може да изнесува и над 100 m. Широки се 4 - 5 m, а исклучително и преку 10 m. Длабочината на богазите е мала, ретко над 4 - 5 m. Се протегаат праволиниски но може и да отстапуваат од ваквиот примарен изглед. Богазите секогаш се сретнуваат на голи, речиси зарамнети карбонатни површини. Се јавуваат единечно но и во групи, при што, се предиспонирани со две или повеќе паралелни пукнатини.

Од останатите микроформи на површинскиот карстен релјеф забележителна е појавата на лочки (каменици) или ***сташалки***. Тоа се плитки вдлабнатини со изглед на чаша или чинија. Ѕидовите им се преиздлабени. Поради тоа

отворот им е потесен од внатрешниот дел. Типичните стапалки се широки околу 30 cm и длабоки до 15 cm. Дното им е рамно, а по дожд е исполнето со вода. Настануваат со корозија на дождовницата што се задржува на нерамнините на компактен хоризонтален карбонатен блок. Ваквите микрорелјефни форми не се специфика само за карбонатните карпи. Се сретнуваат и на други, некарбонатни карпи, најчесто на гнајсгранити, гранити и сл.



сл. 298, Стапалка во карбонатни карпи во централниот дел на Република Македонија

Вртачи

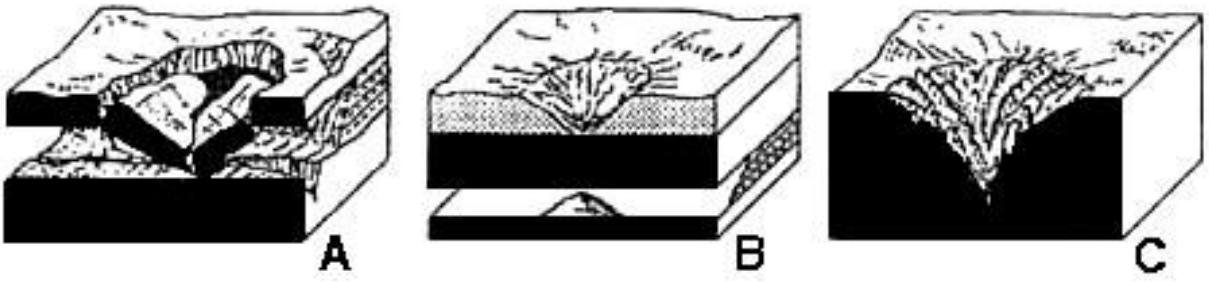
Вртачите се затворени, инчести вдлабнатини на карстните терени, широки од неколку до 200-300 и повеќе m. Најчесто се широки од 20 до 50 m, со длабочина од 5 до 10 m. Кај исклучително големите вртачи длабочината може да достигне и повеќе десетини m. Вртачите се најбројната појава на површинскиот карстен релјеф. *Цвијиќ*, основоположникот на карстологијата како научна дисциплина, вртачите ги зема за универзална форма без која и нема прав карст. На карстните терени вртачите понекогаш се толку бројни што самиот простор има изглед на цедилка. Тоа е т.н. *ситаничав карст*.

Формите на вртачите се најразновидни. Нивниот изглед, длабочината или наклонот на страните им се различни. Според ваквите елементи може да се издвојат два генетски и неколку морфолошки типа на вртачи. Генетски типови на вртачи се: *нормалните (карстни)* и *сурнати* вртачи. Нормалните (прави) вртачи настануваат со карстна ерозија, додека сурнатите се резултат на подземно уривање на карбонатната маса. Морфогенезата на нормалните вртачи е поврзана за хемискиот, а на сурнатите за механичкиот процес. Постои и поделба по која се издвојуваат три генетски типа на вртачи, односно покрај спомнатите два генетски типа се издвојуваат и алувијални вртачи (сл. 300).

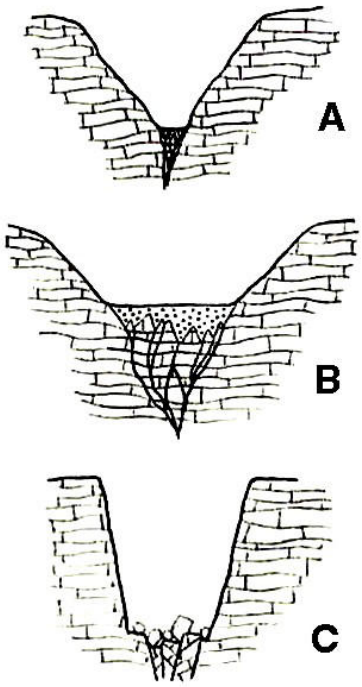
За начинот на постанок на вртачите постоеле различни мислења. *Rajer* (1881) линеарно распоредените вртачи ги поврзувал за раседите. По старото, долго време општо прифатено сваќање, вртачите настануваат со едноставно уривање на таванот на пештерите и останатите подземни шуплини. *Van den Brek* (1881) ја поврзал генезата на вртачите за хемиската ерозија, додека *Цвијиќ* (1893) дефинитивно докажал дека вртачите настануваат долж пукнатини со растварање на карбонатот со помош на водата преку јаглендвооксидот. Со проширувањето на површинските пукнатини тие се претвараат во инка или нормална вртача. Ваквото мислење е општо прифатено.



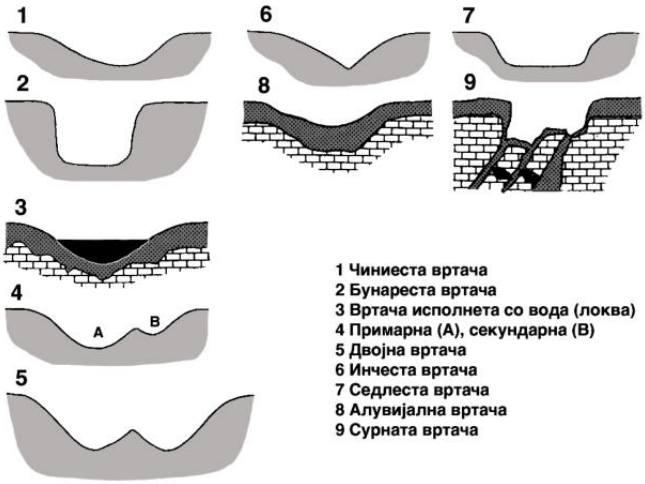
сл. 299, Вртачи, класична појава на површински зарамнет карстен терен



*сл. 300, Генетски типови вртачи: **A**. Сурната, **B**. Алувијална и **C**. Нормална, карстна вртача*



сл. 301, Морфолошки типови вртачи: ***A****. Инчеста,* ***B****. Седлеста и* ***C****. Бунареста, според Petrovic (1977)*



сл. 302, Типови вртачи, според Gams (2004)



Според морфолошките карактеристики се издвојуваат: *инчести*, *седлести*, *бунарести* и некои други типови вртачи (сл. 301). Инчестите вртачи имаат пречник кој е 2 до 3 пати поголем од нивната длабочина. Тие немаат ниту зарамнето дно, т.е. страните на вртачата се соединуваат на самото дно речиси под прав агол. На дното на ваквите вртачи може да се јави и зјапест отвор. Седлестите вртачи се значително пошироки, т.е. пречникот на нивни ототвор е поголем и до 10 пати од длабочината. Страните им се благо наведнати. Тие имаат широко и зарамнето дно покриено со црвеница со дебелина и до неколку метри. Нивните дна се често единствените земјоделски површини во карстниот предел (сл. 304). Бунарестите вртачи се со стрмни, често и вертикални страни. Пречникот на ваквиот тип на вртачи е речиси идентичен со нивната длабочина. Во однос на инчестите и седлестите овој тип е поредок.

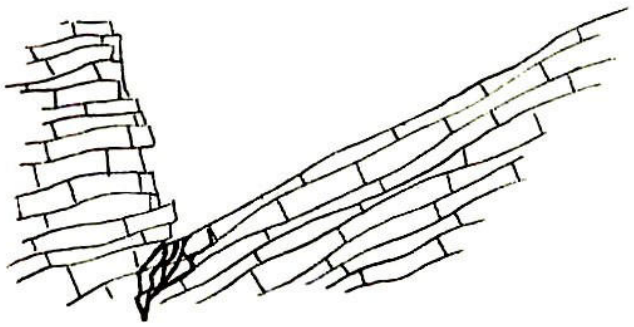
Споредe морфографијата на отворот вртачата се делат на: *тркалезни*, *елипсовидни* и *издолжени*. Покрај наведените, во морфолошки поглед се издвојуваат и *чиниести*, *ведрести*, *ѕвездести* и други типови вртачи. Морфолошката разновидност на вртачите е резултат на локалните услови под кои се одвива карстификацијата. Тоа се: хемискиот состав, дебелината и чистотата на карбонатите, потоа распоредот и честината на пукнатините, падот на слоевите, климатските прилики итн.

Битна предиспозиција за создавање на вртачите се пукнатините во карбонатната маса. Тие меѓусебно се спојуваат што овозможува понирање на атмосферската вода. На местата каде пукнатините се вкрстуваат се јавува поголемо понирање на водата, т.е. поинтензивна хемиска ерозија. Поради тоа, на пресекот на пукнатините се јавува инчеста вдлабнатина со чие продлабочување настанува вртача.

Ако пукнатините се бројни, а карбонатите чисти, вдлабувањето на вртачите е поинтензивно. Тоа доведува до создавање на инчести вртачи. Во спротивна ситуација на дното на вртачата се создава резидијална покривка која на самата вртача и дава чиниест изглед. Многу ретко вртачите може да се создадат и со уривање на таваните на подземните шуплини.

сл. 303, Линеарни распоредени вртачи

Вртачите ретко се јавуваат осамени. Почест е случајот да се густо распоредени на претежно хоризонтални површини. Понекогаш ги има и до 50 на 1 km^2. На дната на фосилните карстни долини вртачине се најчесто линеарно распоредени (сл. 303). Ваквата појава се забележува и долж маркантни пукнатини. На страните и на самото дно на големите вртачи може да се јават и помали вртачи. Тоа е тип на *сложена вртача* во која се сместени *секундарни вртачи*. Препреките помеѓу одделни, соседни вртачи, може да бидат значително снижени и да предизвика создавање на *близначки вртачи*.



Во зависност од постоењето на растресита покривка вртачите се делат на *карпести*, ако се изградени на гола карбонатна основа и *алувијални*, ако се настанати во елувиум или наносен растресит материјал што ја покрива карбонатната маса. Ако карбонатните слоеви паѓаат под голем агол се јавуваат *асиметрични вртачи* (сл. 304).

На дното на вртачата, ако е зарамнето и покриено со црвеница по силните дождови може да се создаде локва. Кај поголемите и подлабоки вртачи може да се создадат и мали постојани езера. Во близина на морските брегови, ако дната на вртачите се спуштаат под морското ниво, може да бидат исполнети со вода која доаѓа преку пукнатините. Такви вртачи се сретнува на островот Мљет во Јадранското Море. Во близина на брегот може да се забележат и подморски вртачи. Тие се создадени на копното, но со трансгресија се потопени.

сл. 304, Асиметрична вртача како резултат на падот на слоевите и вртача со плоден почвен материјал на своето дно



Во вртачите на високопланинските предели во поголемиот дел на годината се задржува снежна маса. Снежницата од стопениот снег посилно ја нагризува (раствара) карбонатната маса од дождовницата. Поради тоа, интензитетот на карстната ерозија кај ваквите вртачи, познати како *снежни вртачи*, е поголем отколку во оние без снежна покривка.

Димензиите на вртачите, како што е напоменато варираат во широки граници. Тоа зависи од различни фактори, како што се: режимот и вкупното количество на врнежи, чистотата и дебелината на карбонатната маса, стадиумот на еволуција, тектонската пореметеност т.е. бројноста на пукнатините, климатската зоналност, односно типот на карст итн. Наспроти малите вртачи, чија широчина е само неколку m, а длабочината неколку десетина cm, постојат вртачи со џиновски размери. Така, на пример, вртачата Пониква во Далмација (Бакар) е со пречник од 800 m и длабочина од 200 m. Северно од нејзе се наоѓа вртача со пречник од 700 m. Вртачата Норин во Никшичко Поле е долга 600 m, широка 450 m и длабока 160 m (*Petrovic* 1977).

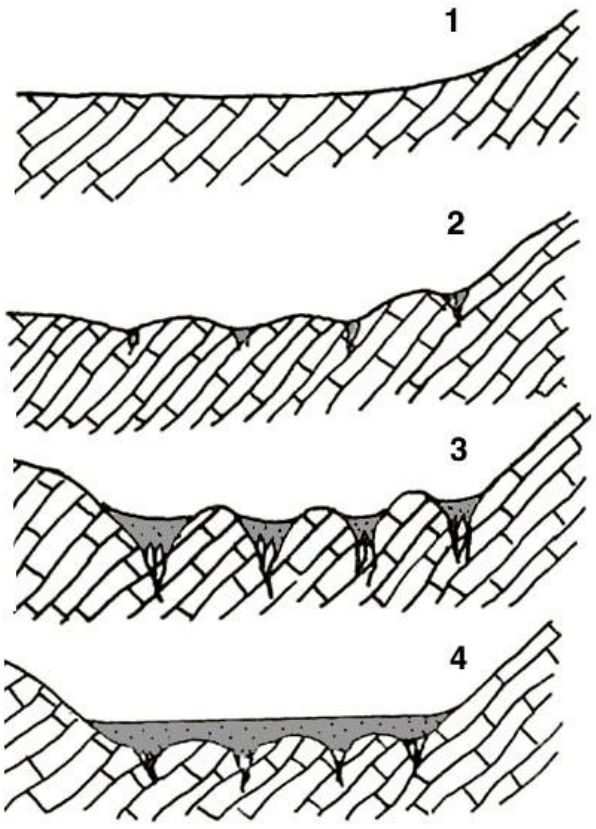
Ували

Увалиште се поголеми, затворени и длабоки депресии во карстниот предел. Имаат форма на издолжени котлинести вдлабнатини со должина и над 1.000 m. Широчината обично им е од 200 до 300 m, но и повеќе, додека длабочината им изнесува неколку десетина метри. Покрај ваквите, просечни димензии, се јавуваат и значителни отстапувања. Дното на увалите е обично издлабено со вртачи, или пак, е препокриено со дебела покривка на резидијална глина. По своите димензии некои ували се доближуваат на карстните полиња.

Во морфогенетски поглед увалите претставуваат интересна форма на површинската карстна морфологија. Меѓутоа, во литературата не им е посветено она внимание како што е случај со останатите површински карстни форми. Во првата класична монографија за карстот (*Цвијиќ* 1893) дури и не се спомнуваат.

Увалите претставуваат квалитативно повисока форма на карстниот релјеф, т.е. се резултат на одминатиот стадиум на неговата морфолошка еволуција. Често настануваат со спојување на повеќе близначки вртачи но и со делување на други ерозивни процеси. Поради тоа, генетски се издвојуваат два типа ували: *карстни* и *полигенетски*.

Карстните ували настануваат исклучиво се делување на карстната ерозија, т.е. со спојување на близначките вртачи во единствена депресија. Процесот на спојување на вртачите во карстна увала се одвива на два, меѓусебно различни начини. Едниот е со снижување на преградите помеѓу вртачите поради растварачкото дејство на водата, додека вториот е со спојување и проширување на дебелата растресита покривка на зарамнетото дно на близначките вртачи. Како што карстната еволуција подалеку одминува така и преградите помеѓу вртачите стануваат сé пониски, а резидијалната покривка на дното на вртачите е сé подебела и пораспространета. Во далеку одминатиот евулутивен развиток преградите потполно исчезнуваат, при што, дната на вртачите спојуваат во единствена зарамина на дното на увалата.



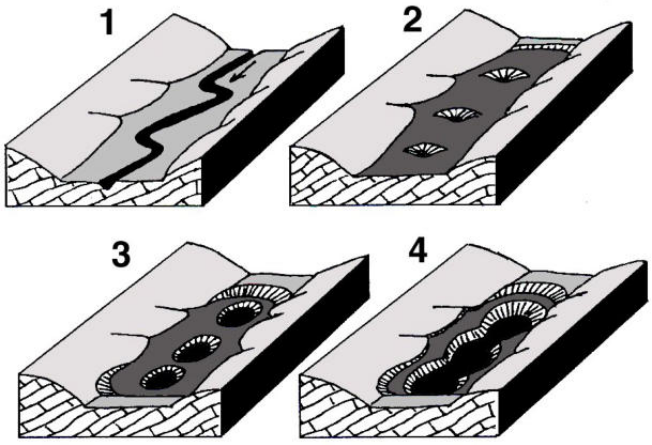
сл. 305, Шематски приказ на еволуција на полигенетска, флувиокарстна увала долж речна долина

Во зависност од еволутивниот стадиум се разликуваат два морфолошки типа на ували. Кај едните јасно се забележуваат бројни вртачи кои меѓусебно сраснуваат, додека кај другиот тип карпестите прегради исчезнале, а дното на увалата е зарамнето со елувијален нанос.

Полигенетските ували настануваат со делување не само на карстната ерозија туку и со флувијалната. Обично се создаваат на дната на фосилните речни долини чии текови се уништени со карстната ерозија. Поради ова, во морфолошката еволуција на полигенетските ували се разликуваат две фази: постара, флувијална и млада карстна.

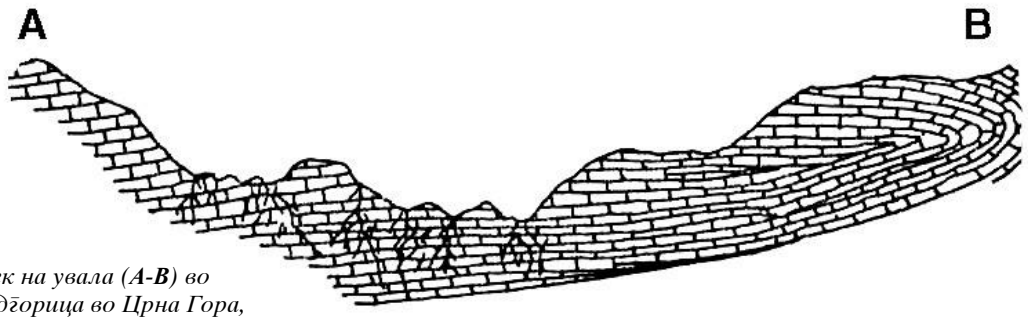
Во флувијалната фаза, поради слабиот процес на карстификација реките всекле нормални долини. Со натамошното проширување и поврзување на пукнатините во внатрешноста на карбонатната маса, карстниот процес сé повеќе се засилува. Речните текови сé повеќе понираат, при што, површинското оттекнување се претвара во подземно. Со тоа речните долини остануваат надвор од својата хидрографска функција, односно се претвараат во суви фосилни долини. По нивните дна започнува да се создаваат линеарно распоредени вртачи. Со тоа флувијалната фаза престанува и настапува карстната фаза. Во текот на оваа фаза фосилните долини се деформираат поради вдлабувањето и проширувањето на вртачите долж нивните дна. Во текот на натамошната морфолошка еволуција, вртачите меѓусебно сраснуваат, а некогашната речна долина се претвара во полигенетска увала (сл. 302).

Карстната фаза во еволуцијата на полигенетските ували има два стадиуми; стадиум на создавање на линеарно распоредени вртачи долж дното на фосилната долина и стадиум на сраснување на вртачите во увала. Како и кај карстните ували и во еволуцијата на полигенетските ували се разликуваат два морфолошки типа. Кај едниот сеуште се забележуваат линеарно распоредени вртачи, додека кај вториот тип увалата е со зарамнето дно каде сраснувањето на вртачите е извршено во потполност.



1. Активна речна долина, **2**. Стадиум на создавање линеарно распоредени вртачи, **3**. Морфолошки тип на увала со вртачи, **4**. Морфолошки тип на увала со зарамнето дно

сл. 306, Шематски приказ на еволуција на полигенетска, флувиокарстна увала долж речна долина



*сл. 307, Пресек на увала (**A-B**) во близината на Подгорица во Црна Гора, изградена во горнокредни варовници долж налегната бора, според Цвијић (1918)*

Полигенетските ували можат да настанат и во *слепите долини*, особено долж алогените речни текови. Со интензивно скарстување долините постепено се преобразуваат во полигенетски ували во кои се забележуваат понорите на некогашниот речен тек.

Во својата морфолошка еволуција полигенетските ували првин минуваат низ флувијална, а потоа низ карстната фаза. Меѓутоа, во плиток карст во кој вододржливата основа е близу до површината ќе се јават полигенетски ували кои првин минале низ карстна а потоа низ флу-

вијална фаза. Во ваков случај карстната фаза е постара, додека флувијалната е помлада. Во текот на карстната фаза вртачите се вдлабуваат сé до вододржливата основа. Нивното вдлабување тогаш престанува и настапува проширување во ниво на вододржливата основа. На овој начин се создава затворена депресија чие рамно дно е на вододржливата основа, додека нејзините страни се долж работ на карбонатните маси. Водата што понира во карбонатната маса истекува на контактот со вододржливата основа и тече во вид на поток кој со странична ерозија го проширува дното на увалата. Тоа е *флувиокарстен* тип на увала.

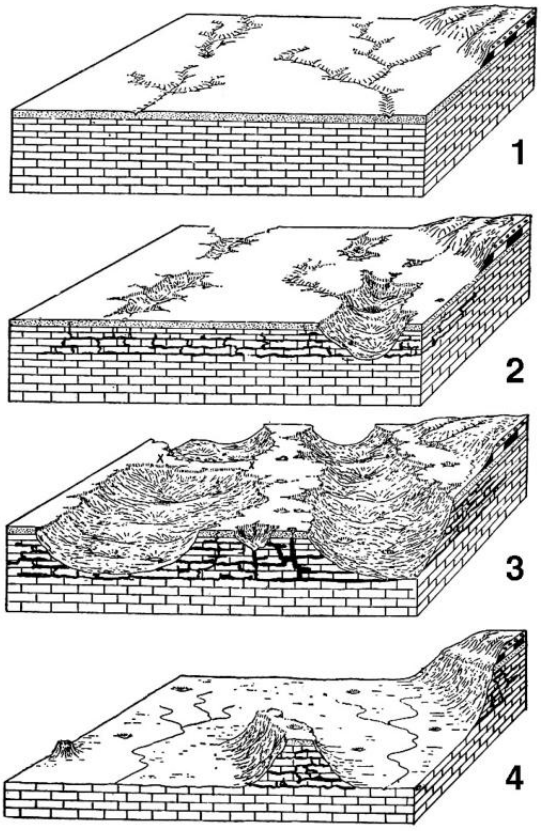
Увалите се најчесто суви. Меѓутоа, кај увалите со рамни дна, покриени со наносен материјал може да се јават постојани или периодични површински текови. Тие обично извираат на едната а понираат на другата страна на увалата. Периодичното плавење на увалите е врзано за плувијалниот период на годината, кога протекот на водните текови значително се зголемува. Понорите во увалата тогаш неможат да го примат сето количество вода. Со тоа водата се заезерува и ја претвара увалата во периодично езеро. Во сушниот дел на годината езерото исчезнува.

Карстни полиња

Карстните полиња се најголемите форми на површинскиот карстен релјеф. Тоа се длабоки, затворени или полузатворени депресии. Имаат форма на распространети котлини со рамнето дно и стрмни страни. Должината може да им изнесува од неколку до над 60 km, додека нивната широчина е помеѓу неколку стотина метри па сé до 10 - 15 km. Дното на карстното поле е по правило рамно и изградено (препокриено) со резидијална глина и алувијални наноси. Дебелината на ваквиот растресит материјал достигнува и над 100 m. Кај големите карстни полиња ваквата покривка може да биде создадена и со неогени и плеистоцени езерски седименти. Карстни полиња не секогаш имаат вакво препокриено дно. Ги има и со карпести дна на кои се издлабени вртачи. Таков е горниот дел на Попово Поле во Динарскиот Карст.

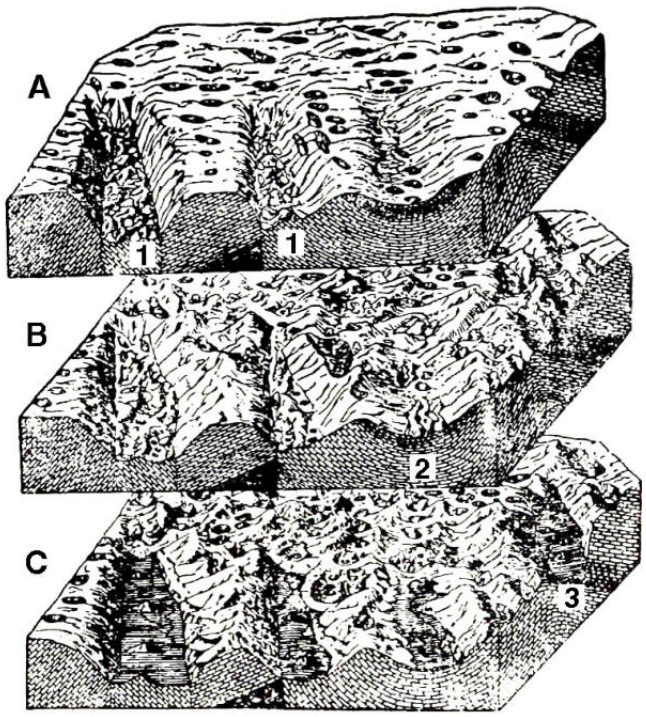
Карстните полиња се јавуваат само во области во кои карбонатната маса е со значителна моќност (дебелина), има голема распространетост, а се одликува и со голема чистота. Такви се областите на Динарскиот Карст, Пелопонез, Турција, Јамајка, Куба, Кина итн.

Специфични форми во морфологијата на дната на карстните полиња се *хумовите*. Тоа се купести возвишенија во форма на ридови изградени од карбонатни карпи кои се издигнуваат над зарамнетото дно на полето. Височината може да им достигне и неколку десетина метри. *Цвијиќ* ги смета за остатоци на постара карстна зарамнина, разбиена со карстната ерозија, особено со ерозијата на реките понорници. Во тропските области, во услови на исклучително влажна клима со високи количества на врнежи, хумовите поради корозивното делување на плавните води се редуцирани во своите подножја. Од овие причини страните им се стрмни, често и вертикални. Ваквите хумови во Куба се нарекуваат *моготи*. Тоа е посебен, климазонален (тропски) тип на карст (сл. 347).



1. Почетна фаза на понирање на речните текови, **2**. Разбивање на површинската хидрографска мрежа и создавање суви (фосилни) долини и вртачи, **3**. Создавање карстни ували со снижување на преградите помеѓу вртачите, **4**. Карстно поле со хумови

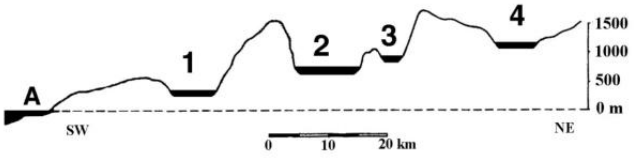
сл. 308, Шематски приказ на создавање на типично карстно поле со процесот на карстификација

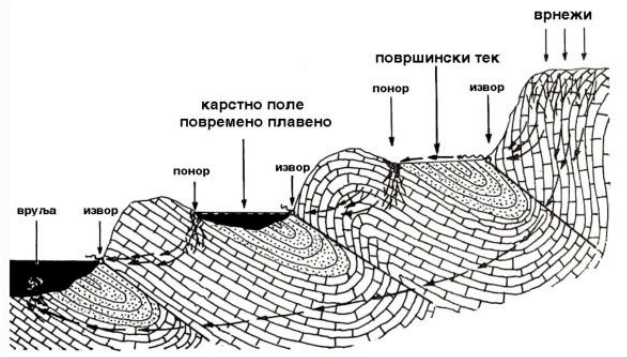


1. Карстно поле предиспонирано долж раседни дислокации, **2**. Карстно поле предиспонирано на синклинална структура, **3**. Типично карстно поле настанато со сраснување на вртачи и ували

сл. 309, Морфогенеза на карстните полиња, според Cvijic (1918)

A - Јадранско Море
1 - Синьско Поле
2 - Ливањско Поле
3 - Гламочко Поле
4 - Купрешко Поле



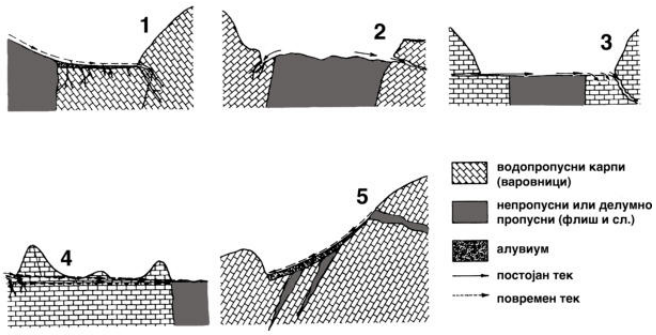


сл. 310, Скалест распоред на карстните полиња во Динаридите, според Aranjelovic (1976)

Страните на карстните полиња се стрмни и веднаш се издигнуваат над зарамнетото дно. Дната на полињата се благо наведнати кон понорите во кои се губат речните текови. Сличноста во морфологијата на карстните полиња со вртачите и увалите (затворени депресии) имплицира и сличен начин на постанок. Првично се сметало дека карстните полиња настануваат со уривање на карбонатните маси со големи размери. Кога дефинитивно е утврдено дека вртачите настануваат со корозија долж апсорционите пукнатини, теоријата на уривање како објаснување за генезата на карстинте полиња не можела да се одржи. Укажувано е дека карстните полиња претставуваат заостанати во еволутивниот развиток речни долини кои со карстниот процес се преобразени во затворени котлини.

Карстните полиња несомнено имаат полигенетско потекло. Морфолошката еволуција на карстните полиња е сложена како последица на различните тектонски и ерозивни процеси. Во основа, или најчесто, карстните полиња се тектонски предиспонирани. Нивна примарна форма е грабен или ров, односно синклинала. Вака создадените тектонски депресии подоцна може да бидат исполнети со вода, односно да претставуваат езера. Тоа е *абразивната* фаза на нивниот еволутивен развиток. Со натамошната еволуција езерата исчезнуваат, а по дната на полињата се развиваат речни текови. За време на поплави карстното поле се заезерува. Тоа е *езерско - флувијалната* фаза во морфолошката еволуција. Поради сеуште недоволно развиениот карстен процес пукнатините во карбонатните маси не можат да ги примат ваквите, значително зголемени количества вода. Со тоа езерата во полињата првично се постојани, потоа периодични и повремени и на крајот исчезнуваат.

Во натамошната еволуција карстификацијата станува битен фактор, т.е. пукнатините прогресивно се прошируваат што овозможува интензивна подземна циркулација и понирање. Тековите што го предизвикувале плавењето на полето исчезнуваат во понорите. Со тоа се создаваат слепи долини во самото поле, а речните текови се преобразуваат во понорници кои во текот на летниот период сосема пресушуваат. Тоа е *карстната фаза* во еволуцијата на карстнот поле, кога карстификацијата станува доминантен геоморфолошки процес. Во оваа фаза карстните полиња долж нивните рамки се прошируваат со сраснување на вртачите и увалите.



сл. 311, Типови карстни полиња, според Gams (2004)

Од вака наведената шема на општа еволуција на карстните полиња се јавуваат и значителни отстапувања. Полињата и не мора да поминат низ сите претходно наведени еволутивни фази. Помалите карстни полиња може да настанат само со сраснување на вртачи и ували но тоа во природата е редок случај (сл. 308). Исто така, траењето на флувијалната фаза зависи од самата моќност на речниот тек што протекува низ полето. Посилните реки подолго се спротиставуваат на скарстувањето.

Генетски, во потесна смиска на зборот се издвојуваат: *тектонски*, *ерозивни* и *карстни* полиња. Тектонските карстни полиња се предиспонирани со примарни тектонски движења. Ако полето е создадено со радијални движења, тогаш неговата примарна форма е ров или грабен. Тоа се *раседни карстни полиња* (сл. 309 - 1). Ако се предиспонирани со хоризонтални движења, тогаш нивната примарна форма е синклинала - *синклинални карстни полиња* (сл. 309 - 2).

Најголемиот број карстни полиња во Динарскиот Карст се настанати на ваков начин (сл. 310).



сл. 312, Попово Поле (31 X 1,5 km) и делумно плавеното Имотско Поле (95 km^2) во Херцеговина и плавеното Церкничко Поле (38 km^2) во Словенија, долу



Ерозивните карстни полиња во текот на морфолошката еволуција се создаваат не само со карстната туку и со делување на другите ерозивни процеси. Тоа се *полигенетски* полиња. Во зависност од типот на ерозија која имала учество во оформувањето и изградувањето на карстното поле може да се издвојат: *флувио-карстни*, *глацио-карстни* и *абразивно-карстни* полиња. Типичните карстни полиња се изградени само со делување на карстната ерозија, односно со сраснување на вртачите и увалите во единствена депресија. Според тоа, тие се моногенетски. Во природата карстните полиња најчесто се комбинација на наведените типови. Пример, Попово Поле во Динарскиот Карст е тектонско, ерозивно, абразивно и карстно поле.

Според хидрографскиот режим се издвојуваат: *суви*, *постојано* и *периодично плавени* карстни полиња (сл. 312). Хидрографскиот режим им зависи од стадиумот на морфолошко - хидролошката еволуција на карстот. Колку подалеку одминало во еволутивниот развиток толку полето ќе биде посуво и обратно.

Карстните полиња морфолошки се најизразени во Динарскиот Карст (Далмација, Херцеговина). Ливањското Поле има повшина од 380 km^2, должина од 64 km и широчина од 12,5 km. Се смета за најголемо карстно поле во Светот. Невесињско Поле е со површина од 189 km^2, Гламочкото има 129 km^2, Купрешкото 94 km^2 итн. Вкупната површина на сите карстни полиња во Динаридите изнесува околу 4.200 km^2 или 7 % од Динарскиот Карст (60 000 km^2). Карстните полиња се забележуваат и на други места во Светот со моќни карбонатни маси.

Карстни (скарстени) долини

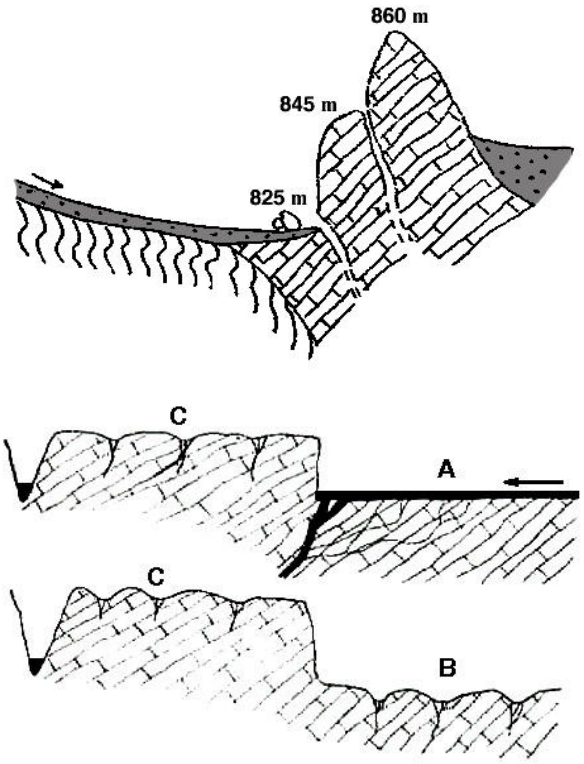
Нормалните речни долини се ретка појава на карстните терени. Тоа не значи дека во ваквите области нема повремени водотеци, или пак, линеарно издолжени долини. Всушност и во најизразениот карст речните долини се застапени, но тие не само што се ретки туку и значително се поразлични од аналогните појави во некарстните терени.

Речните долини кои помалку или повеќе имаат континуирано наведнат надолжен профил и постојан водотек, главно длабоко го всекуваат коритото во карбонатната маса. Страните им се мошне стрмни, често и вертикални, односно во поголемиот дел од својата должина претставуваат клисури или кањонски долини. Дното може да им биде во карбонатната маса, или пак, таа е пробиена и речното корито се всекува во водонепропустливите карпи кои ја чинат геолошката подлога на карстниот комплекс. Ваквите долини речиси и немаат странични притоки (долини). Место нив, долж речниот тек многу почесто се јавуваат силни извори кои избиваат по страните на речната долина (сл. 319). Клисурестите или кањонските долини во карстот најчесто имаат алогено потекло, односно доаѓаат од некарстните терени.

Во карстот многу почести се речните долини кои во процесот на карстификацијата значително поразлично се оформиле од долините во некарстните терени. Главно се разликуваат четири (4) типа карстни долини, и тоа: вовлечени, слепи, полуслепи и суви карстни долини.

Слепите долини претставуваат тип на карстни долини низ кои некогаш по целата должина протекувал површински водотек. Меѓутоа, со текот на времето поради процесот на карстификација на дното на долината се формира понор низ кој целиот водотек се губи во подземјето на карстот. За разлика од претходниот тип, слепите долини секогаш се сместени во внатршноста на карстните терени. Бидејќи од изворишниот дел до понорот делува површинската ерозија на водотекот, овој дел на долината е значително пониско вдлабен од некогашниот, континуиран надолжен профил на долината. Почнувајќи од понорот низводниот дел на долината останал на нивото на кое бил пред водотокот да се спушти во понорот. Непосредно до понорот, односно над него се издигнува карактеристичен праг со кој завршува сегашниот дел на долината (сл. 313). Понатаму продолжува нејзиниот повисок, напуштен дел на долината.

Во текот на натамошниот процес на карстификација, надводно од прагот се формира нов понор и нов праг. На тој начин процесот сукцесивно се поместува и повторува. Слепите долини долж целата должина може да бидат изградени во карстни терени, но може да бидат и поделени помеѓу некарстен и карстен терен. Во горниот тек долината е развиена и всечена во непропустливи карпи, додека долниот тек, кој најчесто е значително пократок е во карбонати.



*сл. 313, Стадијална, морфолошка еволуција на слепа долина со фосилен и периодичен понор, според Петровиќ (1965) и типови на карстни долини - **A**. Слепа долина со понорница и **B**. Слепа сува долина, според Petrovic (1977)*

Сувите долини се тип на речни долини во карстните терени во кои поради одминатиот процес на карстификација веќе не постои постојан површински водотек. Дното на ваквите долини е обично препокриено со линеарно распоредени вртачи и суви (фосилни) понори и пропасти. Само кај некои од ваквите долини, поради помалата карстификација, одредено време може да протекува површински водотек и тоа обично на кратко растојание.

Создавањето на сувите долини генетски се поврзува со процесот на еволуцијата на карстот. Неотектонската динамика може да игра, исто така, значајна улога во создавањето на ваквите долини. Вертикалните диференцирани движења на карбонатните блокови може директно да влијаат на претварањето на долините во суви карстни долини. Со издигнување на одделни блокови речните долини на нивната површина се претвараат во суви карстни долини.

Карстни површи

Се смета дека карстната ерозија не може да создаде пинеплен. Сепак, овој тип на ерозија може да создаде мали површи. Ваквите можности сепак се ограничени бидејќи практично е невозможно при активното карстно делување да се уништат сите возвишенија и да се создаде површ. Спротивно од непропустливите терени карстот се карактеризира со постојаност на засебните релјефни форми кои исчезнуваат дури откако и самите карбонати ќе исчезнат.

Иако карстната ерозија не е во состојба да изгради пораспространети површи, формите од ваков тип се забележуваат во многу карстни области во светот (Динариди, централниот масив на Франција итн). Тие се изградени под влијание и на други фактори, најчесто флувијални, т.е. потекнуваат од ерозијата на предкарстните (алогени) реки. Според тоа, може да се заклучи дека површите се доста стари и нивната денивелација започнала со појава на карстниот процес.

Познатата Кистињска површ во Северна Далмација, единствена според потполно зарамнетиот релјеф е пресечена со кањонските долини на реките Крка и Чикола (сл. 314). Слична е и огромната површ во Јужна Истра. Сепак, се поставува прашањето дали само делувањето на флувијалната ерозија е доволна да нивелира толку распространети области, како што се Кистињската или Истарската површ. Веројатно, значително влијание имало и делувањето на морската абразија.



сл. 314, Кистињската карстна површ во Далмација



сл. 315, Карстен врутoк на влезот на пештерата Пешна во Порече

КАРСТНА ХИДРОГРАФИЈА

Интегрален дел на карстот е неговата површинска и подземна хидрографија. Таа битно се разликува од хидрографијата на ододржливите терени. Специфичноста на карстната хидрографија се гледа во потполната или речиси потполна безводност на површината и огромно богатство вода во внатрешноста на карстот. Ваквата противречност е последица на карстификацијата на карбонатните карпи и нивната испреплетеност со разни системи на подземни канали.

Атмосферската вода и водата од речните текови понира долж водопроодните пукнатини во длабочината на карбонатната маса. На својот пат таа ги раствара карбонатните ѕидови на пукнатините, ги проширува и поврзува со соседните пукнатини. Со тоа е овозможена *подземна циркулација*, односно интензивна карстна корозија во внатрешноста на карбонатната маса.

Интензитетот на карстната ерозија прогресивно се зголемува со сé поголемото проширување на пукнатините, што пак, овозможува и сé поголемо понирање на водата низ нив. Наспроти интензивната подземна циркулација на површината нема постојани речни текови. Во колку и се јават тие имаат алогено потекло. Површинската мрежа на водните текови е дезорганизирана и разбиена и најчесто се губи низ понорите. На тој начин настануваат реките *понорници*.

Површинска карстна хидрографија

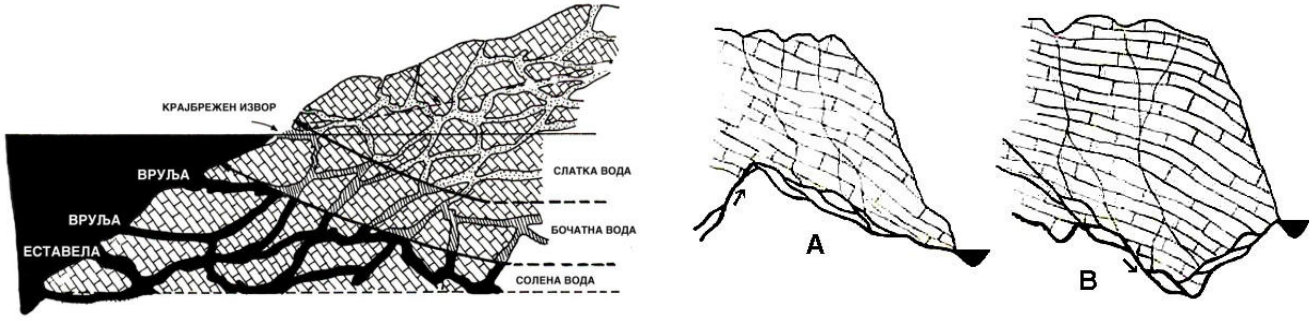
Хидрографската мрежа на површината на карстот главно ја претставуваат алогените речни текови. Доаѓај- ќи од ододржливите терени тие располагаат со значителни количества вода поради што успеваат да одолеат на карсниот процес. Ваквите речни текови во карбонатните маси најчесто всекуваат длабоки и тесни долини, односно клисури и кањони. Почест е случајот во карстните терени речните текови да се губат во зјапести понори. Тоа се реки *понорници*. Понорниците може да имаат и значителна должина. Така, на пример, Требишница во Динарскиот Карст е долга 94 km, Лика 64,5 km, Пивка 24 km итн.

Во карстот се ретки не само речните текови туку и изворите. Карстните извори најчесто се јавуваат во подножјата на планинските отсеци, на дната на длабоко всечените кањонски долини, како и долж рабовите на карстните полиња. Ако се силни и даваат значителни количества вода се нарекуваат *врутоци* (сл. 315). Од нив може веднаш да настанат прави реки. Тие немаат изворишна челенка како што е случајот со реките на ододржливите (некарстни) терени.

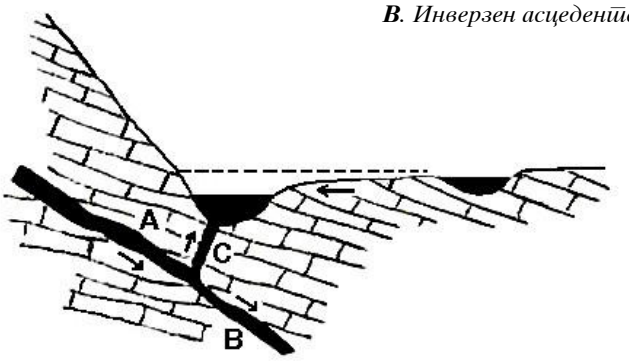
Постојат повеќе критериуми за издвојување на различни типови карстни извори. Според режимот карстните извори и врутоците се делат на: *постојани*, *периодични* и *повремени*. Постојаните се активни преку целата година, периодичните само во текот на одредени сезони (пролет, зима), додека од повремените водата истекува само после силни дождови. Според начинот на истекување се делат на *гравитациски* и *сифонски* (сл. 316). Гравитациските извори истекуваат под дејство на Земјината тежа, додека сифонските како резултат на хидростатичкиот притисок. Сифонските извори (врутоци) истекуваат низ нормални и инверзни сифони. Кај нормалните сифони излезниот дел е гравитациски (сл. 316 - А), додека кај инверзните е асцедентен. Сифонските врутоци се нарекуваат и воклиски, според Воклискиот вруток во Република Франција.

Според механизмот на функционирање карстните врутоци се делат на *еставели* и интермитентни извори или *потајници*. Еставелите се наизменично извори и понори. За време на дождовите тие работат како извори, а потоа делуваат како понори во кои се губи водата што претходно истекла. Еставелите се јавуваат долж рабните делови на дната на карстните полиња (сл. 317). Кога количеството на вода во доводниот канал (А) е поголемо од капацитетот на одводниот канал (В), вишокот вода сифонски истекува низ инверзниот крак (С). Тогаш се исполнува со вода инчестата депресија на површината. Во сушниот период значително се намалува дотекувањето на водата од доводниот канал (А). Ваквото количество е помало од капацитетот на каналот (В), што пак, предизвикува компензација на водата и таа сега понира низ каналот (С).

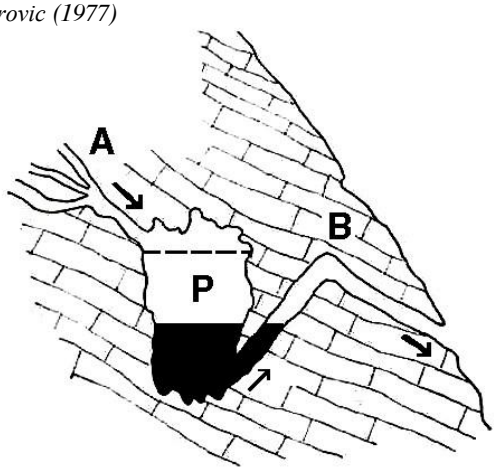
Интермитентните врутоци (потајници) работат на принципот на сврзани садови. Кај ваквите извори интервалите на истекување се заменуваат со интервали на прекин на истекувањето. Истекувањето и прекинот на истекување наизменично се менуваат. Функционирањето и пресушувањето на потајницата се јавува како последица на празнење на резервоар според принципот на сврзани садови (сл. 318). Кога ре-



*сл. 316, Извори на контакт меѓу карбонати и водна средина и типови сифони, **А**. Нормален гравитациски, **В**. Инверзен асцедентен, според Petrovic (1977)*



сл. 317, Механизам на работа на еставелата Горнополски Вир во Никшичко Поле, според Petrovic (1977)



сл. 318, Механизам на работа на потајница



сл. 319, Класична (специфична) појава на карстни извори, врутоци

зервоарот (Р) ќе се наполни до лактот на нормалниот сифон (В), тогаш започнува неговото празнење. Бидејќи сифонскиот канал (В) е поширок од доводниот канал (А), од кој се полни резервоарот, тоа ќе предизвика празнење на резервоарот. Откако ќе се испразни резервоарот настапува прекин на истекувањето, што трае се додека низ доводниот канал (А) не се наполни резервоарот до височина на лактот на сифонот (В). Потоа настапува повторно истекување и празнење на резервоарот. Потајниците се ретка појава во природата. Позната е Хомољската потајница во Источна Србија, потајницата Мукавица во Никшичко Поле итн.

Покрај врутоците и изворите што се јавуваат на копното постојат и подморски извори или *врељи* (сл. 316). Тие се јавуваат во плитското крајбрежно подрачје, т.е. нивниот излезен, сифонски канал, е под морската површина. Истекувањето на врељите се забележува по разбуричканоста на водата на површината на морето. Врељите се честа појава покрај брегот на Јадранското Море, особено покрај бреговите на Истра и долж планината Велебит.

Подземна карстна хидрографија

Основен проблем на карстната хидрологија е распределбата и циркулацијата на подземната вода во карстот.

Во Белгиското геолошко-хидролошко друштво во 1892 година се поставени на дискусија две стари претпоставки за карактерот на циркулацијата на подземните води во внатрешноста на карбонатните терени. Едната се однесува на постоењето на *издан*, додека другата е за циркулацијата на водата низ *подземни канали*. Претставниците на сваќањето за постоењето на издан сметале дека хидролошките прилики на карбонатните терени се исти како кај терените во кои се застапени растресити наслаги. Површинската вода, според нив, понира во внатрешноста и се собира во длабочините на карстната маса во вид на издан која се издигнува долж страните на речните долини и ги храни изворите на нивните дна. Спротивното сваќање се базира на тоа дека површинската вода во длабочината на карбонатната маса оттекува само низ канали со различни димензии и тоа кон најниската можна точка на истекувањето, дури и под дната на речните долини.

Грунд кој се бавел со истиот проблем, а кој не знаел за дискусиите на белгијанците, помеѓу 1896 и 1902 година вршел обемни истражувања на хидрографските прилики во Херцеговина, Далмација и Лика, а особено во Ливањско, Гламочко и Дувањско Поле. Со објавување на резултатите од овие истражувања (1903 година), *Grund* го изнел своето познато сваќање за постоењето на единствена издан во карбонатните маси. Нејзината горна граница се искачува од нивото на морето кон внатрешноста на копното. Под оваа граница сите пукнатини и шуплини се

исполнети со стагнатна вода. Нивното ниво е повеќе или помалку изедначено. Тоа е стагнатна издан (stagnierendes Grundwasser), т.е. права длабинска издан која се врзува за нивото на морето. Над горната граница на стагнатната издан подземната вода се движи и оттекува долж пукнатините кон морето. Тоа е протечна карстна издан (fliessendes Grundwasser des Karstes), или "карстна вода" (Karstwasser). Нејзиното ниво е на различни височини над морето и многу осцилира во зависност од количествата и режимот на врнежите. Како резултат на нејзиниот хидростатички притисок се јавуваат подморски извори или врељи.

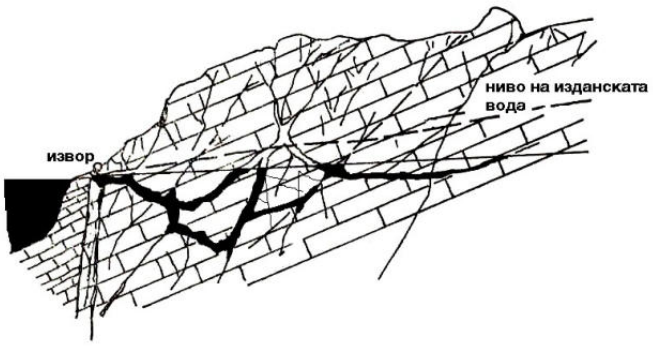
Грунд се трудел да најде јасни законитости во рамките на кои би биле опфатени и објаснети сите хидрографски појави во карстот. Неговата хипотеза на лесен начин, со едноставното осцилирање на нивото на протечната вода ги објаснува појавите на периодично плавените карстни полиња и функционирањето на периодичните извори и еставелите. Карстните полиња чии дна се над горното ниво на карстната вода се суви. Периодично плавени се оние кои се наоѓаат во зоната на колебање на горното ниво на карстната вода, а постојано плавените се наоѓаат под долното ниво на карстната вода.

Грунтовото сваќање за постоењето на карстна издан во потполност го прифатил *A. Penk*. Тој сметал дека карстната издан не е идентична со онаа во вододржливите терени како резултат на нејзината распределеност низ пукнатини. Поради тоа, нејзината распространетост во основа е значително намалена и затоа е мошне чувствителна на влијанието на годишните колебања на врнежите. Карстната издан е нешто повисока од нивото на изворите, но со всекувањето на речните текови нејзиното ниво се спушта, а површината се скарстува.

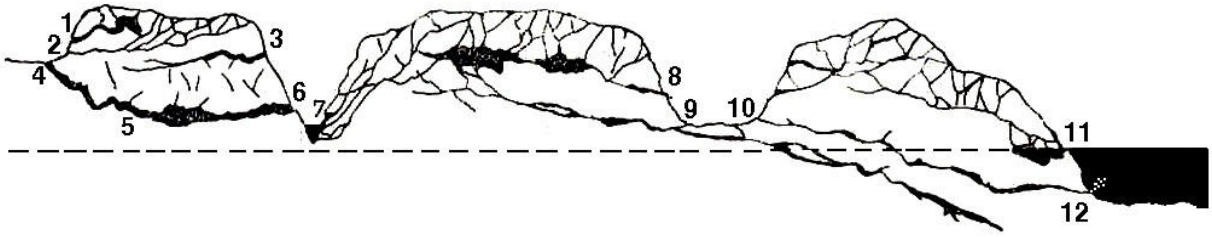
F. Katzer сметал дека во карстното подземје нема единствена издан што се протега на голем простор, туку дека подземната вода се движи низ различни шуплини кои ги претставуваат патиштата на нејзината подземна циркулација. Овие патишта по *Katzer* претставуваат пукнатини, канали и пештери со различни димензии и форма, со различни падови, час разгранети и испреплетени, меѓусебно споени, а потоа изолирани и независни едни од други и едни над другиг. Во нив водата циркулира под влијание на гравитацијата и хидростатичкиот притисок. Пукнатините и пештерите често се прошируваат во распространети резервоари исполнети со вода, или имаат форма на сифони. Локалната издан според *Katzer* може да се јави само во плиток карст.

Слично сваќање за подземната циркулација изнел и *E.A. Martel*. За движењето на подземните текови од капитално значење е постоењето на пукнатини. Подземните текови се слични на реките; со свои притоки, брзаци и водопади. Единствената разлика е во постоењето на стеснувања, внатрешни уривања и појава на сифони. Крајна цел на кружењето на водата во карбонатите е нејзиното повторно јавување на површината преку изворите и врутоците. Подземните текови во карстот течат низ ходници, галерии и пукнатини кои ги одвојуваат компактни карбонатни партии, често на растојаниа од повеќе километри. Единствената издан не постои, ниту водата во пештерите се издигнува поради издигнувањето на изданот. Тоа го потврдуваат и подземните (асцедентни) текови, особено оние кои брзо се издигнуваат, докажувајќи дека подземната вода не може да оди во широчина.

Рускиот географ *Крубер* (1913 година) се обидел да ги синтетизира сваќањата за циркулацијата и распределбата на подземата вода во карстот. Тој смета дека во плиткиот карст постои издан, додека во длабокиот карст може да постои само над вододржливата основа. Дали понирачката вода ќе ја достигне ваквата основа зависи од дебелината и хомогеноста на карбонатната маса, од бројноста на пукнатините и од траењето на процесот на скарстување. Според *Крубер* слабата страна на сфаќањето на *Grund* за изданот е во тоа што тој му дал универзален карактер.



сл. 320, Карстна издан која се издигнува кон внатрешноста на копното



1. Повремен извор од сифонски тип, **2**. Постојан извор кој се храни од врнежи, **3**. Сува пештера, **4**. Понор, **5**. Подземна река, постојано активна, **6**. Карстен вруток, **7**. Извори што ја хранат реката, **8**. Повремен извор што се излива во полето, **9**. Еставели, **10**. Понори, **11**. Крајбрежен извор, **12**. Подморски извор (вруља)

сл. 321, Циркулација на подземната вода во карстот, според Katzer (1909)



сл. 322, Хидрогеолошки профил (шема), според концепцијата на Цвијиќ (1918) за три хидрозони во карстот

J. Цвијиќ во 1918 година изнел концепција за постоење на три хидрографски зони во карстот (сл. 322), поаѓајќи од фактот дека подземните водни текови во текот на морфолошко-хидролошката еволуција се поместуваат на се поголема длабочина. Првата фаза на скарстување е обележана со постоење само на една хидрографска зона на површината. Во нејзе сите пукнатини се исполнети со вода која полека оттекува во длабочина. Во втората фаза се прошируваат пониските пукнатини. Поради тоа хидрографската зона која во првата фаза била на површината се спушта во длабочина. Со тоа се создаваат две хидрографски зони; една низ која постојано протекува вода и втора, над нејзе, низ која протекува вода само за време на дождовите. Ваквата зона *Јован Цвијиќ* ја нарекува *преодна хидрографска зона*, за разлика од *постојаната хидрографска зона* која е под преодната и низ која постојано протекуваат подземни текови. Во третата фаза пукнатините се проширени и продлабочени, според *Цвијиќ* сé до вододржливата основа над која се создава постојана хидрографска зона. Над нејзе се наоѓа преодната зона, додека помеѓу нејзе и површината се наоѓа *сува зона* низ која водата од површината пропаѓа како низ сито (сл. 322).

Спуштањето на постојаната хидрографска зона во длабочина според *Цвијиќ* се врши сé до вододржливата основа во подината на карбонатната маса. *П.С. Јовановиќ* (1924), изнесува дека спуштањето на постојаната хидрографска зона може да запре и пред да се достигне вододржливата основа. Тоа се случува кога постојаната хидрографска зона ќе дојде до одредено ниво под кое е неможно истекување на водата од карбонатната маса. Тоа се случува кога карбонатната маса е заградена долж работ со вододржливи седименти. Поаѓајќи од фактот дека за нормалната еволуција на карстниот процес е потребно водата што понира постојано да циркулира низ карбонатната маса, *П.С. Јовановиќ* изнел дека тоа е можно само над нивото на браната од вододржливите седименти кои ги заградуваат карбонатите. Под оваа брана водата не циркулира слободно туку се задржува како *загатена*, помалку или повеќе стагнатна вода која и не може да врши карстна ерозија. *П.С. Јовановиќ* ваквиот карст го нарекол *загатен карст* (сл. 323).

Сите празнини во карбонатната маса до височина на загатот се постојано исполнети со вода и таа во нив создава карстно хидрографско ниво, или *загатена хидрографска зона*. Меѓутоа, факт е дека подземните водни текови се спуштаат и под висината на загатот што значи дека карстната ерозија се одвива и под нивото на загатената хидрозона. Загатот ги принудува

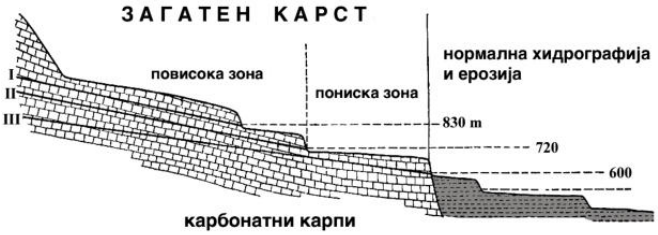
ваквите текови *сифонски* да истекуваат од карбонатната маса во *висина на загатот*. Според тоа, загатот влијае на истекувањето на подземните водни текови од карбонатите, но карстната ерозија се врши и под загатот. Сепак, спуштањето на подземните водни текови во длабочина во услови на загатен карст не е неограничено бидејќи самото истекување е одредено со височината на загатот. Во тоа и се состои значењето на загатот за морфолошко-хидролошката еволуција на карстот.

Во разработувањата на сваќањата за циркулацијата само на подземните водни текови во карстот *O. Leman* (1932) изнел мислење дека во внатрешноста на карбонатните маси постојат само системи на независни подземни водни текови. Нивното движење е тројно: слободно гравитациско, под притисок и преодно, со басени кои ја задржуваат водата, а во кои таа продира било гравитациски било под притисок. Според тоа, во карстното подземје не може да постои ниту издан, ниту некое одредено хидрографско ниво.

Без разлика на различните сваќања и толкувања за карактерот на подземната хидрографија во карстните терени, треба да се подвлечат некои општи факти кои произлегуваат од вистинската состојба на теренот.

Водата од атмосферските врнежи и од површинските речни текови која понира низ пукнатините и понорите се движи под делување на Земјината тежа во внатрешноста на карбонатната маса низ различни поврзани или одвоени системи на водопроодни пукнатини и подземни канали. На својот пат во длабочината таа понира или до вододржливата подина на која се создава *пукнатинска издан*, или до длабочината до која се спуштаат и завршуваат водопроодните пукнатини. Пукнатинската издан има локален карактер, бидејќи претставува разбиена водна маса, поврзана со одреден систем на пукнатини на ниво одредено со положбата и височината на вододржливата основа во подината на карстната маса. Ваквото нешто многу јасно се забележува во плиткиот карст. Во колку карбонатните маси на поголемите длабочини се едри или без водопроодни пукнатини, тогаш понирачката вода се движи асцедентно, под хидростатички притисок, низ тесни сифони и пештерски канали. Според тоа, движењето на подземната вода во карбонатната маса е двојно; *гравитациско - десцедентно* под дејство на Земјината тежа и *сифонски - асцедентно* под хидростатички притисок. Со комбинирано делување на двете движења се базира севкупната циркулација на подземната вода и ерозијата во внатрешноста на карбонатните терени.

На истекувањето на подземните водни текови од карбонатната маса влијае загатот и длабоко всечените долини на алогените речни текови. Алогените реки располагаат со значителни количества вода и успеваат да го совладаат карстниот процес, всекувајќи во карбонатната маса клисури, кањонски долини и кањони. Тие ги пресекуваат пукнатините и во најдлабоките делови на карбонатната маса. Со тоа овозможуваат длабинска циркулација на водата што понира и нејзино истекување преку подземните текови како извори и врутоци, повеќе или помалку во височина на речните текови. Врутоците и изворите го зголемуваат протокот на алогените реки, а со тоа и нивната механичка ерозија и сé подлабокото всекување.



сл. 323, Загатен карст, според Јовановиќ (1924)



сл. 324, Вода во подземјето на карстот

ПОДЗЕМНИ КАРСТНИ ФОРМИ

Со понирање во внатрешноста на карбонатната маса долж бројните пукнатини кои се вкрстуваат во различно поврзани или изолирани системи, атмосферската вода и водата на подземните водни текови врши силни корозивни дејства. Растварајќи ги ѕидовите на пукнатините, водата ги проширува и продлабочува. Тоа овозможува сé поголемо нејзино понирање, т.е. сé помоќна корозија.

Проширените пукнатини овозможуваат циркулација на подземните водни текови. Тие со својата механичка ерозија и корозијата создаваат шуплини - канали, ходници, галерии и сали. На ваков начин настануваат подземните карстни форми.

Со проучување на подземните карстни форми се бави ***спелеологијата***. Тоа е комплексна, интердисциплинарна наука, која во доменот на својот научен интерес обединува цела низа на посебни дисциплини. Делот на спелеологијата што се бави со толкувањето на постанокот и развитокот како и со класификацијата на подземните карстни форми (*спелеоморфологија*), припаѓа исклучиво на геоморфологијата.

Задачата на спелеологијата, односно на спелеоморфологијата е да ја утврдува генезата и законитостите на морфолошката еволуција и староста на подземните карстни форми, доведувајќи ги во генетска врска со формите на површинскиот релјеф. Корелацијата на подземните карстни форми со општата еволуција на површинскиот релјеф овозможува во целина да се следат сите влијанија што имале учество во морфолошко-хидролошката еволуција на подземните карстни форми. Така може да се следат етапите и стадиумите на развиток на подземните карстни форми, подобро да се согледуваат нивните генетски карактеристики и правилно да се решава староста на подземните карстни форми.

Класификацијата на подземните карстни форми, исто така, спаѓа во домен на спелеоморфологијата. Нивната елементарна класификација се врши, во прв ред, според геоморфолошките принципи. Подземните карстни форми се мошне разновидни. Сепак, може да се издвојат во две основни групи во зависност од тоа дали настанале со растварање на карбонатната маса или со нејзино повторно лачење од водниот раствор. Во првата група спаѓаат ***ерозивните*** а во втората ***акумулативните*** карстни форми.

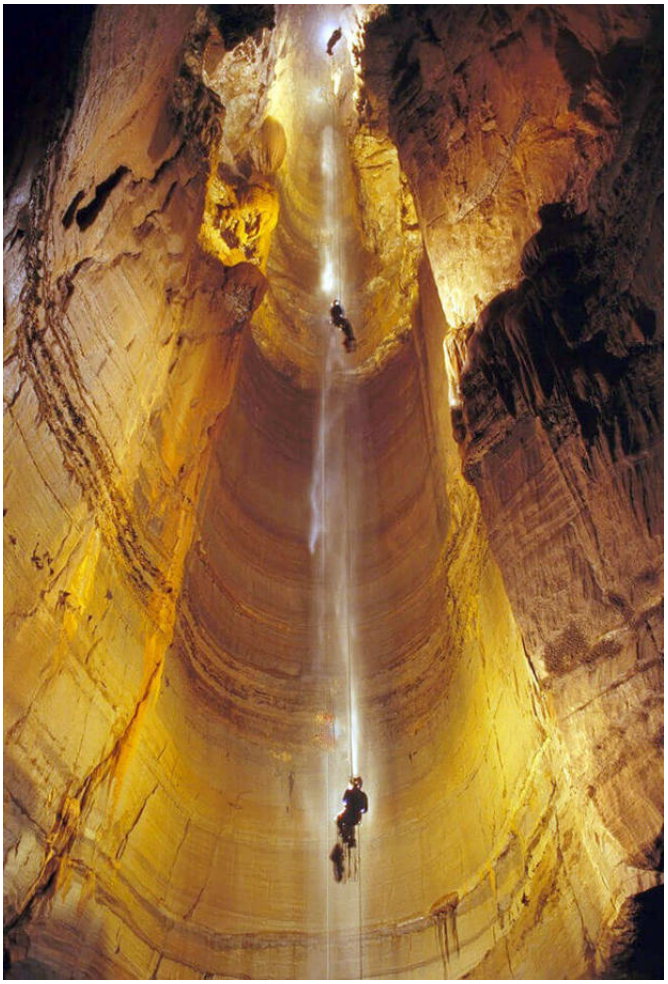
Ерозивните форми се примарни и во нив влегуваат сите категории на подземни карстни форми настанати непосредно со корозија како и оние што настанале со нејзиното последично делување (уривање во внатрешноста на карбонатната маса). На акумулативните форми, како секундарни, припаѓаат пештерските украси и травертинески творби. Тие се создаваат дополнително во веќе оформените подземни карстни форми.

Во класификацијата на ерозивните карстни форми се издвојуваат: ***пропасти*** и ***пештери***. Влезот на едните и на другите се наоѓа на површината, со тоа што кај пропастите е претежно хоризонтален, додека кај пештерите е главно вертикален. Тоа е последица на положбата на пропастите и пештерите во карбонатната маса. Отворите на пропастите се на карстните зарамнини или благи падини, додека на пештерите се на страните на планините и на одсеците во клисурестите или кањонски долини.

Пропасти

Пропаста се подземни карстни форми што започнуваат на површината на карбонатната маса и се спуштаат во нејзината длабочина во вид на стрмни или вертикални канали. Во одделни делови може да прејдат и во кратки хоризонтални канали, а потоа повторно да се спуштат во длабочина.

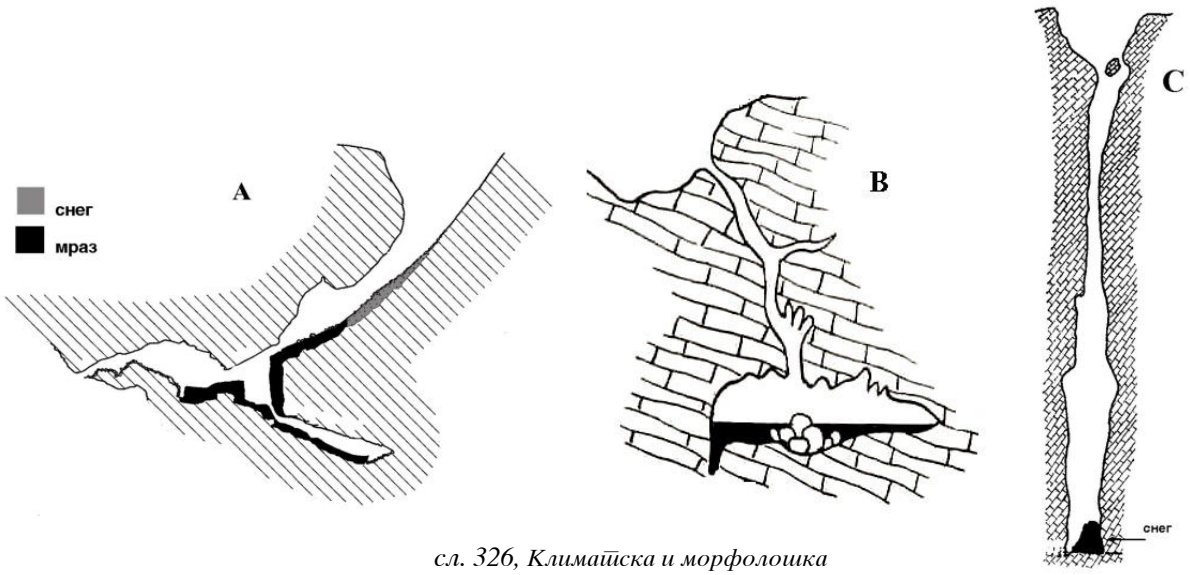
Отворот на пропаста може да има најразлични форми. Редовно е предиспониран долж една или повеќе пукнатини што ја сечат карбонатната маса под одреден агол. Од правецот на протегање на пукнатините и нивните меѓусебни односи зависи и морфолошката карактеристика на отворот, како и на влезниот дел на пропаста. Ако влезот на пропаста е предиспониран само долж една пукнатина, тогаш е издолжен во правец на нејзиното протегање и се одликува со стрмни ѕидови и мала широчина. Сепак, самиот изглед и големината на влезот не укажува истовремено и на вистинските димензии и длабочината на пропаста. Отворите на пропастите може да бидат широки и повеќе десетина m, понекогаш и до 200 m, особено ако се наоѓаат на дната на големи вртачи. Наспроти ова се јавуваат пропасти кои имаат изглед на превртена инка, т.е. се стеснуваат одејќи од дното кон отворот на пропаста.



сл. 325, Пропаста Крубера (-2.224 m) во западните делови на Кафказ (Грузија), со пропаста Воровкина (-2.212 m) на истиот простор, двете најголеми пропасти во Светот кои ја надминуваат длабочината од 2.000 m

Основната морфолошка карактеристика на пропастите е нивниот хоризонтален влез, предиспониран долж пукнатини и вертикален канал со помала или поголема широчина кој се спушта во внатрешноста на карстната маса. Според тоа, пропастите се издвојуваат како засебни подземни карстни форми што е резултат на правецот на нивното протегање во внатрешноста на карбонатната маса.

Пропастите се предиспонирани со водопроодни пукнатини, меѓусебно поврзани на најразличен начин. Атмосферската вода и водите на површинските речни текови понираат во пукнатините и под дејство на Земјината тежа се спуштаат до вододржливата основа (во колку карбонатната маса е до нејзе карстифицирана). Тие истекуваат од карбонатната маса во подножјето на разни отсеци (рабни делови на карстните



*сл. 326, Климатска и морфолошка поделба на пропаститe: **A**, Мразна пропаст **B**, Ѕвекара **C**, Бездна*

полиња, ували, дната на клисурите, морски брег итн). Слободната подземна циркулцаија на водата во внатрешноста на карбонатната маса е еден од основните предуслови за создавањето и развитокот на пропастите.

За постанокот на пропастите постоеле различни мислења. Во античкиот свет нивното создавање е толкувано во врска со честата појава на земјотреси (*Аристотел*, *Страбон*). Тие се сметале за зјапести пукнатини создадени со распукување на земјиштето или дека претставуваат канали на стари минерални извори (теорија на гејзери). Значително подоцна создавањето на пропастите е доведено во врска со делувањето на карстната ерозија. *Martel* (1909) пропастите ги сметал за вертикални подземни шуплини, т.е. за "*колосални џиновски лонци создадени одозгора надолу со хемиско, механичко и хидростатичко влијание на водата што понира*".

Создавањето на пропастите е врзано првенствено за делувањето на карстната ерозија. Меѓутоа, нејзиното влијание не е исклучиво. Површинската вода што понира во внатрешноста на карбонатната маса низ многубројните, претежно вертикални пукнатини ја раствара карбонатната маса долж ѕидовите на пукнатините. Тие постепено се прошируваат со што нивната апсорциона моќ се зголемува. Сé поголемото понирање на површинските води го зголемува ефектот на растварањето, што пак, предизвикува и сé поголемо проширување на пукнатините.

Ваквата, меѓусебна условеност на прогресивно зголемување на интензитетот на карстната ерозија ја забрзува морфолошката еволуција на пропаста. Последица на тоа е интензивна карстификација со што површинското отекување постепено престанува и се претвара во подземно. На тој начин се јавува силна подземна циркулација на водата што понира во внатрешноста на карстот. Со тоа, покрај интензивната карстна ерозија се јавува и механичка ерозија на подземните текови. Носејќи различен чакалест материјал и дробини, ваквите реки вршат силна корозија која значително го забрзува ширењето на пропаста, односно нејзината морфолошка еволуција.

Постојат повеќе неопходни услови за создавањето и развитокот на пропастите. Тоа се, пред сé, честината и меѓусебната поврзаност на водопроодните пукнатини, чистотоата и дебелината на карбонатната маса, предиспозицијата на топографската површина и количеството на врнежите.

Во зависност од степенот на влијанието на карстната, односно механичката ерозија на водата што понира во класификацијата на пропастите може да се издвојат повеќе типови. Такви се: карстните пропасти, сурнати пропасти, вигледи, понорите и сифонските пропасти. Ваквата класификација е повеќе хидрогенетска, бидејќи се базира не само на генезата туку и по нивната хидрографска функција.

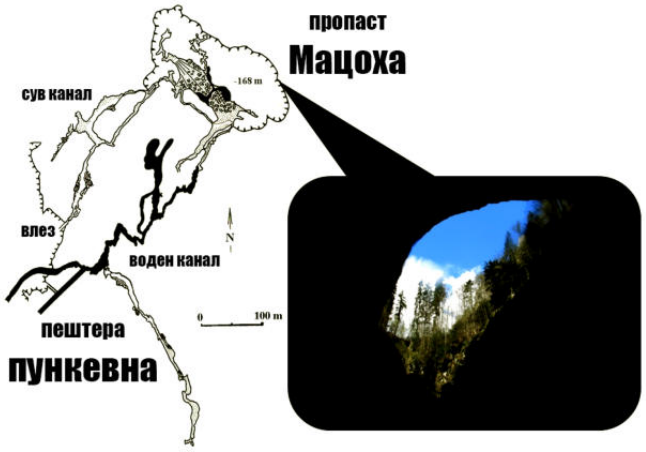
Карстните пропасти се создаваат само со делување на карстната ерозија што ја врши прокапната вода преку претежно вертикални пукнатини. Дождовницата, посебно снежницата со спорото впивање во пукнатините ја раствара карбонатната маса и ги проширува и повrзува пукнатините. Во карстните пропасти не се јавуваат подземни водни текови, па според тоа ниту механичка ерозија. Тоа се суви пропасти.

Карстниот тип на пропасти се честа појава. Во нечистите карбонати имаат мали димензии. Тоа е поради големите количества резидијална глина која ги зачепува пукнатините. Со тоа е оневозможено слободното циркулирање на водата во длабочина. Во чистите карбонати, со голема распространетост и дебелина, карстните пропасти може да достигнат и џиновски размери. Често се тектонски предиспонирани и со своите најдлабоки делови достигнуваат до подземните водни текови. Подземните реки во овој случај немаат никакво влијание врз нивната генеза. Во ваква ситуација постои комбинација на две специфични форми - карстна пропаст и пештера создадена со подземна река. Ова е чест случај во природата.

Карстните пропасти се делат на *свекари* и *бездни*. Ваквата поделба се базира на морфолошките разлики на каналите на пропаста, нивните димензии и начинот на протегање во внатрешноста на карбонатната маса. Свекарите се плитки пропасти кои на дното завршуваат со мала сала (сл. 326, B). Тие се доста чести, особено во плиткиот карст. Бездните се одликуваат со едноставен вертикален канал со значителна длабочина, кој на дното најчесто се стеснува со непроодни пукнатини (сл. 326, C).

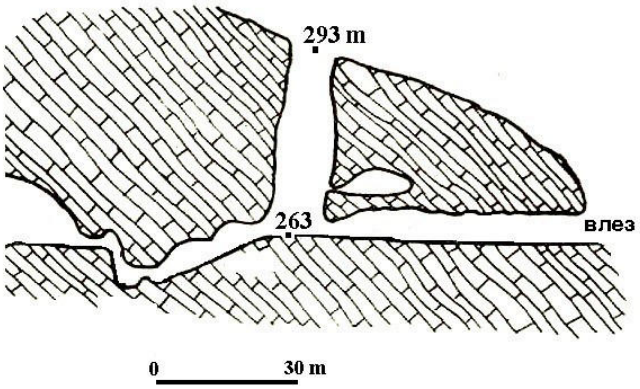
Посебен климатски тип се *снежните* и *мразни* пропасти (сл. 326, A). Кај првите во текот на зимскиот период се акумулира снежна маса главно нанесена од ветрот. Поради слабата воздушна циркулација снегот во пропаста се задржува во текот на целата година. Во текот на летниот период ладниот воздух, како потежок во однос на топлиот на површината (надвор од пропаста), останува на дното на пропаста. Во колку снегот потполно се стопи, тоа се *периодични снежници*. Мразните пропасти во своите најдлабоки делови во текот на целата година имаат негативни температуре. Водата капница овде замрзнува и во пропаста се создава мразна маса. Во колку мразот се стопи во текот на летото тоа се периодични мразни пропасти.

За појавата на снежни и мразни пропасти потребни се посебни услови. Во прв ред тоа е самата морфологија на пропаста. Снежните и мразните пропаст по својот општ изглед потсетуваат на шише чие грло го претставува отворот на пропаста. Ваквата форма ја оневозможува слободната циркулација на воздухот, т.е. продирањето на топол воздух од површината. Во пропаста се задржува ладниот, зимски воздух, како потежок. На средните географски широчини секако е значајна и самата надморска височина, а значење има и експозицијата на отворот. Неговата северна експозиција го оневозможува продорот на сончевите зраци и поголемото затоплување на пропаста.



сл. 327, Пункевната пештера и пропаста Мацоха во Националниот Парк "Моравски Крас" (Чешка)

Сурнатите пропасти настануваат со уривање на карбонатните слоеви. Тие се поткопуваат со карстната ерозија долж пукнатините. Карстната ерозија ја нарушува стабилноста, особено ако во внатрешноста на карбонатната маса се наоѓа некоја поголема празнина. Повлатните слоеви се уриваат и на тој начин настанува релативно плитка и широка пропаст. На дната на ваквите пропасти се забележува сурнат карпест материјал. Сурнатите пропасти, според тоа се комбинација на корозивниот процес и механичкото уривање на повлатните слоеви, што пак, е предизвикано со корозија. На дната на ваквите пропасти може да се јават и подземни речни текови кои го потпомогнуваат поткопувањето на карбонатната маса. Ваква е пропаста Мацоха во Моравскиот карст (Чешка). Таа има форма на бунар, длабок 138,4 m, со широчина од 76 m (сл. 327). На нејзиното дно се јавува подземниот тек на реката Пункева.

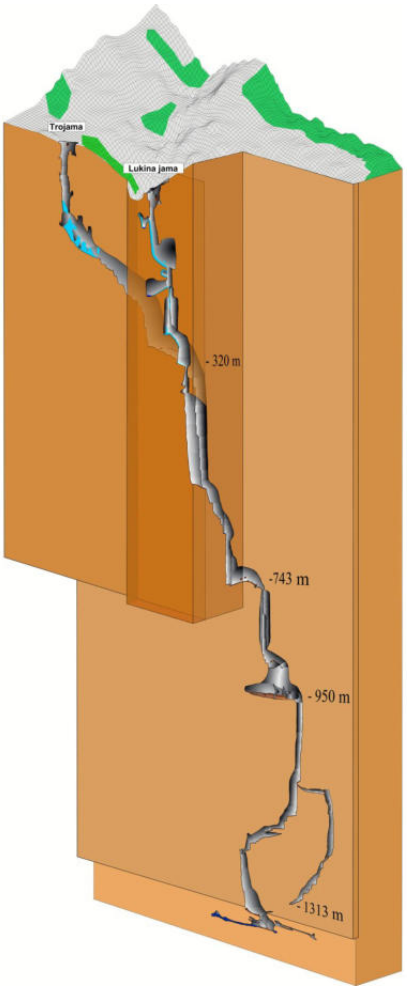


сл. 328, Виѓлед на влезоѿ на Боѓовинскаѿа Пеѿѿера, сѿоред Petrovic (1977)

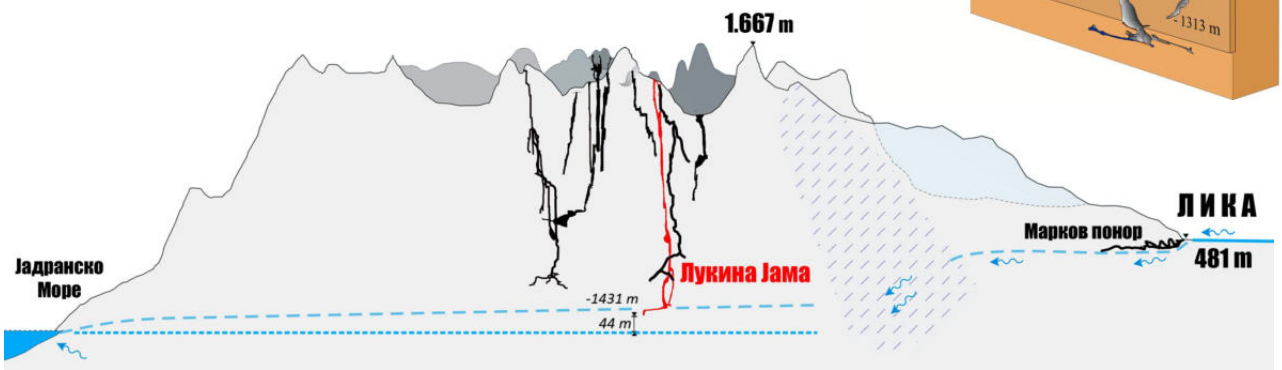
Виѓледиѿе се пропасти на пештерските тавани (сл. 328). Низ нив пештерите комуницираат со површината. Обично се јавуваат близу до влезот на пештерите каде пештерскиот таван е истенчен и пресечен со бројни пукнатини. Корозијата ги нагризува карбонатните слоеви долж пукнатините со што се создаваат релативно кратки, вертикални канали низ кои во пештерата се пробива дневна светлина. Вигледите од овој тип всушност претставуваат карстни пропасти настанати со делување на корозијата. Меѓутоа, вигледите може да настанат и со делумно уривање на пештерските тавани со што претставуваат варијанта на сурнати пропасти. Кај некои пештери каде на излезниот дел се јавува бифуркација на пештерската река, вигледот може да претставува и фосилен инверзен крак на пештерскиот канал во вид на сифон.

Вигледот на влезот во Боговинската Пештера (Источна Србија) е широк 10, а висок 30 m (сл. 328). Низ него некогаш истекувал бифуркационен канал на пештерската река. Денес вигледот е вон хидрографската функција (*Petrovic* 1977).

Поноришѿе се пропасти во кои се губи површинската вода на речните текови. Кај понорите корозијата е потпомогната со механичката ерозија на водата што понира, особено со корозија на речниот материјал (песок, чакал, дробини). Понорите претставуваат честа појава на карстните терени. Речиси сите речни текови се губат во нив. Ваквото нешто е посебно забележливо на рабовите на карстните полиња.



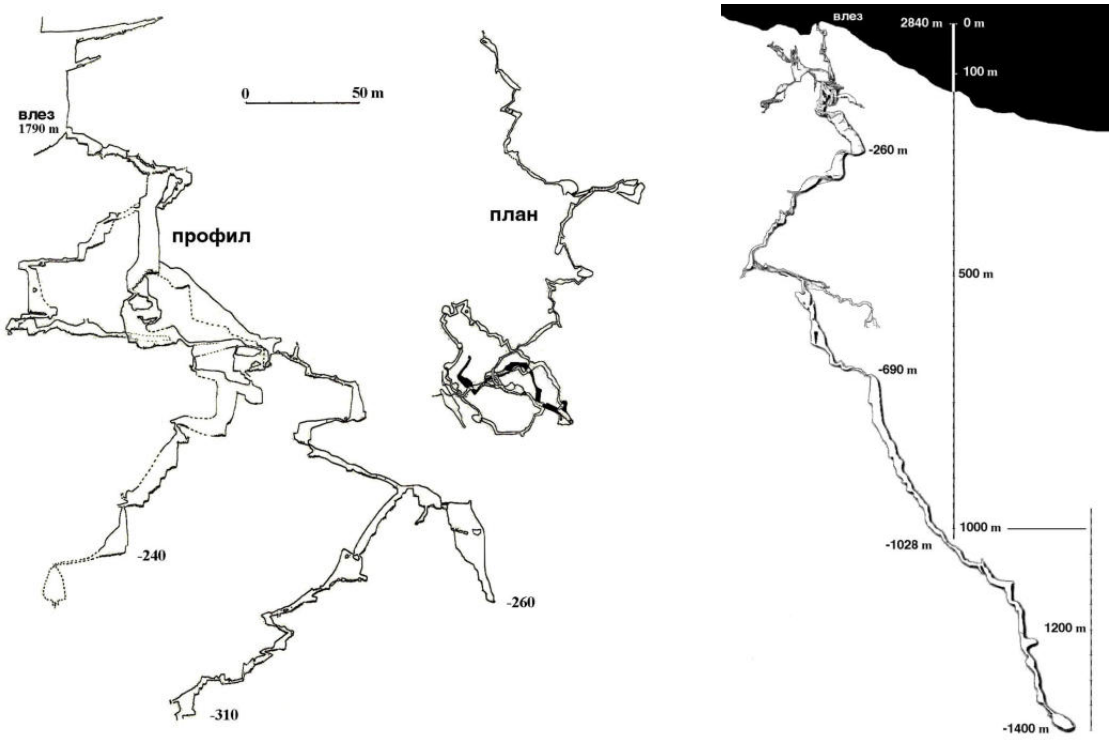
сл. 329, Шемаѿски ѿриказ на ѿропасѿиѿе на ѿланинаѿа Велебиѿ (Хрваѿска) и хидрографскаѿа врска на Лика со Јадранскоѿо Море со ѿриказ на најдлабокаѿа ѿропасѿ, Lukina Jama (-1.431 m)



Според хидрографскиот режим понорите може да бидат: *постојани*, *периодични* и *фосилни*. Активните понори во далеку одминатиот стадиум на морфолошко-хидролошката еволуција се преобразуваат во фосилни. Тоа е најчесто резултат на сé поголемото надводно понирање на површинскиот речен тек.

Сифонските пропасти претставуваат асцедентни канали и инверзни краци на големите сифони на подземните речни текови. Тие се изградени со делување на карстната и механичка ерозија на подземната река која поради големиот хидростатички притисок се движи асцедентно и избива на површината во вид на моќен врутоk. Од ваквите врутоци настануваат прави површински реки. Во зависност од тоа дали избиваат постојани или периодични подземни текови сифонските пропасти се делат на *постојани* и *периодични*. Во двата случаи се работи за активни сифонски пропасти. Меѓутоа, ако во далеку одминатата еволуција подземниот воден тек престане да истекува, тогаш сифонската пропаст се претвара во фосилна.

Во природата често се случува карстната и механичката ерозија, корозијата и уривањето на карбонатната маса меѓусебно да се тесно поврзани. Тогаш се јавуваат сложени каналски системи на пропаста. Според ваквите карактеристики сите пропасти се делат на *прости* и *сложени*. Простите пропасти се одликуваат со едноставен, помалку или повеќе вертикален канал, додека сложените имаат комплициран систем на канали (сл. 330).



сл. 330, Пример на сложени пропасти - Ljubljanska Jama на Камнишките Алпи (Словенија), според Krivic (1972) и Kuzgun во источните делови на Таурус (Турција)

Пештери

Пештерите се подземни карстни форми кои се протегаат во внатрешноста на карбонатната маса во вид на помалку или повеќе наведнати или хоризонтални канали и ходници. Кај големите пештерски системи наведнатоста на каналите може да биде и значителна. Одделни пештерски канали, распоредени висински едни над други, можат меѓусебно да бидат поврзани со стрмни па дури и вертикални канали. Поради тоа, надолжниот профил на пештерските канали е несогласен, т.е. смената на асцедентни и десцедентни делови на пештерските канали е една од основните одлики на пештерите воопшто.

Земено во целина пештерските канали може да бидат *конформни* - наведнати кон пештерскиот влез и *инверзни* - наведнати од влезот кон пештерската внатрешност. Кај големите пештери честа е смената на конформни и инверзни делови на еден ист пештерски канал. Кај големите пештери каналите може да бидат распоредени на различни нивоа, при што, на секое од нив им припаѓа соодветна мрежа на пештерски канали и ходници. Воедно, секое ниво претставува одреден стадиум во морфолошката еволуција на пештерата. Најнискиот систем на канали и ходници се и најмлади. По правило нивната хидрографска функција е најактивна, додека највисоките катови на пештерските канали се надвор од хидрографската функција.



сл. 331, Влезот во Gruta casa de Pedra (Бразил) висок 172 m и на пештерата Пешна (45 X 30 m), едни од десетте најголеми пештерски влеза во Светот

Влезот на пештерите се наоѓа на одсеци и има изглед на вертикален отвор. Предиспониран е со разни, главно вертикални пукнатини што го одредуваат неговиот изглед. Ако пештерскиот влез е предиспониран долж една вертикална пукнатина тогаш има изглед на триаголник издолжен во горниот дел на пукнатината. Во колку пукнатината е коса и влезот е искосен. Кај хоризонталните (слоевити) карбонатни карпи влезот има форма на правоаголник. Најчест е случајот да се јавуваат повеќе пукнатини, па од нивниот правец и заемни односи зависи не само формата на пештерскиот влез туку и влезниот дел на пештерата.

Пештерските отвори се со различни димензии. Меѓутоа, од нивната големина не зависи и големината на пештерите. Често незначителен пештерски влез може да претходи на голем и распространет пештерски системи и обратно. Широчината, исто така, им варира, од еден па до повеќе десетина метри. Некои пештери имаат влез со огромни димензии. Така, на пример, влезот на пештерата Подпеч во Западна Србија е широк 12 m, додека височината му достигнува 50 m. Пешна во Поречкиот Басен има влез со димензии 45 X 30 m. За најголеми се сметаат влезот во *Gruta casa de Pedra* во Бразил, висок 172 m и *Teng Long Dong* (64 X 74 m) во Кина.

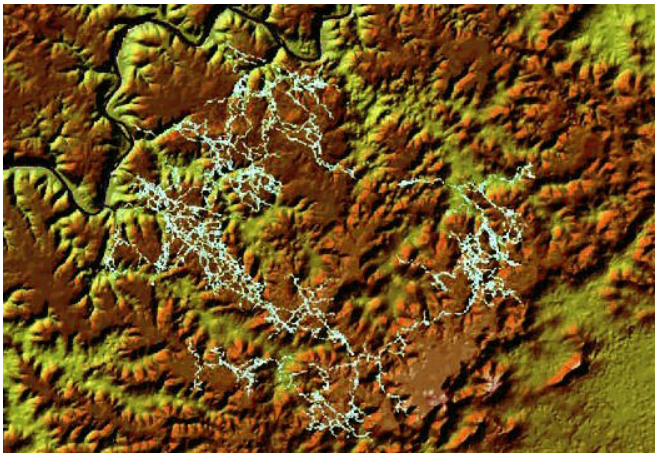
Предиспонираноста на пештерските канали и ходници е најчесто во однос на доминантните пукнатини што се вкрстуваат во внатрешноста на карбонатната маса под различни агли. Нивните меѓусебни односи го одредуваат правецот на протегање на пештерските канали. Покрај дијаклазите за морфологијата на пештерата се од значење и дијастромите и брахиклазите. Нивната поврзаност го овозможува протекот на подземната вода и го одредува правецот на нејзиното ерозивно и корозивно делување.

Пештерските канали на одредени делови се прошируваат во помали или поголеми сали. Тие може да достигнат и големи димензии. Така, на пример, во пештерата *Lubang Nasib Bagus* на Борнео пештерската сала по име *Sarawak* е долга 760 m, широка 400 m и висока 100 m. Со ваквите димензии зафаќа вкупна површина од 162 700 m^2. Во Кина една пештерска сала е со димензии 700 X 250 m, со височина на пештерскиот таван од 70 до 100 m. Хенкеовиот Канал во Шкоцијанска Јама (Словенија) од коритото на реката Река до таванот е висок над 90 m.

Должината на пештерите и нивните канали е различна и зависи од повеќе фактори. При поволни услови во внатрешноста на карбонатите

може да се создадат прави лавиринти на канали чија должина достигнува повеќе десетина km. Подземниот систем на Мамутската Пештера и пештерата Флинт Риџ, чија подземна врска е откриена во 1972 година, достигнува должина од 579 km (сл. 332). Тоа е најголемиот пештерски систем во светот. Во Европа најголема е пештерата Хелох во Швајцарија. Нејзината должина изнесува 190 km.

Според генетската класификација се издвојуваат: *подкапини* и *прави пештери*. Подкапините се кратки пештери со дневна светлина до нивниот краен дел. Обично се сретнуваат по страните на клисурите, со отвори што може да достигнат и значителни димензии. Положбата им е различна но ретко се јавуваат во подножјата на отсеците или во ниво на речните корита. Најчесто се јавуваат високо на одсеците на значителна релативна височина. Влезниот дел на подкапините е обично полиран со корозивното делување на атмосферската вода и има благо вдлабена форма. Распространетиот инчест влез брзо се стеснува и снижува. Тоа е општ изглед на подкапините, освен ако нема појава на уривање на таванскиот дел.



сл. 332, Мамутската Пештера во САД, најголем пештерски систем во светот

р.б.	име	држава	должина (m)
1	Mammoth Cave System	САД	579.364
2	Оптимистическаја	Украина	214.000
3	Jawel Cave	САД	207.718
4	Hölloch	Швајцарија	190.117
5	Wind Cave	САД	184.878
6	Lechuguilla Cave	САД	183.738
7	Fisher Ridge Cave System	САД	172.747
8	Seibenhengste-hohgant	Швајцарија	149.000
9	Sistema Ox Bel Ha	Мексико	134.048
10	Озернаја	Украина	122.000

таб. 7, Десетте најголеми пештери во Светот до 2005 година

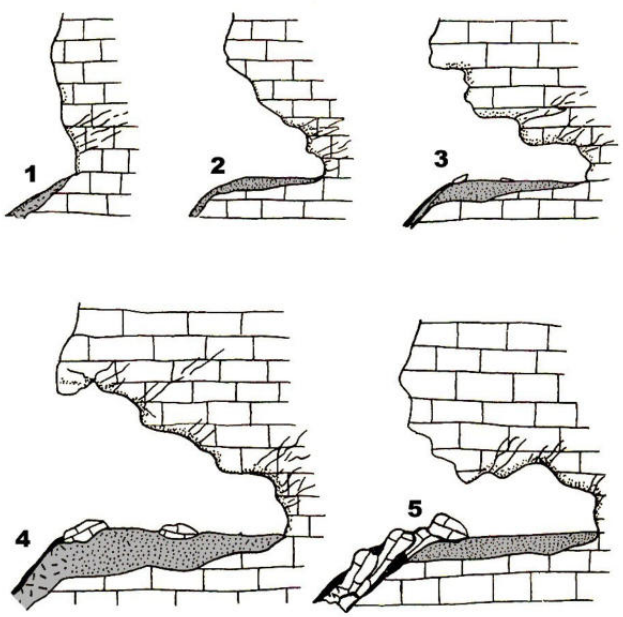
По правило подкапините не се подолги од 50 m. Нивното создавање е предиспонирано со пукнатини и поволна наведнатост на карбонатната маса што овозможува разлевање на дождовницата на широка површина долж отсекот. Во подкапините не се вбројуваат сосема кратките пештери кои се јавуваат на врутоците на подземните речни текови или на понорите. Ваквите појави генетски не припаѓаат на подкапините иако со нив морфолошки се слични. Правите подкапини се надвор од влијанието на механичката и хемиската ерозија на водните текови (сл. 333), потполно се суви и немаат никаква хидрографската функција.

Правите пештери се долги, често со разгранети подземни канали кои се протегаат длабоко во внатрешноста на карбонатната маса. За разлика од пропастите, кои се изградени од стрмни или вертикални канали, пештерите во основа претставуваат хоризонтални или благо наведнати канали што не исклучува појавата и на

појавата и на стрмни пештерски канали кои се јавуваат обично во деловите во кои пештерскиот канал претставува сифон. Ваков е случајот со пештерите низ кои течат асцедентни текови или подземни текови под притисок.

Сите поголеми системи на пештерски канали настанале со хемиска и механичка ерозија на подземните водни текови кои денес или некогаш протекувале низ нив. Во зависност од тоа дали во нив постои речен тек, правите пештери се делат на *речни* и *суви* пештери.

Речните пештери морфолошки и хидролошки се најзначајните форми во внатрешноста на карбонатните маси. Низ комплициран систем на подземни канали во пештерата протекува подземна река која се разгранува речиси како и површинските реки. Речниот тек се движи преку нерамното дно на пештерскиот канал, низ теснини и сифони, преку слапови и водопади, или низ мирни езера. Се губи во понори а потоа повторно се појавува во пониските пештерски канали. Подземните реки може да течат слободно, гравитациски под влијание на Земјината тежа, но и асцедентно под влијание на хидростатичкиот притисок (сл. 335), низ нормални и инверзни сифонски делови. Според хидрографската функција речните пештери се делат на *понорски* и *сифонски*.

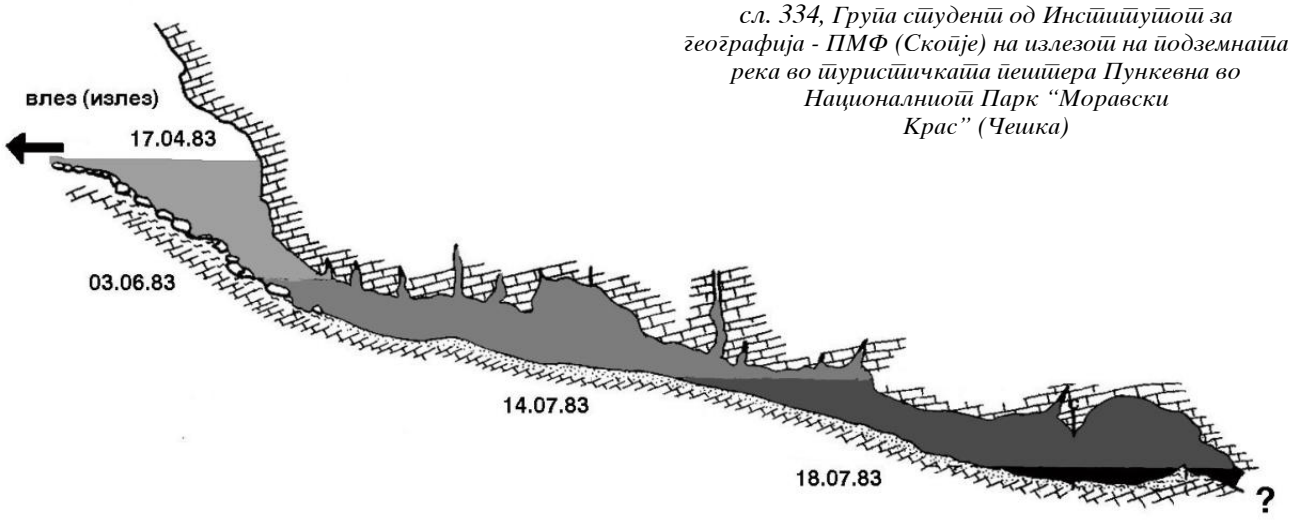


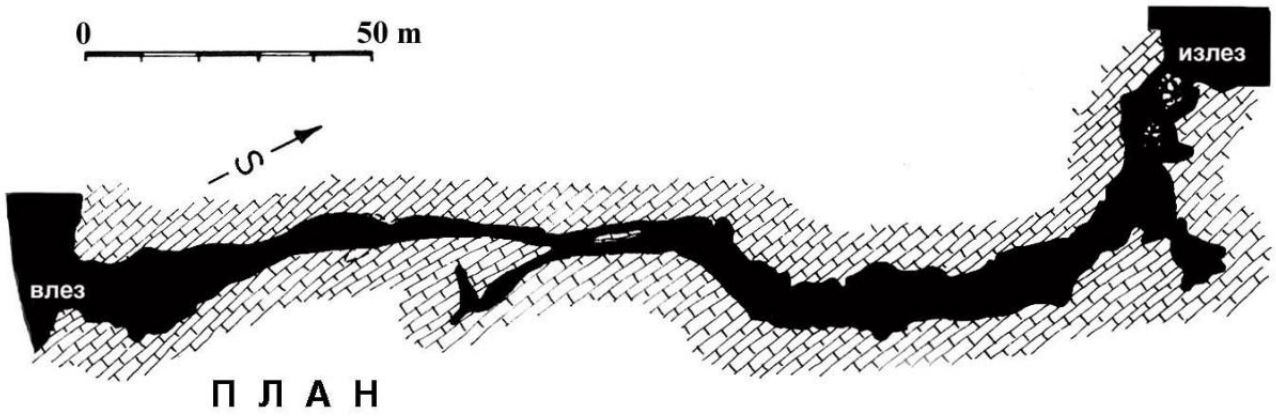
сл. 333, Фази во создавање на подкапина



сл. 334, Група студенти од Институтот за географија - ПМФ (Скопје) на излезот на подземната река во туристичката пештера Пункевна во Националниот Парк "Моравски Крас" (Чешка)

сл. 335, Пример на изворска пештера, Kamenjak (Vodotec) во Хрватска со регистрирани различни водни нивоа, според Magdalenic (1984)



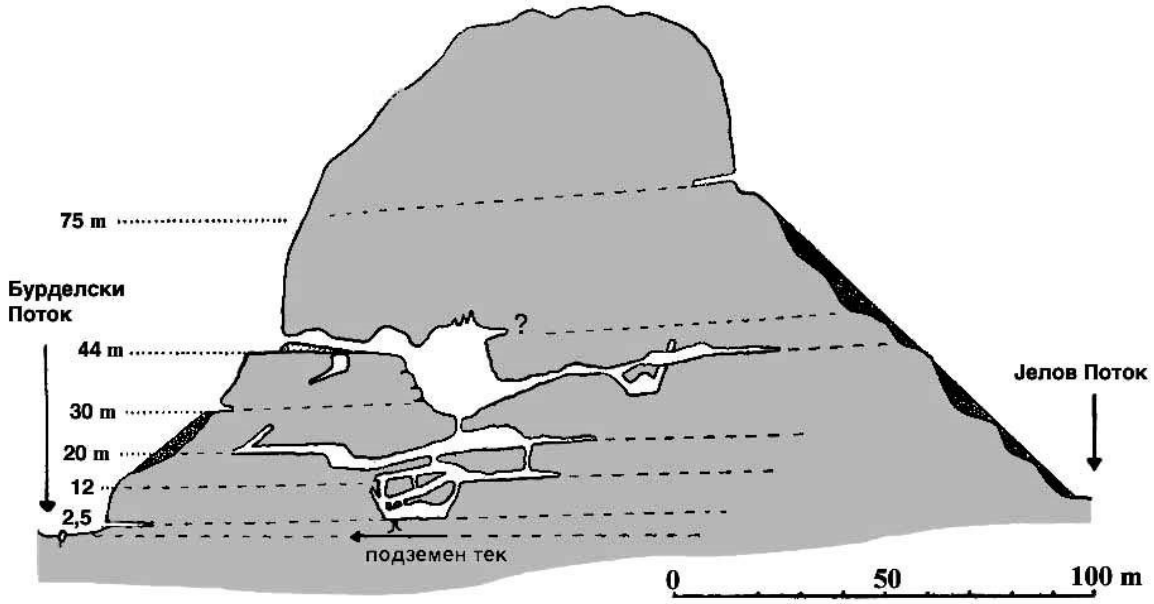


сл. 336, Пример на тунелска пештера, според Давидовиќ (1977)

Понорските пештери претставуваат или претставувале понори на површинските водотеци (реки понорници). За разлика од понорските пропасти, чии канали се стрмни или вертикални, понорските пештери обично имаат сосема благо наведнати - инверзни канали. Речниот тек влегува во нив како во тунел. Пример на понорска пештера е Постоинска Јама во која понира реката Пивка. Низ најниските хоризонти на Постоинска Јама тече реката Пивка во должина од 3.030 m. Горните делови на пештерата се надвор од хидрографската функција и се исполнети со пештерски украси.

Сифонските пештери претставуваат пештерски канали од кои на површината излегуваат или некогаш излегувале подземни водни текови во вид на силни извори (врутоци). Тие се нарекуваат и *изворски пештери*. Од нив често излегуваат и прави реки. Во природата поретко е случај кога овие два типа на пештери се комбинираат. Речниот тек што понира во пештерата (понор), тече низ нејзе и на другиот крај излегува на површината како извор (сл. 336).

сл. 337, Спуштање на подземен тек и создавање пештера на повеќе нивоа, според Gavrilovic (1967)



Во зависност од режимот на подземниот тек што тече низ пештерата, речните пештери се делат на *постојани* и *периодични*. Во првите спаѓаат оние во кои е присутен постојан речен тек (Постоинска, Шкоцијанска и многу други). Во периодичните речни пештери подземниот речен тек се јавува периодично или повремено, најчесто во влажниот дел на годината. Во сушниот период ваквите пештери се надвор од својата хидрографска функција.

Сувите пештери претставуваат фосилна мрежа на подземни канали. Тие се постојано надвор од секаква хидрографска функција. Може да имаат само еден влезен отвор и тогаш во внатрешноста на карбонатната маса завршуваат со непроодни пукнатини. Ако имаат два отвори, влезен и излезен, низ карбонатната маса се протегаат во вид на тунел, односно тоа се суви *тунелски* пештери. Со исчезнување на пештерската река, било да понирала или истекувала од пештерата се прекинува изградувањето на пештерскиот канал со делување на механичката ерозија.-

Кај пештерите чии канали се наоѓаат на различно ниво процесот на фосилизација е сукцесивен. Првин надвор од хидрографската функција остануваат највисоките пештерски канали (сл. 337). Во натамошната морфолошка еволуција хидрографската функција ја губат сé пониските канали. Поради тоа, највисоките канали на една иста пештера може да бидат суви, а најниските хидрографски активни. Тоа е законитост на општата еволуција на карстот.

Според разгранетоста на пештерските канали правите пештери се делат на *прости* и *сложени*. Простите пештери се состојат само од еден, повеќе или помалку едноставен канал чие протегање во внатрешноста на карбонатната маса може да биде и значително. Сложените пештери претставуваат разгранети системи на подземни канали. Тие меѓусебно се преплетуваат на различни начини. Можат да бидат распоредени и на различни нивоа (катови). Пример на сложена пештера чии канали се распоредени на различни нивоа е Дона Дука на планината Жеден (*Manakovic* 1959).

Во зависност од морфолошката еволуција, со процесот на рушење на карбонатните маси постепено доаѓа до уништување на пештерата, т.е. првично доаѓа до зголемување на височината на пештерскиот таван. Во натамошната еволуција од пештерата остануваат само лаковидни делови во вид на природни мостови - *прераст*и.

Прерастите може да имаат широчина и должина по неколку десетици метри, додека височината може да им достигне и до 40 m. Ваквите појави се особено карактеристични за карстот во Источна Србија. Последните остатоци на пештерите претставуваат *прозорците*. Тоа се заостанати делови на пештерските канали настанати со потполно уништување на пештерата. Прозорците се честа појава во карстот. Се создаваат и во некарбонатните карпи, најчесто како резултат на селективната ерозија. Всушност, може да се каже дека прерастите се завршна фаза во еволуцијата на речните пештери додека прозорците се тоа за сувите пештери.

Гледано во целина, во морфолошката еволуција на пештерите постојат три стадиуми: стадиум на активно изградување со делување на хемиската и механичката ерозија на подземната река, стадиум на фосилизација кога пештерата ја губи својата хидрографска функција и се исполнува со пештерски украси и стадиум на уништување со процесот на рушење на пештерскиот таван.



сл. 338, План и профил на сложената пештера Дона Дука на планината Жеден, според Manakovic (1959)



сл. 339, Иницијална фаза во создавање на сталактити

Акумукативни подземни карстни форми

Акумулативните карстни форми настануваат со лачење на карбонатот од водниот раствор. Благодарение на јагленовата киселина (H_2CO_3) во водата на карстните терени се наоѓаат значителни количества калциум бикарбонат $Ca(HCO_3)_2$. Бидејќи јагленовата киселина е лабилно хемиско соединение од нејзе лесно се губи јаглендвооксидот (CO_2) што има за последица лачење на неутрален калциум карбонат, како на површината така и во внатрешноста, т.е. особено во внатрешноста на карбонатните маси.

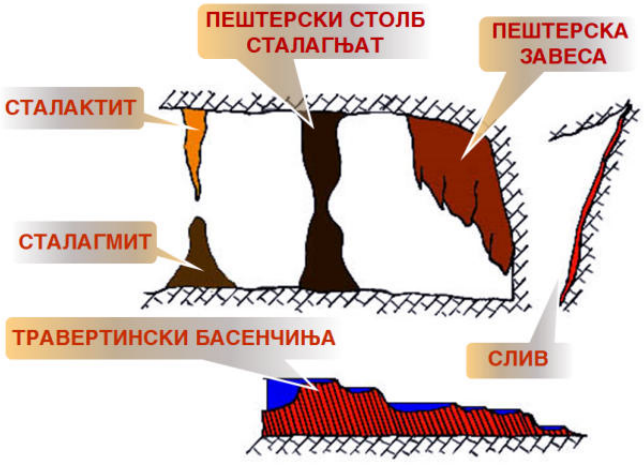
Лачењето на варовникот на површината се врши во коритата на карстните реки и на карстните врутоци и тоа на два начини; со посредство на растенијата и на местата каде се сретнуваат водопади или каскади. Земајќи го за своите животни потреби јаглендвооксидот, растенијата во коритата на карстните реки предизвикуваат лачење на неутрален калциум бикарбонат во вид на *бигор*. Со нараснување на бигрените наслаги во коритата на реките се создаваат прегради преку кои водата паѓа надолу (водопади). На каскадите и слаповите, поради распрскување на водата јаглендвооксидот се губи од водниот раствор што има за последица лачење на карбонатот во вид на *травертин*. Тој е покомпактен од бигорот. Во него нема ниту остатоци на растенија што е случај со бигрените наслаги.

Типичните акумулативни карстни форми се јавуваат во внатрешноста на карбонатната маса, т.е. во пештерите и пропастите. Тие се претставени со различни форми на пештерски украси. Настануваат со лачење на чист калциум карбонат - *калцит*. Основна форма на пештерските украси се: ***сталактитите*** и ***сталагмитите*** (сл. 341).

Сталактитите имаат форма на кристални столбови што висат од пештерскиот таван, додека сталагмитите се кристални столбови кои се издигнуваат од пештерското дно во височина. Минувајќи полека низ пукнатините на карбонатната маса водата капница благодарение на јагленовата киселина што ја содржи во себе раствара одредени количества карбонат. Доаѓајќи на таванот на пештерата водата се разлева и од нејзе се губи јаглендвооксидот. Тоа предизвикува лачење на карбонатот во вид на калцитски кристали. Под дејство на Земјината тежа капките од пештерскиот таван паѓаат на дното на пештерата и се распрскуваат. Поради ударот од нив се губи јаглендвооксидот и на дното се таложи дел од растворениот карбонат. Во текот на долг временски период капките на таванот создаваат калцитски цевчиња кои понатаму израснуваат во сталактити. Изградувањето на сталактитот започнува со создавање на нежно, прозирна калцитско цевче долго неколку cm. Тоа настанува со лачење на калцит долж работ на капката. Со секоја нова капка се лачи бескрајно мало количество калцит што со текот на времето добива форма на цевче (сл. 339). Со неговото здебелување и нараснување се создава прав сталактит.



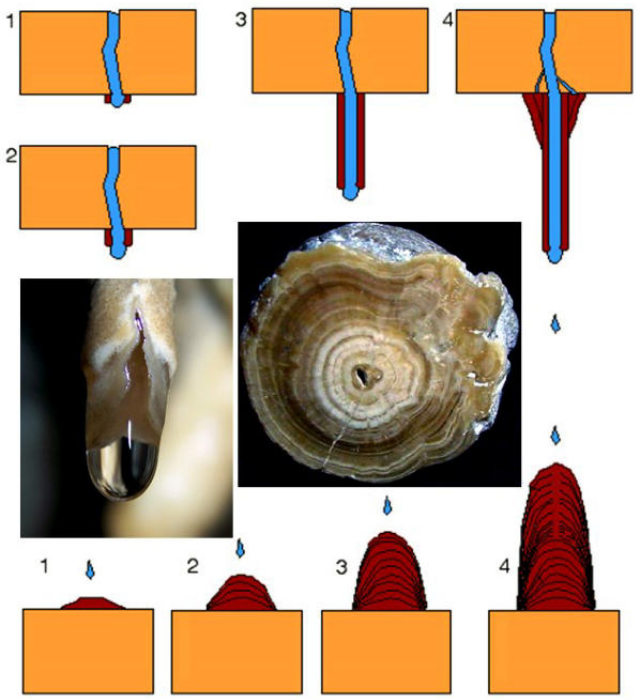
сл. 340, Шематски приказ на различни типови на пештерски украси и нивната вообичаена класификација

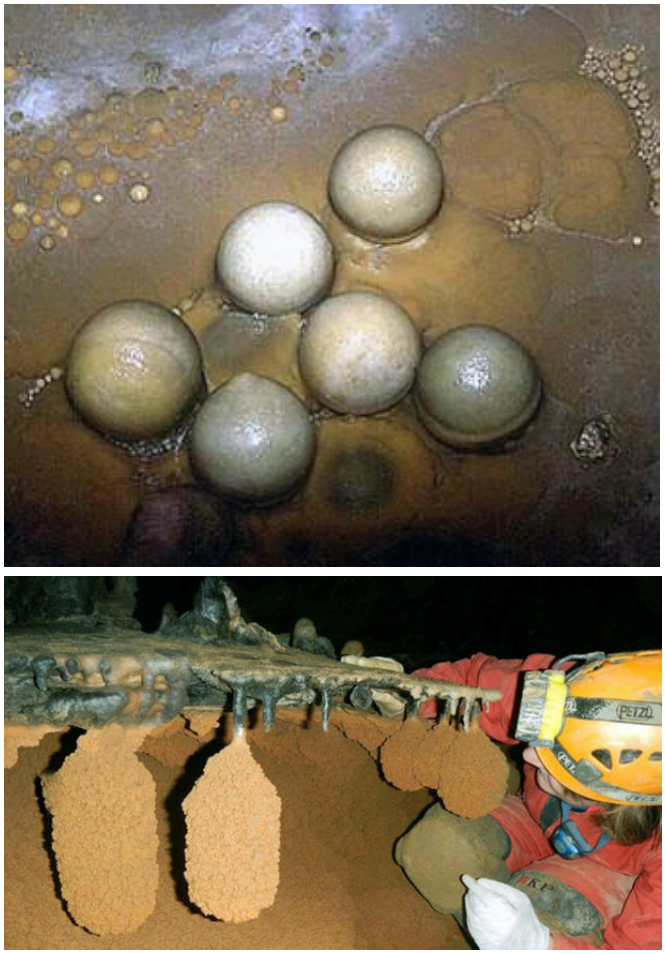


На дното, наспроти сталакитот, нараснува сталагмит. Сталагмитот нема средишна цевка, бидејќи капките при падот се распрскуваат и разлеваат. Со тоа се создаваат, едни преку други, тенки калцитски слоеви. Со сраснување (спојување) на сталактитот и сталагмитот настанува нова акумулативна форма во вид на столб или ***сталагњат***. Сталагмитите може да достигнат и значителни размери. Така, на пример, во Карлбатска Пештера во САД еден од сталагмитите достигнува височина од 30 m, додека широчината му изнесува 10 m. Брзината на растење на сталактитите и сталагмитите зависи од повеќе фактори и е различна. Во пештерите во Моравија брзината на растење на сталактитите за десет години изнесува од 6,53 mm до 7,66 mm.

Ексцентричните сталактити кои може да имаат најразновидна форма се нарекуваат ***хелектити***. Нивниот правец на растење и положбата на пештерскиот таван е во спротивност на законите на Земјината тежа. Може да се протегаат хоризонтално во вид на спирали, или нагоре кон таванот. Хелектитите, познати и како пештерски корали, потсетуваат на нежни кристални цветови. Во пештерите, во одредени мали вдлабнатини се забележуваат т.н. пештерски бисери (сл. 341). Тие настануваат со кристален зачеток (зрнце песок), на кого од пештерскиот таван паѓаат капки вода. Со лачење на калцитот, неговото полирање и евентуалното превртување од кристалниот зачеток се создава, т.е. нараснува пештерскиот бисер.

Во пештерите се јавуваат и травертински басенчиња. Најчесто имаат форма на кади, скалесто распоредени на благо наведнатите дна на пештерите. Настануваат со лачење на неутралниот калциум бикарбонат од водата капница или од слабите подземни водни текови при нивното споро течење. Тоа се случува на места на широките пештерски дна каде се разлева тенок воден слој преку рабовите на вдлабнатините. На нерамното дно на пештерата се губи јаглендвооксидот и се лачи травертин на преливот. На ваков начин постепено растат рабните делови на травертинот кои се претвараат во травертински басенчиња (сл. 340). Травертинските басенчиња се постојано или повремено исполнети со вода. Димензиите може да им бидат од неколку cm па до неколку m.





сл. 341, Шематски приказ на создавање сталактити и сталагмити, пештерски бисери, горе и специфична појава на гроздести сталактити во пештерата Слатински Извор (Пореч)

ТИПОВИ КАРСТ

Карстот како природен феномен е со голема распространетост на планетата Земја (околу 40 милиони km^2). Се јавува во различни структурно-геолошки средини, различни климатски зони и на различна надморска височина. Сето тоа предизвикува во неговата еволуција да се јават одредени битни разлики, условено од претходните фактори.

Во зависност од повеќе фактори може да се издвојат различни типови карст. Првичната диференцијација на различните типови карст е изведена според неговата хидроморфолошка изразеност и спецификите на самите карстни појави (*Cvijic* 1892).

Структурно-геолошки типови јарст

При разгледувањето на основните услови на развитокот на карстот посебно важно место имаат геолошките услови. Детална анализа на ваквите услови покажува дека првенствено се работи за стратиграфските и тектонски прилики (литолошкиот состав, структурниот склоп и геолошката историја). Карбонатните и доломитските карпести маси, особено ако се масивни или банковидни, како крути карпи со тектонските движења лесно се деформираат и преку густата мрежа на разновидни пукнатини овозможуваат брзо продирање на водата во подлабоките зони. Тектонските деформации создадени на овој начин се несомнено едни од најзначајните фактори кои го предиспонираат процесот на карстификацијата, односно го насочуваат правецот на нејзиното делување и ги определуваат просторните граници и длабочината на делувањето.

Карстниот процес, без разлика на неговата корозивно-ерозивна природа и климатски фактори, генетски е тесно поврзан со комплексот на епирогенетската и орогенетска динамика и генералната геолошка еволуција на теренот. Може да се каже дека геолошките критериуми се јавуваат како едни од основните за било каква поделба на карстот, односно за карстогенезата на карпите и морфолошката типологија на карстот.

Според тектогенетските принципи се издвојуваат два јасно диференцирани типа карст: ***платформен*** (епирогенетски) и ***орогенетски карст***. Секој од нив се одликува со специфични особености, поради што и меѓусебно се разликуваат. Ваквата, основна тектонска категорија карст ја карактеризира седиментационата

средина и типот на структурните деформации. Тоа може да биде појдовна основа за натамошна морфолошка и хидрогеолошка класификација на карстните терени.

Платформниот карст е развиен на многу поголеми простори отколку орогенетскиот. Се одликува со распространети карбонатни карпи, најчесто варовници, кои може да бидат малку или ниту малку тектонски пореметени. Руската платформа претставува една од најголемите карстни територии во светот. Овде е застапен не само карбонатен туку и гипсен и анхидритски карст (псевдокарст).

За платформниот карст се карактеристични повеќе битни геолошки одлики. Карбонатните карпи се главно хемиски продукти со значително учество на глиновити компоненти. Најчесто одозгора и одоздола се ограничени со хоризонти на водонепропустливи седименти. Нивните слоеви се хоризонтални до субхоризонтални. Тектонската оштетеност на слоевите по правило е слабо изразена.

Епирогенетскиот карст, како и самото име што го носи, покажува дека лежи на претходно создаден во добар дел зарамнет ороген, или пак, на таков начин создадена платформа. Ваквиот карст е развиен во рамките на карбонатните наслаги на некој трансгресивен комплекс. Тој е независен од орогенетската основа (сл. 343, А-2), освен во ретки случаи кога епирогенетскиот карст се развил на ороген со елементи на карст. За епирогенетскиот, табуларен или платформен карст значи е карактеристично дека лежи на некој ороген, или платформа (сл. 343, А-1) и е дел на хоризонтална, или пак, субхоризонтална трансгресивна серија на седименти. Во таква серија на прекамбриска орогенетска основа е оформена и Мамутската Пештера во САД (сл. 342). Фрагментарни делови на ваков карст се сретнуваат и на други места во светот.

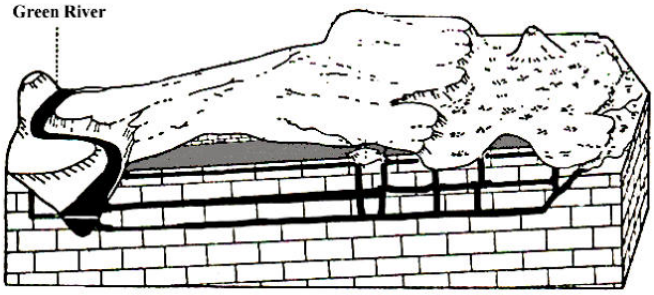
Карстот од ороген тип (***орогенетски тип на карст***) секогаш е дел на структурни елементи кои се создадени во рамките на орогенетски процеси. Со тоа и самиот претставува интегрален дел на орогенезата.

Постојат повеќе подтипови (вариетети) на орогенетскиот карст. Такви се: набраниот карст, орогенетскиот базален карст, лентикуларен, дисециран карст итн (*Herak* 1984).

Набраниот карст настанал во орогенетски и епирогенетски, епиплатформни услови. Поради тоа е доста варијабилен, посебно во однос на длабочината и степенот на изложеност на површината (сл. 344 - А). Основата може да му биде видлива но и потполно покриена, понекогаш лесно предвидлива додека во други случаи потполно непозната (орогенетски карст со навлечена тектоника). Олеснето движење на водата постои само на крилата на борите. Длабочината на нејзиното движење е во зависност од можностите за истекување. Кај антиклиналите напукнатоста е најголема околу темето но тука и длабочината е најмала.

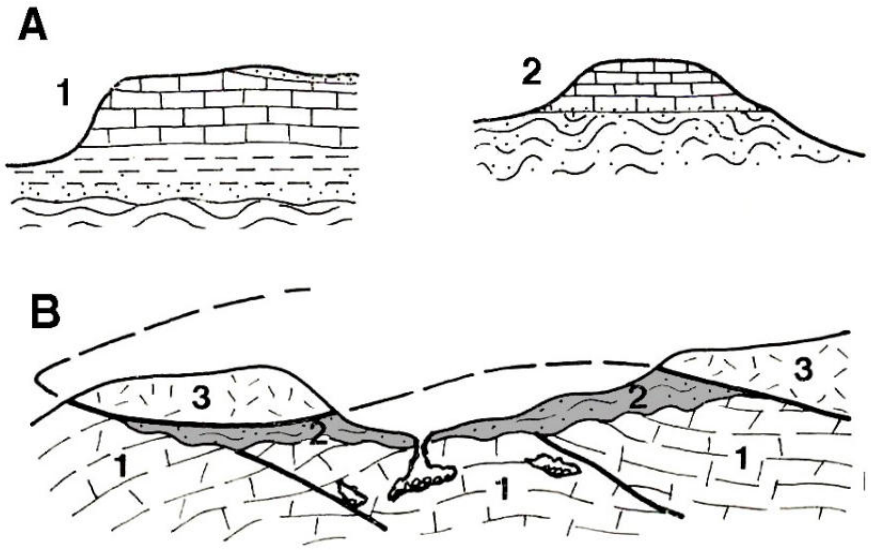
Басенскиот карст е сместен во депресиите на водонепропустните орогени со различна старост (сл. 344 - В), Такви се: Парискиот, Подмосковскиот, Панонскиот Басен итн. Тие овозможуваат движење на водата повеќе или помалку во правец на басенското дно но ретко кога низ самото дно или под него. Во вакви услови се акумулира артеска вода со смалени можности за истекување.

Лентикуларниот карст е мошне чест и има одлики на ограничени леќи со карбонатни карпи (сл. 344 - С). Тие се интегрален дел на структурата на орогенот. Процесот на карстификација е ограничен со структурната рамка која е составена од карпи неповолни за развиток на карстот. Распоредот на формите е повеќе во зависност од локалните отколку резултат на регионалните услови.



сл. 342, Мамутската Пештера во САД, развиена на платформни седименти, според Gams (1977)

Дисецираниот карст од ороген тип е посебно важен бидејќи зафаќа поголеми простори на орогенот. Ваков карст е развиен во т.н. "внатрешни" појаси како што се Внатрешните Динариди, Внатрешните Карпати итн. Во нив карбонатните комплекси се дезинтегрирани. Ра-

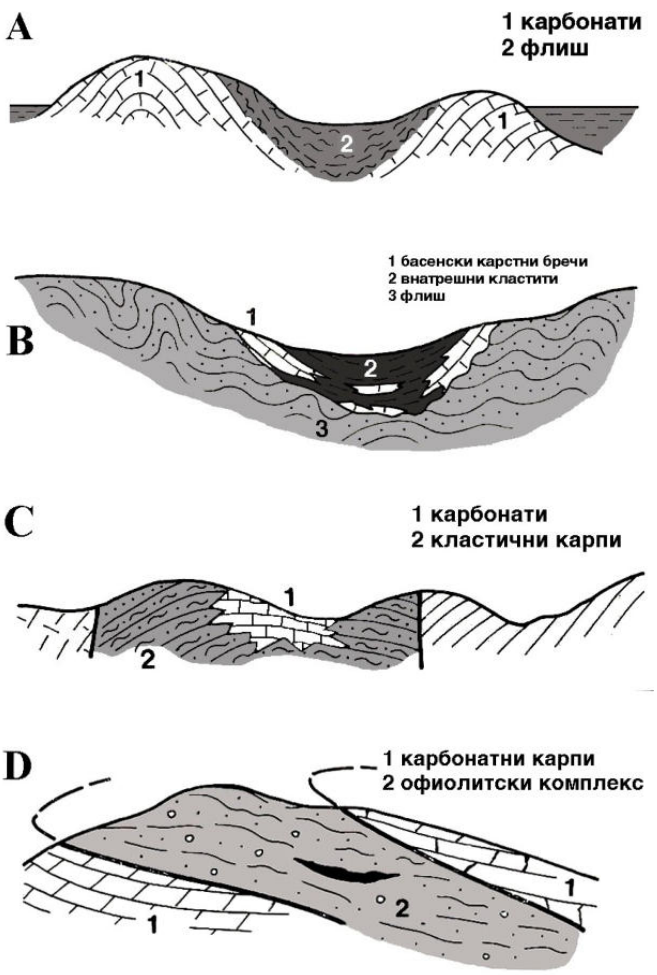


*сл. 343, **A**. Епирогенетски, табуларни карстни подрачја;*
1. На платформни седименти, 2. Директно на орогенетски структури.
***B**. Орогенетски карстен комплекс во јурски варовници (1), покриени*
со кредно-палеоген флиш (2) и навлака на тријаски
доломити (3), според Herak (1984)

споредот им зависи од тектонските поместувања. Потенцијалната циркулација на водата, а со тоа и оформувањето на подземните карстни форми е ограничено на засебните карбонатни комплекси. Тие меѓусебно се разликуваат по големина, според положбата и сл.

Хидро-морфолошки типови карст според Цвијиќ

Според морфолошките и хидролошките одлики познатиот карстолог *J. Цвијиќ* издвоил два основни типа на карстни терени во кои карстните појави различно се манифестираат. Терените во кои се развиени сите карстни појави го претставуваат совршениот, потполн карст или како што *Цвијиќ* го нарекол ***холокарст***. Карстните терени во кои појавите само делумно се развиени претставуваат рудиментиран, непотполн или ***мерокарст***. Помеѓу овие два основни типа *Цвијиќ* издвојува и два преодни типа; *Косова*, по француската карстна област Causses и *Јура*, според истоимената планина.



сл. 344, Разни типови на ороген карст;
***A**. Набран, **B**. Басенски, **C**. Лентикуларен и **D**. Дисециран, според Herak (1984)*

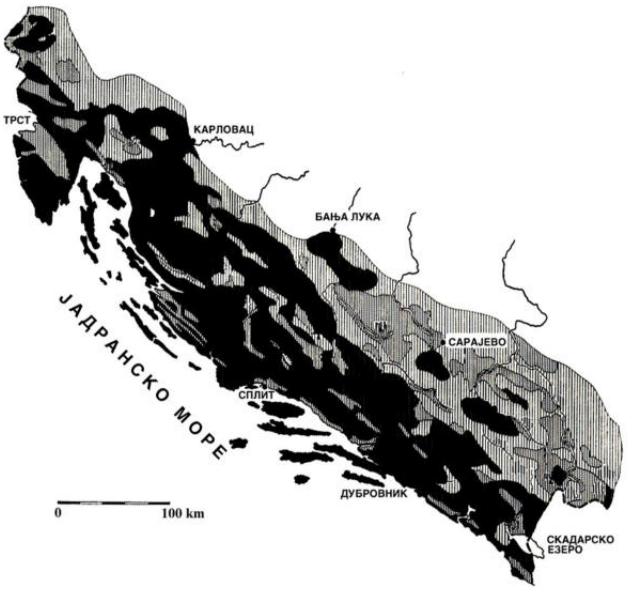
Холокарстот се одликува со потполна присутност на сите површински и подземни карстни форми и сите појави на површинска и подземна карстна хидрографија. Во него карстната еволуција е речиси неограничена. Холокарстот е изграден од моќни карбонатни маси, почнувајќи од морското ниво (и под него) па сé до високите планини. Чистотата на карбонатите е голема (до 98 %) и со нивното растварање остануваат мали количества резидијална глина. Карбонатните маси се тектонски пореметени (раскршени) и испреплетени со многубројни пукнатини. Долж нив понира вкупната вода на атмосферските врнежи и од површинските речни текови. Карбонатните маси се хомогени, т.е. овозможуваат слободна подземната циркулација без интеркалации на вододржливи слоеви.

Холокарстот претставува длабок, "лут" карст во кого сите карстни форми се маркантно изразени, почнувајќи од шкрапите па сé до карстните полиња и големите пештерски системи и длабоки пропасти. На површината владее потполна безводност, права каменеста пустина. Реките се ретки и имаат алогено потекло, додека нивните долини се кањонски. Распространетите карбонатни маси не се заградени со вододржливи седименти. Поради тоа длабокото понирање на подземните текови се одвива непречено. Изданот се наоѓа на голема длабочина и лежи на вододржлива основа. Големите количества врнежи овозможуваат подземната циркулација да е интензивна.

Холокарстот е најпотполно развиен во Динаридите. Динарскиот холокарст се протега од Триглав до Проклетие во должина од преку 700 km. Динарскиот Карст зафаќа површина од околу 57 000 km^2 (сл. 345). Холокарстот е развиен и на Пелопонез (Грција), Јамајка, Куба итн.

Мерокарстот е потполна спротивност на холокарстот. Тоа е покриен, зелен карст, со многу ливади и шуми. Тоа е непотполн карст во кој формите не се така развиени како во холокарстот. Во него и не се јавуваат сите карстни форми. Нема шкрапи, ниту карстни полиња. Поворите се зачепени со наносен материјал. Карактеристични форми на мерокарстот се алувијалните вртачи настанати во растресит материјал кој лежи над карбонатните карпи. Речните долини во одделни случаи се развиени како и во вододржливите терени. Мерокарстот најчесто се јавува во вид на изолирани карстни оази, затворени со вододржливи седименти. Тоа е плиток карст, разбиен со речните долини во помали карстни целини. Мерокарстот се јавува во северните делови на Европа: Англија, Белгија, како и во Моравија (Чешка).

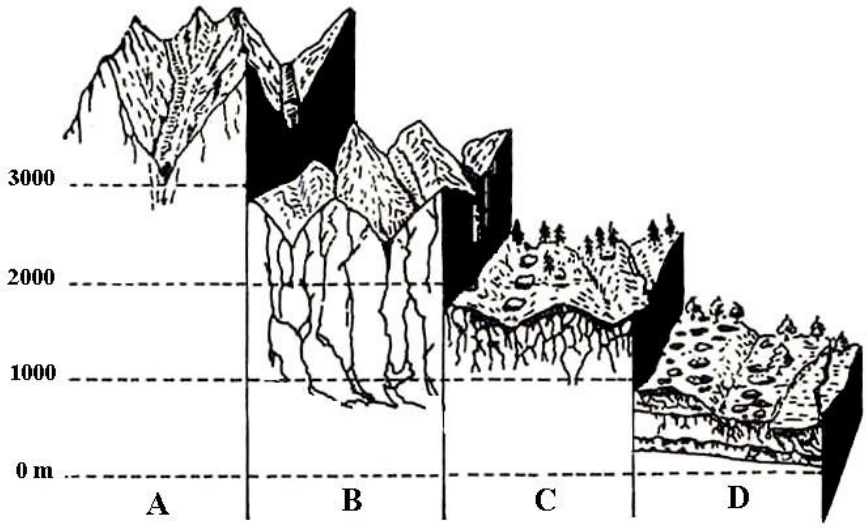
Покрај холокарстот и мерокарстот *Цвијиќ* издвоил и два преодни типа: *косова* и *јура*. Поттипот Косова според хидроморфолошките карактеристики е поблизок на холокарстот, додека поттипот јура на мерокарстот. Во првиот не се сретнуваат карстни полиња. Преодниот тип јура е развиен во областите каде преовладува смена на карбонатни и лапоровити или вододржливи карпи.



сл. 345, Динарски Карст

Климатски типови карст

Во зависност од различните климатски услови развитокот на карстниот процес се менува. Иако корозијата останува битна за развитокот на карстниот релјеф, сепак климата ја одразува морфолошката разновидност и еволуцијата на карстниот релјеф. Големата распространетост на карбонатните карпи на Земјата (околу 40 милиони km^2) овозможува карстот да се развива под различни климатски услови. Така настануваат климатско - морфолошките типови на карст кои се менуваат одејќи од половите кон Екваторот. Во климатско-морфолошки поглед може да се издвојат три основни типа карст: *поларен*, *средоземен* (медитерански) и *тропски* карст.



A, Глациокарст, **B**. Длабока карстификација во планинските и високопланинските региони, **C**. Карстификација со среден интензитет, **D**. Интензивна карстификација под растресит слој со мала дебелина

сл. 346, Распространетост на основните морфолошки особености на карстот по висински зони на планинските области во Европа, според Jakucs (1977)

Поларниот карст ги опфаќа карбонатните терени на големите географски широчини каде во длабочина се јавува замрзната почва. Подземната мрежа е исполнета со мраз додека под замрзнатата почва температурите се над 0°C. Мразот се топи и ги храни подземните текови кои избиваат под морската површина. Шкрапите на ваквите простори се уништени. Морфолошката еволуција на карстот не е комплетна туку е врзана за циркулацијата на подземните водни текови под замрзнатото земјиште. Поларниот карст има голема распространетост во канадскиот Арктик, северните делови на Гренланд, Шпицберген, северозападните делови на Сибир итн.

Како засебен вариетет, но со битни разлики од поларниот карст е високопланинскиот, или *глациокарст* (сл. 346 - A). Негова посебна одлика е преплетеноста на рецентните и фосилни (плеистоцени) глацијални и рецентни карстни појави. Основна улога во интензитетот на карстификацијата на ваквите простори има водата на стопениот снег која силно ја кородира карбонатната маса. Карактеристични површински карстни форми на високопланинскиот карст се асиметричните вртачи, меандерските шкрапи, како и специфичните карстни котли. Од подземните тоа се маркантните, речиси вертикални мразни пропасти, а поретко и значително помалите пештери во кои, исто така, може да има периодична (сезонска) или постојана појава на мразна маса.

Средоземниот карст е развиен во пределите на умерената и медитеранска клима. Литолошкиот состав на карбонатите и нивната тектонска раскршеност овозможиле медитеранската клима максимално да се одрази во интензитетот на карстификацијата. Средоземниот карст е "гол" потполн карст и во него сите форми се развиени. Тоа е длабок карст, пресечен со клисури и кањонски долини. Типичен средоземен карст е Динарскиот Карст. Сепак, терминот "средоземен" е несоодветно избран и треба да претрпи промени со што би се опфатиле сите вариетети на карстот во умерените области.

Тропскиот карст е развиен во услови на перманентно влажна тропска и влажна монсунска клима. Карстот во тропските предели не е резултат само на климатските прилики, како што всушност тоа не е и карстот во останатите климатски области. Сепак, климатските влијанија врз ефектите на карстниот процес и неговата морфолошка еволуција се несомнени. Се издвојуваат три вариетети на тропски карст: купест карст, карст на кегли и карст на кули.



сл. 347, Тропски карст во Југоисточна Азија





сл. 348, Тропски карст во југоисточна Кина и долу во северен Виетнам, фото: Катерина Колчаковска

Наспроти карстот во умерените области, во кој вртачите се типичен елемент на карстната морфологија, тропскиот карст се одликува со високи и стрмни *хумови* во форма на купи, кегли (топки) и кули. Тие се расфрлени по дната на распространетите карстни полиња и рамнини кои се плавени од бројните речни текови. Изгледот и формата на хумовите зависи од стадиумите на еволуцијата на карстот во услови на тропска клима.

Првата етапа во изградувањето на тропскиот карст ја претставуваат хумовите со купест изглед, со благо наведнати страни. Тоа доаѓа оттаму што поплавите не допираат до нивните подножја. Тоа е *купест карс*. Втората етапа е означена со базална корозија, која се јавува во подножјето на хумовите, како резултат на плавењето на карстните полиња. Страните на хумовите, поради тоа, стануваат стрмни, а хумот се стекнува со изглед на пласт сено (сл. 347). Базалната корозија во подножјето на купите делува со таков интензитет што се создаваат базални подкапини, кои ги нема во карстните предели на умерените широчини.

Поткопувањето на купите предизвикува рушење и создавање стрмни страни во вид на одсеци. Некогашниот купест хум се пробразува во "кегла". Нив на Куба ги нарекуваат "могота". Тоа е карст на кегли или *кегелкрас*, што претставува далеку одминат стадиум во еволуцијата на хумовите во тропскиот карст. По ова започнува нивното уништување.

Третата фаза во морфолошката преобразба на хумовите во тропите се манифестира со нивно рециклирање и странично подсекување со базалната корозија и механичко уривање. Поради тоа, хумовите имаат изглед на кули. Тоа е *карст на кули*. Тропскиот карст е развиен во Јужна Кина, на Јава, Целебес, Јамајка, Порто Рико, Куба итн.



сл. 349, Вулканска пештера на островот Лазароте (Канарски острови)

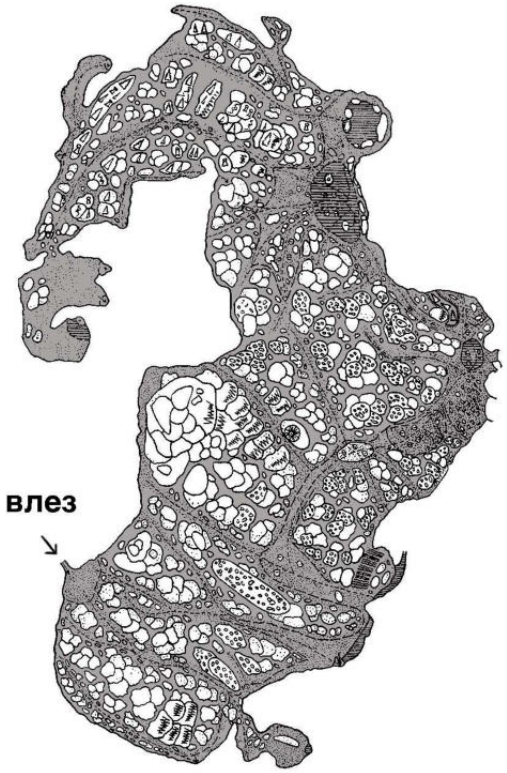
Псевдокарст

Наспроти правиот карст изграден во варовници, доломити и мермери, постои и т.н. лажен или ***псевдокарст***. Под овој термин се подразбира збир на појави слични на формите на правиот карст кои се развиени или во некарбонатни карпи (камена сол, гипс, еруптивни карпи), или во карпи што содржат одредени количества $CaCO_3$ (лес, лапорци, конгломерати итн).

Поимот *кластокарст* подразбира збир на псевдокарстни појави и релјефни форми кои се развиле во кластични карпи (песочници, пешчари, конгломерати, лапорци, лес, гипс), при што, главната улога ја има процесот на растварање и механичкото влијание на плакнењето што се јавува кај ваквите зрнести карпи. Некои од нив содржат и значителни количества $CaCO_3$ (лапорци, лес), поради што и процесот на растварање е интензивен. Како морфолошки последици на ваквите карпи се јавуваат релјефни форми кои се слични со класичните форми на карстниот релјеф.

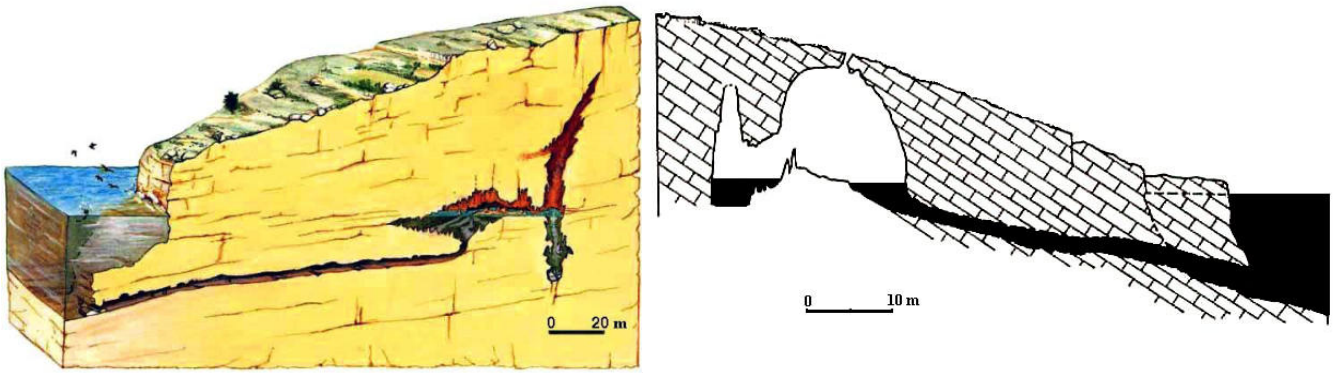
Псевдокарстните појави се јавуваат и во наслагите на камена сол, а особено кај гипсните наслаги. Тие се слични со карстниот релјеф и карстната хидрографија. Помалку се развиени од појавите во варовници (доломити, мермери) и се изложени на побрзи промени. Во гипсот може да се изградат пештери со огромни димензии. Така, на пример, најголемата пештера во Светот, изградена во гипс е Оптимическаја (Западна Украина). Нејзината вкупна должина достигнува дури 214 km. Со огромни димензии на овие простори се и пештерите: Озернаја (122km), Кристална (22 km), Млинки (24 km), Вертеба (7,8 km) и др.

Псевдокарстните форми, особено пештерите се јавуваат и во вулканските карпи. Тие се создале во процесот на консолидација на лавата и механичкото плакнење на туфозниот материјал. Вакви пештери, изградени во базалти, се познати во Чешка, Романија и во други делови на



сл. 350, Пештера изградена во базалти во Романја, според Naum и Butnaru (1967)

Цвијиќ сметал дека поимот *карстни* треба да се задржи само за формите и хидрографските појави на карбонатните терени, додека сличните форми во другите карпи не треба да се нарекуваат карстни. Поради тоа, поимот *псевдокарст* е адекватен за сите терени што не се карбонатни.



сл. 351, Делумно потопени (фосилизирани) пештер во Франција и Хрватска, десно

Фосилен карст

Фосилните карстни форми ги претставуваат оние карстни појави чие изградување е прекинато поради престанок на делувањето на карстната ерозија како геоморфолошки процес. Во класификацијата на карстот, фосилниот карст може да се смета и како засебен тип.

Основни причини за фосилизација на карстните форми се морските трансгресии. Нивното влијание се манифестира на два начини. Со препокривање на карстниот релјеф и неговите форми со дебели наслаги на морски седименти (сл. 352) и второ со потопување под морското ниво на крајбрежниот карстен релјеф (сл. 351).



сл. 352, Сегмент на фосилен (есхумиран) карст

Со маринските трансгресии во подалечното геолошко минато во палеогеографски прилики кои битно се разликувале од денешните, распространети карстни области се покриени со дебела седиментна покривка. Со тоа карстните форми се фосилизирале, т.е. повеќе не биле во можност да се развиваат. Дебелата седиментна покривла го спречува делувањето на карстната ерозија. Дури по регресијата седиментната покривка може да биде однесена, со што старите (фосилни) карстни форми се есхумираат, т.е. повторно се јавуваат во денешниот релјеф. На овој начин се откриени фосилни вртачи во Моравскиот Карст (Чешка). Вртачите се исполнети со глинести седименти со јурска старост, што сугерира дека се создадени пред јура. За време на јурската трансгресија се покриени и исполнети со маринski седименти. Ваква појава е забележана и кај Ваљево (Србија), каде вртачите се исполнети со меки неогени пешчари. Истата појава *Манаковиќ* (1968) ја забележал јужно од Водно во басенот на Маркова Река.

Со маринските трансгресии, кои геолошки се од скоро, карстниот релјеф долж нискиот крајбрежен појас се нашол под морското ниво. Поради тоа, неговите форми се фосилизирале, односно морфолошката еволуција им е прекината. Вакви карстни форми се забележуваат на брегот на Јадранското Море но и во останатите делови на Медитеранот. Некогашните карстни полиња долж крајбрежниот појас се потопени и претворени во езера (Скадарско, Вранс-

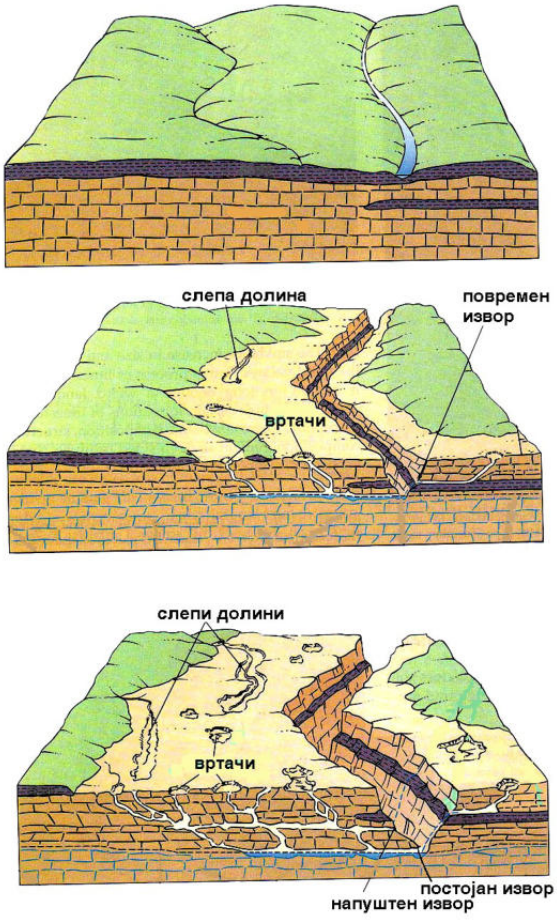
ко и др). Таков е случајот и со пештерите во крајбрежниот појас (сл. 351). Тие се изградени во текот на плеистоцен, при пониско ниво на морскиот басен. За ваквото нешто сведочат и потопените (фосилизирани) сталактити и сталагмити.

Морфолошка волуција на карстот

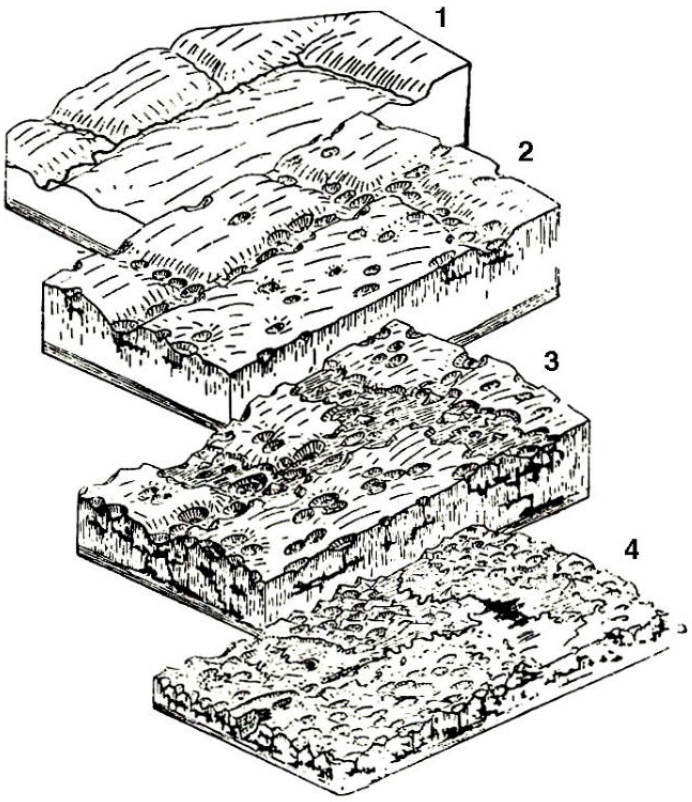
Повеќе од кој и да е генетски тип релјеф, карстот има свој почеток и крај. Во текот на својата еволуција карстниот релјеф се создава, развива и исчезнува. При тоа, карстот во целина минува низ различни стадиуми на еволутивен развиток кои се одликуваат со одредени морфолошки и хидролошки особености.

Во еволуцијата на карстот во најтесна врска се карстниот релјеф и хидрографијата. Кога се набљудува еволуцијата на одреден карстен терен се забележува дека во иницијалниот релјеф карстната ерозија не претставува водечки геоморфолошки процес. Во примарниот релјеф првично се јавува речиси нормална флувијална ерозија. Во оваа фаза на морфолошко хидролошката еволуција карбонатните маси не се доволно распукани, т.е. пукнатините се недоволно меѓусебно поврзани. Тоа го спречува позначајното понирање на површинската вода, а со тоа и интензивната карстификација. Поради ова, значителни количества вода тече површински, што ја условува доминацијата на флувијалната ерозија. Површинските речни текови во карбонатната маса всекуваат нормални речни долини.

Првата фаза во еволуцијата на терените изградени од карбонатни карпи, според тоа, се карактеризира со предкарстна флувијална ерозија. Во натамошната еволуција пукнатините се прошируваат и поврзуваат. Низ нив понираат сé поголеми количества површински води, а површинското оттекување е сé помало. Карстификацијата е потпомогната и со подлабокото всекување на алогените речни текови.



сл. 353, Забрзана еволуција на карстот поради всекување на алоген речен тек



1. Предкарстна флувијална фаза, **2 - 3**. Почеток и полн развиток на карстната фаза, **4**. Завршување на карстната фаза и почеток на посткарстната флувијална фаза со всекување на речните долини во некарбонатни слоеви

сл. 354, Четири фази во еволуција на карстот, според E. de Martton

Всекувајќи се во длабочина речните долини ги пресекуваат дотогаш затворените подлабоки пукнатини во внатрешноста на карбонатната маса. Со тоа е овозможена поголема циркулација на подземната вода и нејзино сé подлабоко понирање. Површинските текови понираат во пукнатините и понорите долж дната на коритата и со проширување на понорите сосема се губат во нив. Реките се претвараат во понорници, а нивните надводни делови постепено минуваат во суви, т.е. фосилни карстни долини, надвор од хидрографската функција Површинското течење со тоа се претвара во подземно. Карстната ерозија е толку развиена што станува доминантен геоморфолошки процес во изградувањето на релјефот. Во внатрешноста на карбонатната маса подземните водни текови се спуштаат на значителна длабочина. Со тоа карстот влегува во фаза на максимален развиток, кога сите морфолошки и хидролошки појави во потполност се развиени. Во моќните (длабоки) карбонатни маси, поради големата длабочина на која се наоѓа вододржливата основа, еволуција е речиси непрекината. За разлика од ваквата законитост, во плиткиот карст во неговиот последен стадиум на развиток корозијата престанува, т.е. се заменува со флувијална ерозија. На вододржливата основа од која е однесена карбонатната маса се создаваат флувијални релјефни форми.

Со следење на еволуцијата на карстот може да се изнесат следните законитости на процесот на карстната ерозија:

1. Карстната ерозија е хемиска ерозија на карбонатните терени која се изразува со проширување на пукнатините во карбонатната маса.

2. Карстната ерозија се одвива во судир со флувијалната. Почетното влијание на хемиската ерозија во однос на речната е слабо и тогаш преовладува флувијалната ерозија. Со зголемување на хемиската ерозија со текот на времето станува доминантна. На крајот хемиската ерозија слабее, а се зголемува речната (флувијална).

3. Карстната ерозија се врши истовремено и на површината и во внатрешноста на карбонатната маса. Нејзиното делување на површината се концентрира на апсорционите пукнатини, додека во внатрешноста на проширените пукнатини и канали. Поради тоа, во основа карстната ерозија е со просторно обележје. За разлика од нејзе останатите типови ерозии имаат површинско и линеарно обележје.

4. Карстната ерозија се развива кон својата ерозивна база, претставена со подлогата на карбонатната маса или граничното ниво на истекување на подземната вода. Во својот развиток таа на почетокот се насочува во вертикален, а при крајот минува во хоризонтален правец.



сл. 355, Планината Галичица (2.288 m) речиси во целост изградена од тријаски варовници

КАРСТЕН РЕЛЈЕФ ВО СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Карстот во Република Македонија кој зафаќа површина од 2.724 km^2 (10,6 % од нејзината територија) е несоодветно распространет. Најмногу е застапен во Западно-македонската Зона и Пелагонискиот хорст-антиклинориум. Нешто помали оази на карст се сретнуваат во Вардарската Зона, а далеку најмалку е присутен во Српско-македонскиот Масив, поточно Краиштидната Зона.

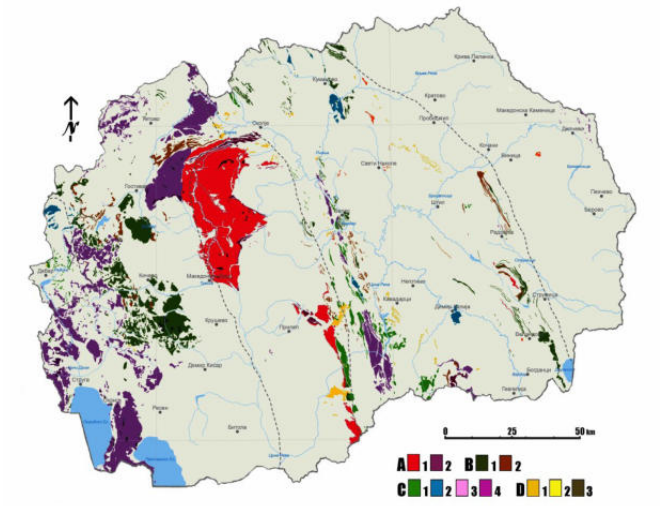
Најголемите карстни површини се сретнуваат на планините: Жеден (1.259 m), Бистра (2.163 m), Галичица (2.288 m) и Јакупица (2.540 m), како и во Поречкиот Басен, изворишниот дел на Црна Река и во Мариово. Помали карстни оази се застапени долж долината на реката Вардар (Таорска Клисура, Велешка Котлина, Демир Капија), а далеку најмалку во источните делови на Македонија, односно на планините Плачковица (1.754 m) и Влаина (1.932 m).

Староста на карбонатните карпи во Република Македонија е различна, со мошне широк временски дијапазон. За најстари карбонати се сметаат прекамбриските мермери и доломитските мермери во Пелагонидите. Нивната моќност на поедини делови изнесува и над 2.000 m (Мокра - Поречки Басен). Старопалеозојски мермери се сретнуваат во вид на греда помеѓу Дојран и Валандово. Со ордовициумска старост е мермерната греда на Плачковица (1.754 m). Палеозојски мермери се застапени на Скопска Црна Гора (1.651 m), Шар Планина (2.748 m), Баба Сач (1.697 m) и Буковик (1.582 m).

Најраспространетите карбонатни карпи на територијата на Република Македонија се со тријаска старост. Во Вардарската Зона тријаските карбонати се сретнуваат во Таорската Клисура, долж клисурестите долини на реките Бабуна и Тополка, во долниот тек на Црна Река и на планината Кожуф (2.165 m). Во Западно-македонската Зона најмногу ги има на: Бистра (2.163 m, Стогово (2.268 m) и посебно на Галичица (2.288 m). Од масивни мермеризирани варовници (тријаска старост) речиси во целост се изградени планините Сува Гора (2.062 m) и Жеден (1.259 m). Со оваа старост се и варовниците на планината Влаина (1.932 m) во крајниот источен дел на Македонија. Варовници од јурска старост се застапени во Демир Капија, долж долината на реката Пчиња - кумановско и на планината Кораб (2.753 m). Масивни и плочести варовници со кредна старост се сретнуваат по долините на реките Бабуна и Тополка, Лепенец и Црна Река (Мариово). Палеогени варовници се застапени во близината на Штип (село Радање), додека бигорливи варовници со квартерна

старост има кај селото Бешиште (Мариово), по долината на реката Раец и во Скопската Котлина.

Карстот во Република Македонија, како што е напоменато, не претставува компактна (засебна) целина, односно е застапен во вид на помали или поголеми оази (сл. 356). Во зависност од литофацијалните карактеристики со кои се опкружени карбонатните карпи, се развива и специфичен "оазен" тип на карстна хидрографија (*Манаковиќ* 1980). Ваквите особености на карстот во Република Македонија директно ја условиле морфогенезата на површинските, а особено на подземните карстни форми.



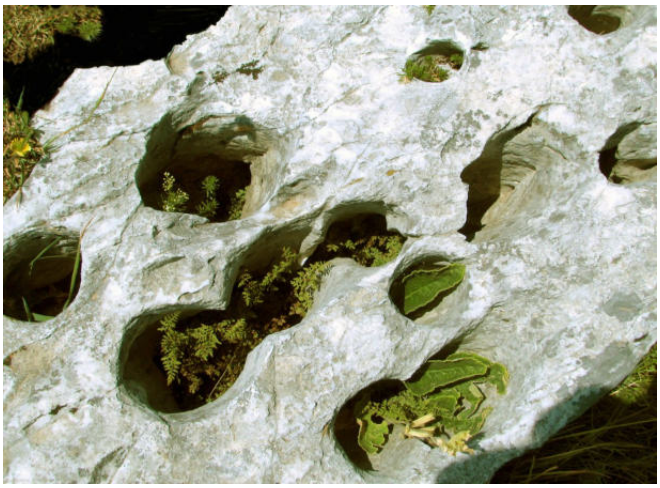
A - 1. Прекамбриум: 1. Мермери, 2. Мермери и циполини, **B** - Палеозоик: 1. Мермери, 2. Мермери, циполини и карбонатни шкрилци, **C** - Мезозоик: 1. Варовници (креда), 2. Варовници (јура), 3. Варовници (тријас), 4. Доломити (тријас), **D** - Кенозоик: 1. Варовници, 2. Травертини, 3. Калцитски варовници

сл. 356, Раширеност и старост на карбонатните карпи во Република Македонија, според Колчаковски, Бошковска (2007)

Површински карстни форми

Површинските карстни форми на територијата на Република Македонија се претставени со речиси сите генетски типови што се јавуваат во карстот.

Од микрорељефните карстни форми доминира појавата на шкрапи со неколку регистрирани типа, додека камените стапалки на карстните простори поретко се сретнуваат. Шкрапите може да се забележат во различни еволутивни стадиуми. Еден од маркантните ридови во околината на Велес и го носи името "*Гроот*" (675 m), што всушност означува краен еволутивен стадиум - претварање на шкрапите во камењари.





сл. 357, Бунаресті шкрапи на планинскиот масив Јакупица и појава на "снежни котли" на истиот масив, нивна јужна граница на појавување на Балканскиот Полуостров







сл. 358, Солунско Поле (7,4 X 4,5 km) на планинскиот масив Јакупица, гоpе, Суво Поле (4,2 X 1,0, km) на Галичица и карстното поле Шилегарник на масивот Јакупоица, кое со своето зарамнето дно (1,25 km^2) на 2.050 m надморска височина се смета за највисоко карстно поле на Балканскиот Полуостров

Главно доминираат ребрестите, а поретко, на благо наведнати или хоризонтални терени може да се забележат и мрежести шкрапи. На планината Караџица е регистрирана ретка појава на меандерски шкрапи (*Колчаковски* 1988), додека долж источниот раб на клисурата Матка се јавуваат бунареста шкрапи (сл. 290). Како засебен тип, од овој локалитет се регистрирани во меѓународната литература (*Rubin* et.al. 1986).

Вртачите (класична појава на карстот) се јавуваат на речиси сите простори, од најмалите карстни оази до маркантните карстни региони и на сите надморски височини. Нивна позначајна концентрација е забележана во североисточните делови на Галичица, северните делови на Сува Планина, на Сува Гора и Бистра. Од генетските типови во близина на селото Раотинце, пред влезот во Дервенската Клисура *Манаковиќ* (1957) регистрирал алувијални вртачи. Сурнати вртачи досега не се опишани. Сите останати се изградени со карстна корозија.

Според морфолошките карактеристики се застапени најразлични типови вртачи: близначки, секундарни, линеарно издолжени на поголеми пукнатини итн. Асиметричните вртачи на Караџица се настанати со продолжително делување на снежната корозија долж северно експонираните внатрешни страни на вртачите. На Караџица е забележана и појавата на повеќе снежни котли (сл. 357), што е нивна јужна граница на распространетост на Балканскиот Полуостров.

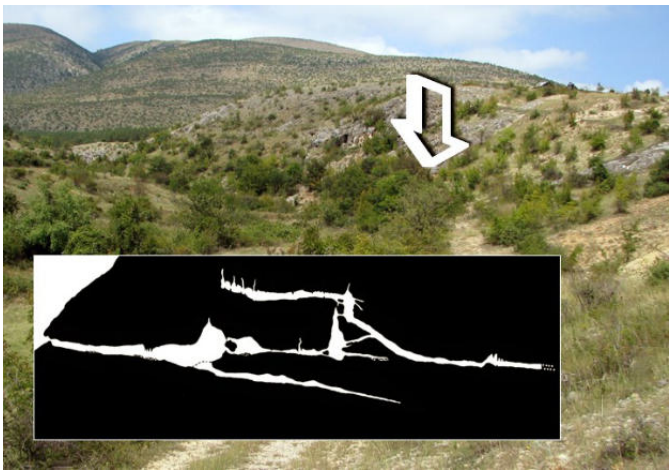
Покарактеристични ували се застапени на Сува Планина (Зајчаница 1.7 X 1,3 km^2, Добридолската 1,5 X 1,5 km^2 и др.), Бистра и Сува Гора. Што се однесува до карстните полиња, како најголеми површински карстни форми тие на територијата на Република Македонија не се одликуваат со маркантни димензии. Всушност, освен Церско Поле, кое е со димензии 7,5 X 3,4 km^2, (*Андоновски* 1989), останатите се наоѓаат во повисоките делови на планините. Карстните полиња се сретнуваат на Јакупица, Бистра и Галичица, а по едно е забележано на Сува Гора (*Манаковиќ* 1968) и Кожуф (*Радовановиќ* 1931). На Бистра се евидентирани неколку помали карстни полиња (*Манаковиќ*, *Андоновски* 1983), од кои, најкарактеристично е Тони Вода. На Галичица се изградени четири помали "суви" карстни полиња: Суво Поле (4,2 X 1,0 km^2), Асан Ѓура (2,5 X 1,7 km^2), Ѓафа (4,0 X 1,4 km^2) и Вардуљ (4,5 X 0,8 km^2). Тие се наоѓаат на приближно иста височина, помеѓу 1.440 и 1.480 m (*Манаковиќ*, *Андоновски Колчаковски* 1993). На планинскиот масив Јакупица се застапени високопланински карстни полиња со одредена полигенетска (глациокарстна) еволуција. Тоа се Солунско Поле (6,7 X 4,5 km^2), Бегово и Шилегарник (3,4 X 2,8 km^2). Со зарамнетото дно на 2.050 m (1,25 km^2) Шилегарник е највисоко од досега регистрираните на Балканскиот Полуостров (*Колчаковски* 1988).

Подземни карстни форми

Почетоците на спелеолошките истражувања датираат помеѓу двете светски војни, со доаѓањето во Македонија и истражувачката дејност што ја започнуваат: Петар С. *Јовановиќ* (1893-1957), Станко Л. *Караман* (1885-1959) и Војислав С. *Радовановиќ* (1894-1957). Првиот труд што се јавува по Втората светска војна се однесува за пештерите во клисурата Пешти на реката Бабуна (*Костовски* 1954). Во овој период е значајно формирањето на спелеолошката секција при Географското Друштво (1955 година), со што започнува организирана истражувачка активност. Тоа особено доаѓа до израз со формирањето на Спелеолошкото друштво на Македонија (6 април 1958 година), во чија работа се вклучуваат повеќе перспективни научници кои успешно ја продолжуваат истражувачката активност. Во тој поглед најголем придонес имаат: Душан *Манаковиќ* (1924 - 1995), Ристо *Гаревски* (1922-2012) и Трајан *Петковски* (1929-2024). Во подоцнежниот период на спелеологијата активно се посветуваат Станко *Станкоски* (1936-1989), Томе *Андоновски* (1940-2021) Драган *Колчаковски* (1958) и други, помлади истражувачи кои ги продолжуваат ваквите истражувања.



сл. 359, Од основачкото собрание на Спелеолошкото друштво на Македонија (6 април 1958), лево д-р Зора Караман, прв Претседател на друштвото и десно, д-р Душан Манаковиќ, доаенот на модерната спелеологија во Македонија



сл. 360, Локација на пештерата Дона Дука на планината Жеден, првата истражувана пештера во Македонија (Јовановиќ 1925), со што започнуваат и спелеолошките истражувања

Во периодот помеѓу двете светски војни во Македонија се истражени 20 подземни карстни форми (14 пештери и 6 пропасти). Некои од овие истражувања имаат и голем теоретски придонес за спелеологијата. Така, на пример, со проучувањето на пештерата Дона Дука на Жеден, во должина од 200 m (*Јовановиќ* 1925), прв

пат во науката е претставено сваќањето на *загатениот* карст со појавување на пештерите во висина на загатот. Особено значење за развој на спелеоморфологијата, односно развојот на спелеогенетската научна мисла имаат истражувањата на карстот во Поречкиот Басен (*Јовановиќ* 1928). Староста на пештерите на овој простор е утврдена со генетска корелација помеѓу пештерските канали и синхроните на нив речни тераси на реката Треска, чија старост била позната од геоморфолошките истражувања. "Тоа ќе биде незаобиколен геоморфолошки образец за сите натамошни истражувања на пештерите, што и дава цврста научна основа на современата спелеоморфологија" (*Петровиќ* 1988).



сл. 361, Пештерата Слатински Извор (3.932 m), најголемата пештера во Македонија, од 2004 год на привремената листа на УНЕСКО како Светско природни наследство

Во просторен поглед, најистражени карстни области во Повардарието се: планината Жеден (*Манаковиќ* 1957, *Manakovic* 1959), Скопската Котлина (*Колчаковски* 1996), клисурестите делови на реките Бабуна и Тополка (*Манаковиќ* 1966), долината на реката Каменица во Тиквеш - Витачево (*Манаковиќ* 1971), Демир Капија (*Манаковиќ* 1957) и планината Кожуф (*Радовановиќ* 1931, *Кекиќ* 1985). Во овие карстни подрачја значајни се пештерите: Дона Дука на планината Жеден, изградена на неколкунивоа, Макаровец во клисурата Пешти на реката Бабуна со богато наоѓалиште на горноплеистоценска фауна, Арамиската Пештера во долината на Каменица со должина од 251 m и пештерата Бела Вода во Демир Капија долга 955 m.

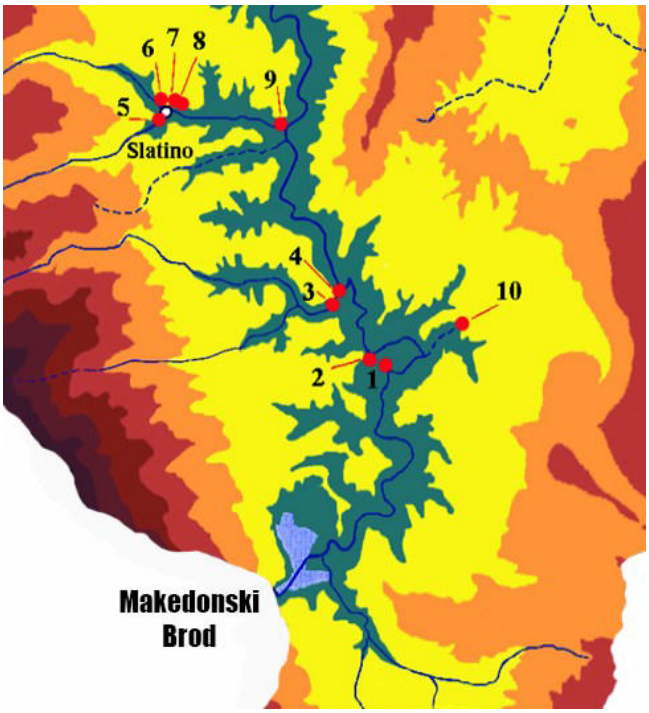
Од подземните карстни форми во Вардарската Зона како природни раритети може да се сметаат пештерата Коритиште и пропаста Срт. Коритиште претставува карстен вруток (2 m^3/sek) денес потопен со вештачката акумулација Матка (сл. 362), т.е. истека на понорницата Патишка Река. Во текот на 2.000 година француските спелеонуркачи ја истражуваат внатрешноста на изворот во должина од 450 m, додека со натамошните истражувања достигнатата длабочина во оваа, изворска пештера е -212 m (*Kasati*, 2100), -240 m (*Starnawski*, 2017). односно -287 (*Pitula*, 2025). Спецификата на пропаста Срт (длабока -36 m) е во нејзината речиси целосна исполнетост со пештерски корали, што е исклучително ретка појава воопшто.

Во Пелагонискиот - хорст антиклинорум за солидно истражена карстна област се смета Поречкиот Басен (*Јовановиќ* 1928, *Станкоски* 1980, *Колчаковски & Алоски* 1984), планинскиот масив Јакупица (*Манаковиќ* 1966, *Колчаковски* 1988, 1990) и изворишниот дел на реката Црна (*Костовски* 1960, *Станкоски* 1971). Во Марио во ваквите истражувања се започнати од скоро време (*Колчаковски*, *Боев*, *Христовски, Петреска*, 2004, *Темовски*, 2008).

Од подземните карстни форми, како позначајни на овие простори се истакнуваат: Слатински Извор, Пешна, пештерата Изворот на Бабуна и пропастите на Јакупица. Пештерата Слатински Извор првично е истражена во должина од 800 m (*Колчаковски*, *Алоски* 1984), додека по најновите сознанија, нејзината вкупна должина достигнува 3.932 m (*Carlin*, 2005). Пештерата Слатински извор, според констатацијата на академик Милан Херак (Загреб) на IX Конгрес на спелеолозите на поранешна Југославија (1988), дека со својата тогашна, истражена должина од 800 m, истата е најголемата пештера во Светот во прекамбриумски мермери, ставена е на привремената листа на UNESKO како Светско природно наследство.



сл. 362, Изворската пештера Коритиште со досегашна истражена должина од 870 m и најголема достигната длабочина од -287 m (Pitula, 2025)



1. Занда. **2**. Девина, **3**. Над Црква, **4**. Зингало, **5**. Пурало, **6**. Горна Слатинска, **7**. Слатинска II, **8**. Слатинска III (Овчарска), **9**. Слатински Извор, **10**. Пешна

сл. 363, Локација на пештерите во централниот дел на Поречкиот Басен

Од останатите подземни карстни форми во Поречкиот Басен, внимание предизвикува влезот на пештерата Пешна е со импозантни димензии (45 X 30 m), додека од повеќето пропасти на Јакупица, од кои, некои имаат и постојана мразна маса, како најголема од досега истражуваните се смета пропаста Кота, или Словачка Јама, истражена до длабочина од -629 m, со вкупна должина на истражените канали од 3.238 m (*Колчаковски*, 1988, *Dudzinski*, 2009).

Во Западно-македонската Зона подземните карстни форми се истражувани во долината на Радика (*Андоновски* 1977, 1984) и на планините: Буковик (*Манаковиќ* 1970), Бистра (*Андоновски* 1980, *Манаковиќ-Андоновски* 1983) и Галичица (*Манаковиќ*, *Андоновски*, *Колчаковски* 1993, *Стојадиновиќ* 1968, *Точкоски* 1970). Пештерите се истражувани и покрај брегот на Охридското Езеро, додека во клисурестата долина на Црн Дрим, иако се регистрирани, не се истражувани.

Значајни пештери во Западно-македонската Зона се: Ѓоновица (Убавица) на планината Буковик, Алилица на Бистра и Самоска Дупка на планината Галичица. Кај селото Горна Ѓоновица, во непосредна близина на стариот пат што ги поврзува Гостивар со Кичево е една од најбогатите со украси од досега истражуваните пештери во Република Македонија. Нејзин посебен раритет е присутниот пештерски водопад висок 4 m. Пештерата Алилица (планина Бистра) е сложен пештерски систем во кој е присутна и подземна река, додека Самоска Дупка (224 m) е најголемата пештера на Галичица.

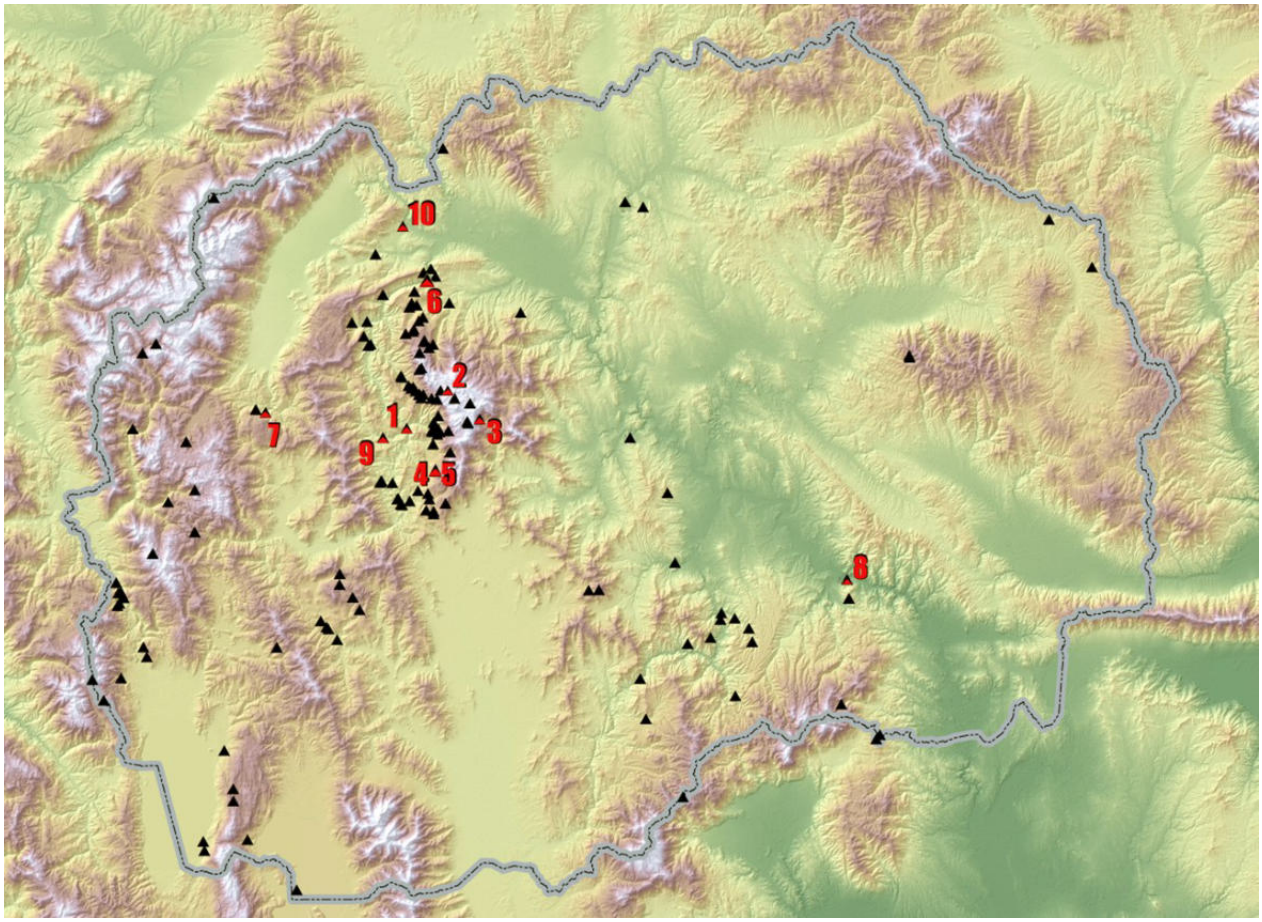
Во источните делови на Република Македонија се истражени неколку помали пештери во околината на Делчево (*Колчаковски* 1988). Нешто поголема од досега познатите пештери на овие простори е Голема Дупка (180 m) на планината Плачковица.

Освен пештерите во помал обем се истражувани и вертикалните подземни карстни форми - пропасти. Во научната и стручна литература се познати резултатите од истражувањата на околу 40 пропасти, иако, реално гледано нивниот број во Македонија е далеку поголем. Од досега истражените пропасти најголемата е забележана во Солунско Поле (планински масив Мокра), со длабочина од -629 m.

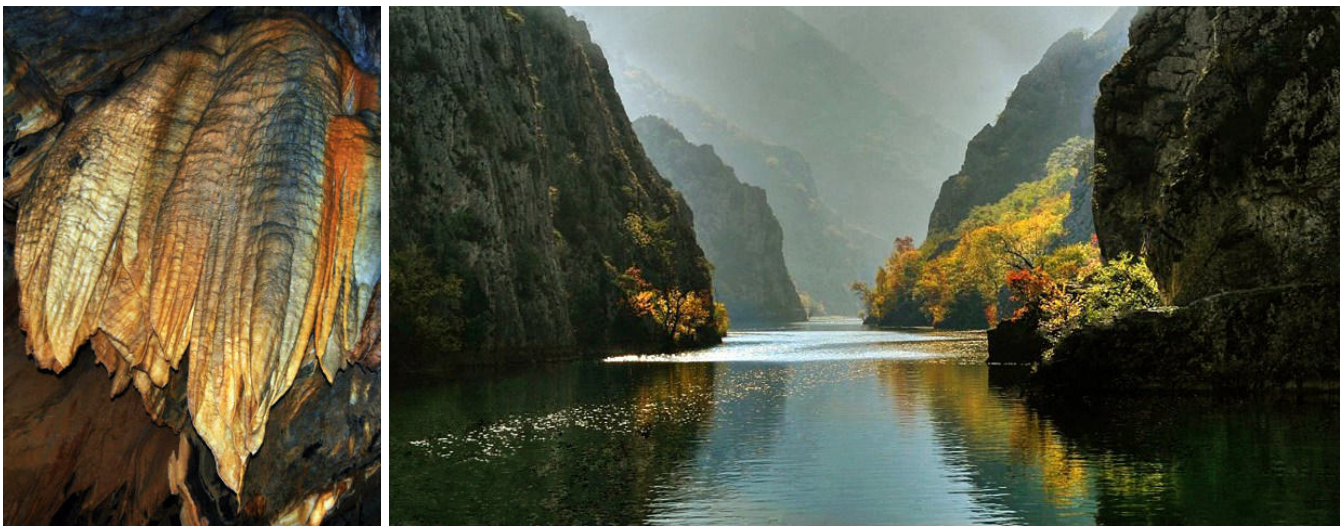
Со објавувањето на резултатите од истражувањата на пештерата Дона Дука (*Јовановиќ* 1925) до крајот на XX век од спелеоморфолошки аспект на територијата на Република Македонија се проучени 181 подземна карстна форма. За 89 од нив се објавени планови или профили. Прикажани се и 54 фотографии кои се однесуваат за нивната внатрешност, главно за пештерските украси, додека 44 го прикажуваат влезот на пештерата, односно пропаста. Во научната литература се спомнуваат нешто над 200 подземни карстни форми, што секако не е и нив-

ниот вкупен број. На територијата на Македони со голема сигурност може да се изнесе дека ги има околу 400 - 500 (*Колчаковски* 1989).

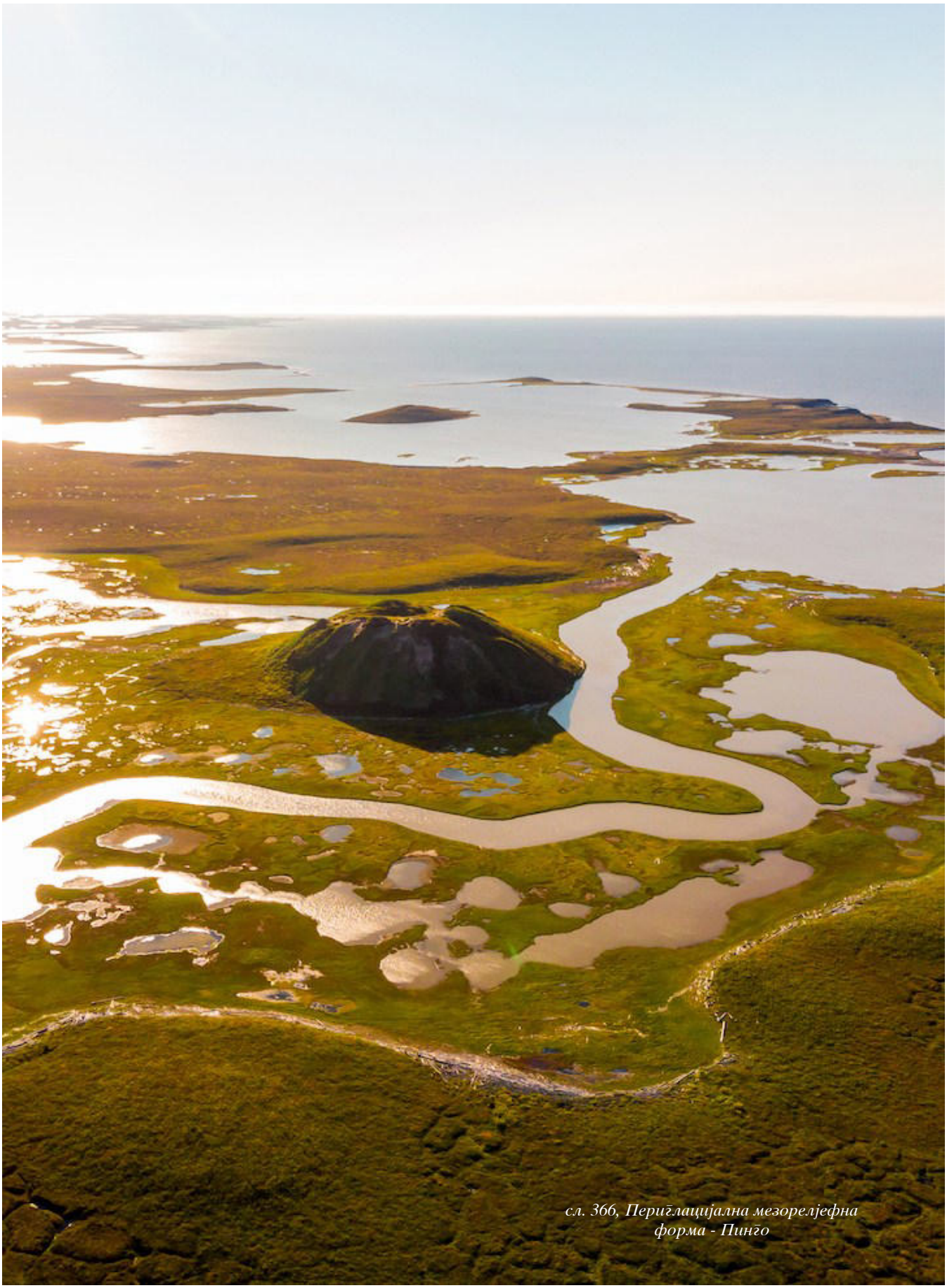
сл. 364, Локација на над 150 пештери во Северна Македонија и приказ на 10-те најголеми подземни карстни форми



1. Пештера Слатински Извор, **2**. Пропаст Кота (Словачка Јама), **3**. Пештера Извор Бабуна, **4**. Понор Крапа I, **5**. Понор Крапа II, **6**. Пештера Извор Коритиште, **7**. Пештера Горна Ѓоновица, **8**. Пештера Бела Вода, **9**. Пештера Пурало, **10**. Пештера Дона Дука



сл. 365, Колоритни сталакти со должина од 4 m во пештерата Горна Ѓоновица и кањоноt Матка на реката Треска



сл. 366, Периглацијална мезорељефна форма - Пингo

ГЛАВА X

ПЕРИГЛАЦИЈАЛЕН РЕЛЈЕФ

Во последните децении на XX век во рамките на геоморфологијата, а под притисок на огромните количества нови податоци и сé подеталните истражувања започнува да се развива нова научна дисциплина - ***периглацијална геоморфологија***. Иако, првично, ваквите сознанија датираат од крајот на XIX и почетокот на XX век (*Anderson* 1906, *Lozinski* 1909), дури во втората половина на XX век започнува да се шири и востановува современото и општо прифатено сваќање за дисконтинуираната зона со ладна клима во која доминира мразното раздробување.

Периглацијалната зона се јавува на големите географски широчини и на високите планини во пониските географски широчини. Под овој, воведен од *Lozinski* (1909), а денес општо прифатен интернационален термин, во основа се подразбира (на планинските структури) просторот помеѓу горната граница на шумите - нејзина долна граница и климатската снежна граница - горна граница на периглацијалната зона. Основна карактеристика на периглацијалната зона е отсуство на флувијалниот и глацијалниот геоморфолошки процес, односно нивно минимизирање и доминација на мразно-снежните процеси (*Колчаковски* 1996). Периглацијалната зона е најчесто аналогна на тундровиот биом. Меѓутоа, помеѓу тундрите на големите географски широчини и сличните на нив области на високите планини на помалите географски широчини (планински тундри) постојат евидентни разлики. Ваквите разлики се манифестираат во дневниот и сезонскиот режим на сончевото зрачење, во брзината, постојаноста и правецот на ветровите, количествата на врнежи, расчленетоста на релјефот и сл.

Периглацијалниот релјеф, како комплекс на различни појави е резултат на дејството на мразот, снегот, снежниците и ветрот. Според димензиите ваквите форми може да се поделат на: ***мезорелјефни*** и ***микрорелјефни***. Тие може да бидат ***фосилни*** и ***рецентни*** (активни). Како фосилни, главно плеистоцени, се забележуваат исклучиво мезорелјефните форми.

Периглацијален процес

Во пределите на големите географски широчини на Северната и Јужната Хемисфера, како и на големите височини на планините во умерените, па и екваторијални области, преовладувачките температури се толку ниски што педолошкиот супстрат замрзнува подолг период во текот на годината. Во ваквите средини ефектите на одмрзнувањето (топење) и повторното замрзнување на почвата се причина за појава на низа карактеристични релјефни форми.

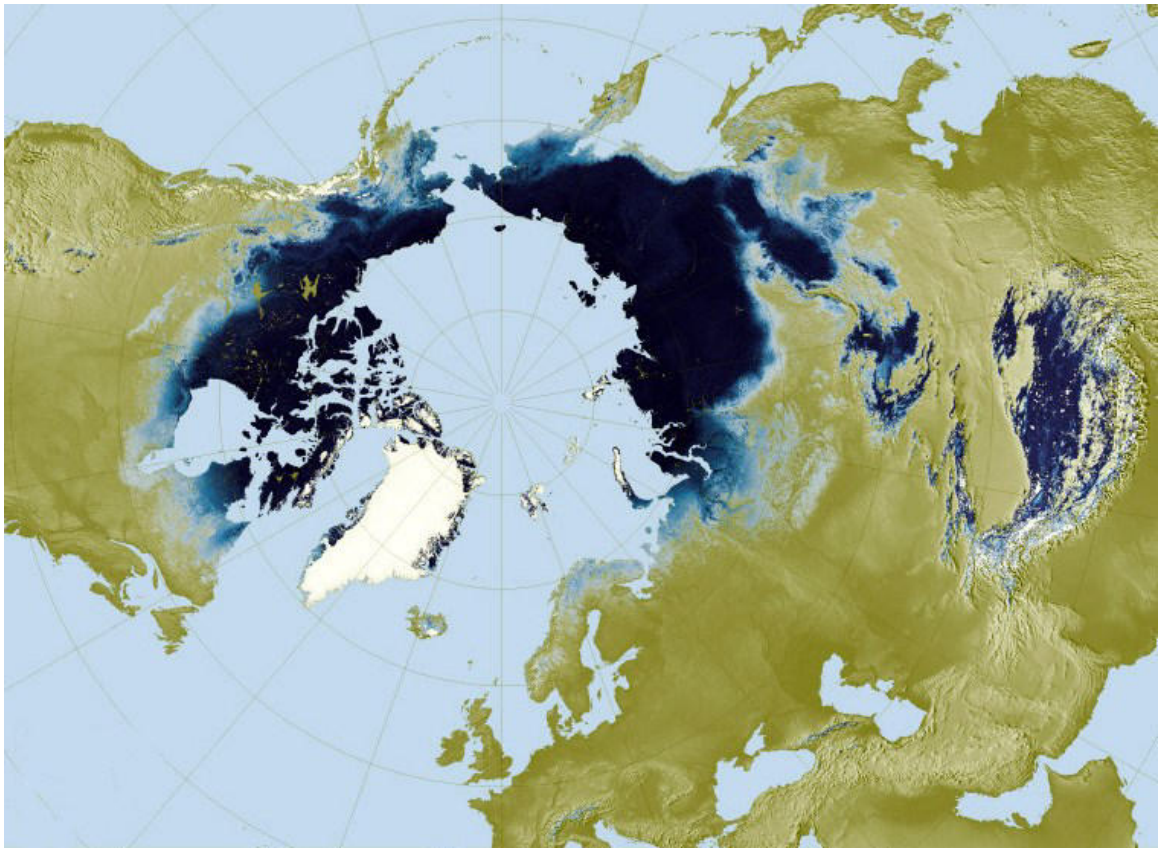
Значи, одејќи од Екваторот кон големите географски широчини и од пониските кон високите планински региони температурата сé повеќе се намалува. Водата што се впива во почвата замрзнува и во ваква состојба останува во текот на поголемиот дел на годината.

На големите географски широчини се јавува постојано замрзнат почвен супстрат (пермафрост) кој во Скандинавија се нарекува *тјел* (сл. 367). Неговата дебелина е различна, од неколку па до речиси 600 m во источните делови на Сибир. Со ваквите простори на екстремен студ што подразбира и постојано замрзнато земјиште се поврзани многу релјефни форми.

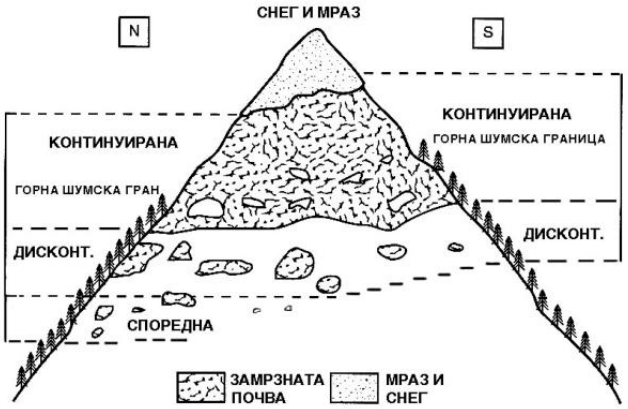
Како општа граница за постоењето на периглацијалната средина се зема средногодишната температура помеѓу -1°C и -3°C и средногодшни талози под 1.000 mm. Ваквото дефинирање подразбира постоење на различни климатски типови, почнувајќи од екстремно ладните и суви (делови на Антарктикот, северните делови на Грендланд) па до многу потопли и влажни (Исланд, Шпитцберген) и алпски, високопланински распоредени низ сите географски широчини. Променливите климатски влијанија се важен фактор за да се свати глобалното делување на различните периглацијални процеси и создавањето широк спектар на релјефни форми.

Просторите со постојано замрзнато земјиште немаат речни текови. Во колку и се јават тие се со алогено потекло. Такви се сибирските реки Об, Јенисеј, Лена. Тие, доаѓајќи од југ влегуваат во областите со постојано замрзнато земјиште. Поради ова, флувијалната ерозија е слаба и не претставува значаен фактор за изградување на релјефните форми. Над постојано замрзнатото земјиште се јавува тенок слој (тјел) на растресит материјал кој во текот на краткиот летен период одмрзнува. Дебелината на одмрзнатиот површински слој е различна. Тоа зависи од времетраењето на летото и височината на позитивните температури. Најчесто изнесува од 0,3 до 2 m. Границата помеѓу активниот пласт и постојано замрзнатото земјиште е позната како *плоча на пермафростот*.

Во летниот период одмрзнувањето и замрзнувањето на површинскиот слој е наизменично. Во текот на денот, под влијание на позитивните температури се јавува одмрзнување, а во текот на ноќта одмрзнатиот слој повторно замрзнува. Тоа предизвикува ширење и собирање на масата, што пак, доведува до нејзино механичко движење и создавање периглацијални релјефни форми.



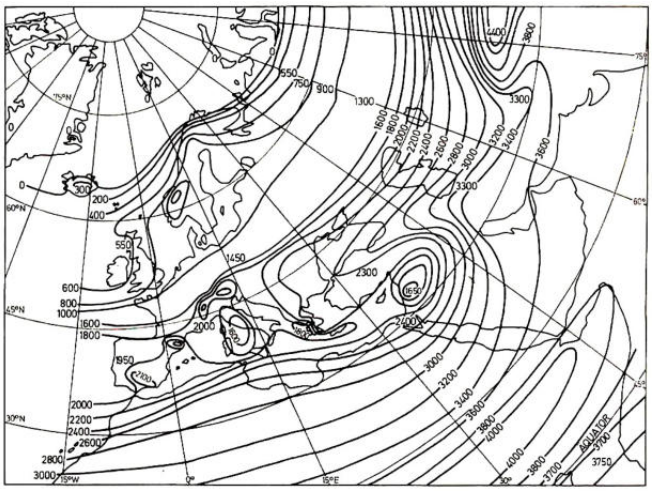
сл. 367, Планетарна распространетост на постојано замрзнато земјиште - пермафрост



сл. 368, Дијаграм на периглацијалната зона на високите планини, според French (1996)



сл. 369, Процес на солифлукција



сл. 370, Долна граница на солифлукциската зона на дел од територијата на Евроазија и Североисточна Африка, според Graf (1973)

Според постојаноста, т.е. разликите во траењето на замрзнатото земјиште (сл. 368), периглацијалната зона обично се дели на: *континуирана* со постојано замрзнато земјиште, *дисконтинуирана* со сезонски замрзнато земјиште и *споредна* која повеќе се јавува инцидентно како резултат на одредени специфики на геопросторот.

Постојано замрзнатото земјиште (пермафрост) иако не претставува елемент на сите периглацијални средини, има значајна улога за одвивање на различни периглацијални процеси. Присуството на соли влијае врз точката на мрзнење на површинскиот слој, додека самиот мраз во земјиштето може да биде застапен во различни форми. Тој може да биде како цемент во порите на почвата, како маса на речиси чист мраз, или пак, во црти или клинови.

Климата која е поврзана со пермафростот најмалку девет месеци во годината има дневни температури под 0°C. Температурите ретко минуваат над 20°C, додека талозите се доста ниски (помалку од 100 mm во текот на зимата и помалку од 300 mm во текот на летото). За присуството на вака интензивен студ и сувост значење имаат големите антициклонски и континентално-поларните воздушни маси. Во некои предели длабочината на пермафростот ги надминува влијанијата на сегашната клима што сугерира дека е резултат на минатите климатски прилики. За присутноста и длабочината на пермафростот на одреден локалитет влијание има самиот почвен тип, застапеноста и типот на вегетацијата, постоењето на вода, снег или мраз на површината, како и изложеноста на сонцето. Ваквите и некои други фактори можат повремено да се менуваат и да делуваат врз поврзаноста на воздушните и почвените температури со краен ефект деградација или зголемување на пластот на пермафростот.

Може да се каже дека релативно е мал бројот на морфогенетски процеси ограничени само за периглацијалната средина. Затоа пак, голем број процеси кои се одвиваат и во другите морфоклиматски зони се особено активни во периглацијалната зона. Тие создаваат и свои уникатни релјефни форми. Повеќето значајни процеси произлегуваат директно или индиректно од замрзнувањето и топењето на водата. Сепак, важно е да се нагласи дека во пејзажот на периглацијалниот регион, како целина, сеуште доминираат појавите произлезени од ефектите на нормалната флувијална активност.

Многу периглацијални релјефни форми се поврзани со замрзнувањето на водата во почвата. На прв поглед тоа е обичен физички механизам, но реално, голем број промени што се одвиваат под природни услови процесот го прават комплексен. При тоа, од особено значење е дали водата замрзнува во празнините, или пак, мигрира, создавајќи компактна мразна маса. Како клучни фактори за ваквото нешто се брзината на замрзнувањето, структурата на самиот почвен супстрат и потенцијалот за капиларното впивање. Така, на пример, во глината само половина од вкупното количество вода може да замрзне на температура од -2°C, додека во песокот практично целото количество вода замрзнува на 0°C. Во било каков материјал мразот започнува да се формира првин во поголемите пори, а со опаѓање на температурата можно е да се кристализира и во помалите празнини.

Делувањето на мразот се однесува на вертикалното и хоризонтално движење на материјалот, произлезено од притисокот поради неговата кристализација. За развој на диференцираното подигнување под дејство на странични притисоци значење има и самата површинска покривка. Таа влијае врз процесот на издигнувањето. Ваквото нешто е најизразено на места со обемна влажност. Подигнувањето како резултат на мразниот процес е важен механизам на различни вертикални движења на состојките во почвата. Испитувањата во бројни области во светот го потврдуваат нагорното движење на скелетот во почвата.



сл. 371, Периглацијален предел

Механизмот што го објаснува ваквиот феномен е следен; водата во почвата која тече околку карпестиот фрагмент има цел да се собере под него и со нејзиното замрзнување го турка нагоре. Експерименталните истражувања покажале дека овој процес е најефикасен кога замрзнувањето е брзо, при што самиот интензитет е поизразен во слоевите поблиску до површината. Покрај вертикалните движења, посебно значајни се и масовните хоризонтални поместувања (лизгања) на благо наведнатите падини, т.е. *солифлукцијата* (сл. 369).

Мезорељефни периглацијални форми

Првично опишани пред повеќе од еден век, релјефните форми на периглацијалната средина се мошне впечатливи. Некои од нив се одликуваат со своја уникатност, или пак, се карактеристични за ваквите простори, а отсуствуваат во соседните на периглацијалната зона области. Димензиите на комплексот периглацијални релјефни форми се движат од само неколку cm па до повеќе стотина m. Според тоа, тие главно се делат на микрорељефни и мезорељефни форми. Мезорељефните периглацијални форми може да се забележат и како фосилни, создадени во текот на плеистоценот, или почетоците на холоцен (*нивациони циркови*, *карпести гребени*, *маркантни камени полиња*).

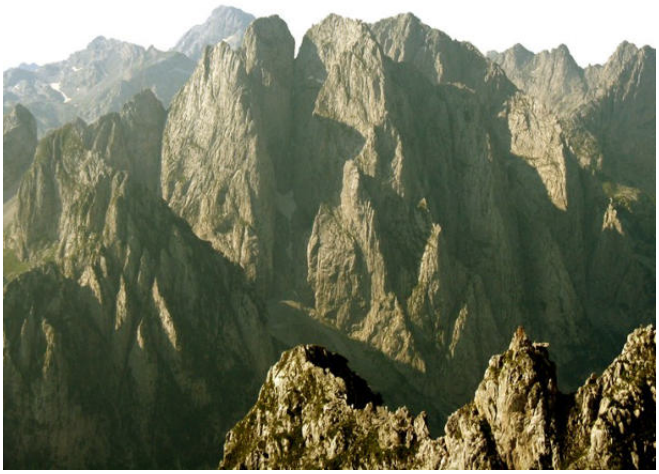
Во услови на речиси секојдневно колебање на температурата околу нултната поделба доаѓа до пукање на карпите, проширување на пукнатините и нивно конечно дробење. Може да се каже дека за високите планини на средните географски широчини каде ваквите температури се и најчести, мразното делување претставува најзначаен геоморфолошки процес.

Под дејство на гравитацијата доаѓа до движење (тркалање), лизгање и сортирање на раздробениот материјал. Тоа е класичен пример на поврзаност помеѓу карпестата структура, микротектониката и релјефниот наклон од една и климатските прилики (температури и врнежи) од друга страна. Раздробениот карпест материјал во морфоскулптурниот комплекс на периглацијалната средина се манифестира главно преку *сипариште*, *карпестите гребени* и *каменито реки*. Тоа се типични мезорељефни крионивални гравитацисји форми.

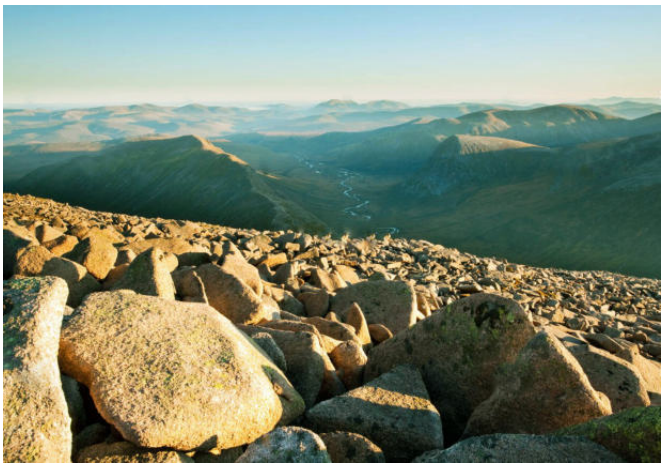
Криокластичните форми се едни од најраспространетите и најкарактеристични геокриогени појави на високите планини и се земаат, заедно со глацијалните, за најважен морфоскулптурен елемент на високопланинските предели. Во криокластичните појави спаѓаат острите карпести гребени, неправилно натрупаните карпести громади по широките планински била и камените морија.

Карпестите гребени и каменестите громади што се сретнуваат на широките планински

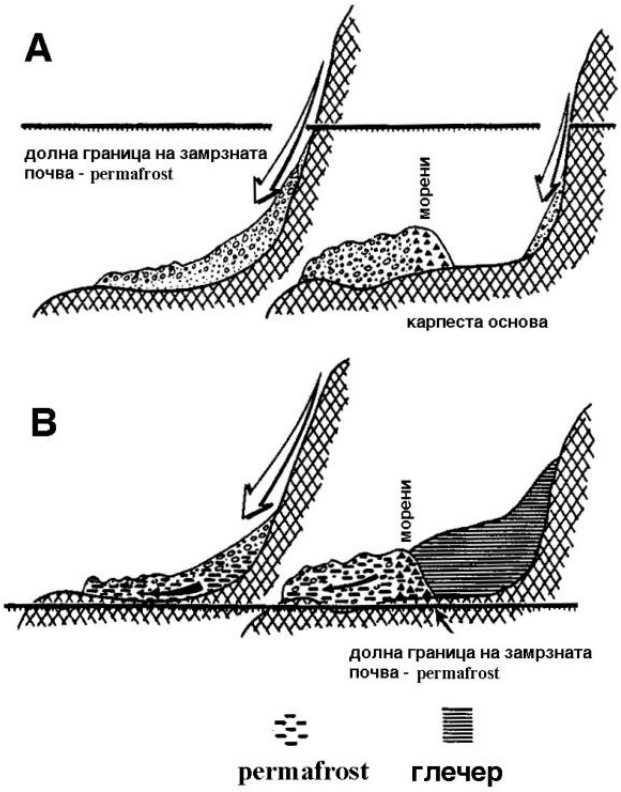




сл. 372, Остри карпести гребен на Патагониските Анди и на Проклетие (Црна Гора), резултат на доминација на мразно раздробување

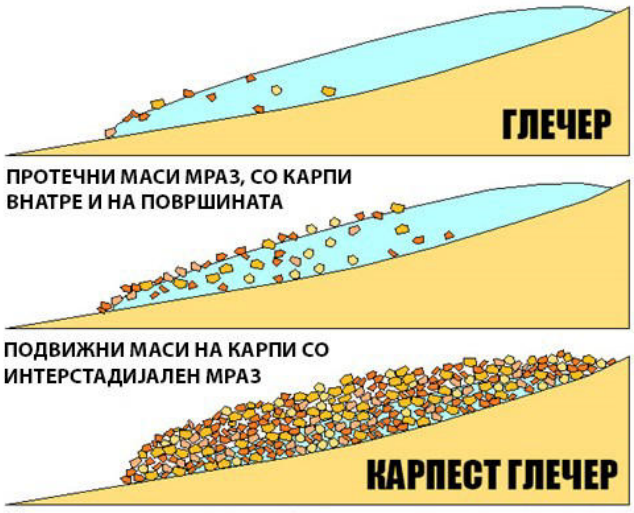


сл. 373, Камено море, мезорељефна периглацијална појава



A. Рецентна состојба на неактивни (фосилни) карпести глечери, **B**. Активни карпести глечери за време на ладна климатска фаза

сл. 374, Карпести глечери на вулканскиот масив Nevado de Tuluca (4.558 m) во Мексико, според Heine (1994).



сл. 375, Карпест глечер во регион со мали количества на снежни врнежи: источни Каскади и Карпестите Планини (САД)

била за време на плеистоценот, исто така, биле изложени на геокриогените процеси. Сегашниот изглед на гребените, со стрмни отсеци и громади од карпести блокови е резултат на непре-



сл. 376, Карпест глечер Cerro del Plomo на чилеанските Анди

кинат криокластичен процес (сл. 372). Во колку мразното раздробување се врши на подлога без поголем наклон, раздробените блокови не се движат туку продолжуваат да се раздробуваат формирајќи карпести полиња, односно ***камени морињa*** (блок морињa). Во тундровиот појас на Сибир и во Северен Урал ваквите појави се нарекуваат *куруми*. Камените морињa се всушност хаотично натрупани најразновидни карпести блокови (сл. 373), покриени со сиромашна вегетација на мовови и лишаи. Силните ветрови го одвејуваат ситно раздробениот детритус од нив. Тој се губи помеѓу блоковите, т.е. е однесен во длабочина. Тоа се случува и при брзото топење на снегот или при силни дождови.

Карпестите глечери (rock glacier, Blockgletscher, glacier de bloques) се типични мезорелјефни форми на периглацијалниот релјефен комплекс (*Hagedorn* 1983). Сложениот постанок како и недоволно јасната терминологија се причини за одредени контраверзи и недоразбирања при нивното проучување. *Спенсер* (*Spencer* 1900), еден од првите истражувачи, ваквата појава ја нарекува "a peculiar form of talus", додека *Капс* (*Capps* 1910) во однос на rock stream и talus glacier приоритет дава на терминот "Rock glacier". *Faure-Muret* (1949) карпестите глечери ги означува како pseudo-moraines. Денес терминот rock glacier (камен или карпест глечер) до тој степен е усвоен и општо прифатен во интернацион-



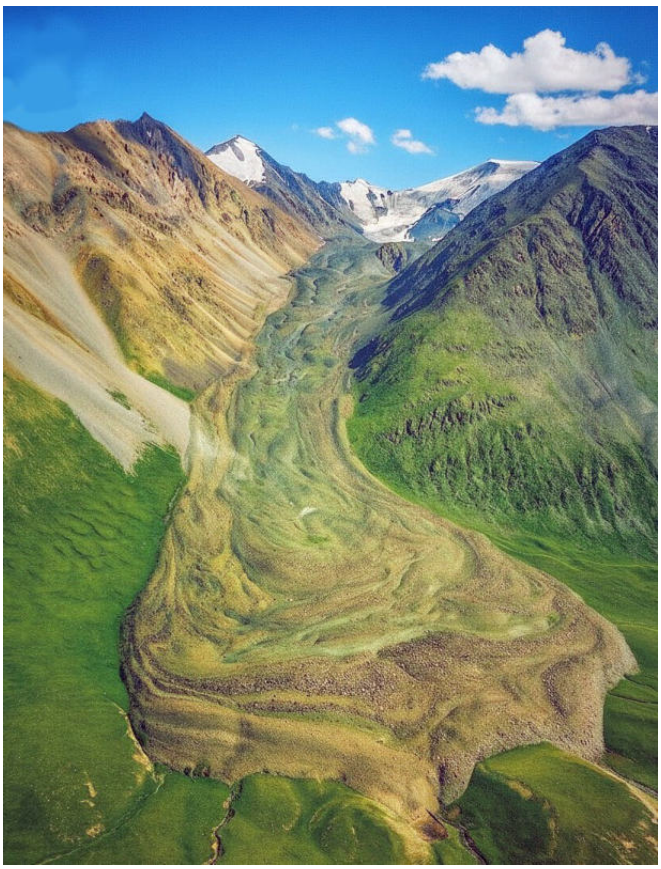
сл. 377, Типична појава на карпести глечери

алната литература што одредена терминолошка реформа би имала мали шанси.

Условите за создавање на ваквите мезорелјефни форми е во мноштвото можности за постепено раздробување на карпестата маса, условено, пред сé, од климатските прилики што овозможуваат задржување на мраз во раздробените карпести блокови. Карпестите глечери се создаваат во непосредна близина на правите глечери, но и сосема независно од нив. Непосредната близина на глечерскиот јазик не е индикација за нивна генетска поврзаност но и не ја исклучува можноста за формирање карпести глечери како резултат на топење и дренирање на мразот во подлогата на глечерскиот јазик.

На високите планини со средна географска широчина распространетоста на карпестите глечери варира во зависност од регионот. Во областите со големо количество снежна покривка речиси и не се сретнуваат, или пак, постојат под специфични услови. Нивната бројност и распространетост се зголемува на високите планини со континентална клима (суви и ладни зими) и сиромашна снежна покривка (*Hollermann* 1983).

Распространетоста на активните карпести глечери е во голема зависност од микроклиматските и топоклиматските услови. Според *Harris* (1979) активните, типични карпести глечери претставуваат индикација на замрзнувањето и топење, односно се ограничени на областите со дисконтинуирана и континуирана замрзната почва. Долната граница на активните карпести глечери е некаде во горната шумска граница, додека нивната горна граница е во зоната на снежната граница (*Hollermann* 1983).



сл. 378, Карпест глечер во северните делови на Тјан Шан (7.439 m)

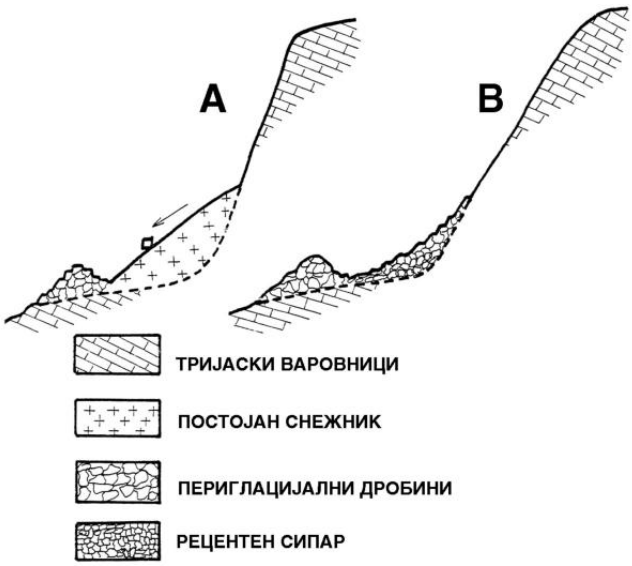
На планините во Мексико, особено на вулканската Nevado de Toluca (4.558 m) *Heine* (1994) разликува два различни типа фосилни камени глечери (сл. 374). Првиот тип се камени глечери формирани во подножјето на падински наклони. Тие се снабдуваат со наносен материјал од лавини и одрони. Вториот тип го сочинуваат

јазици на поранешни глечери покриени со наносен материјал (морени со мразни јадра), т.е. краен моренски материјал инкорпориран како нанос во карпестиот глечер.

За разлика од сипарите кај ***каменитѣ реки*** нема точила ниту раздробен материјал настанат со тркалање на блоковите. Тоа доаѓа оттаму што каменитe реки не се создаваат со тркалање на блоковите под дејство на гравитацијата (случај кај сипарите), туку со лизгање на блоковскиот материјал по основата како резултат на нејзино наизменично замрзнување и одмрзнување. Климатските прилики што овозможуваат појави на сезонска (дисконтинуирана) пермафрост, присутниот наклон и погодниот петрографски состав претставен со цврсти карпи (магматати) се главните, елементарни предуслови за постанок на каменитe реки.

На просторите во Југоисточна Европа типични камени реки (rock rivers) се регистрирани во долината на Владаичка Река (*Гловня* 1959) на планината Витоша (2.290 m). Посебно маркантни се на планината Пелистер. Издвојувањето на каменитe реки и каменитe струи како засебни појави во морфоскулптурниот комплекс на периглацијалната средина произлегува од нивните различни морфометриски а не и морфогенетски карактеристики. Така, на пример, широчината на каменитe струи на Стара Планина (Србија) изнесува од 30 до 40 m. Должината им достигнува околу 350 m (*Gavrilovic* 1979), Некои од каменитe реки на планината Пелистер (Македонија) се долги повеќе од 2 km и широки помеѓу 100 и 300 m.





сл. 379, Двојна камена подковица на планината Јабланица и шематски приказ на создавање на камени потковици во Горниот цирк на Стара Галичицана

Каменитe или ***карпести потковици*** се создаваат во внатрешните делови на цирковите, односно во близина на подножјето на нивните стрмни страни, а поретко и во коритестите (валовски) долини. Во литературата се познати и како пасивни, лажни или псевдоморени.

На високите планини на Балканскиот Полуостров камени потковици се забележани во неколку циркови на Рила (*Гловня* 1959) и на Галичица (*Колчаковски* 1996). Постанокот им е тесно поврзан со стрмниот карпест отсек од каде и го добива раздробениот материјал но и кој овозможува егзистирање на постојан снежник. Присутноста на снежникот условува раздробениот материјал да не се натрупува во подножјето на отсекот, туку и понатаму, преку снежникот гравитациски се тркала. Со дефинитивното стопување на снежникот, на одредена оддалеченост од карпестиот отсек насобраниот карпест материјал останува во форма на потковичест бедем, додека помеѓу него и отсекот, на местото на некогашниот снежник е присутна забележителна вдлабнатина (сл. 379).

По дефиниција *нивацијата* се однесува на дегредација на карпите што се појавува маргинално, околу и под снежниците. Улогата на физичките и структурните својства на снегот, односно неговото влијание како геоморфолошки агенс е сеуште недоволно проучена појава. Основни морфолошки појави на периглацијал-

ниот морфоскулптурен комплекс изградени во целост или во најголем дел со процесот на нивација се нивационите циркови и лавинските бразди и корита. Вторите се создаваат на пострмните планински падини.

Полукружните релјефни форми со доволно крути страни и благи дна кои морфолошки потсетуваат на глечерските циркови се познати како ***нивациони***, крионивални или снежнички циркови. Снежинците кои се основен елемент во изградувањето на снежничките (нивациони) циркови настануваат на места каде задржувањето на снежната маса има продолжително времетраење. Ваквото, продолжено времетраење на снежната маса е поврзано со погодната орографија, т.е. одредена заветрена вдлабнатина, експозицијата и ветровата акумулација на снегот условено од правецот на доминантните зимски ветрови.

Мислењата дека во создавањето на нивационите циркови значајно место има солифлукцијата имаат своја основа. Со постојано отстранување на одронетите карпи, повшината на новопојавените се изложува на мразни процеси. Следбено на ова, активните циркови прогресивно самите се продлабочуваат. Постои општ консензус во мислењето дека глечерските циркови произлегуваат од примарни вдлабнатини со различно потекло. Исто така, може да се претпостави дека нивационите циркови може да претставуваат предглечерска состојба во развојот на глечерските циркови. Може да се каже дека нивационите циркови се продукт на нивацијата, солифлукцијата и плувионивацијата, т.е. претставуваат полигенетски форми.

Пинго е релјефна форма именувана по ескимскиот збор за рид. Тоа се повеќегодишни мразни насипи со височина од 3 до 70 m и дијаметар од 30 до 600 m. Се создаваат на места каде прво доаѓа до топење на мразот, при што, се формира депресија која се исполнува со различен материјал (глина, тиња па дури и парчиња карпест материјал). Со замрзнување на водната маса во подината на ваквиот материјал, доаѓа до негово постепено издигнување. Мразната сржш што го формира пингото расте со замрзнување на водата. Вертикалното растење на пингото може да достигне и до 0,2 m годишно, но опаѓа со неговото натамошно растење. За големите пинга се потребни и неколку илјади години за да ја достигнат својата форма (сл. 380). Забележаните пинга во Канадскиот Арктик се датирани со приближна старост помеѓу 4.500 и 7.000 години.



сл. 380, Пинго - класична мезорелјефна периглацијална појава во Арктичките области

Механичкото движење на снежната маса и површинската денудација овозможува прераспределба на снежната покривка. Ваквото нешто

овозможува создавање комплекс на денудациски и акумулативни форми. Трагите во релјефот што ги создаваат *лавините* се многу поизразени. Тие, сурнувајќи се низ стрмните падини се одликуваат со голема разорна моќ и со текот на времето во релјефот изградуваат свои патеки (коридори). При наклон од 25° до 40° ***лавинските корита*** може да достигнат широчина од 10 до 100 - 150 m (*Нефедева* 1960). ***Лавинските коридори*** се типично нивално - корозивни форми.





сл. 381, Маркантни камени полигони, мезорелјефни периглацијални форми во Арктичките области

Микрорелјефни периглацијални форми

Едни од основните појави на периглацијалниот релјеф се криосолифлукционите форми. Тоа се типични претставници на поларните (тундрови) и високопланинските предели и ги нема во соседните на нив области. Наклонот на подлогата на која се создаваат (егзистираат) условило да бидат класифицирани во две основни групи: "***стационирани***" форми, изградени на зарамнети површини и криосолифлукциони ***гравитациони*** форми кои се создаваат на подлога со одреден наклон. Во првата група (стационирани форми) спаѓаат: структурните (мразни) почви во кои се изградуваат несортирани дробини, камени прстени, полигони и камени ленти. Во оваа група спаѓаат и тревните могилки. Во втората група доминираат: камените јазици, пливачки бусени, тревни тераси, тревни стапалки и ползечки (слизнати) блокови.

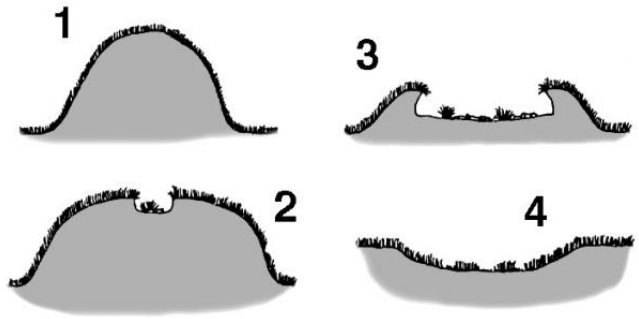
Истражувањето на структурните или ***мразни почви*** во поларните региони, особено на островот Спитцберген датираат од почетокот на XX век, додека на Алпите првично ги истражува *Allix* (1923). Микрорелјефните појави во структурните (мразни) почви имаат свои вариации во зависност од пределот каде се изградуваат и материјалот од кој се изградуваат, но секогаш се потребни доста сурови климатски прилики (замрзната почва), отсуство на дрвенеста растителност и присутност на педолошки супстрат со доволно количество влага.

Основни микрорелјефни форми што се јавуваат во структурните (мразни) почви се *камените прстени* (кругови, венци) и нивниот финален продукт - *камени полигони*, потоа *камени ленти* и несортираните дробини. Камените прстени (кругови, венци) според генезата не се разликуваат од вистинските полигони, односно тоа се два стадиуми на ист феномен (*Corbel* 1954). Всушност, под поимот полигонална почва (polygonal soils, Structurboden) се подразбира финалниот продукт во распределувањето на нехомогената почва во густи камени обрачи, повеќе или помалку тркалезни или хексагонални (сл. 381, 384). Создавањето на ваквите форми е условено од постојаниот мраз или од мразевите што во дел од годината егзистираат во почвата. Во екстремно аридните области недостатокот на влага во почвата го оневозможува нивното изградување. За создавање на полигоналните форми неминовна е присутноста на постојано замрзнато земјиште. Во пустините на помалите географски широчини, каде температурните екстреми се далеку поизразени во однос на поларните области полигоналните форми поради от-

суство на замрзнато земјиште не се изградуваат (*Corbel* 1954).

Длабочината на навлегување на мразот во почвата и неговото времетраење, што е климатски условено, е основниот фактор за создавање на различни форми (прстени, венци, полигони). Според *Heine* (1977) полигонските мрежи кои имаат пречник од 2 до 20 m се сретнуваат само во области во кои егзистираат постојани мразеви почви (сл. 381). Помалите форми (под 1 m) се создаваат таму каде што мразот секоја година навлегува до 2 m во почвата, додека минијатурните (сантиметарски и дециметарски) форми се поврзани со области на дневно менување на мразевите. Од тропите и суптропите, а бидејќи не ја надминуваат височината од 3.000 m и на балканските планини се опишани исклучиво минијатурни форми. Минијатурните дециметарски форми немаат долг век на траење и како фосилни досега никаде не се набљудувани. Како фосилни се забележани само тие со дијаметар од 2 и повеќе метри.

Graf (1993) создавањето на примарни венци, неодредени кругови камени полигони и камени ленти го опишува со комбинација на наклонот и влажноста во почвата, условено од циклусите на топење и замрзнување. Така, на пример, таму каде што присутноста на вода во почвата е од 20 до 25 % малите камени полигони се јавуваат на падини до 25°, додека соодветните ленти дури над 40°. Годишниот број на циклуси на топење и замрзнување на влагата во почвата е еден од примарните елементи во создавањето на микрорељефните форми во мразните

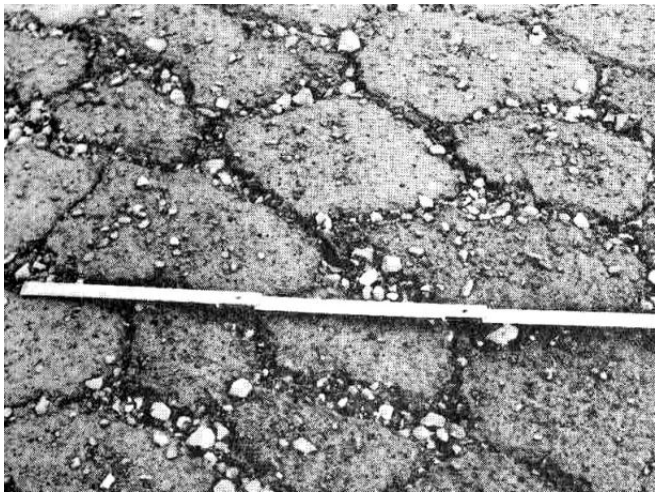


1. Свеж изглед на млада форма, **2**. Почетоци на деградација кај зрелите форми, **3**. Потполна деградација до форма на кратер, **4**. Плитка депресија како последен остаток на тревната могилка

сл. 382, Еволутивни фази во морфогенезата на тревните могилки (туфори), според Belij (1990)



сл. 383, Камени ленти на височина од 4.400 m во Нова Гвинеја, според Loffler (1975)





сл. 384, Микрорељефни камени полигони на Килиманцаро на височина од 4.700 m, според Plesnik (1980), лево и во југоисточните делови на Иран на височина од 2.480 m, според Kuhle (1978)

на топење и замрзнување на влагата во почвата е еден од примарните елементи во создавањето на микрорелјефните форми во мразните почви. Во влажните региони, како европските Алпи, на 2.000 m височина се потребни околу 10 - 20 дена годишно со мразни промени за да се иницираат венци. Во средно влажните високи планини (Северна Боливија - 4.600 m) потребни се речиси 100 дена со мразни промени, додека во уште поекстремните области (сушни региони на Јужна Боливија) е потребно најмалку 120 дена со мразни промени (*Graf* 1993). Со други зборови намалувањето на врнежите го зголемува бројот на циклусите (топење на мразот) потребни за развивање на структурни форми.

Уште на самите почетоци на истражување на периглацијалните релјефни форми се споменуваат и ***тревните могилки***. Во англиската литература ваквите појави најчесто се означуваат како hummock или frost hummock, во германската како Bulten-boden, француската gazonnees, додека во руската *бугор*. При проучувањето на исландските терени, во почетокот на XX век за могилките земен е локалниот израз thufa (туфур) што е главно прифатен и како интернационален. Дијаметарот на туфурите е најчесто помеѓу 40 и 60 cm, ретко до 100 cm, а височината околу 50 cm (сл. 382).

Појавата на солифлукциони или ***камени јазици*** на високите планини е тесно поврзано со гравитацијата, наклонот на теренот и експозицијата. Површината на солифлукционите јазици е каменеста, додека челото на јазикот е слабо издигнато (повисоко) со поголемо карпесто натрупување. Често пред челото се создава обраснат со трева бедем - брана. Не се ретки случаите, поради лизгањето тревниот бедем да биде раскинат со карпести блокови. Поради пулсирачкото, нерамномерно лизгање, блоковите кај камениот јазик се препокриваат, т.е. се редат еден над друг.

Тревните тераси (garlands, Vegetationsgirlanden) се изградуваат на благо наведнати падини. Тие се површински одраз на мразните процеси во приповршинските слоеви (пластови) препокриени со густа тревна растителност.

Механизмот на создавањето на тревните тераси е речиси идентичен со постанокот на ползечките (збрчкани) бусени со таа разлика што во педолошкиот супстрат каде се изградуваат тревните тераси се присутни и дробини. Во колку влагата во педолошкиот слој е зафатена со наизменично замрзнување и топење, дробинскиот материјал се истиснат на површината на места на создадените пукнатини во вегетациската покривка. Понатаму тој е препуштен на отворено мразно раздробување, сортирање и зарамнување. Аголот на наклонот на падината на која се изградуваат тревните тераси е тесно поврзан со присутната влага во почвата. Таму каде што количеството на влага е поизразено тревните тераси се создаваат и на поблаги наклони, а е потребен и помал број на замрзнувања и топење.

Според *Soutade* (1972) тревните тераси се условени од морфобиолошката климатска средина и се паралелно распоредени на доминантните ветрови. При крајот на својот еволутивен развиток со деградација тревните тераси се раскинуваат. Ако солифлукциониот процес е интензивен и лизгањето толку брзо, тревната покривка се раскинува во помали дамки и бусени. Тие понатаму самостојно се лизгаат (пливаат). Тоа се т.н. *мигрирачки бусени*. На пострмните наклони, каде интензитетот на солифлукциониот процес е значителен, место тревни тераси се создаваат *тревни стапалки*.

Едни од најзастапените појави на високопланинските предели се ***слизнатите блокови*** (ploughing blocks). Тоа се блокови кои поради специфичните услови на периглацијалната средина се движат - лизгаат во интервали. Движењето се одвива по најкраткиот пат на падината, односно во правец на најголемиот наклон. При погоден наклон на падината и нејзино одмрзнување за време на позитивни температури

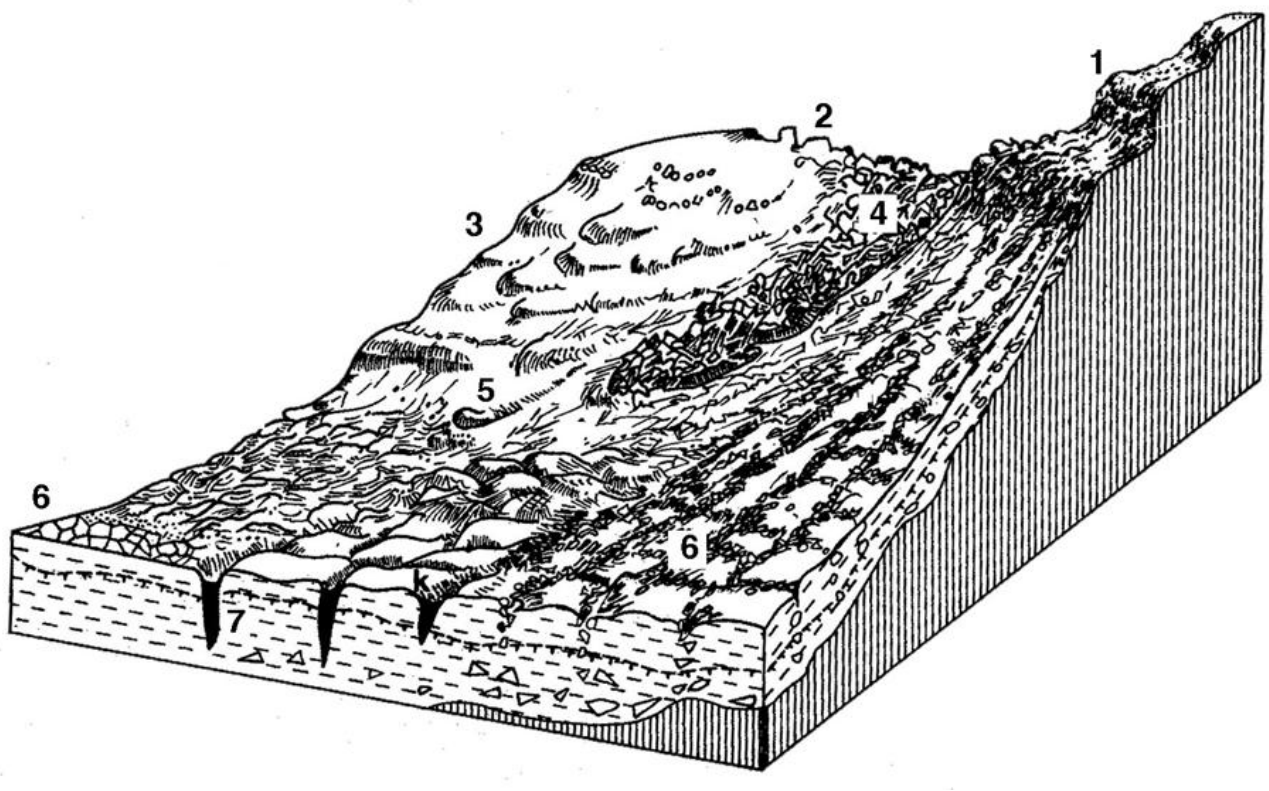


сл. 385, Тревни тераси (северна експозиција) со Festuca indigesta на планината Сиера Невада (Шпанија) на височина од 2.600 m, според Soutade и Boudiera (1970)

присутните блокови се лизгаат (движат). Тие зад себе оставаат трага во вид на бразда, додека на предната страна се формира челен бедем од материјалот што блокот го турка.

За прв пат во научната литература слизнатите блокови се забележани на почетокот од XX век (Скандинавски Полуостров), додека во втората половина на XX век се проучувани и на планините во Јужна Европа. Во зависност од условите на локалната средина кај слизнатите (ползечки) блокови може да се јават одредени специфичности во начинот на нивното лизгање (движење). Тоа резултирало да се изврши и нивна соодветна класификација.

Заостанатите блокови (brake block), односно блоковите што имаат сопирачко дејство се движат поспоро од останатиот материјал на планинската падината. Челниот бедем се формира во вид на капа над блокот, а депресијата се појавува во подножјето на предната страна. Блоковите што ползат (greeping boulders) се создаваат во нешто поблаги климатски услови и се одликуваат со едвај видливи депресии и мали челни бедеми. Потонатите блокови (sinking boulders) се забележуваат на места каде има поголема влажност на подлогата. Таму каде што мразното делување во потполност го контролира движењето на блокот се создаваат блокови што "ораат". Тоа се правите слизнати или ползечки блокови (ploughing blocks). Тие зад себе оставаат трага како при орање. Поради различниот начин на движење, предизвикано од приликите што доведеуваат до движењето, формата на челниот бедем може да би де различна. Повеќефазноста на лизгањето може да предизвика да се појават два и повеќе скалесто наредени бедеми. Ваквата форма на бедемот може да биде резултат и на зголемување на брзината на движењето поради промената на наклонот на подлогата.



1. Тревни тераси, **2**. Карпест гребен, **3**. Тревни стапалки, **4**. Камена река, **5**. Слизнат блок, **6**. Полигонални почви, **7**. Мразен клин

сл. 386, Блок-дијаграм на периглацијален релјеф, според Demek (1987)



сл. 387, Маркантен карпест глечер на планинскиот масив Јакупица, според Манаковиќ (1962), најрепрезентативната ваква појава на Балканскиот Полуостров

ПЕРИГЛАЦИЈАЛЕН РЕЛЈЕФ ВО СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Периглацијалните проучувања на Балканскиот Полуостров главно се реализираат во втората половина на XX век, иако, и пред тоа има одредени најави за присутност на вакви генетски релјефни форми. Идентична е ситуацијата и со Република Македонија, каде првите трудови се јавуваат во почетокот на шеесеттите години на XX век (*Манаковиќ* 1962, *Стојадиновиќ* 1962).

За територијата на Македонија во текот на XX век се објавени 24 статии кои се однесуваат на периглацијалниот феномен и на неговите релјефни форми (*Колчаковски* 2000). Поточно, во 16 од нив исклучиво се работи за проучување на периглацијалниот релјеф. Во 4 покрај останатото се дадени и резултати од проучувањата на периглацијалниот релјеф (*Stojadinovic* 1970, *Колчаковски* 1994, 1996, 1999), а во 4 статии периглацијалните форми само се спомнуваат (*Јовановиќ* 1960, *Андоновски* 1985, *Колчаковски* 2.000).

Во 24-те статии се прикажани 10 табели, 11 карти, 17 скици и 30 фотографии, од кои, 24 се однесуваат на различни периглацијални форми. Периглацијалниот феномен на високите планини во Република Македонија е солидно истражуван на планините Јабланица, Стогово, делот на Галичица познат под името Стара Галичица, Пелистер и во централниот дел на Јакупица, околу врвот Солунска Глава. Ваквите појави се спомнуваат и за Шар Планина (*Манаковиќ* 1983, *Колчаковски* 2.000), Кожуф (*Манаковиќ* 1983) и Ниџе (*Колчаковски* 2003, 2004). Покрај на наведените планини периглацијалниот релјеф со сигурност треба да се очекува на Кораб, Дешат и Бистра, а веројатно и на Осоговските Планини.



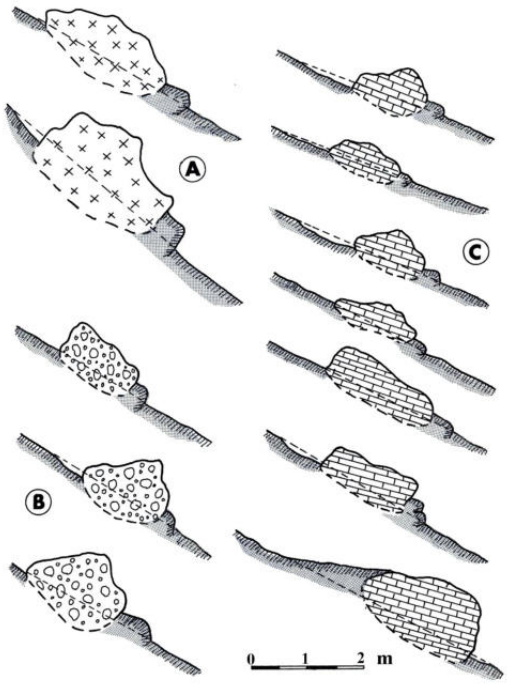
сл. 388, Тревни тераси на локалитетот Лешница (Шар Планина)

Од единечните појави се забележани повеќе рецентни како и одредени фосилни периглацијални форми. За фосилни се сметаат камените реки на планината Пелистер и карпестите глечери на планината Јабланица, додека од рецентните, тревните тераси се присутни на секоја од наведените планини. Направен е обид и за одредено хронолошко и висинско зонирање на периглацијалниот геокомплекс (сл. 394), како и хиерархиска валоризација на единечните периглацијални форми (*Kolcakovski*, *Djordjieva* 2001). Некои од нив предизвикуваат посебно внимание. Такви се: камениот глечер на масивот Јакупица (*Манаковиќ* 1962), една од најмаркантните периглацијални релјефни појави на Балканскиот Полуостров, потоа камените реки на Пелистер за кои, исто така, важи горната констатација, како и исклучително ретката појава на полигонални почви на планината Јабланица и репрезентативните тревни тераси на Стара Галичица (сл 389).

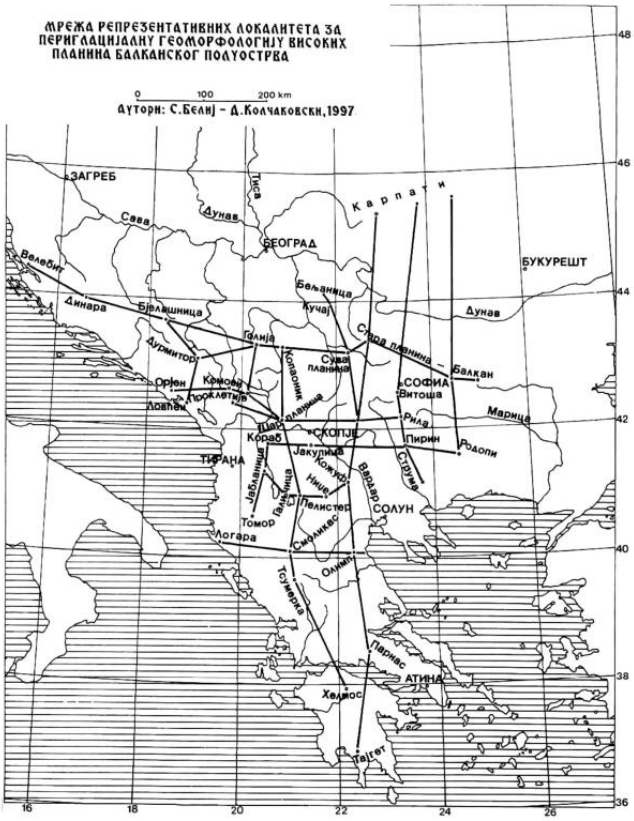
Покрај досега регистрираните периглацијални појави, високите планини во Република Македонија нудат можности и за натамошни интензивни проучувања. За оваа намена е особено пожелно да се примени методот на стационарни микроклиматски снимања на репрезентативните локалитети. Споредбената анализа на резултатите од ваквиот начин на истражување, т.е. на различни експозициони страни и височини на доминантните планински структури во Република Македонија и Балканскиот Полуостров би овозможиле реални сознанија за интензитетот и обемот на периглацијалниот процес во Југоисточна Европа (*Белиј & Колчаковски* 1997, *Kolcakovski* 2005).



сл. 389, Тревни тераси на Стара Галичица на височина од 1.900 - 1.950 m



*сл. 390, Слизнати блокови на Пелистер (**A**), Јабланица (**B**) и Стара Гличица (**C**), според Колчаковски (1995)*

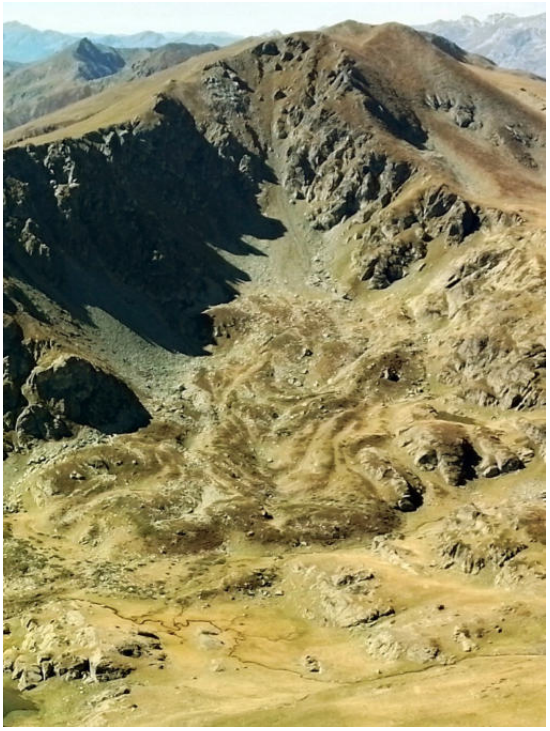


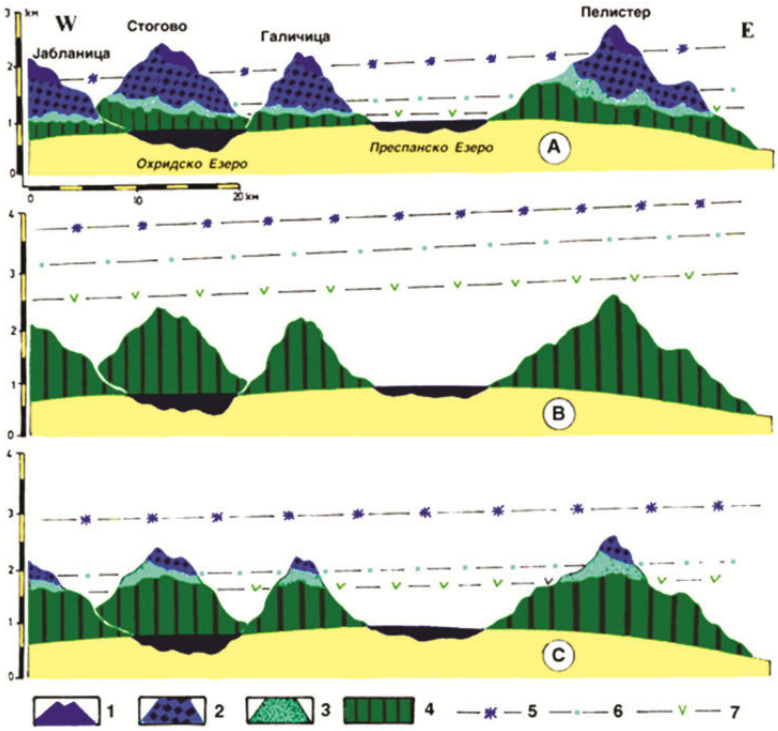
сл. 391, Мрежа на репрезентативни локалитети за периглацијалната геоморфологија на високите планини на Балканскиот Полуостров, според Белиј и Колчаковски (1997)



сл. 392, Камени струи долж јужните падини на врвот Стрижак (2.242 m) на плината Јабланица

сл. 393, Маркантен карпест глечер во циркот северно ов врвот Рудока (2.658 m) на Шар Планина





1. Нивално - глацијален геокомплекс, **2**. Периглацијален геокомплекс, **3**. Преоден тревно - периглацијален и флувијален геокомплекс, **4**. Шумско-флувијален геокомплекс, **5**. Снежна граница, **6**. Солифлукциска граница, **7**. Шумска граница.

*сл. 394, Вертикално зонирање на природните геокомплекси на планините во југозападниот дел на Македонија: **A**. За време на вирмскиот климатски минимум - 19.000 BP, **B**. Холоцениот климатски оптимум - 6.500 год. пне, **C**. Нивна рецентна состојба, според Колчаковски (2001)*



сл. 395, Алеч (26, 8 km) најголемиот активен глечер на Алпите

ГЛАВА XI

ГЛАЦИЈАЛЕН РЕЛЈЕФ

Глацијалната ерозија претставува геоморфолошки процес на изградување на релјефни форми со механичкото дејство што го вршат глечерите со движење на својата маса преку Земјината површина. Мразните маси на големите географски широчини и на високите планини се движат преку топографската површина градејќи во релјефот посебни форми кои се издвојуваат како ***глацијални***. Тие може да бидат *ерозивни* и *акумулативни*. Ерозивните настануваат со глацијалната ерозија, додека акумулативните со натрупување на еродираниот карпест и растресит материјал. Ваквите наслаги се нарекуваат ***морени***.

Појавите што настануваат со денешните активни глацијални процеси претставуваат ***рецентни глацијални форми***. Меѓутоа, глацијалните форми може да се забележат и надвор од денешните глацијални области. Ваквите форми се создадени во текот на плеистоцен со дејство на некогашните глечери. Со холоценото затоплување глечерите што ги создавале глацијалните форми се повлекле и во релјефот оставиле ***фосилни глацијални релјефни форми***. Ваквите, фосилни форми, овозможуваат реконструкција на палеогеографските прилики на областите за време на глацијалниот период.

Глацијалната ерозија е водечки геоморфолошки процес во изградување на релјефот во поларните и субполарните области и на високите планински региони над ***снежната граница***. Според површината што ја зафаќа глацијалната ерозија е значаен геоморфолошки процес на Земјата. Најголемата глацијална област се наоѓа на Антарктикот (12 533 000 km^2) и Гренланд (1 726 988 km^2). Во Европа денес под мразна покривка се околу 9.300 km^2, во Северна Америка 76 880 km^2, Јужна Америка 26 500 km^2, Азија 115 000 km^2, додека во Африка само 12 km^2.

Снежна граница

Помеѓу областите каде снегот постојано се натрупува (резултат на негативниот топлотен биланс) и областите каде сиот снег што ќе падне се топи, постои одредена зона или појас со различна широчина. Тоа е ***снежна граница***. Под снежна граница обично се подразбира поширок или потесен појас на глечерот кој, според *Ridjanovic* (1962), одвојува два функционално различни простори; собирен, повисок дел, кој може да биде и затскриен простор каде снегот (мразот) се одржува во текот на целата година и втор, редовно понизок дел, подложен на сезонска аблација.

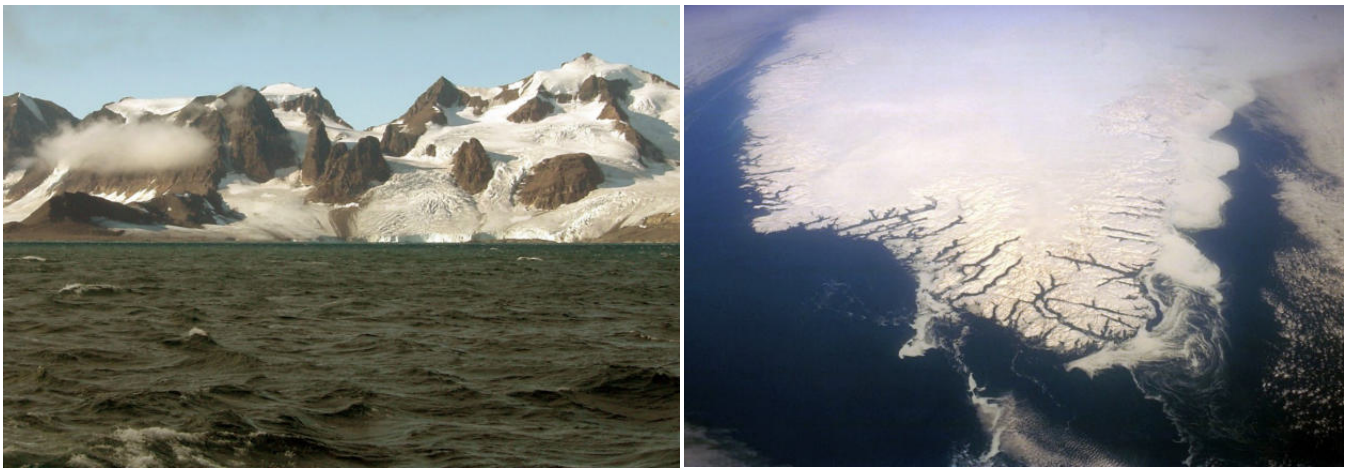
Снежната граница може да се дефинира и како место каде се воспоставува рамнотежа помеѓу топењето и сезонското, или летно задржување на снежните врнежи во подолг временски период. Самата снежна граница е сложена појава. Таа не е линија како што понекогаш се

зборува или пишува, туку е простор (зона) кој зависи од цела низа на фактори на релјефната и климатската природа, односно е резултат на нивната меѓузависност. Осцилациите на снежната граница се од извонредно значење за севкупните природни процеси и физиономијата на одреден простор.

Кога се определува снежната граница на соодветно глечерско жариште, секако релјефно предиспонирано, или пак, на одделна засебна локација тогаш тоа е *орографска* или реална снежна граница (Orographische Schnergrenze). Поради зависноста од динамиката на релјефот, реалната снежна граница и на мали растојанија значително осцилира. Од овие причини таа е непогодна како споредбена вредност. Поради тоа е воведен поимот *климатска снежна граница* (Klimatische Schneegrenze). Климатската снежна граница која ги апстрахира нерамнините е одредена средна вредност од неколку локални, односно орографски (реални) снежни граници.

Според *Gavrilovic* (1970) климатската снежна граница е линија над која снежната покривка на хоризонтална површина се одржува 365 дена во годината. Предноста кон ваквото определување на снежната граница е во неограничените можности за споредување иако таа претерано ја симплифицира вистинската состојба, т.е. климатската снежна граница не ја одразува површината на вистински заглечерениот простор.

По својата суштина *фирновата* граница е различна од снежната граница но и таа е показател на климатските прилики. На високите планини видливи се две различитости и тоа: првата, секогаш пониска која содејствува со нултниот приход - расход на тврдите врнежи на глечерската површина и вториот, повисок дел, каде нултниот биланс е на карпеста подлога. Разликата во височината помеѓу вака поставените снежни граници на Алтај изнесува околу 250 m (*Тронов* 1954).



сл. 396, Снежна граница на ниво на морето на Гренланд

Поради разновидноста на приликите во различни региони, што е резултат на нивната географско-климатска положба, неможно е да се пронајде единствен критериум за определување на снежната граница. Една од најстарите методи за определување на снежната граница е хоферовата. Според *Hofer* (1879) височината на снежната граница е еднаква на аритметичката средина помеѓу средната височина на гребенот што ја ограничува областа на хранење на мразникот и височината на долната граница на мразникот. Методата е необично едноставна, но може да се применува само за мразниците од долински и падински тип. Оваа метода е посебно погодна за кратките долински глечери во Медитеранските области. Нејзината предност е во тоа што може да се користи за пресметување на снежната граница кај фосилниот (плеистоцен) глацијален релјеф, но само во колку се зачувани граничните глечерски траги, т.е. челните морени. Со оваа метода се добива локална *орографска*, односно топографска снежна граница. Таа е многу по реална, но важи само за одреден глечер, засебна падина или експозиција.

Интересно е и климатското определување на снежната граница (*Messerli* 1967). Според вертикалниот температурен градиент помеѓу метеоролошките станици во подножјето на планините и станиците на големи височини (по можност што поблиску до рецентната снежна граница) се определува температурата на постоечката, или пак, веќе определената снежна граница. Всушност, земени се примери од планини на различни географски широчини кои имаат рецентни глечери и метеоролошки станици во нивната непосредна близина.

Со долгогодишните набљудувања на глечерите е определена нивната снежна граница, а потоа, со помош на вертикалниот температурен градиент е пресметана температурата на најтоплиот месец. Со тоа е добиена вредност на средномесечната температура на најтоплиот месец во нивото на снежната граница, без разлика за која планина се работи. Разликите на температурните вредности што се јавиле помеѓу планините е резултат на локалните прилики (различни количества врнежи, испарувања и инсолација). Добиената средна вредност на средномесечната температура на најтоплиот месец во нивото на рецентната снежна граница е определена на 4 °C - 4,5°C. При климатското определување на снежната граница, поради сведувањето на просечна температурна вредност од 4,5°C можно е да се појави грешка во добиената височина на снежната граница од плус - минус 200 m.

Границата на заглечерување е на 200 - 250 m над снежната граница. Таа ја претставува височина што планинските врвови мораат да ја достигнат за во нивното подножје да се создаде макар и најмал глечер.

Создавање на глечери и нивна динамика

Еден дел од снегот кој паѓа над снежната граница се губи со топење за време на краткотрајното лето како и со испарување и механичко однесување од страна на ветрот. Тоа е сосема мал дел на снегот. Поголемиот дел останува, натрупувајќи се од година во година во вид на дебела снежна покривка, односно т.н. "вечен" снег. Снегот што се задржува повеќе години во широките вдлабнатини на планинските падини создава *снежници* (постојана снежна покривка).



сл. 397, Снежник





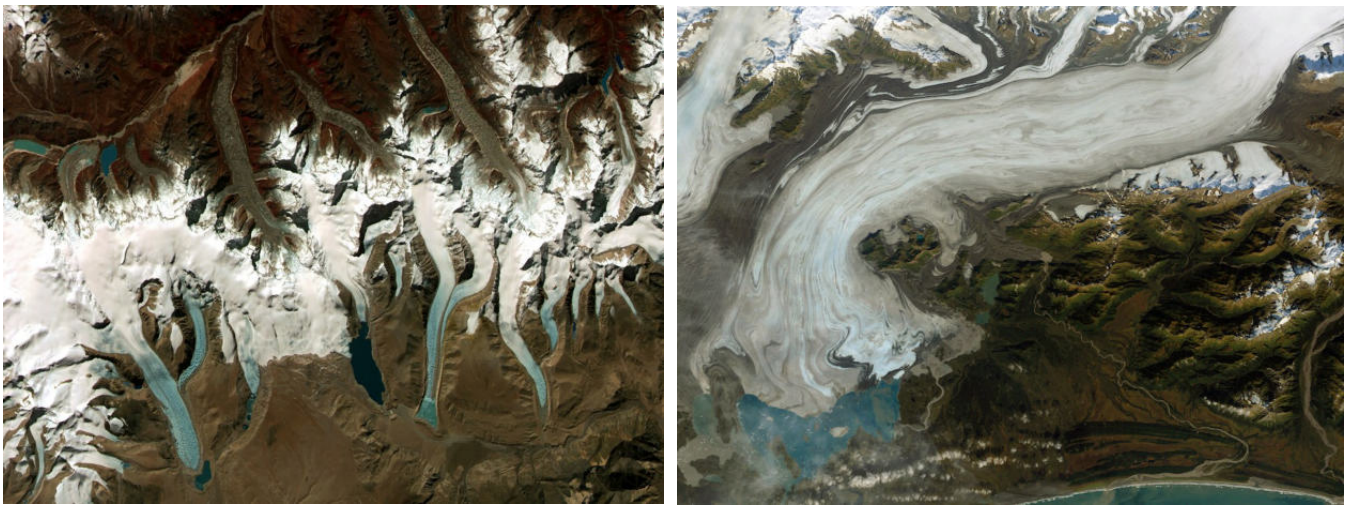
сл. 398, Слоевитост на глечерскиот мраз

Снежниците може да се одржат и под снежната граница, особено во вдлабнатините на осојните страни на планините.

Снежната маса во снежниците не претставува обичен снег. Снежниците се изразено слоевити со зрнеста структура, а воедно стануваат и сé покомпактни во длабочина. Слоевитоста се

јавува како последица на навејувањето и топењето, односно повторното замрзнување на површинската снежна маса. Со тоа се создава мразна кора која ги одвојува снежните слоеви. Со топење на површинскиот слој, водата снежница понира во длабоките делови на снежната маса, се лади и повторно замрзнува. Со нејзиното замрзнување во снежната маса се создаваат крупни кристали, т.е. зрнеста снежно-мразна маса позната како *фирн*. Тоа е помалку или повеќе пластичен, крупнозрнест мраз. На поголемите длабочини фирнот е изложен на значителен притисок на моќната маса и преоѓа во попластичен, кристалест мраз кој го гради глечерот. Значи, снегот постепено се згуснува, односно постепено минува во мраз преку сложен процес на згуснување и рекристализација со активен процес на растење на кристалите. Сепак, вистински глечерски мраз настанува само кога притисокот на мразните наслаги води кон елиминација на преостанатите воздушни меурчиња. Глечерскиот мраз во себе нема воздушни меури а и неговата специфична тежина е поголема (0,93) отколку специфичната тежина на обичниот мраз (0,7-0,8). Од особено голема важност е способноста на мразот да се деформира и да тече под неговата сопствена тежина. Неговата примарна цел е да ја измени подлогата по која се движи и тоа на таков начин што ќе ја подобри ефикасноста на самото движење.

Создавањето на глечерите зависи не само од климата, туку и од релјефната морфопластика. Значи, мора да постои погодна површина на која мразот може да се насобере. Воедно, создавањето на глечерот зависи не само од брзината на натрупување на снегот туку и од брзината на неговто топење. Глечерите се зголемуваат и повлекуваат како одговор на метеоролошките и климатските состојби. Тоа се краткотермички флуктации. За разлика од нив, долготермичките флуктации се резултат на значителни климатски промен.



сл. 399, Динамика на глечерскиот мраз

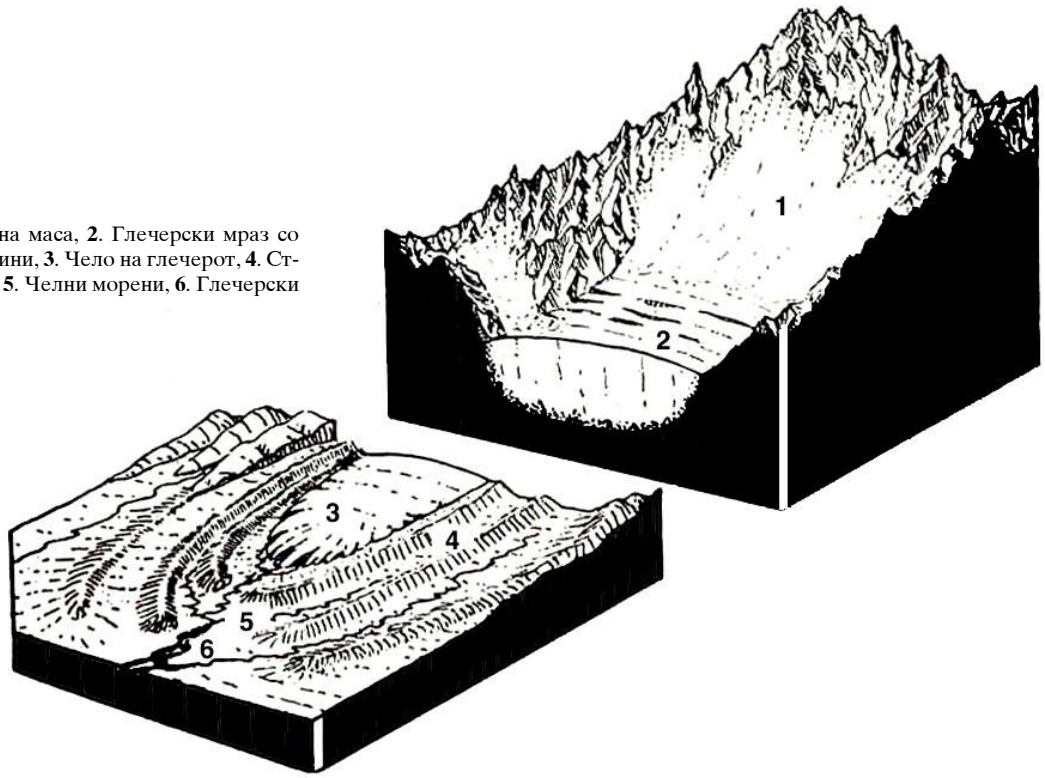
Движењето на глечерите е резултат на Земјината тежа како и поради притисокот и потисокот на самата мразна маса. Движењето на глечерот може да се третира на ист начин како и другите форми на движење, иако мразната маса има специфични карактеристики кои треба да се имаат предвид. Постојат два типа на движење на мразот - внатрешни деформации и основно (базно) лизгање. Движејќи се низ својата долина како права мразна река, глечерот се симнува под височината на снежната граница и се топи. Крајот на глечерскиот јазик кој се спушта под снежната граница се нарекува чело на глечерот (сл. 400 - 3). Во текот на ерозивниот процес, висинскиот однос помеѓу препреките изградени од цврсти карпи и вдлабнатините во помеките слоеви се повеќе се зголемува. Преиздлабувањето на дното на глечерската долина може да доведе до појава на инверзни падови на надолжниот профил, што пак, предизвикува потскопување на долинските прагови. Бидејќи со делувањето на потисокот мразната маса се движи и асцедентно таа лесно го совладува ваквиот терен.

Брзината на движењето на глечерите зависи од повеќе фактори. Така, на пример, во колку мразната маса е подебела и брзината на движењето на глечерот е поголема. Поголемиот наклон на дното на глечерското корито, истот така, предизвикува негово побрзо движење. За разлика од местата каде глечерската долина е проширена и глечерската маса е слободна во потесните делови на глечерската долина брзината на глечерот е поголема, поради зголемениот притисок и потисок. Во колку глечерската долина помалку меандрира, односно е праволиниска и брзината на глечерот е поголема. Поголемите температури на воздухот влијаат за побрзо движење на глечерот. Тоа значи дека во летниот период глечерите побрзо се движат отколку во текот на зимата.

Мразната маса на самиот глечер не се движи со иста брзина. Ако се набљудува глечерски профил ќе се забележи дека брзината е максимална на површината, додека надолу во внатрешноста на глечерот се намалува. Најголемата брзина е во средишниот, површински дел, додека најмалата е долж страните и по дното на глечерот. Тоа е последица на огромното триење на мразната маса со карпестата подлога и страните на глечерската долина.

Просечната брзина на глечерите се менува од еден до друг глечер, но обично изнесува од 3 до 300 m. Во текот на еден ден брзината изнесува од неколку mm па до неколку m. На Кафказ глечерите се движат од 10 до 45 m во текот на една година. На Алтај од 80 до 130 m, додека на Алпите од 40 до 200 m годишно. Најголемиот глечер на Алпите - Алеч за една година минува од 36 до 110 m, додека Ронскиот за ист период минува 104 m.

Ако снежната граница е на ниво на морето, како што е случај со поларните области, глечерите навлегуваат во морето и од нив се откинуваат огромни мразни блокови. Носени од морските струи ваквите блокови доаѓаат во областите со повисоки температури и се топат, т.е. исчезнуваат. Со топење на глечерот под снежната граница се одржува природната рамнотежа која го регулира односот помеѓу создавањето и исчезнувањето на мразната маса. До пореметување на ваквите односи доаѓа само во случај на битни климатски промени - општо затоплување или заладување. Климатските колебања, според тоа, предизвикуваат и поместување, нагоре или надолу на климатската снежна граница, како и на самиот глечер.



1. Цирк со снежна маса, **2**. Глечерски мраз со напречни пукнатини, **3**. Чело на глечерот, **4**. Странични морени, **5**. Челни морени, **6**. Глечерски поток

сл. 400, Карактеристики на долински глечер

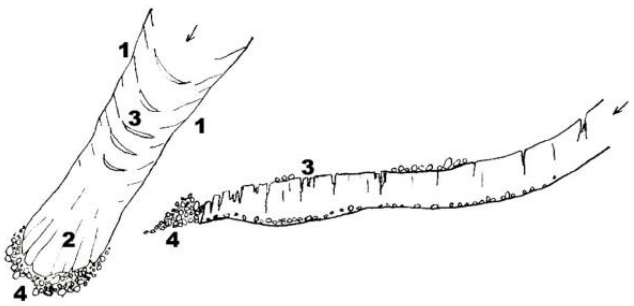
На површината и во внатрешноста на мразната маса се наоѓаат бројни пукнатини. Тие настануваат со пукање на мразот поради движење на глечерот, што е особено изразено на места каде поради поголемиот пад доаѓа до кршење на мразната маса (сл. 401). Воедно, кога притисокот во внатрешноста на глечерот неможе да се приспособи доволно брзо, мразот при движењето пука. Тоа најмногу се случува на краевите на глечерот. Просечната длабочина на пукнатините изнесува од 20 до 30 m но достигнуваат и до 50 m. Исклучително можат да бидат длабоки и над 200 m.

Рабните пукнатини се јавуваат долж страните на глечерот. Тие настануваат како резултат на триењето на мразната маса со карпестата подлога на страните на глечерската долина. *Надолжните пукнатини* се јавуваат на челото на глечерот што е резултат на неговото лепезесто ширење. Ваквите пукнатини го пресекуваат челото на глечерот до неговото дно. *Напречните пукнатини* се јавуваат како последица на пукање на глечерската маса поради препреките и промената на наклонот на глечерската долина.









1. Рабни пукнатини, **2**. Надолжни-пукнатини и **3**. Напречни пукнатини , **4**. Челни морени

сл. 401, Глечерски пукнатини

Со делување на сончевата енергија глечерите се топат. Процесот на топење на површината на глечерот се нарекува *аблација*. Со процесот на аблација стопената вода од мразната маса понира во длабочината на глечерот и отекува под него, односно долж дното на неговата долина во вид на подглечерски поток. Со топлотното и ерозивно делување на водата на подглечерскиот поток кај глечерите може да се создадат празнини во вид на пештери (термокарстни форми), често и со значителни димензии. Тие завршуваат со голем отвор на челото на глечерот. Поради процесот на аблација и пукање на мразот, површината на глечерите не е рамна. Пукнатините постојано се прошируваат и продлабочуваат со делувањето на водата од стопениот мраз. Имаат изглед на шкрапи како кај карбонатните терени, а се нарекуваат ***серак***.





сл. 402, Површинско топење на глечерите (аблација) и разбраздена површина на глечерите со појава на серак

На површината на глечерот се забележуваат разни карпести дробини што паѓаат од планинските отсеци. Ако дробинскиот материјал е ситен, под него се создава вдлабнатина. Истата настанува поради поголемото загревање на дробинскиот материјал. Со тоа мразот под него побрзо се топи. Ако на површината на глечерот се наоѓаат големи карпести блокови, тогаш се јавува спротивна појава од спомнатата. Во овој случај карпестиот блок ја штити мразната маса под себе од сончевото загревање и топење. Со тоа соседните делови на мразната маса се топат и постепено снижуваат (во текот на летото од 1 до 2 m), додека карпестиот блок останува да штрчи на мразниот столб што го заштитил од топење. Ваквите форми на глечерите потсетуваат на џиновски печурки и се нарекуваат *мразни столови* (сл. 403).







сл. 403, Мразни столови како последица на сезонското топење на површината на глечерите

Ерозијата на глечерите е голема. Ефектите на нивното механичко делување зависат од дебелината на мразната маса и од брзината на нејзиното движење. Мразната маса ја еродира карпестата подлога преку која се движи и морфолошки ја преобразува. При дебелина на мразната маса од 50 m карпестата подлога е изложена на притисок од околу 50 t на 1 m^2. Поради ова, глечерот еродира и транспортира големи количества раздробен карпест материјал. Истиот при движењето се раситнува и на крајот се таложи во вид на глечерски наслаги наречени ***морени***.

Огромните маси моренски наслаги глечерот ги таложи на одредени места, особено на челото на глечерот, каде се врши и негово топење (сл. 418). Ваквите наслаги (морени) потоците ги пренесуваат како речен материјал и ги преобразуваат во чакалести *флувио-глацијални* наноси.

Морфолошки типови на глечери

Во делокругот на геоморфолошките истражувања влегува и проучувањето на типологијата на глечерите. Во овој поглед е најзначајна морфолошката класификација на глечерите базирана на нивните надворешни црти. Такви се формата, големината, топографската положба итн. Морфолошките типови на глечерите се во тесна зависност од условите и интензитетот на хранењето, а во крајна линија и од климата и карактеристиките на иницијалниот релјеф. Од карактерот на глацијацијата зависи и морфолошкиот тип на глечерот. Постојат два основни типа на глацијација: ***регионална*** и ***планинска***. Секоја од нив создава и одредени, сопствени морфолошки типови на глечери.

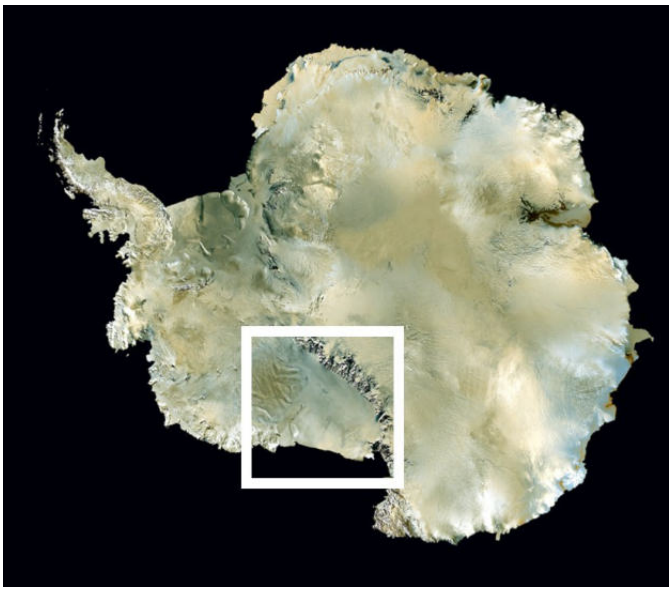
Регионалната глацијација зафаќа пространи области на големите географски широчини во кои снежната граница е на ниво на морето или во негова непосредна близина. Снежните, односно мразните маси се акумулираат во форма на единствено џиновско плато што ја покрива копнената површина. Ваквата мразна покривка со голема распространетост и дебелина се нарекува ***инландајс*** (indlandes).

Инландајсот претставува морфолошки тип на глечер на регионалната глацијација (сл. 401). Денес регионалната глацијација е својствена за Антарктикот како и за големите острови на северните (арктички) поларни широчини. Типичен инландајс е застапен на Гренланд и Антарктикот. Основна одлика на инландајсот е





сл. 404, Инландајс на Антарктикот



сл. 405, Росовиот мразен шелф на Антарктикот

неговата голема дебелина и огромна распространетост. Дебелината на неговата мразна маса достигнува до 4.000 m, а се протега на повеќе илјади километри. Инландајсот во својот средишен дел е испакнат во вид на штит, каде се наоѓа и неговата најголема височина. Истото не е последица на конфигурацијата на теренот, туку поради дебелината на мразната маса која токму во средишниот дел го достигнува својот максимален износ (главна област на негово хранење).

Од испакнатиот, средишен дел со изглед на штит, мразната маса споро се движи кон рабните делови. Правецот на радијалното движење на мразната маса не е условено од правецот на глечерските долини туку од притисокот и потисокот на самата мразна маса во средишните делови на инландајсот. Влијанието на релјефот во процесот на движењето на глечерската маса се забележува дури на рамковните делови каде инландајсот е и најтенок. На ваквите простори се забележуваат карпести маси што стрчат над мразот во вид на гребени и остенци. Тие ги претставуваат највисоките делови на подглечерскиот релјеф, т.е. потсетуваат на карпести острови во морето мраз. Во литературата се познати под ескимскиот назив ***nunatci***.

Средната дебелина на инландајсот на Антарктикот е 1.500 m, додека максималната во неговите западни делови достигнува 4.335 m. Мразната маса радијално се движи кон работ на континентот со брзина до 35 cm во текот на еден ден. Антарктичкиот инландајс ги покрива и пространите крајбрежни делови на морето создавајќи огромни мразни рамнини на морската површина. Тоа се т.н. *шелфски мразници* со изглед на плоча со височина од 30 до 75 m над морската површина. Широчината им достигнува повеќе стотина километри. Најголемиот од нив е Росовиот кој покрива дел на Росовото Море со површина од 488 000 km^2.

Гренланд е без мразна покривка само во неговите крајбрежните делови, широки од неколку до 300 km. Најголемата дебелина на гренландскиот инландајс е во средишен дел на островот (3.408 m). Бидејќи овде апсолутната височина на островот е 3.157 m, може да се заклучи дека карпестата основа на подмразниот релјеф се наоѓа под нивото на Светското Море на -251 метри. Според тоа, Гренланд не е единствен остров, туку можеби архипелаг кој се наоѓа под масата на инландајсот. Бидејќи овде инландајсот не завршува во морето како антарктичкиот, долж неговите рабни делови се наоѓаат моренски наслаги, т.е. акумулативни форми на глацијалниот релјеф. Тие се обраснати со тревна вегетација по што Гренланд (Зелена Земја) и го добил името.



сл. 406, Долински ледник

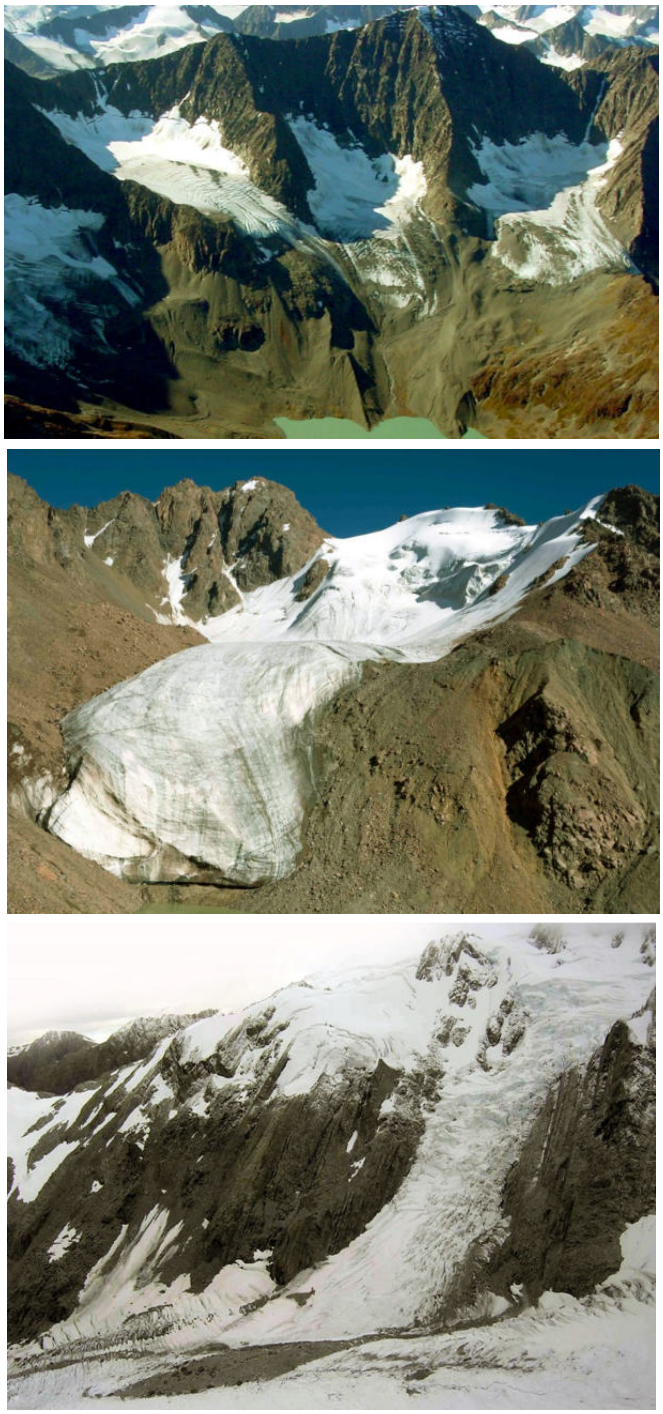
Планинската глацијација се јавува на високите планини над снежната граница. Основен морфолошки тип на ваквата глацијација е ***долинскиот ледник***. Тој се состои од снежник сместен во циркот, глечерски јазик кој се наоѓа во валовот и чело на глечерот сместено во терминалниот басен (сл. 400, 406).

Класичната појава на глечери е поврзана токму за долинскиот глечер. Долинските глечери може да се поделат на *прости* и *сложени*. Простите глечери имаат само еден глечерски јазик. Кај сложените глечери ги има повеќе, со меѓусебни различни односи. Различната поставеност на глечерските јазици во основа може да се постави во три вариатети. Првата е кога сложениот глечер е претставен со главен глечер на кого се надоврзуваат странични глечери. Вториот случај е претставен со главен глечер кој настанува со спојување на повеќе глечери во горните делови и третата варијанта е кога постои заеднички снежник од кого се раздвојуваат неколку засебни глечерски јазици.

Морфолошките типови на глечерите на планинската глацијација се различни. Тие претставуваат вариетети на долинскиот глечер, или на неговите еволутивни типови. *Циркните* (снежнички) глечери се сместени во цирковите. Ваквите глечери се практично сведени на снежномразната маса. Како последица на близината на снежната граница се топат на излезот од циркот. Некои од нив се реликти на некогашниот долински глечер. Со постепено топење, обично во постглацијалната фаза, глечерот се скратувал и го опфаќа само делот на циркот. Поради тоа и се наречени циркни глечери. *Висечките глечери* имаат глечерски јазик но неговата должина е мала (сл. 407). Ваквите глечери завршуваат на одсеците на планинските страни. Овде и се топат поради близината на снежната граница. Висечките глечери, исто така, претставуваат евулутивен стадиум во повлекувањето на плеистоценските долински глечери. За ваквото нешто говори присутниот фосилен валов под висечкиот глечер. Рецентни циркни и висечки глечери се јавуваат и во тропските предели, обично над 6.000 m надморска височина. На Килиманџаро дел од некогашниот вулкански кратер е покриен со мразна маса. Ваквиот тип се издвојува како *калдерски глечер* (сл. 408).

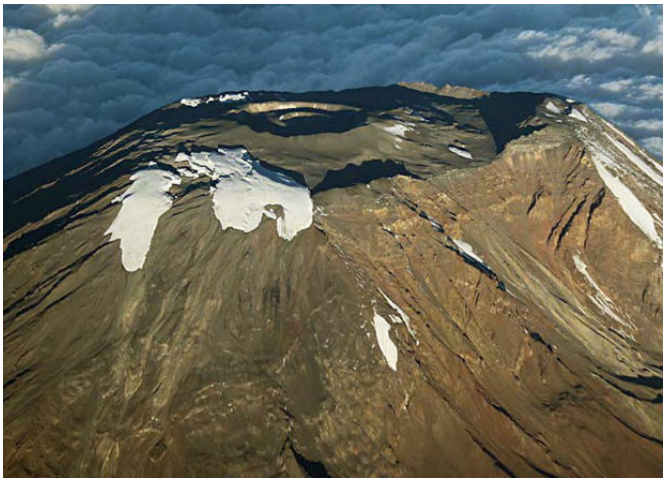
Во подножјата на планинските отсеци може да се јават т.н. *регенерирани глечери* (сл. 407). Тие настануваат со раскршување на висечките глечери, т.е. со насобирање на сурнатите мразни маси во подножјето на отсекот. На самото подножје се создава нов глечерски јазик кој понатаму се движи низ долината. *Падинските* или пиедемонтски глечери настануваат долж подножјето на планинските венци (сл. 408). Со спојување на повеќе долински глечери мразната маса сраснува во единствен глечер со голема широчина. Ваквите глечери се карактеристични за Алјаска. Поради тоа се нарекуваат и алјаски тип на глечери.

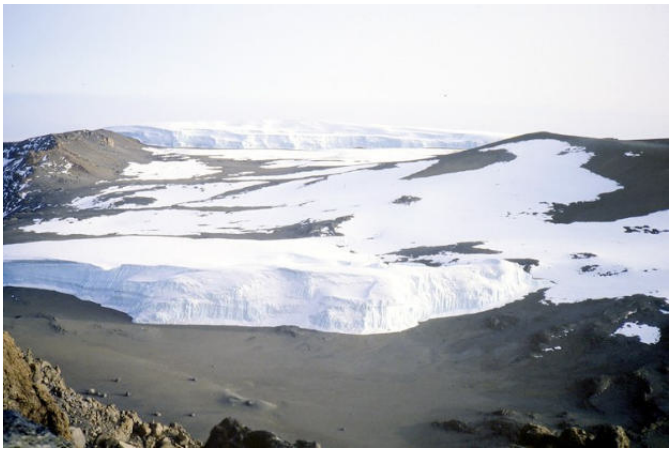
Посебен тип глечери на планинската глацијација се *платоските глечери*. Тие се јавуваат на високите платоа (површи) во Скандинавија. Мразната маса на овие простори е насобрана

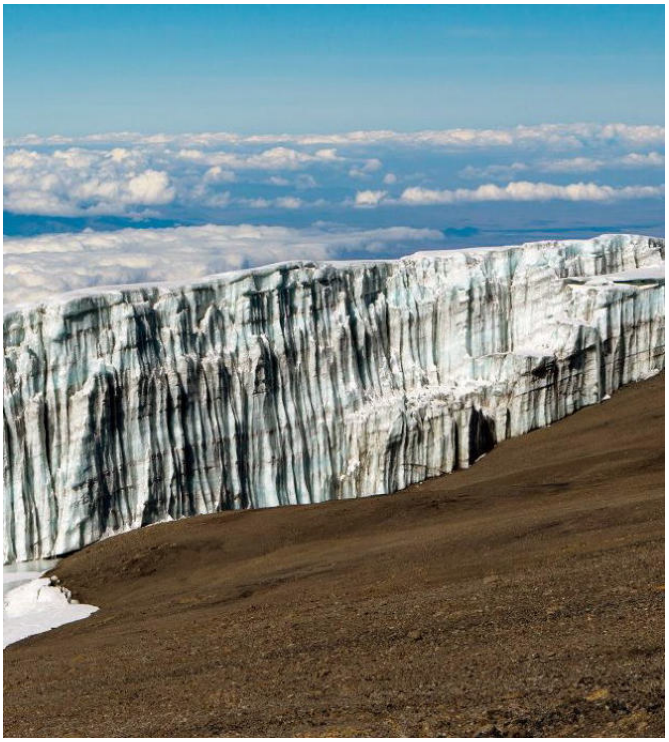


сл. 407, Циркни глечери, висечки глечер во Казакстан и тип на регенериран глечер

во распространет, единствен глечер кој се нарекува *ајсфелд* или мразно поле. Од ајсфелдот се одвојуваат одделни глечерски јазици (глечерски реки). Тие всушност претставуваат долински глечери. Бидејќи платоските глечери се карактеристични за Скандинавија во литературата се нарекуваат и скандинавски или норвешки тип на глечери. Ваквите глечери ги има и на Исланд, Шпицберген, Нова Земја како и на други места.

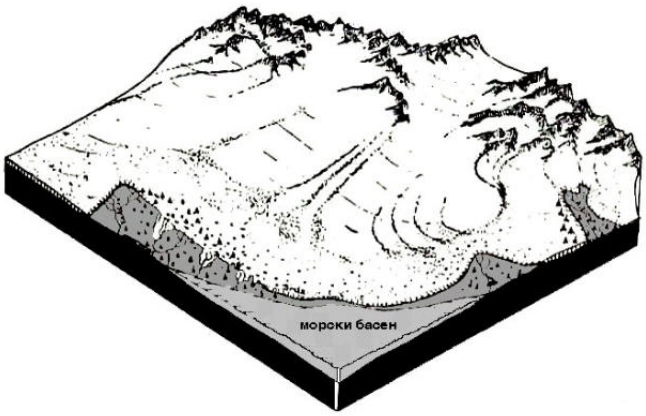






Денешната планинска глацијација зафаќа значителни површини на високите планини. На Хималаите, Хиндикуш и Каракорум ваквата површина изнесува вкупно 57 300 km^2 На Тјен Шан и Памир е 20 375 km^2. На планините на Аљаска е 52 000 km^2, Андите 25 000 km^2, Алпите 4.100 km^2, Кафказ 2.000 km^2 итн. Планинската глацијација е претставена со бројни долински глечери кои се забележуваат на сите планини што се издигнуваат значително над снежната граница. Само на Алпите има преку 1.200 глечери, од кои, Алеч е долг 26,8 km. На Кафказ се застапени околу 1.400 (Дах Су 15,2 km), додека на Памир (Педченко 77 km) и Аљаска (Набесна 90 km, Чизана 50 km) ги има по околу 1.000.

Може да се изведе генерален заклучок дека појавата на различните типови на глечери и нивната морфолошка разновидност е последица на климатската зоналност на Земјата. За поларните области е својствен инландајсот, за субарктичките и бореалните карактеристичен е ајсфелдот и падинскиот глечер, додека за умерените зони тоа е долинскиот. Морфолошката разновидност на долинските глечери е резултат на повлекувањето (скратување) на глечерскиот јазик. Тоа е првенствено последица на климатските промени кои се манифестираат преку постепеното затоплување.



сл. 408, Калдерски глечер на Килиманџаро, лево и шематски приказ на падински (пиедемонтски) глечер



ГЛАЦИЈАЛНИ РЕЛЈЕФНИ ФОРМИ

Со делување на глацијалната ерозија во релјефот се изградуваат различни категории на глацијални форми. Повеќето од нив не се достапни за непосредно проучување и набљудување бидејќи се покриени со мразната маса. Дури со повлекување или исчезнување на глечерот формите на глацијалниот релјеф се појавуваат со својата морфолошка изразитост. Всушност, тоа се веќе фосилни глацијални форми.

Глацијалниот релјеф е претставен со ***ерозивни*** и ***акумулативни*** форми. Ерозивните глацијални форми се создаваат со глацијалната ерозија, додека акумулативните со наталожување на моренскиот материјал.

Ерозивни глацијални форми

На природата на глечерски еродираниот пејзаж влијае самата големина на мразната покривка, режимот на глечерот, количеството на базалните моренски наноси, самото времетраење на активната глечерска ерозија како и претходно постоечката релјефна морфопластика.

Во класификацијата на ерозивните глацијални форми се издвојуваат *микро* и *макрорелјефни* форми. Тие (и едните и другите) се создадени со движење на глечерската маса преку карпестата подлога. Глечерската маса ја еродира карпестата подлога не само со својата тежина, туку и со раздробениот моренски материјал што го транспортира при своето движење. Со тоа се јавува процес на интензивна глечерска корозија што е битна одлика на глацијалната ерозија.



сл. 410, Глечерски стрии

сл. 409, Мортерач глечерот, најголем глечер во Бернинскиот венец на Алпите во Швајцарија

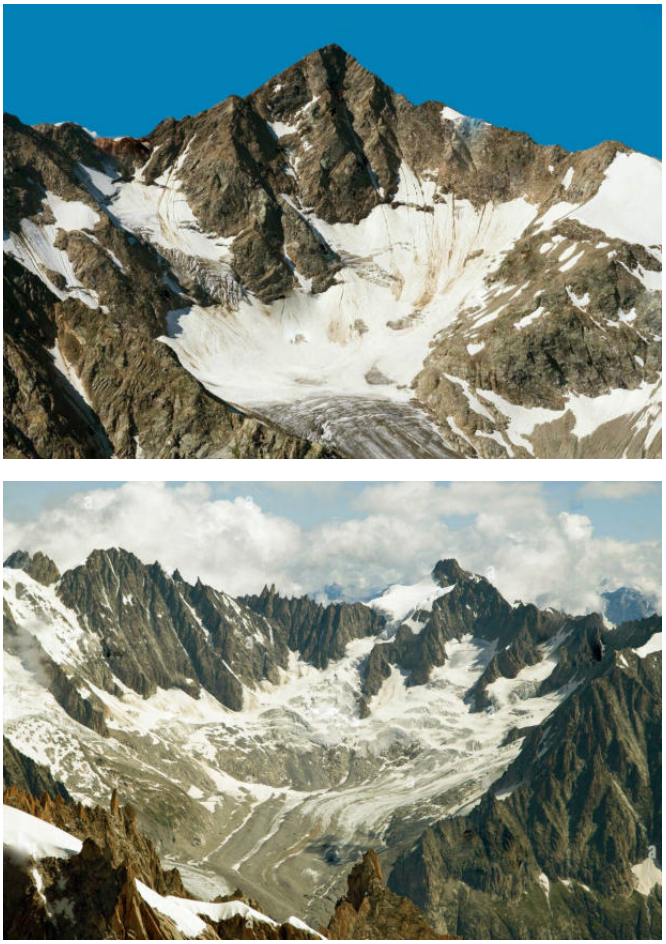
Микроформите на глацијалниот релјеф се претставени со полирани површини, стрии и мутонирани карпи. По дното на некогашната глечерска долина, особено на местата каде мразната маса се движела преку исклучително отпорни карпести маси се забележуваат речиси идеално *полирани карпести површини*. Ваквите површини настанале со долготраен процес на триење на мразната маса долж карпестото дно на глечерското корито. Карпите што глечерот ги раздробил и ги движел по дното во вид на подински морени извршиле силна корозија. По дното на глечерската долина како и на површината на поголемите моренски блокови се забележуваат бројни бразди настанати со меѓусебно гребење на отпорните и помалку отпорни карпи. Ваквите појави се познати под терминот ***стрии*** (сл. 410). Тоа се праволиниски, речиси паралелни бразди, насочени во правец на движењето на глечерот. На одделни моренски блокови стриите се сечат под најразлични агли што е последица на превртувањето на блокот при неговото движење.

Снижувањето на карпестата површина поради притисокот и триењето на глечерската маса е нееднакво. Тоа е последица на разликите во геолошкиот состав, односно различната отпорност на карпестата подлога. На ваквите места селективната ерозија доаѓа до полн израз. Помалку отпорните карпи побрзо се еродираат од отпорните. Со тоа се создава висинска денивелација помеѓу нив. Карпестата површина под глечерот како резултат на селективната ерозија се стекнува со брановиден изглед. Ваквите форми, ако се наоѓаат во група, гледано од далечина потсетуваат на стадо овци. Се нарекуваат *мутонирани карпи* (mouton - фран. овца).

За типични макрорељефни глацијални форми во класичната глацијална морфологија се сметаат циркот и валовот. ***Циркот*** претставува широка вдлабнатина во форма на амфитеатар. Карпестиот раб на циркот е претставен со запчест планински гребен кој го обиколува од три страни. На четвртата страна циркот е широко отворен кон планинското подножје. Дното на циркот е преиздлабено. Поради тоа, неговата отворена страна кон планинското подножје обично претставува карпеста преграда.

Цирковите се честа форма над снежната граница на високите планини. Острите, назабени врвови и гребени на Алпите, Андите, Хималаите и останатите високи планини се резултат на рушителното делување на снежно - мразните маси во цирковите, односно се резултат на делувањето на глацијалниот и периглацијален геоморфолошки процеси.

Циркот е предиспониран со некоја предглацијална вдлабнатина, најчесто изворишна челенка на предглацијален речен тек. Подоцна, во текот на глацијалниот период изворишната челенка со глацијалната ерозија морфолошки се преобликува (продлабочува) во цирк. Силното мразно раздробување на карпестата рамка на циркот најчесто условува создавање на стрмни гребени и одсеци. Раздробениот карпест материјал паѓа на површината на снежникот и подоцна влегува во состав на морените. Со проширување на цирковите (раздробување на нивната карпеста рамка) се снижува и намалува гребенот помеѓу нив.



сл. 411, Циркови во активна фаза на изградување со мразна маса во нивната внатрешност



сл. 412, Фосилни глацијални циркови изградени за време на плеистоцената глацијација

Во морфолошката еволуција на цирковите постојат три стадиуми: стадиум на предглацијална изворишна челенка, стадиум на всекување на циркот во текот на глацијалниот период и стадиум на постглацијална фосилизација на циркот. Во текот на глацијалниот стадиум се издвојуваат две фази. Во постарата фаза се врши морфолошко модифицирање на примарниот (предглацијален) релјеф на теренот долж изворишната челенка. Тоа е под влијание на мразното раздробување и снежничката ерозија. Во помладата фаза се изградува типичен цирк како елементарна форма на глацијалниот релјеф.

Во стадиумот на постглацијалната фосилизација на циркот снежникот исчезнува. Со тоа престанува изградувањето на циркот со делување на глацијалната ерозија (сл. 412), т.е. завршува морфолошката еволуција на циркот како форма на глацијалниот релјеф. По ова започнува преобликување, односно морфолошка модификација на циркот и на крајот доаѓа до негово уништување со делување на останатите егзогени процеси (речна ерозија, денудација, раздробување). Фосилните циркови се забележуваат во сите планински области што биле зафатени со плеистоцена глацијација.

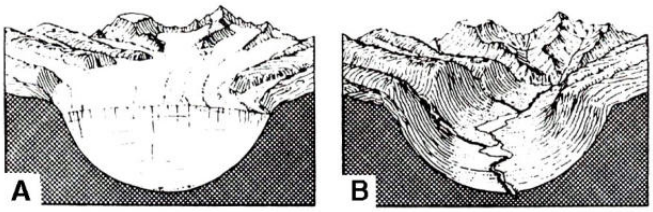
Валовот претставува глечерска долина сличен на речните долини низ кој се движи мразна маса. Во морфолошки поглед валовот е со изглед на корито со стрмни страни и широко и благо конкавно дно. Валовот започнува од циркот и се протега сé до челото на глечерот, под снежната граница. Во продолжение на челото на глечерот се протега речна долина.

Валовот како елементарна форма на глацијалниот релјеф е изграден со глацијална ерозија. Меѓутоа, валовот носи и полигенетско обележје, т.е. е изграден во предглацијална флувијална долина.

Валовот, како и циркот, во својата морфолошка еволуција минува низ три стадиуми. Во првиот стадиум глечерот се всекува во предглацијалната речна долина. Потоа се всекува типичен валов, додека во третиот стадиум со повлекување и исчезнување на глечерот валовот се фосилизира. Натамошната морфолошка еволуција на валовот е врзана за делување на речната ерозија но и на денудацијата, карстната итн. Формата на валовот постепено се преобликува, т.е. неговите карактеристични црти постепено исчезнуваат.

На Скандинавскиот Полуостров (Норвешка) валовите на плеистоцените глечери се потопени под морското ниво, т.е. се преобразени во заливи - фјордови. Кај валовите се забележува

карактеристично прекршување помеѓу страните на предглацијалната долина кои се благо наведнати и вертикалните страни на валовот (сл. 413 - B). На страните на големите (фосилни) валови се забележуваат и странични *висечки долини*. Нивната височина над дното на валовот е често значителна. Нив ги всекле помали глечери што протекувале кон главниот глечер. Посилната ерозија на главниот глечер предизвикало далеку поголемо вдлабнување на валовот во однос на страничните, помали глечери. Поради тоа и нивните валовски долини имаат висечки карактер. Со повлекување на глечерот на ваквите делови се јавуваат водопади на постглацијалните речни текови.



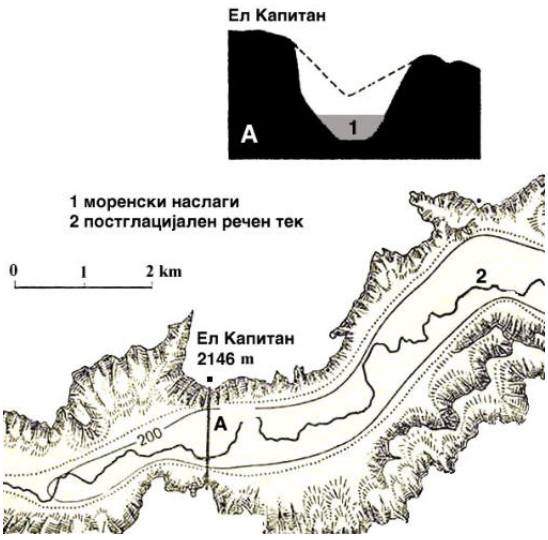
A. Стадиум на активно всекување на валовот, **B**. Стадиум на постглацијална фосилизација на валовот

сл. 413, Еволутивни стадиум на валов





сл. 414, Фосилна, полигенетска глацио-флувијална долина и активен валовски глечер





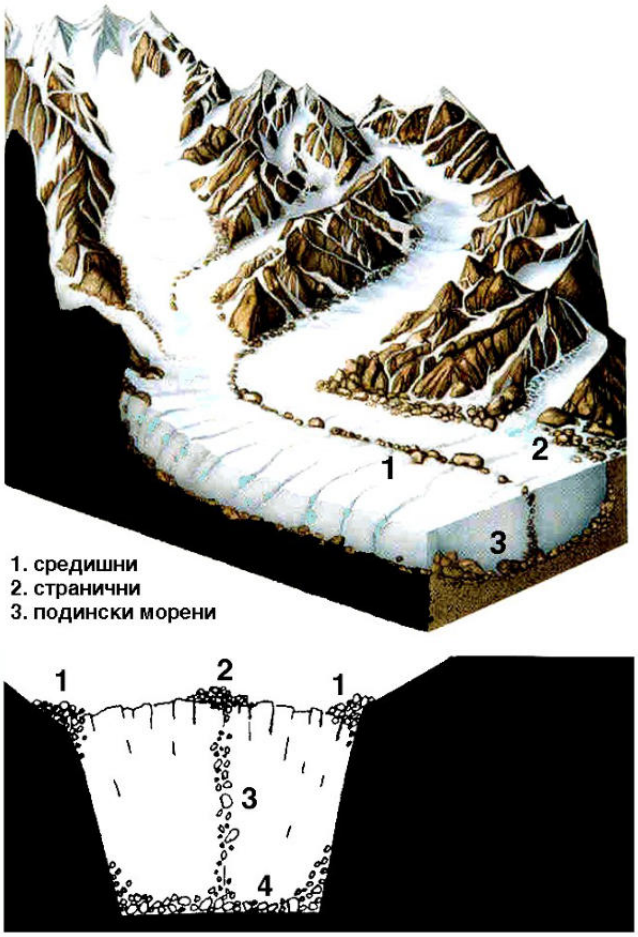
*сл. 415, Дел од Јесемитската глечерска долина во Северна Америка со напречен пресек на истата (**A**) и врвот Ел Капитан*

Акомулативни глацијални форми

За разлика од ерозивните глацијални форми кои во потполност може да се проучуваат само во областите на некогашната плеистоцена глацијација, акумулативните глацијални форми се достапни за непосредни проучувања, како во областите на плеистоцената, така и во областите со рецентна глацијација.

Основни форми на акумулативниот глацијален релјеф се засводените возвишенија во вид на издолжени ридови. Тие се изградени од нане-

сениот материјал долж страните и на крајот на глечерската долина. Тоа се глацијални ***морени*** (сл. 416). Морените обично се делат на странични и средишни (површински и внатрешни) и подински.



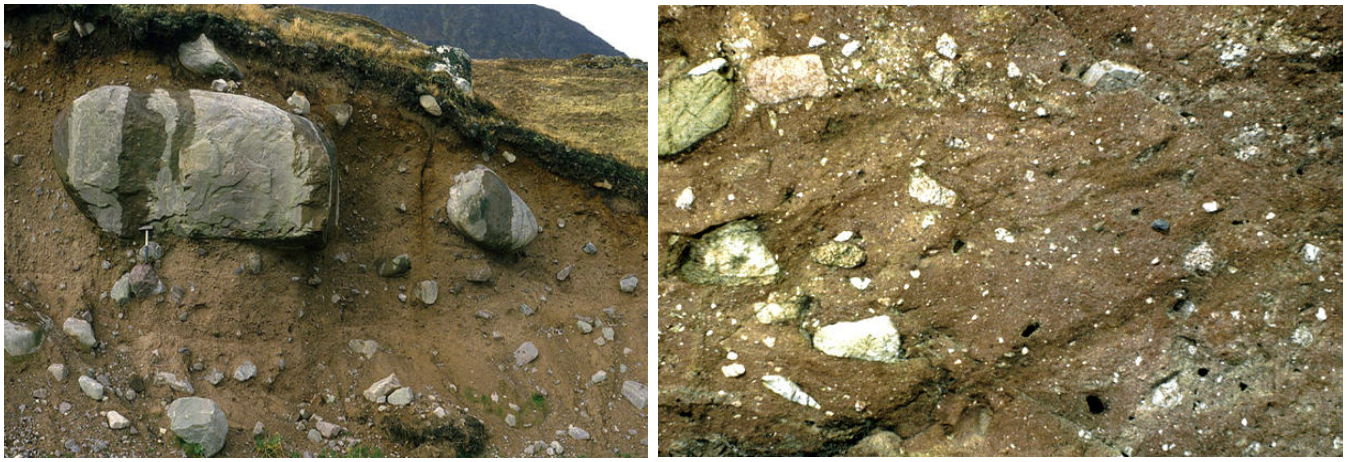
1. Странични, **2**. Средишни, **3**. Внатрешни и **4**. Подински морени

сл. 416, Шематски приказ на различни типови морени

Со моренскиот материјал глечерите вршат силна корозија врз карпестата основа преку која се движат, што пак, го зголемува интензитетот и износот на глацијалната ерозија. Моренскиот материјал се натрупува како на крајот на глечерот, на места каде тој се топи и завршува, така и по дното и страните на глечерските долини низ кои се движи мразната маса. Димензиите на ваквиот наносен глацијален материјал се движат од песочен грус па сé до огромни карпести блокови (сл. 417).

Страничните морени главно се со форма на издолжени наносни бедеми кои се протегаат од двете страни на глечерската долина (сл. 418). Тие настануваат со натрупување на карпест материјал што го потиснува глечерот при своето движење. Рабните морени може да имаат и значителни димензии, следејќи го глечерот речиси низ целата негова должина. Широчината и височината им достигнува повеќе метри. Во составот на страничните морени влегуваат и сипарите и дробинскиот материјал настанат со мразното раздробување долж падините на глечерската долина. Како форми на глацијалниот акумулативен релјеф страничните морени морфолошки најдобро се претставени во денешните (рецентни) валови. Кај фосилните валови тие најчесто поради растреситиот материјал се разорени и разнесени со брзото напредување на постглацијалната флувијална ерозија.

При спојување на два глечери рабните морени доспеваат во средишниот дел на новосоздадениот единствен глечер. Со тоа се создава *средишна морена*. Од раздробениот карпест материјал на површинските морени настануваат *внатрешните морени*. Ваквиот материјал низ



сл. 417, Рецентни моренски наслаги, лево и палеофосилни морени (тилити)

многуте пукнатини пропаѓа во внатрешноста на мразната маса. *Подинските морени* се наоѓаат под мразната маса, т.е. на дното на глечерската долина. Во нивниот состав влегува раздробениот карпест материјал на внатрешните морени што достигнал до дното, како и дробинскиот материјал создаден со корозивното делување на глечерот по карпестото дно на неговата долина.

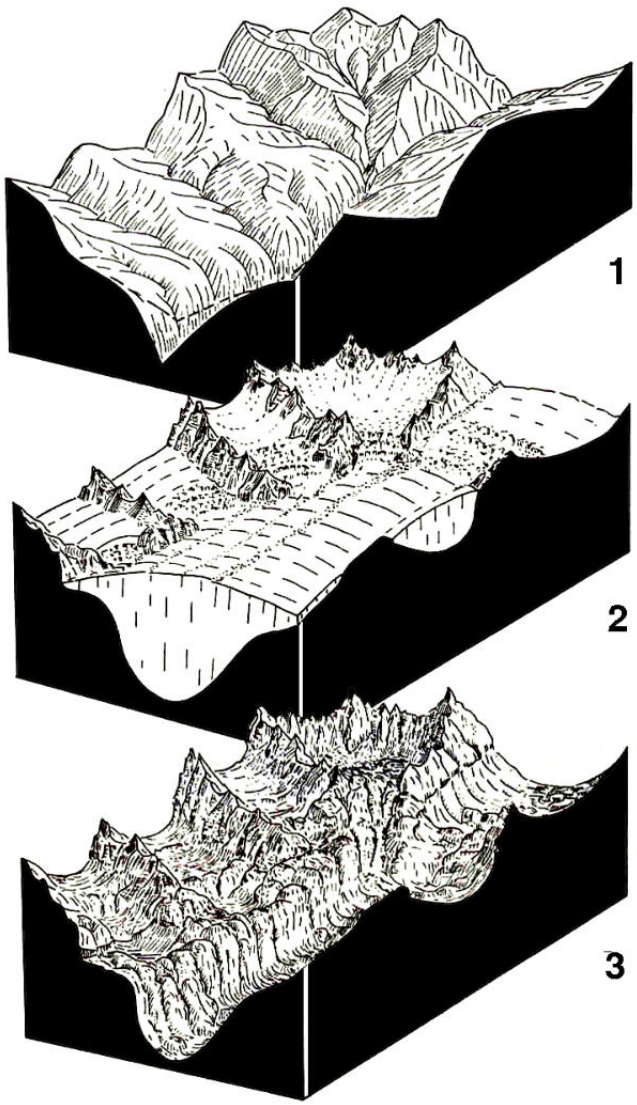
Челните морени се јавуваат на крајот од глечерот, т.е. на местото каде глечерот завршува (се топи). Челната морена има форма на лаковиден наносен бедем која го опкружува крајот на глечерот, т.е. ја преградува глечерската долина. Изградени се од подинските морени, но и од останатиот подвижен материал. Во нивниот состав влегуваат карпести блокови, дробини, песок и глина, како и наноси на подглечерските потоци. Должината на лаковидниот бедем зависи од широчината на валовот како и од челото на глечерскиот јазик. Височината на челните морени достигнува околу 50-100 m, додека широчината им е повеќе десетици метри.

Од внатрешната страна на челната морена, заокружено со лаковидниот бедем се наоѓа плитко вдлабен дел на глечерското корито во кој се топел глечерот. Тоа е т.н. *терминален басен* (сл 418). Неговото дно е покриено со подински морени во форма на ридчиња и издолжени греди во правец на движењето на глечерот. Ваквите форми се нарекуваат *друмлии*. Должината им достигнува и до 1.000 m, Широчината им е од 100 до 200 m, а височината од 10 до 40 m. Помеѓу нив се наоѓаат депресии во кои егзистираат помали или поголеми езера. Терминалниот басен може да биде исполнет со вода, односно во него да се создаде постглацијално валовско езеро. Такви се, на пример: Боденското, Женевското, Бохињското, Биоградското, Плавското и други езера.

Покрај спомнатите морени, создадени во текот на плеистоценските глацијални циклуси, постојат и моренски наслаги интерстратификувани во старите прекамбриски и палеозојски. Прекамбриските и палеозојските моренски наслаги се нарекуваат *тилити*. Тоа се палеофосилни морени кои покажуваат дека Земјата низ геолошката историја минала низ повеќе различни глацијални периоди. Најмладата, плеистоцена глацијација од геоморфолошки аспект е и најзначајна бидејќи оставила, покрај моренски наслаги и бројни форми на глацијалниот релјеф.



сл. 418, Различни типови морени: страинчни, средишни, челни и шематски приказ на терминален басен



1. Предглацијална, **2**. Глацијалан и **3**. Посдтглацијална фаза

сл. 419, Три фази во морфолошката еволуција на глацијалниот релјеф

Глацијалната ерозија како геоморфолошки процес ги менува постоечките форми на релјефот. Предглацијалниот релјеф се менува , а се изградуваат нови, глацијални релјефни форми.

Глацијалниот процес претставува долг еволутивен пат во изградување на глацијалниот релјеф. Во текот на својот развиток глацијалниот релјеф минува низ различни еволутивни фази. Во неговата морфолошка еволуција може да се издвојат три основни фази: предглацијална, глацијална и постглацијална (сл. 419).

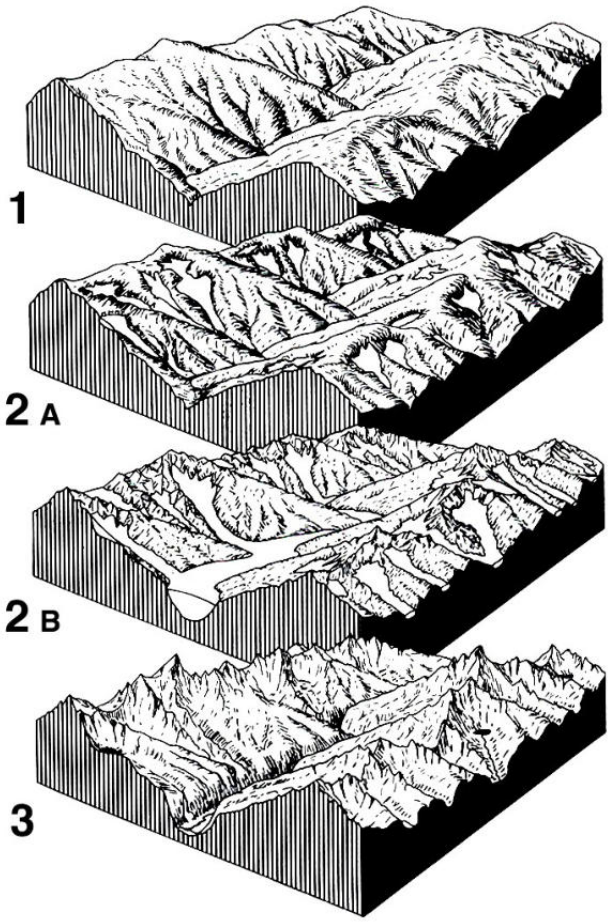
Во *предглацијалната фаза* е изграден ерозивен релејеф со делувањето на различни геоморфолошки процеси. Тоа е предглацијален релјеф во кој дури во текот на глацијацијата се изградуваат формите на глацијалниот релјеф. Ерозивниот предглацијален релјеф во однос на подоцнежните глацијални форми претставува примарен, иницијален релјеф. Од карактерот на овој релјеф зависат во одредена мерка и карактеристиките на глечерите што ќе се создадат во текот на глацијалниот циклус (платоски, долински). Во *глацијалната фаза* глацијалната ерозија станува доминантен геоморфолошки процес во изградување на релјефот.

Во глацијалната фаза може да се издвојат два стадиуми (сл. 420, 2АВ). Во првиот, постар стадиум, глацијалниот процес не е интензивен. Глацијалната ерозија е слаба за да изврши поголеми измени на иницијалниот предглацијален релјеф. Глацијалните форми поради тоа се во почетен, ембрионален развиток, т.е. морфолошки се недоволно изразени. Во следниот, помлад стадиум, релјефот морфолошки е потполно изменет, а глацијацијата го достигнува својот максимум. Интензивната глацијална ерозија ги изменила цртите на примарниот релјеф и изградила типични форми на сопствениот релјеф.

Во *постглацијалната фаза* глацијалниот релјеф се фосилизира. Глацијацијата престанала, а снежната и мразната покривка се повлекуваат или исчезнуваат. Развојот на глацијалните форми на релјефот, генетски поврзани за глацијалната ерозија се прекинува. На глацијалниот релјеф започнува да делуваат други геоморфолошки процеси. Со тоа фосилните глацијални форми постепено се менуваат и уништуваат. Во фосилните циркови се јавуваат глацијални езера, додека во некогашните валови активно делувааат постглацијалните речни текови. Главен геоморфолошки процес кој влијае врз менувањето (уништувањето) на фосилниот глацијален релјеф е речната ерозија. Реките кои настануваат со топење на глечерот и течат низ валовите носат значителни количества флувиоглацијален материјал.

Може да се заклучи дека во текот на глацијалниот геоморфолошки процес се јавуваат две фази: *прогресивна* и *регресивна*. Во текот на прогресивната фаза глечерите достигнуваат максимален развиток додека во регресивната постепено се повлекуваат. За секоја од фазите е својствен и одреден тип на глечер.

Глацијалниот циклус започнува со создавање на глечер во зависност од конфигурацијата на релјефот. Тоа е ембрионален стадиум на глацијацијата. Со текот на времето димензиите на глечерот се зголемуваат и се создава долински глечер (сл. 420, 2А). Со спојување на цирковите се создаваат платоски глечери, а нивните глечерски јазици во подножјето на планината изградуваат падински глечер. Во следната фаза од развитокот на глацијацијата глечерските јазици се бројни и само највисоките врвови штрчат над мразната маса (сл. 420 - 2). Натамошната еволуција во прогресивната фаза на глацијацијата доведува до создавање на единствена мразна покривка со чие нарастување може да се создаде инландајс. Во регресивниот стадиум глацијалната еволуцијата оди во спротивна насока. Циклусната еволуција на глацијацијата, како во прогресивниот така и во регресивниот стадиум, директно зависи од промените на климатските прилики.



1. Предглацијална, **2А**. Глацијална (прва, постара фаза), **2В**. Глацијална (втора, помлада фаза), **3**. Постглацијална состојба

сл. 420, Три фази во морфолошката еволуција на глацијалниот релјеф и глацијален терминален басен, долу



ПЛЕИСТОЦЕНА ГЛАЦИЈАЦИЈА

Бидејќи глацијалната морфологија првенствено е врзана за проучувањата на глацијалниот релјеф, т.е. на формите што ги изградиле и оставиле плеистоценитe глечери во современата геоморфологија е издвоена посебна научна дисциплина - ***квартерна геоморфологија***.

Основна задача на квартерната геоморфологија е палеогеографската реконструкција на плеистоценот, а особено проучувањето на глацијацијата и глацијалниот релјеф во овој, најмлад дел од геолошката историја на Земјата.

Причини за плеистоценатa глацијација

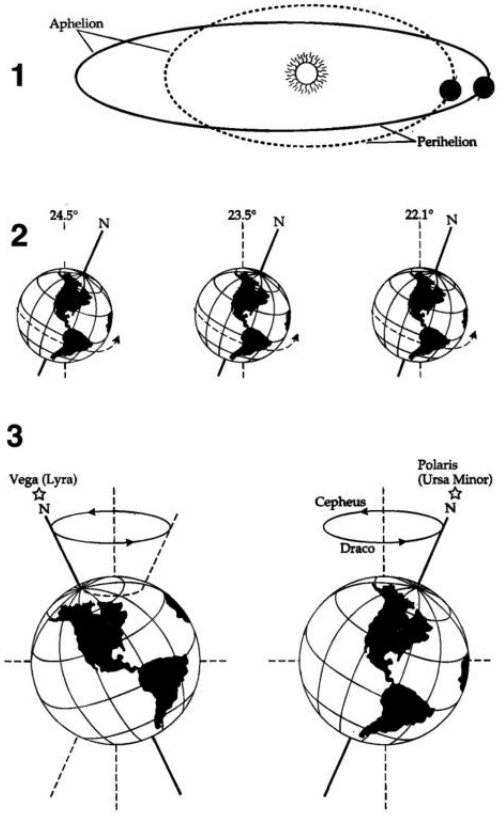
Плеистоценот и холоценот, како и горниот плиоцен, ги претставуваат само последните три (3) милиони години од Земјината историја. Иако тектонските плочи за време на овој краток период се релативно стабилни, глобалната и регионална клима доживеале големи промени.

Во минатите геолошки епохи, поради поместувањата на континентите Земјата минала низ неколку периоди на просторна глацијација. Кога поларните региони останувале без копна, топлите океански струи што доаѓале од Екваторот го спречувале создавањето мразни маси на половите. Тоа водело кон покачување на нивото на морињата и појава на потопла клима. Воедно, зголемувањето на водните површини придонело и за поголеми количества врнежи. Сето тоа овозможило ширење на тропскиот регион на север и југ од Екваторот. Спротивната ситуација (присуство на копнени делови околу половите), водело кон појава на глацијација.

За време на мезозоик и раниот кенозоик глобалната клима е релативно топла и подеднаква, со мали разлики помеѓу годшните времиња или по географска широчина. Во текот на плеистоцен на Земјата се случуваат неколку глацијални циклуси. Според повеќето истражувачи најмоќен бил последниот. Würm глацијал. Тој започнал пред 70 000 години, својот максимум го доживеал пред околу 20 000 години а завршил пред 10 000-12 000 години пне. За време на максималната фаза на глацијацијата мразната маса (инландеис) на Северната Хемисфера ја покрива речиси цела Северна Америка и северните и централните делови на Евроазија, до 45° сгш на југ.

Голем број научници се посветиле на истражувањето на глацијацијата на Северната Хемисфера бидејќи тука егзистирала повеќе од 80 % од мразната маса. На Јужната Хемисфера, освен на Антарктикот, каде глечерите започнале да се формираат во миоцен, глацијацијата е ограничена на големите надморски височини и на повисоките географски широчини. Такви се централното плато на Тасманија и Новозеландските Алпи. Андите се заглечерени но најголемата мразна покривка во Јужна Америка е во Аргентина и Чиле. Австралија останува незаглечерена освен еден мал планински дел во Викторија. Истото е и со Африка, каде се заглечерени само највисоките планини.

Глацијалните настани во плеистоцен, за разлика од претходните не се предизвикани од поместување на континентите. Промената на климата во текот на плеистоцен е резултат на промените во прифаќањето (апсорбирањето) на сончевото зрачење на Земјината површина како резултат на астрономските промени на Земјата познати како *моланковиќеви циклуси* (сл. 421).



1. Промени на карактеристиките на Земјината орбита, **2**. Накривување на Земјината оска, **3**. Насоченост на Земјината оска

сл. 421, Миланковиќеви циклуси на периодични промени

период	епоха	век	Алпи		геохронологија во илј. год.	Источна Европа	
кватер	холоцен	горен	субатлантик		- 2.500	субатлантик	
			суббореал		2.500 - 4.800	суббореал	
		долен	атлантик		4.800 - 8.000	атлантик	
			бореал		8.000 - 9.500	бореал	
			предбореал		9.500 - 10.200	предбореал	
	плеистоцен	горен	вирм	доцен	10.200 - 25.000	влдаиска	осташковска
				среден	25.000 - 43.000		мологошеска
				ран	43.000 - 70.000		калининска
			рис-вирмска		70.000 - 130.000	микулинска	
		среден	рис	рис 2	130.000 - 200.000	средноруска	московска
				рис 1.2	200.000 - 230.000		одинцовска
				рис 1	230.000 - 280.000		днепровска
			миндел-риска		280.000 - 370.000	лихвинска	
		долен	минделска		370.000 - 500.000	окска	
			гинц-минделска		500.000 - 730.000	дњестровска	
	плио-плеистоцен	горен	вилфран	гинцка	730.000 - 900.000	моразовска	
				дунав-гинцка	900.000 - 1.300.000	скитска	нагаиска
							жеваховска
							бошерницка
				дунавска	1.300.000 - 1.800.000	домашкинска	
		среден		бибер дунавска	1.800.000 - 2.200.000	јужноруска	ферландска
							крижановска
							акулаевска
				биберска	2.200.000 - 2.500.000	чистополска	
		долен		предбиберска	2.500.000 - 2.900.000	веселовска	
				аркуатинска	2.900.000 - 3.300.000	паратска	

сл. 422, Поделба на квартерот

Првата карактеристика е дека Земјината орбита не е идеално кружна, туку е повеќе елиптична, со одредени нејзини промени во период од 100 000 години. Второто е дека накривувањето на Земјата по нејзината оска варира од 22,1° до 24,5° во период од 41 000 години и трето, Земјината насоченост по оската на Северниот Пол (прецесија) скршнува, менувајќи се од една "северна" ѕвезда (моментално Поларис на Урса Минор) кон друга (Вега на Лира) во период од 22 000 години. Заедничкиот ефект на циклусните промени е доволната промена во количество сончева енергија што паѓа на Земјата, што пак, создало глацијални и интерглацијални климатски циклуси.

Големите разлики на температурата по географска широчина, какви што имаме денес е релативно нов феномен. За време на изминатите геолошки периоди климата на Екваторот е тропска, каква што е денес, но разликите во температурата по географска широчина не биле

толку изразени, односно климата на Земјата речиси била подеднаква. Во почетокот на миоцен глобалната клима започнува да се заладува и да станува поаридна. Протегањето на мразната маса на Антарктикот и зајакнувањето на океанските и атмосферските струења во средината на миоцен (пред 15 милиони години) овозможиле силни термални разлики по географска широчина. Веќе воспоставените атмосферски и океански струења, во текот на плеистоцен како резултат на глацијацијата драстично се менуваат.

Со секоја климатска промена се менуваат и климатските зони по географска широчина, но и по надморска височина. Во регионите каде доминираат планински системи, снежната граница помеѓу глацијалните и интерглацијалните периоди варира за околу 1.000 m.

За време на последната глацијација температурата на воздухот паднала од 4°C во екваторијалните па сé до речиси 15°C во поларните области. Посуви климатски услови од денес присутните се карактеристични за тропските предели, како и за Европа. Меѓутоа, други региони, како што се југозападните делови на Северна Америка биле со повлажна клима од денешната. Важен, но често игнориран ефект на глацијалните циклуси е дека глацијацијата предизвикала драматични промени кај доминантните ветрови и океански струи. Истото имало значајни влијанија врз регионалните климатски прилики, т.е. силните ветрови, изменетите океански струи и снежните наноси создале климатски зони потполно различни од денешните.

Просечната глобална температура на океаните се намалила за 2-3°C, при што, на пример, површинската температура на водите во северните делови на Атлантскиот Океан се намалила за 10°C. Палеоклиматските записи, исто така, откриваат силна врска помеѓу глацијалните настани и монсунските циркулации. Монсуните се најслаби за време на глацијалниот максимум. Тоа резултирало со засушување на инаку влажните региони. Климатските зони иако се поместувале кон Екваторот, тропската клима имала мали шанси за географско поместување.

Посебно е важно да се истакне дека во текот на плеистоценот нивото на морињата драстично се менувало. За време на последниот, вирмски глацијал, околу 1/3 од копното на Северната Хемисфера е покриено со глечерска маса. На двата пола, исто така, огромно морско пространство е препокриено со мразна маса. Последица на ваквото нешто е извлекување на големо количество вода од океаните. Меѓутоа, опаѓањето на нивото на морињата за 100 m како резултат на вирмската глацијација е релативно умерено во споредба со некои претходни глацијални максимуми кога нивото опаднало за повеќе од 160 m. Слично на ова и моменталната интерглацијација во која се наоѓаме не е најтоплата забележана во историјата на Земјата. Нивото на морињата веројатно било и за 70 m повисоко од сегашното. Според тоа и покрај релативната стабилност на тектонските плочи за време на овој мал дел од геолошката историја регионите на Земјата доживеале големи промени. Така, на пример, со спуштање на нивото на морињата за 100 m се создадале значителни површини на нови копнени делови.

Плеистоцена глацијација во Европа и Северна Америка

Големите заладувања во текот на плеистоценот создале огромна мразна покривка. Снежната граница била значително пониска од денешната, додека глечерите биле далеку помногубројни.

Според стратиграфската поделба на плеистоценот за Западна Европа и Алпите што ја дале *Penk* и *Brikner*, постоеле четири глацијални стадиуми: *гинц*, *миндел*, *рис* и *вирм*. Помеѓу нив се интерглацијални стадиуми во кои се јавува затоплување. Меѓутоа и глацијалите не биле климатски стабилни, односно и во нив се јавуваат одредени затоплувања.

Областа со најмоќна глацијација во Европа се наоѓала во Скандинавија. Овде инландајсот во текот на максималната фаза на вирмскиот глацијал достигнал најголема апсолутна височина. Мразниците се протегале радијално кон северозапад и го прекриле континенталниот шелф во западните и северозападните крајбрежја на Скандинавија и полуостровот Кола. На југ и југоисток масата мраз го исполнила басенот на Балтичкото Море и продрела далеку во внатрешноста на континентот. Јужната граница на инландајсот допрела до подножјата на Херц, Судетите и предгорјето на Карпатите.

Истовремено со постоењето на инландајс во централните и северните делови на Европа,

во јужната половина на Европа е присутна моќна планинска глацијација. Планинската глацијација била најизразена на Алпите. Дебелината на долинските глечери овде била толку голема што тие меѓусебно се спојувале во единствен глечерски систем. Само највисоките планински гребени и врвови излегувале над огромната мразна маса.

Голема распространетост имале и глечерите на Пиринеите, особено на северната страна. Глечерот во долината на Арјеж бил со должина од 62 km, додека Гаронскиот достигнувал 70 km. На Иберискиот Полуостров глечерите биле застапени и на Сиера Невада. Овде се спуштале до 1.300 m надморска височина. Планината Јура, денес сосема без глечери, била препокриена не само со глечерите од Алпите туку и со сопствени. Останати со средни височини планини кои имале свои глечери се: Татрите, Шварцвалд, Вогезите итн. На Вогезите и Шварцвалд долинските глечери биле долги од 24 до 40 km, додека на Судетите до 5 km. Незначителна појава на планинска глацијација имало и на Апенините, како и на речиси сите планини на Балканскиот Полуостров што се издигнуваат над 2.000 m надморска височина. Глацијацијата на Кафказ била слична со онаа на Алпите. Во западните делови снежната граница се наоѓала 1.200 m пониско од денешната. На Кафказ глечерите биле долги 50 до 60 km, односно 8 до 10 пати подолги од денес. Тие се спуштале и до 900 m но не го достигнале подножјето на планинскиот систем.

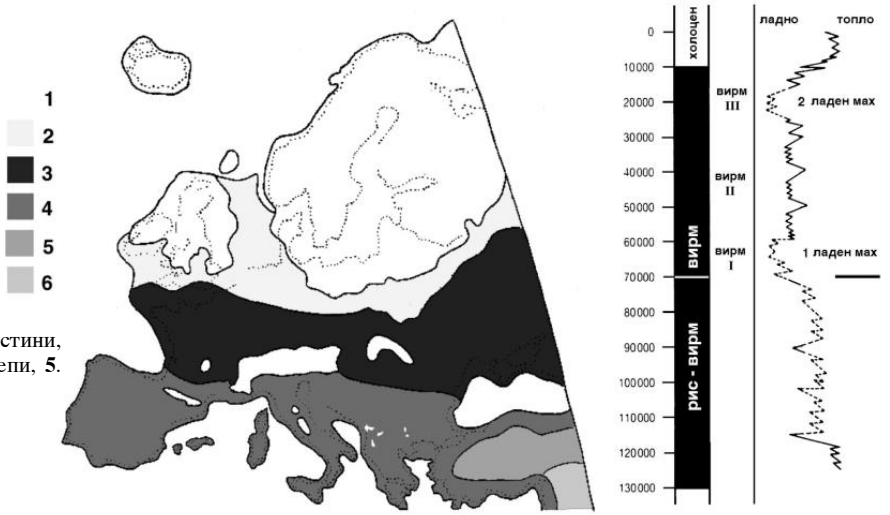
Оптималното затоплување во последните 150 000 години во Европа е некаде помеѓу 130 000 и 120 000 години пне. Тогаш умерените шуми се протегале многу повеќе на север од нивната сегашна поставеност. Лешниците (*Corylus*) и грмушестите евли (*Alnus*) растеле во денешен Лапланд (67° сгш), додека грмушестата зимзелена вегетација се протегала северно од Алпите. Ваквото нешто сугерира на релативно суви и топли лета со благи зими, генерално обележано како топол оптимум со 2°C до 2,5°C повисоки температури од денес присутните.

Брзо заладување и спуштање на морското ниво се јавува пред околу 110 000 години и траело неколку илјади години. Тогаш започнува и создавањето на скандинавскиот мразен штит. Во следните неколку десетици илјади години, до пред 75 000 години генерално фигурира нестабилна и поладна од денешната клима. Во следната, долга и интензивно ладна и сува етапа, Würm I, односно помеѓу 75 000 - 58 000 години пне морското ниво е за 75 m пониско од денес. Огромна мразна маса егзистира во Фино-скандинавија, додека шумите се ограничени на Јужна Европа и денешна Турција. Меѓутоа, овој глацијал е нешто помалку сув, со помала мразна обвивка и со нешто повисоко ниво на морето во однос на следниот, последен глацијален максимум (Würm III). Во т.н. средна фаза (Würm II), помеѓу 58 000 и 22 000 години пне карактеристична е нестабилна клима со значителни промени кои траеле по неколку илјади години. Во периодот помеѓу 39 000 и 36 000 години пне владеат поблаги но многу постудени и посуви климатски прилики од денес, со присуство на голема мразна маса во Скандинавија.

Последната максимална глацијална фаза е во периодот помеѓу 22 000 и 14 000 години пне. Таа е мошне ладна и сува со максимална распространетост на мразната маса која ги покрива и Алпите и Пиринеите (сл. 423). На високите балкански планини (главно над 2.000 m надморска височина) присутна е локална (изолирана) планинска глацијација. Разните температурни индикатори укажуваат дека сите делови на Европа се многу постудени од денес. Во јужните делови на Европа и низ поголемиот дел на Медитеранот температурите се за 8 до 10°C пониски од сегашните.

Максималните заладувања на Würm III глацијалниот стадијал се јавуваат во две фази; пред околу 21 000 и помеѓу 17 000 и 15 000 години пне. Мразната маса тогаш ја покрива Скандинавија и поголемиот дел на Северна и Централна Европа. Останатите делови се претставени со тундрова вегетација. Во Јужна Европа климатските прилики се суви, речиси полупустински, со доминантна степска вегетација. Некаде по 13 000 години пне започнуваат затоплувачки настани. Распространетата мразна покривка започнува да се топи.

Во студениот и сув, млад дријас (10 800 - 10 000 години пне) привремено шумските површини исчезнуваат. Тие се заменуваат со степи и тревна тундра. Седиментите од Северниот Атлантик укажуваат дека млад дријас е релативно благ (умерен) во средината, со две одделни студени фази. Изотопските истражувања од источните делови на Медитеранот укажуваат дека во овие предели (Јужен Балкан, Турција), сушата е поголема и од времето на последниот глаци-



1. Мразна маса, **2**. Поларни пустини, **3**. Тревни тундри, **4**. Суви степи, **5**. Умерени пустини, **6**. Пустини

сл. 423, Карактеристики на геокомплексот во Европа за време на вирмскиот климатски минимум (18 000 години пне) со приказ на температурните колебања во текот на последниот интергласијал (рис-вирм) и последниот вирмски глацијал

јал со незначителни количества врнежи, од 50 до најмногу 500 mm. Со завршување на млад дријас започнува меѓуглациалниот период *холоцен*.

Глацијацијата во текот на максималната фаза на вирмскиот (висконси) глацијал во Северна Америка зафаќала два пати поголема површина отколку во Европа. Од брегот на Атлантскиот Океана својата најјужна граница инландајсот ја достигнал во Илиноис (30-37° сгш). Од овде границата скршнувала кон северозапад, односно кон Тихиот Океан во близина на Ванкувер. Глацијацијата во Северна Америка имала три главни глацијални области: *лабрадорска* (на полуостровот Лабрадор), *киватинска* (на канадската територија западно од Хадсоновиот Залив) и *кордиљерската* на Карпестите Планини. Во Северна Америка во текот на плеистоцен, исто така, постоеле четири глацијации: *небраска*, *канзас*, *илиноис* и *висконси*. Тие одговараат на гинц, миндел, рис и вирм во Алпите.

Најизразени траги во релјефот оставила висконската глацијација. Долж работ на инландајсот застапени се моќни бедеми на челни морени, додека во терминалните басени се создале езера, како Лаурентиското, Винипег итн. Глацијацијата оставила бројни релјфни форми, но нивната морфолошка зачуваност е во зависност од постглацијалната ерозија и денудација.



сл. 424, Рецентен глацијален релјеф на Хималаите



сл. 425, Релјефна морфо-пластика во највисоките делови на планината Кораб (2.753 m)

ГЛАЦИЈАЦИЈАЛЕН РЕЛЈЕФ ВО СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Први сознанија за присутноста на плеистоценатa глацијација на Балканскиот Полуостров изнесува *Cvijic* (1891). Ваквите форми ги забележува при неговото искачување на Шар Планина, на Љуботен (2.499 m) кој тогаш се сметал за највисок врв на Полуостровот. Подоцна, сознанијата се прошируваат и за останатите високи планини. *Николиќ* (1912) глацијацијата ја констатирал на Кораб, *Dedijer* (1917) на Јабланица итн.

Како резултат на ниските температури, во текот на Würm III глацијалот на планините во Македонија егзистирале повеќе глечери. Речиси сите биле сместени во цирковите или имале висечки карактер. Само мал дел, главно на Шар Планина биле долински. За територијата на Македонија *Јовановиќ* (1928) и *Манаковиќ*, низ одредени трудови укажуваат за можно присуство на ришката глацијација, но за истото се потребни поцврсти докази.

На Балканскиот Полуостров за време на вирмскиот климатски минимум, кој според *Балтаков* (1988) е пред 19 000 год ВР, присутната глацијација била ограничена на секоја висока планини засебно. На македонските планини е значи од типот на локална, изолирана планинска глацијација.

Интензитетот и обемот на глацијацијата на Балканскиот Полуостров бил во тесна зависност од географската положба (близината на морските басени) и височината на планините. Различните количества врнежи што ги добивале планинските целини како и самата морфопластиката на планините, т.е. предвирмската предиспозиција на областите погодни за заглечерување, условило различен интензитет на глацијација на планините.

На Јабланица, Стогово, Галичица и Пелистер со теренски набљудувања морфолошки прецизно се утврдени челните морени на Лабунишкиот (Јабланица) и Гарскиот глечер на планината Стогово. Ваквата фактичка состојба ја оневозможува реконструкцијата на регионалната снежна граница што би произлегла од аритметичката средина на повеќето локални снежни граници. Всушност, со примена на *хоферовата метода*, поради истите причини е проблематично определувањето на снежната граница и на секоја од овие планини засебно. Локалната (орографска) снежна граница според запазената челна морена (1.732 m нв) и средната височина на гребенот што ја опфаќал зоната на хранење на мразникот (2.196 m нв) е добиена на височина од 1.964 m. За разлика од Лабунишкиот глечер кој е со источна експозиција, локалната снежна

граница на Гарскиот глечер (северна експозиција) со истата метода е определена на височина од 1.895 m.

Со примена на хоферовата метода, а како резултат, пред сé, на моренскиот материјал што се забележува на излезот на повеќето циркови, направен е обид да се определи снежната граница за поедини експозициони страни на планините во југозападниот дел на Македонија. На Јабланица за време на вирмскиот минимум снежната граница е определена на северната (2.017 m) и источната страна (1.952 m), додека за западната во Албанија сознанијата се недоволни (*Колчаковски* 1999). На планината Стогово снежната граница била незначително присутна и на северозападната страна (2.070 m), додека потполно отсуствувала на западната, југозападната и јужната. Најниско се спуштала на северната страна (1.895 m). Според средишната вредност на неколкуте орографски снежни граници на источната страна на Стогово добиената снежна граница била на височина од 1.934 m.

На Стара Галичица на северната страна, споредe моренскиот материјал на превалот Полце (1.540 m) и работ на горниот цирк (2.240 m) снежната граница е добиена на височина од 1.890 m (*Колчаковски* 1996). Од неколкуте топографски забележани циркови на албанскиот дел на Стара Галичица, снежната граница на источната страна е определена на височина од 1.980 m.

На Пелистер снежната граница била застапена само на североисточните падини, а добиената средна вредност од неколкуте орографски снежни граници ја покажува вредноста од 2.166 m. За ваквото нешто *Цвијић* (1911) ја изнесува следната констатација: "*Према моренама Големог и малог Језера, висина је снежне линије била између 2150 и 2200 m. По свежини морена је несумњиво да ово могу бити трагове најмлађе глацијације, дакле вирмске глацијације или можда њених младих стадиума*".

Интересно е и климатското определување на снежната граница според температурната реконструкција на вирмскиот климатски минимум (метод на *Messerli*). Со добиените среднојулски температури за време на вирмскиот климатски минимум и познатиот рецентен вертикален температурен градиент (0,66°C), односно со снижување на јулската температура на секои 100 m височина до потребните 4,5° C е добиена климатската снежна граница на се која планина еднично; Јабланица 1.734 m, Стогово 1.625 m, Стара Галичица 1.825 m и Пелистер 1.825 m. Бидејќи 200 - 250 m над климатската снежна граница се наоѓа глацијалната граница, односно границата на заглечерување (*Gavrilovic 1970*), добиените резултати за границата на заглечерување на пла-

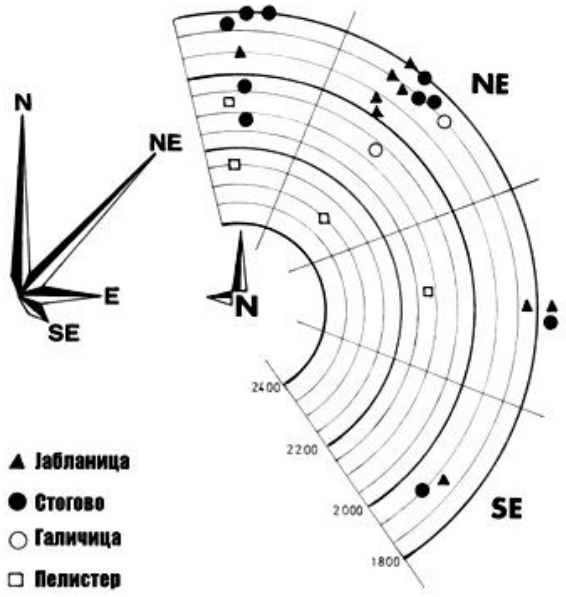


сл. 426, Циркот на Ливадичкото Езеро и во позадина врвот Љуботен (2.499 m), просторот на кој Јован Цвијић (1911) за прв пат констатира присутност на плеистоцена глацијација на планините на Балканскиот Полуостров





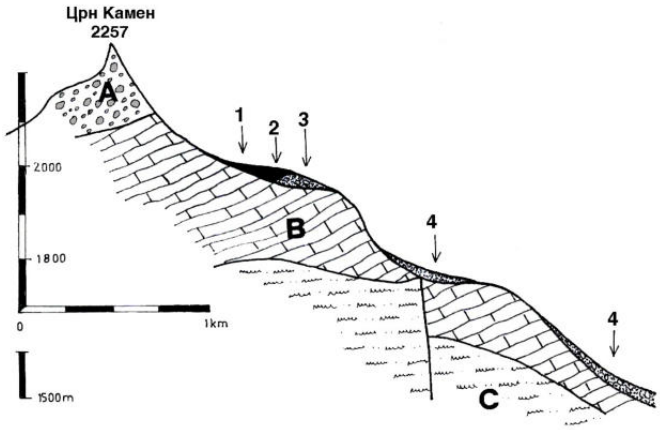
сл. 427, Циркот на Изгревно Езеро (2.318 m) на планината Кораб, горе и циркот на Големото Езеро (2.218 m) на Пелистер



сл. 428, Графички приказ (експозиција и висинска поставеност) на цирковите во југозападниот дел на Северна Македонија на планините Јабланица, Стогово, Стара Галичица и Пелистер, според Колчаковски (2024)

нините: Јабланица (1.959 m), Стара Галичица (2.050 m), Стогово (1.850 m) и Пелистер (2.050 m) по методата на *Messerli* речиси се поклопуваат со резултатите кои се добиени по *хоферовата* метода.

Со примена на двете методи компатибилни резултати се добиени и за северниот дел на Јакупица (*Колчаковски* 1993). Од вака добиените резултати може да се конструира и регионалната снежна граница во овој, внатрешен дел на Полуостровот. Така, на пример, според методата на *Messerli* регионалната граница на заглечереност би била над 1.977 m височина, додека регионалната снежна граница, по методата на *Hofer* се наоѓала на 2.032 m. Засебното анализирање на секоја планина овозможува нешто поверодостојна слика за височината на снежната граница. Може да се констатира дека изохионата од 2.000 m во овој дел на Полуостровот се протегала помеѓу планините Галичица и Пелистер и кон север, помеѓу масивот Јакупица на исток и Шарско - корабската морфоструктура на запад.



A. Јурски конгломерати, **B**. Тријаски варовници, **C**. Девонски шкрилци, **1**. Карпест глечер, **2**. Глацијално езеро, **3**. Моренски наслаги, **4**. Флувиоглацијални наслаги

сл. 429, Попречен профил на Вевчанскиот цирк, според Колчаковски (1999)



сл. 430, Полигенетската флувио-глацијална долина на Длабока Река на планината Кораб (2.753 m)



сл. 431, Типичен пејсаж на еолски релјеф со појава на дини и микрорелјефни форми, рипли

ГЛАВА XII

ЕОЛСКИ РЕЛЈЕФ

Еолската ерозија претставува геоморфолошки процес на изградување на релјефни форми со делување на механичката сила на ***ветрот***. Ерозивната сила на ветрот се состои од две основни компоненти: ***дефлација***, која претставува процес на издувување и однесување на најситниот материјал и еолска ***корозија***, која претставува процес на стругање и еродирање со помош на карпестите честички што ги носи ветрот.

Со ерозивното делување на ветрот во релјефот на Земјината површина се создаваат ***еолски*** форми. Нивното изградување се одвива во рамките на еолскиот процес. Еолските релјефни форми може да бидат *ерозивни* и *акумулативни*. Ерозивните форми настануваат со еолската корозија на голите карпести површини. Еолските акумулативни форми се изградуваат со натрупување на песочниот материјал кој е носен и расејуван со дефлацијата и кој се насобира на местата каде слабее механичката и транспортната сила на ветрот.

Еолски процес

На поголемиот дел од Земјината површина ветрот е со релативно слабо геоморфолошко значење. Меѓутоа, на просторите кои се без вегетација може да предизвика значителни ефекти а во огромните субтропски песочни терени да претставува и основен геоморфолошки агенс во изградувањето на релјефот. Водата и воздухот се флуиди кои имаат многу сличности врз механизмите на таложење. Најважните факторски влијанија на вредноста на еолскиот транспорт се ветровата брзина, воздушната густина (која варира со височината и температурата), големината на задвижените честички и карактеристиките на морфологијата на површината.

За ефектите на делувањето на ветрот во пустинските предели битна улога имаат постоечките климатски прилики. Тие се искажуваат со недостаток на врнежи како и со големи дневни и сезонски колебања на температурата на воздухот и почвата. Големите разлики помеѓу максималните и минималните температури имаат за последица интензивно механичко раздробување на карпестите маси. Тие пукаат се дробат и раситнуваат. Компактните карпи се претвараат во блокови потоа во крупни и ситни дробини и најпосле во песок и прашина. Ситниот, растресит материал е изложен на влијанието на дефлацијата и од ветрот е развејуван далеку од местото на своето создавање.

За еолскиот песок е карактеристична ситнозрноста. Дури 99 % од песокот е претставен со

честики од 0,05 до 0,25, ретко до 0,5 mm. Во нив речиси и нема прашина бидејќи е издувана и однесена од ветрот. Во песокта преовладуваат постојани минерали. Таков е кварцот со зрна кои се речиси полирани. Помалку отпорните минерали (лискун, хлорит) се уништени со корозија и најчесто ги нема во песокот. Бојата на еолските песоци е различна и зависи од бојата на матичната карпа. Таа зависи и од трајноста на еолската корозија како и од обложеноста на зрната со оксиди и хидрооксиди на железо како последица на геохемиските процеси. Песоците во тропските и субтропските пустини имаат црвеникава боја, додека во умерените области бојата им е жолта и темножолта. Слоевитоста на песоците е неправилна. Тоа е резултат на брзите промени на релјефните форми што е во врска со менувањето на режимот на ветровите. Дебелината на песоците е најголема во ерговите. Овде достигнува повеќе десетици метри.



сл. 432, Типичен пејсаж на еолски релјеф и микрорелјефни форми, рипли во преден пан

Како дефлацијата и корозијата така и брзината на ветрот е битна компонента во делувањето на еолската ерозија. Растреситиот материјал ветрот го раздвижува на два начини. Прашината и песокот ги носи на големи далечини сé додека не ослабе неговата транспортна моќ, додека раздробените парчиња ги тркала преку карпестата подлога.

Големината на зрната на задвиженият и носен растресит материјал зависи од брзината на ветрот. Така, на пример, при брзнина од 20 m/sek ветрот може да тркала раздробени парчиња со пречник од 4-5 cm, додека силните пустински ветрови може да тркалаат камења со тежина и до 1 kg. Ерозивно - акумулативното дејство на ветрот се забележува и долж ниските песочни брегови на океаните и мориња, но во колку не се обраснати со вегетација. На ваквите простори може да се создадат и акумулативни форми на еолскиот релјеф.

Ветрот е со одредено геоморфолошко значење и за другите ерозивни процеси. Постојаните ветрови на океанските и морските простори го условуваат интензитетот на брановите, т.е. абразивниот процес на бреговите. Сепак, ветрот е доминантен геоморфолошки агенс во изградување на релјефот во пустинските и полупустинските области. Бидејќи пустините зафаќаат околу 22 % од површината на копното, еолската ерозија претставува значаен геоморфолошки процес во изградување на релјефот, посебно во одделни делови на континентите.

Ветрот како геоморфолошки агенс делува на два начини; рушително и создавачки. Рушителното делување на ветрот се манифестира со дефлациско - корозивните процеси, а создавачкото со еолско - акумулативните процеси. Поради тоа, во еолскиот релјеф се разликуваат *ерозивни* и *акумулативни* форми. Ерозивните и акумулативните форми на еолскиот релјеф се изградуваат во различни пустински области. Ерозивните релјефни форми се создаваат во каменестите, додека акумулативните во песочните пустини. Еолските релјефни форми штоденес се изградуваат со активно делување на еол-

скиот процес се *рецентни* форми. За разлика од нив *фосилните* форми се изградени во блиското или подалечно геолошко минато со еолски процес кој денес на ваквите простори не постои заради промена на климата.

Пустините претставуваат одредени пределно-морфолошки целини на еолскиот релјеф како што се тоа бреговите за абразивниот релјеф или речните сливови за флувијалниот.

Типови пустини

Пустините во светот според генерализираните климатски особености може да се поделат на две основни групи: *жешки* и *ладни*. Од жешките пустини позначајни се: Арабиската Пустина (2 300 000 km^2), Австралиската Пустина (2 300 000 km^2), Чихуахуан (455 000 km^2) во Мексико и југозападен САД - најголема во Северна Америка, потоа Калахари (520 000 km^2) во југозападните делови на Африка, Мохава (65 000 km^2) и Сонорската (312 000 km^2) во Калифорнија, Аризона и делови на Мексико, пустината Монте (325 000 km^2) во Аргентина, Тар (200 000 km^2) во Индија и Пакистан и најголемата во Светот, Сахара (9 100 000 km^2) во Африка која зафаќа 27 % од површината на континентот. Од ладните пустини се истакнуваат: Атакама (140 000 km^2) покрај бреговите на Перу и Чиле, Гоби (1 200 000 km^2) во северните делови на Кина и Јужна Монголија, Иранската (390 000 km^2) која зафаќа делови и од Авганистан и Пакистан, потоа Намибиската (135 000 km^2) покрај брегот на Југозападна Африка, Такла Макан, или во превод "место од кое нема враќање" (1 600 000 km^2) во западните делови на Кина, Туркестанската (559 000 km^2) во централните делови на Азија и др.

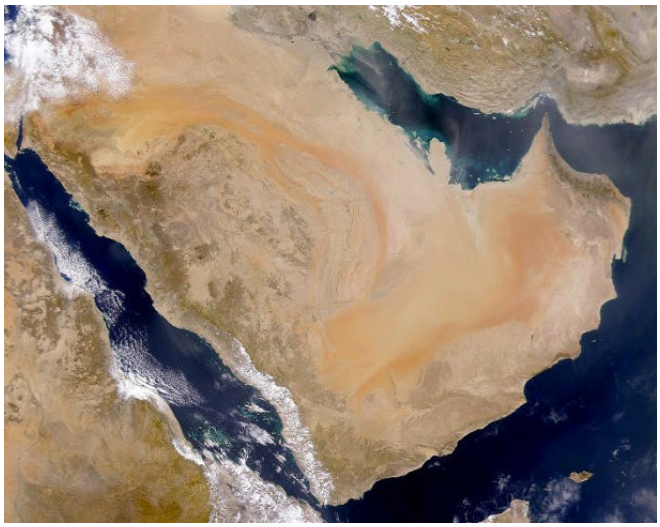
Како во каменестите така и во песочните пустини (во ладните и жешките), врнежите се ретка појава. Само во некои делови на Сахара годишното количество на врнежи е над 100 mm (Каиро на пример има 30 mm). Општо земено, годишно во пустините паѓаат до 300 mm врнежи, а често и многу помалку. Најголемиот дел од пустините, како жешките така и ладните, се песочни и во нив интензивно се развива еолскиот релјеф.

Како пределно - морфолошки целини на аридните области во генетски поглед постојата





433, Каменста пустина во Алжир, гоpе и песочната пустина Тар (200 000 km^2) помеѓу Индија и Пакистан



434, Сателитски приказ на Арабиската пустина (2 300 000 km^2)

повеќе типови пустини (каменести, песочни, глинести, чакалести). Во сите нив се изградуваат одредени форми на еолскиот релјеф. Примарниот предеолски релјеф во пустините е со различен начин на постанок. Пустините може да бидат и стари алувијални рамнини, структурни



сл. 435, Песочна пустина во Египет

рамнини или структурни висии. Старите алувијални рамнини ги зафаќаат првенствено песочните пустини (Такла Макан, Кара Кум), додека каменесто - чакалестите се наоѓаат на пинепленизираните висии (Иранска и други). На структурните платоа во Африка се создаваат каменести пустини.

Каменестите пустини, или *хамада* претставуваат рамни или слабо расчленети голи карпести предели (сл. 433). Тие се без вода и вегетација, делумно покриени со карпести дробини настанати во процесот на температурното раздробување. Каменестите пустини зафаќаат пространи области во Сахара, поголемиот дел од Гоби (самото име Гоби означува мали камчиња), Иранската Пустина, рабнитре делови на Арабиската и Синахската Пустина, Калаахари итн.

Песочните пустини или *ерѓови* претставуваат области на "жив" песок. Песокот носен од ветрот се натрупува во вид на ниски бедеми и ридови (сл. 435), Песочните пустини се одликуваат со немирна пластика која динамично се менува со делувањето на дефлацијата. Релјефот е сличен на брановидна океанска или морска површина. Песочните пустини во Африка се нарекуваат *ерѓови*, додека во Централна Азија *кум* (песок). Распространетите песочни пустинисе јавуваат во Сахара (Источен и Западен Ерг), Централна Азија (Кара Кум, Кизил Кум), потоа Такла Макан, Гоби, Австралиската голема песочна пустина, Арабиската, Тир во Индија итн. Во ерговите, како пределно-морфолошка целина не постои ниту една друга форма освен еолските. Тоа не е случај со пределно-морфолошките целини на останатите генетски типови релјеф. Во нив, покрај доминантните може да се јават и други генетски релјефни форми.

Создавањето на песочните пустини е врзано за регионалната акумулација на еолскиот песок. Нивниот релјеф е со немирна пластика и е представен со песочни возвишенија во вид на ридови со различни форми, големина и правец на протегања. Поради тоа, релјефот на ерговите многу подсетуваат на брановите на океански или морски поврпини. Песочната површина на ерго-

вите може да биде мошне едноставна и зарамнета. Релјефот во овој случај е претставен со распространета еднолична песочна рамнина. Тоа настанува само во случај кога се исполнети два неопходни услови на природната средина, ако песочните маси немаат поголема дебелина и ако изданот е плиток, односно е на мала длабочина.

Поради плиткоста на изданот, водата капиларно се искачува кон површината и ја влажни песочната маса, т.е. цврсто ги поврзува зрнцата сипкав песок. Дефлацијата е сведена на минимум, т.е. успева само да ги зарамни песочните површини. Песочни рамници се забележуваат во одделни делови на пустината Сахара во Африка.

Помали песочни области се јавуваат и надвор од пустините. Тоа се т.н. *пешчари*. Во нив се застапени форми на акумулативниот еолски релјеф, често обраснат со природна или културна вегетација. Поради присутната вегетациска покривка на ваквите терени еолскиот процес е запрен, а релјефните форми се претворени во фосилни.

Глинестите пустини се помалку застапени отколку останатите типови. Распространетите рамни и ниски брегови на големите езера и внатрешни мориња (Касписко, Аралско) делумно претставуваат глинести пустини. Во централните делови на Азија глинестите пустини се нарекуваат *такири*. Нивната површина е изградена од глинеста покривка наталожена на дната на плитките депресии во кои после ретките дождови се задржува вода. Теренот на глинестите пустини е рамничарски, покриен со мрежа на пукнатини создадени во процесот на сушење на почвата. Особено впечатливи се глинестите делови во источниот раб на Австралиската пустина, како и делови на пустинските предели во Калифорнија и Колорадо (САД).

Покрај каменестите, песочните и глинестите пустини постојат и *чакалести пустини*. Нивната површина е покриена со ситен и крупен чакалест материјал, додека песокот и прашината се однесени со дефлација. Ваквите појави се забележуваат во плитките депресии на Либиската Пустина во Северна Африка.



сл. 436, Каменеста пустина во источниот дел на Египет



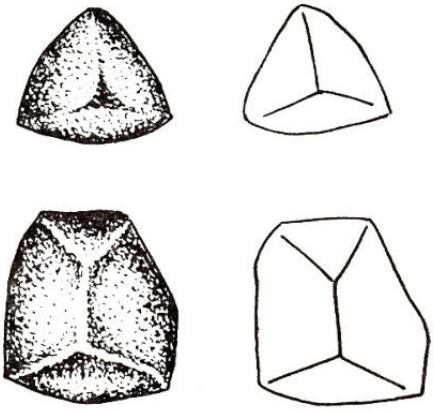
ЕОЛСКИ РЕЛЈЕФНИ ФОРМИ

Ветрот се јавува во сите климатски зони и области на Земјата. Меѓутоа, неговото геоморфолошко значење битно се манифестира само во аридните области во кои нема воден талог или го има во незначителни количества. Такви се пустинските и полупустинските области. На ваквите простори нема речни текови, или пак, се јавуваат само исклучително, по кратките дождови и имаат периодичен карактер.

Недостатокот на вода во полупустинските и пустинските предели условува не само отсуство на флувијалната ерозија, туку и отсуство на вегетација. Поради тоа, ветрот на ваквите простори е доминантен геоморфолошки фактор. Тој го обликува и морфолошки го менува постоечкиот иницијален релјеф и изградува генетски нови релјефни форми. Со тоа настанува посебна морфолошка категорија на релјефот на Земјината површина - ***еолски релјеф***.

Ерозивни еолски форми

Ерозивните еолски релјефни форми настануваат со непосредно делување на дефлацијата и еолската корозија. Повеќето од нив претставуваат микроформи. Со делување на дефлацијата ситниот, растресит материјал, создаден со процесот на механичкото раздробување на карпите (температурно раздробување) е оддуван (однесен) со ветрот преку карпестата површина на хамадите. Песокот носен од ветрот интензивно ја струга карпестата површина. Ваквиот процес на еолска корозија е постојан и долготраен. Поради тоа, на хомогените карпи кои се одликуваат со исклучителна цврстина се создаваат помалку или повеќе *полирани површини*.



сл. 438, Пример на драјканшери

сл. 437, Моделирање на карпести блокови со еолска корозија именувани како "Гур"

Ако делувањето на ветрот е долготрајно и интензивно, особено на доминантниот ветер од ист правец, се создаваат карактеристични форми на пустински камења. Тие потсетуваат на геометриски тела со остри рабови и се полирани од сите страни. Вака моделираните карпести дробини во пустините се нарекуваат *драјканшери*. Драјкантерите најчесто имаат форма на тристрани пирамиди (сл. 438). Се одликуваат со доста правилни страни, освен рапавата страна што лежи на подлоката и која не е изложена на еолска корозија. Ако карпестите дробини и блоковите имаат хетероген, состав, тогаш површината на драјкантерите не е мазна.

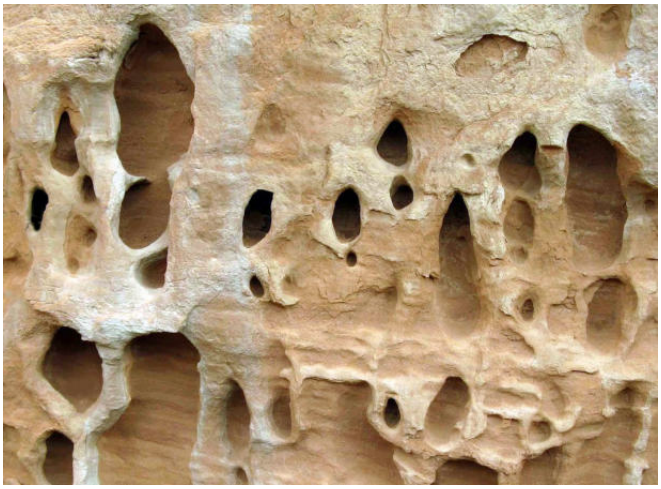
Разликите во минералниот состав и различната големина на зрната ја условува селективната еолска корозија. Во гранитските дробини кристалите на кварц како поотпорни стрчат, додека на местата на фелдспатите или лискунот и останатите меки состојки се јавуваат дупчиња на карпестата површина .

Хетерогеноста на минералите, а со тоа и различната отпорност кон еолската корозија може да доведе до создавање поголеми вдлабнатини во карпестата маса. Селективната ерозија која е предизвикана со еолската корозија може да создаде цел систем на плитки, чашести вдлабнатини во карпестата маса. Набљудувана во целина карпата потсетува на пчелино саќе. Поради тоа ваквите форми се нарекуваат *пуштинско саќе* (сл. 439). Вдлабнатините кај пустинското саќе се распоредени толку близу едни до други што ги одвојува само тенок карпест ѕид. Димензиите на вдлабнатините се различни со пречник кој се движи од 3 до 5 cm па сé до 15 - 20 cm.

Интензивниот процес на еолска корозија во карпите со хетероген состав може да предизвика значителен износ на селективната ерозија. Тоа е особено случај кај хетерогените карпи со голема разлика во отпорноста на одделните минерали што влегуваат во нивниот литолошки состав. Со селективната ерозија во карпестата маса се создаваат поголеми котлести вдабнатини и шуплини кои се нарекуваат *тафони*. Тие се сретнуваат, како во седиментните така и во магматските карпи. Со вдлабување на тафоните, на тесните карпести гребени може да се создадат природни *прозорци*, слични на прозорците во карстните терени.



сл. 439, Примери на "пуштинско саќе"







сл. 442, Моделирање на карпест блок со еолска корозија именувани како "Гур"

сл. 440, Тафони, лево

Литолошкиот состав на карпите во пустините може да услови создавање на засебни форми благодарение на нееднаквиот износ на еолската корозија. На хоризонталните глинести површини во Туркестан се забележуваат длабоки, речиси паралелни бразди со коритеста форма. Помеѓу нив се наоѓаат остри рабови. Слични се на шкрапите на карстните терени. Тие се протегаат во правец на доминантните ветрови, а самото делување на ветрот е значително олеснето поради глинестата подлога. Ваквите форми се познати под терминот *јарданг* (турски збор за стрм рид) Нивната длабочина изнесува од 1 до 2 m, а исклучително и до 6 m додека должината може да им достигне и над 100 m (сл. 441).



сл. 441, Маркантна појава на јарданг во Кина и шематски приказ на јарданг

Ветрот ја разнесува песокта непосредно над површината на хамадите, главно на височина од 1 до 1,5 m. Поради тоа, најголемиот износ на еолската корозија е до оваа височина. Карпестите остенци во африканските, азиските и арабиските пустини се нападнати со силна еолска корозија токму во своето подножје. Со вака насоченото делување на еолската корозија остенците во подножјето го намалуваат својот волумен додека повисоките делови речиси ја задржуваат својата првобитна форма. Највисоките делови на остенците се наоѓаат надвор од делувањето на поинтензивната еолска корозија. Со потсекување остенците постепено се стекнуваат со специфична печуркаста форма. Во Алжир остенците со ваква форма се нарекуваат *гур* (сл. 437, 442).

Покрај ерозивните еолски форми во пустините се забележуваат и суви долини, познати под името *уади*. Тоа се фосилни речни долини што се протегаат десетина па и стотина километри. Низ нив само повремено протекува речен тек, обично по ретките дождови во планинските рабови на пустините.

Уадите се од значење за толкувањето на морфолошката еволуција на пустинските предели. Во текот на плувијалните климатски фази тие претставувале нормални речни долини. Со



сл. 443, Типичнини карпест остенци, познати како "Гур" моделиеани со еолска корозија

аридизација на климата речните текови исчезнале а нивните долини останале надвор од хидрографската функција како суви, фосилни долини. Со престанок на хидрографската функција уадите се изложени на интензивно делување на еолската корозија. Иако нивните примарни обележја морфолошки се потполно зачувани, еолската корозија по дната и страните го модифицирала изгледот на долините. На тој начин уадите се стекнале со одредени полигенетски карактеристики.

Во пустините во кои на површината се наоѓаат трошни кластични карпи, дефлацијата е со значителен ерозивен износ и морфолошки значење за изградување на релјефот. Со постојаното изведување на растреситото или слабо врзано земјиште, на рамните површини се создаваат вдлабнати делови во вид на распространети и релативно плитки депресии. Тие може да имаат и значителни димензии, т.е. претставуваат прави *дефлациски котлини*. Ваква една котлина во западните делови на Казакстан е со должина од 145 km. Широка е од 2 до 10 km а длабока од 100 до 142 m. Создадена е постепено со дефлацискиот процес на ветрот кој го однел површинскиот правлив дел на почвата. Кватара во Египет е длабока 134 m со вкупна површина од 3.200 km^2.

Големите басени во пустините се познати уште од првите истражувања на овие простори, но нивниот обем е реално согледан дури при анализата на сателитските снимки. Големите басени се сложени форми и по се изгледа се поврзани со тектонските активности. Во ваквите тектонски басени еолската активност може сосема малку да ја модифицира постоечката морфопластика. Сепак, дефлацијата може да биде клучниот процес во оформувањето на нивниот релјеф, дури и зголемувајќи ги поради отстранувањето на огромните количества материјал.

Акумулативни еолски форми

Изградувањето на акумулативните форми на еолскиот релјеф е поврзано за натрупувањето и обликувањето на песочните маси во ерговите. Еолскиот песок се натрупува на места каде слабее транспортната сила на ветрот, или пак, кога во релјефот се јавуваат препреки што го пореметуваат натамошното непречено транспортирање.

На широките песочни површини ветрот гради посебно динамички форми на акумулативниот релјеф. Поради големата подвижност на песокот морфолошката еволуција на еолскиот акумулативен релјеф е подложна на постојани промени (нивно брзо градење, менување и уништување). Ниту една релјефна форма на Земјината површина не е изложена на така значајни и брзи морфолошки промени како што е тоа случај со формите на еолскиот акумулативен релјеф.

Типичниот еолски релјеф го претставуваат акумулативните форми. За релјефот на Земјината површина тие се морфолошки поизразени од ерозивните форми на еолскиот релјеф. Морфолошкото значење им произлегува од нивната карактеристична физиономија. Насобирањето на песочната маса во пустинските предели се врши во форма на соодветни ридови и наносни бедеми. Тоа е нешто слично со навејувањето на снегот.

Елементарна форма на еолскиот акумулативен релјеф се ***дините***. Тие претставуваат песочни возвишенија во форма на купести ридови и издолжени бедеми. Дините се создаваат со еолска акумулација на песокот (сл. 444). Изградувањето на дините минува низ различни еволутивни стадиуми. Поради тоа, се јавува и нивна впечатлива морфолошка разновидност. Тоа е последица на промената на физичко-географските услови на природната средина. Во почетниот стадиум на морфолошката еволуција доминантниот ветер го натрупува песокот во вид на сочиевесто возвишение. Ваквите возвишенија постепено морфолошки се преобликуваат и се здобиваат со форма на штит. Во натамошната еволуција песочниот рид постепено нараснува во права дина.

Создавањето на дините се одвива на места каде на топографската површина се јавуваат нерамнини или препреки во вид на возвишенија. Тоа предизвикува промена на правецот како и на силината на ветрот. Транспортната сила на ветрот моментално се менува со што носениот песок се натрупува во форма на мали возвишенија и ридчиња. Тоа е ембрионален стадиум во создавањето на дините. Причини за создавање на дините може да бидат и осамени грмушки на сиромашната пустинска вегетација. Правецот и силината на ветрот во овој случај делумно се пореметува, т.е. брзината на ветрот моментално се смалува што предизвикува непосредно натрупување на песокот на заветрената страна на грмушката. Изградувањето на дините во основа зависи од режимот на доминантниот ветер вошто се вклучени неговата постојаност, правец и силина.

На нивните страни се јавуваат слабо брановидни површини во форма на паралелни ребрести гредички, т.н. *ридли* (сл. 444). Риплите се асиметрични со падината во насока на струјата на ветрот. Се развиваат од многу малите неправилности на песочната површина преку комбинација со површинското лизгање и одскокнување на песочните зрна. Риплите мигрираат во правец на дувањето на ветрот но нивното меѓусебно растојание останува исто. Кога песокот е подложен на силни ветрови риплите може да достигнат височина и до 50 cm.

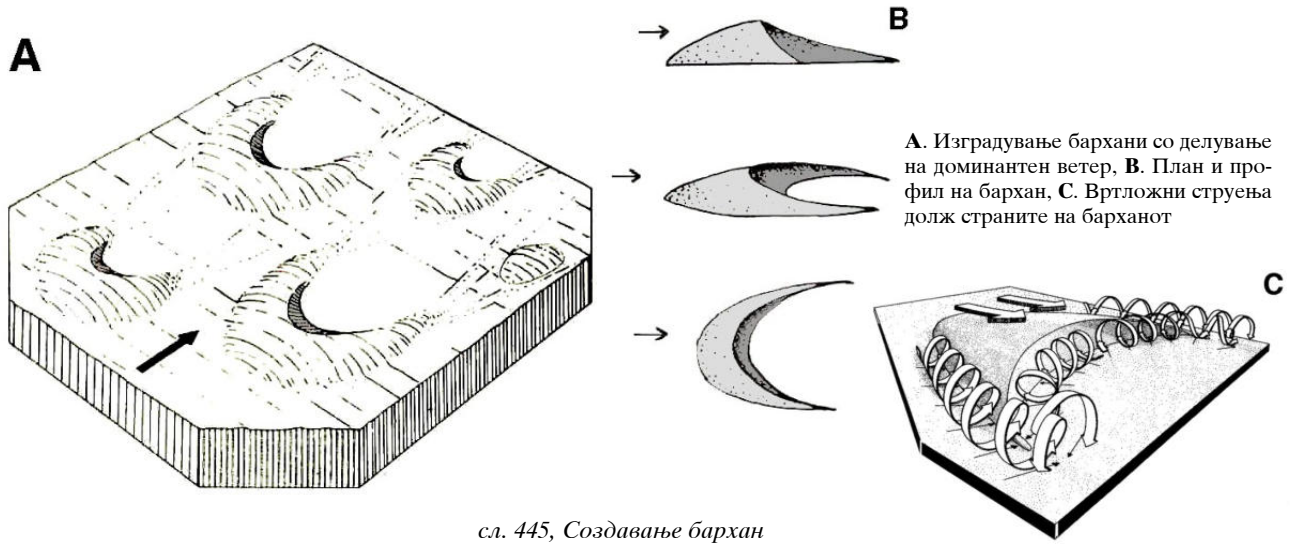
Дините се одликуваат со свои елементарни морфолошки особености. Страните им се благо наведнати и на нив се врши акумулација на песокот. Надворешната страна е напречна на правецот на ветрот, додека внатрешната е завртена низ ветрот и е значително пострмна (сл. 445, В). Со тоа дините не се заоблени, туку надворешните и внатрешните страни им се спојуваат под остар агол, создавајќи раб во вид на гребен. Со постепено префрлање на песокот преку гребенот, од надворешната кон внатрешната страна, доаѓа до споро движење на севкупната песочна маса на дината во правец на дување на ветрот. Ваквата појава е позната како миграција на дината.

Ако песочната маса е сува, без глинести примеси, тогаш со делување на ветрот се менува примарната форма на дината и морфолошки се преобликува. Всушност, ветрот побрзо ги пренесува потенките песочни маси долж рабовите во подножјето на дината. Со тоа дината се издолжува во правец на дувањето на ветрот (рабните



сл. 444, Маркантна дина со остри рабови во Намибија и ридли на песочни дини крај брегот на Лазаротe, Канарски Острови

делови се засводуваат кон внатрешната страна на дината). На внатрешната страна престанува директниот удар на доминантниот ветер, но се јавуваат вртложни движења на воздушните струи кон средишниот дел на заветрената страна (сл. 445 - С). Поради тоа, дината постепено се здобива со лаковидна форма. На тој начин настануваат форми на пустински дини наречени *бархани*. Тоа се дини со изглед на срп или полумесечина. Надворешната страна им е благо наведната (5 - 8°), додека внатрешната е пострмна (30 - 35°).



А. Изградување бархани со делување на доминантен ветер, **В**. План и профил на бархан, **С**. Вртложни струења долж страните на барханот

сл. 445, Создавање бархан



сл. 446, Типична појава на бархан

Барханите обично се создаваат долж рабовите на ерговите додека во нивните внатрешни делови се доста ретки. Во песочните пустини, каде се и најраспространети, тие ги достигнуваат своите најголеми димензии. Височината на барханите е различна и се движи од 1 до 20 - 30 m, додека должината им изнесува од 40 до 70 m, а понекогаш и 200 - 300 m. Дебелината на песочната маса е најголема во средишниот дел, а најмала на краевите на српестиот раб. Ветрот ја поместува песочната маса на барханот. Со тоа предизвикува негово селење, односно миграција. Ваквата појава во Сахара достигнува и до 10 m годишно. Во песочните пустински делови на Азија (јужни делови на Кизил Кум) барханите се поместуваат 10 до 12 m во текот на еден месец.

Посебна форма на дина е *сиф*. Тоа се дини со гребен што има форма на буквата "S". Сифовите настануваат со делување на непостојани ветрови чии воздушни струи имаат различна брзина на движење. Поради тоа се создава брановидна форма во горниот дел на гребенот. Сифовите се типични за пустината Сахара.

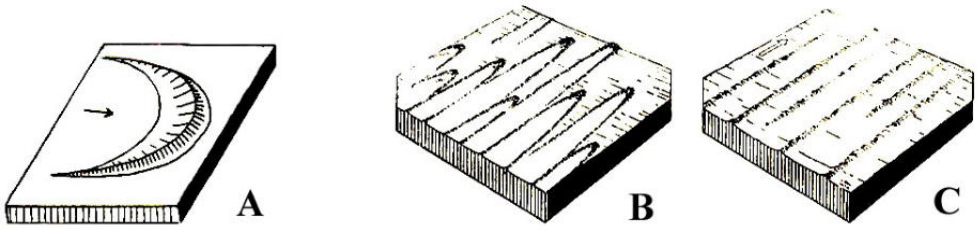
Во пустините е честа појавата на странично сраснување на барханите. На овој начин во релјефот се јавуваат комплицирани системи на меѓусебно поврзани дински бедеми. Сраснатите бархани и сифови ја губат својата морфолошка индивидуалност и се втопуваат во сложени системи на песочни греди со неправилни меандерски гребени. Тоа се т.н. *барфански гребени*. Нивната должина достигнува и до 20 - 30 km, а височината од 100 до 150 m. Барханските гребени главно се протегаат паралелно со меѓусебно растојание од неколку километри.

Капиларноста на изданската вода влијае не само врз стабилноста на диниte, туку и на нивната морфолошка разновидност. Кога ќе се стабилизираат српестите краеви на дината, каде песочната маса е најтенка и најблиска на влијанието на капиларноста, дефлацијата го издувува само средишниот дел на српестиот бедем. Овде песочната маса е најдебела и е надвор од дофатот на изданската вода. Поради ваквата, делумна стабилизираност на барханот, средишниот дел на неговиот гребен се поместува во правец на ветрот, а двата стабилизирани краеви на српестиот бедем остануваат на своето место. Со тоа формата на барханот постепено се менува и се создава *параболична дина*. Тоа е сосема спротивна од формата на барханот, односно нејзините некогашни конкавни страни стануваат конвексни (сл. 448 - А).

Параболичните дини не претставуваат завршна форма на делумно стабилизираните дини. Натаму, со дефлација се одвејува само песокот од средишниот дел на дината. Поради тоа, конкавниот бедем сé повеќе се извиткува, смалува и снижува. Кога средишниот дел на параболичната дина ќе биде сосема однесен во релјефот остануваат песочни греди, издолжени во правец на дувањето на ветрот. Така настануваат издолжени или *лонгитудиални дини* (сл. 448-В). Посебен морфолошки тип претставуваат *пирамидалните дини* (сл. 447). Тоа се сложени форми на еолскиот акумулативен релјеф. Претставени се со песочни возвишенија со изглед на неправилни пирамиди. Сложените дини се формираат и кога различни основни типови на дини се соединети. *Ѕвездестите дини* најчесто се јавуваат во области со сложен режим на ветроти се чини дека се создаваат како одговор на силните ветрови од неколку правци (сл. 447).



сл. 447, Линеарен и ѕвездести тип на дини



*сл. 448, Создавање параболична дина (**А**) и натамошна еволуција на лонгитудијалните дини (**В**) во линеарни дини (**С**)*

Сите дини кај кои се забележува селење во правец на дувањето на ветрот се нарекуваат *подвижни дини*. Наспроти нив постојат неподвижни, или *стабилни дини*. Нивната стабилност е условена од капиларното влијание на плитките издански води кои ја влажнат долната партија

на песокот. Со тоа честичките се поврзуваат и ја стабилизираат песочната маса во внатрешноста на дината, додека на површината таа се обновува.



сл. 449, Фосилна дина обраснаша со шревна вегешавија

Покрај различните пустински и крајбрежни дини кои и денес се изградуваат со делување на активните еолски процеси, постојат и *фосилни дини*. Тие се составен дел на *фосилниош еолски релјеф*. Фосилните акумулативни форми се забележуваат кај пешчарите на умерените географски широчини, т.е. во климатски услови кои се битно различни од климатските прилики во пустините. Кај пешчарите вегетациската покривка го спречува активното делување на еолската ерозија. Дефлацијата и еолската корозија се прекинуваат, или пак, се сведуваат на незначителен ерозивен ефект и тоа на површините што сеуште не се обраснати со вегетација.

Постојат и фосилни дини од претходните геолошки периоди. Тие се изградени во подруги географски услови, кога еолската ерозија на ваквите простори претставувала доминантен геоморфолошки процес. Тоа се *палеофосилни дини*. Вакви дини се забележуваат во северните делови на Германија, Полска и Белорусија. Траги на стар еолски релјеф е застапен и во Франција, особено во Парискиот Басен, како и во Панонскиот Басен кој, според *Цвијиќ* е најголемата и најинтересна област на еолска ерозија и акумулација во Европа.

Како форма на еолскиот акумулативен релјеф дините не се врзани само за песочните пустини. Тие се забележуваат секаде каде постојат распространети песочни површини и каде дува силен ветер. Такви се песочните брегови на морињата и океаните познати како жала, потоа песочните алувијални рамнини на големите реки, рабните делови на глацијалните области, песочните површини на литоралниот кордон итн. Крајбржните дини се забележуваат на француските, холандските и англиските брегови. Тие се изградени од "жив" песок и се селат под дејство на ветрот. Долж францускиот брег селењето на дините изнесува и до 25 m во текот на една година. Крајбрежните дини во Бретања се поместиле од XVII век до денес за 30 km. Ваквите дини може да достигнат и значителни размери. Во Аркашон (Франција) се наоѓаат најголемите крајбрежни дини во Европа, високи до 115 m.

Ерозивните и акумулативните форми на еолскиот релјеф нееднакво се однесуваат кон морфолошкото преобликување и уништување. Ерозивните форми подолго се задржуваат во релјефот од акумулативните и тоа не само во однос на делувањето на активниот еолски процес, туку и во однос на делувањето на постеолската ерозија и денудација. Акумулативните форми брзо се менуваат уште во текот на своето изградување. Тие се изложени на брзи морфолошки промени и уништувања и во постеолскиот период кога, поради промена на климатските прилики, делуваат останатите ерозивни процеси и денудацијата.

Во рамките на својата позната концепција за циклусен развиток на релјефот на Земјината површина *Devis* се обидел да ја протолкува морфолошката еволуција на еолскиот релјеф во согласност со основните теоретски поставености на географскиот, односно ерозивен циклус. Како и кај останатите геоморфолошки процеси, така и еолскиот процес е насочен кон аплинација на релјефот.

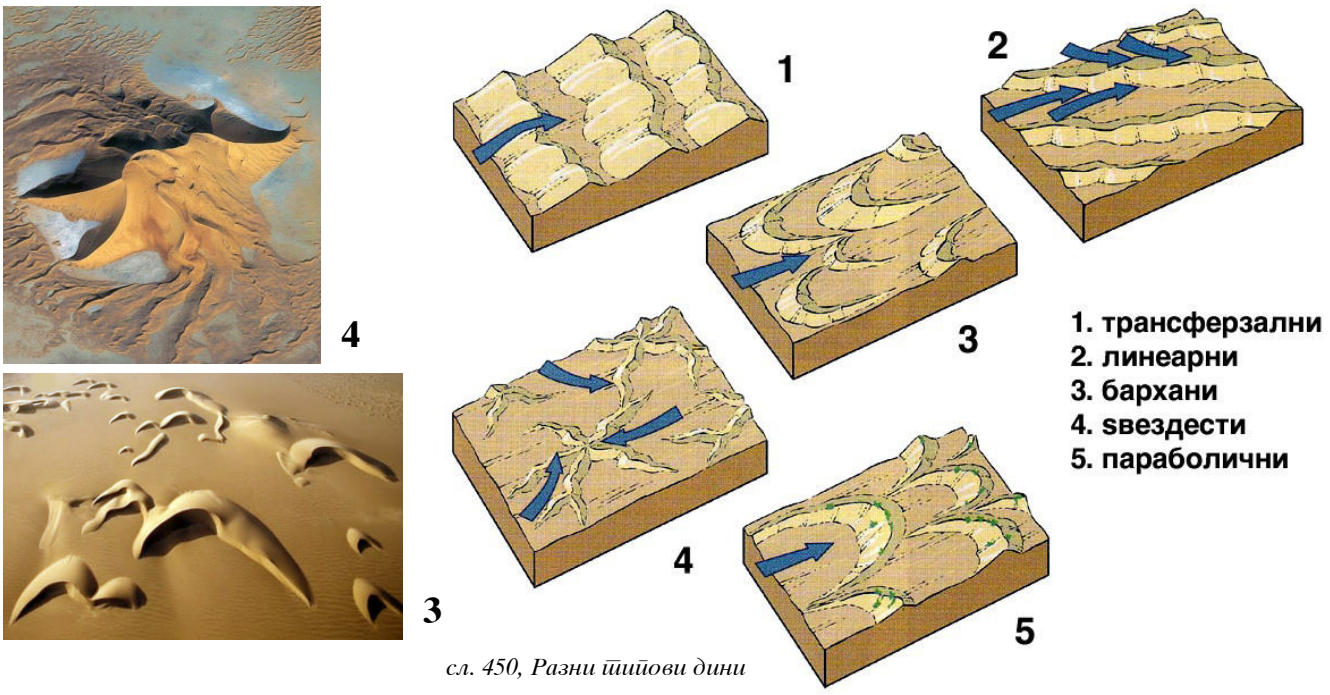
Еолскиот геоморфолошки процес делува во две сосема различни природни средини. Поради тоа, текот на развитокот на еолскиот релјеф е различен. Во каменестите пустини - хамади, морфолошката еволуција е непосредно врзана за еолската ерозија, т.е. аплинацијата (зарамнување) е врзана за дефлацијата и еолската корозија. Меѓутоа, во песочните пустини (ергови), морфолошката еволуција зависи од акумулативната компонента на еолскиот процес, т.е. аплинацијата е врзана за акумулацијата на песокот. Ваквите различни пределно-морфолошки целини на пустините условуваат сопствен од на морфолошката еволуција. Поради тоа *Devis*

ја воопштува морфолошката еволуција на еолскиот релјеф со цел да се изведе нејзино успешно вклопување во шемата на ерозивниот циклус.

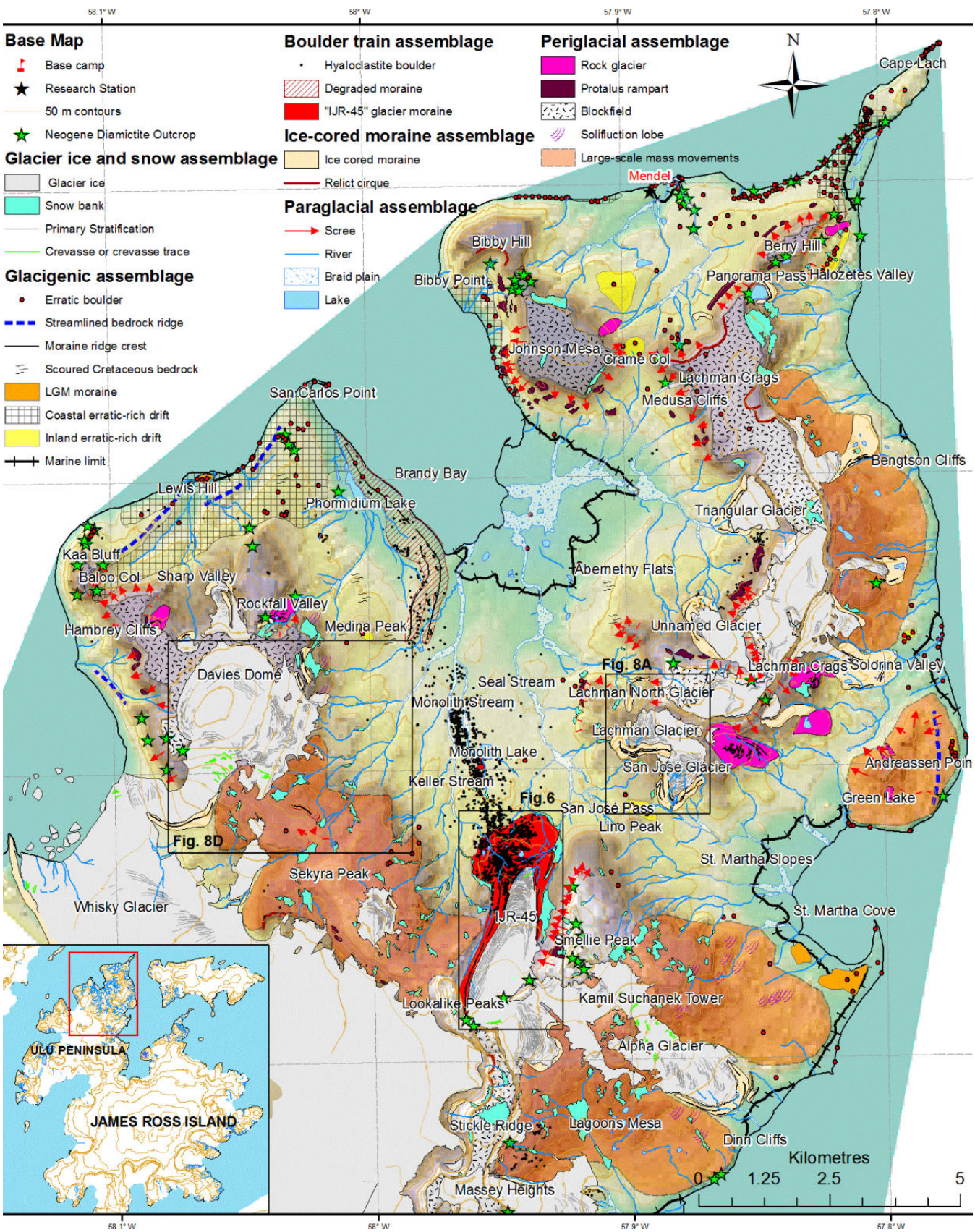
Во текот на еолскиот процес, во далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција на еолскиот релјеф според *Devis* се создава ерозивно - акумулативна рамница од која се издигнуваат карпести возвишенија. Тие најдолго се спротиставиле на еолската ерозија поради нивната изграденост од поотпорни карпи. Ваквите возвишенија претставуваат остатоци на примарниот (иницијален) релјеф. Кога циклусниот развиток на еолскиот релјеф ќе дојде во својата завршна фаза, исчезнуваат и последните остатоци на возвишенијата. Во релјефот се јавува зарамнета површина со голема распространетост - *пинеплен*. Преку него ветрот се движи без препреки. Пинепленот во еден дел е ерозивен, додека во другиот акумулативно - структурен. Тоа е крајниот стадиум во морфолошката еволуција на еолскиот релјеф, односно завршна фаза на циклусниот развиток на еолскиот процес.

Сваќањата за циклусен развиток, шематски применето на динамичката еволуција на еолскиот релјеф неможе да се прифати и усвои како одредена законитост. Иако претставуваат зарамнети површини пустинските рамнини се изложени на еолската дефлација и корозија. Според тоа, неможе да претставуваат завршен стадиум во еволуцијата на еолскиот релјеф, ниту крај на еолскиот процес. Ветрот и од рамните површини го одвејува песочниот материјал. Со тоа се создаваат издолжени вдлабнатини па дури и депресии. Создавањето негативни форми во песочните рамници покажува дека тие не се крајната граница на еолскиот процес, сватено како затворен круг на ерозивен циклус во пустините.

Во морфолошката еволуција на еолскиот релјеф неможе да се запоставаат влијанијата на различните модификатори на еолскиот ерозивен и акумулативен процес. Во овој поглед *палеоклиматските* колебања имаат исклучително значење. Позначајните климатски промени може битно да го променат еолскиот процес. Постоењето на стари речни долини во пустините ја докажува флувијалната фаза во морфолошката еволуција на денешните пустини. Ваквата, влажна фаза, подоцна е заменета со екстремно аридна клима за чие делување е врзано создавањето на денешните пустини. Во иднина пустинската клима, исто така, може да биде заменета со хумидна. На тоа укажува фосилниот еолски релјеф во денешните умерени области (Полска, Белорусија, Германија). Поради тоа, создавањето и исчезнувањето на пустините и изградувањето на еолскиот релјеф е врзано за климата во дадената природна средина. Стадиалната еволуција на еолскиот релјеф зависи од стабилноста на климатските прилики. За ваквото нешто девисовиот концепт не води доволно сметка.



сл. 450, Разни типови дини



сл, 451, Геоморфолошка карта на островот Џејмс Рос, одделен со природен канал од останатиот дел на Антарктикот

ГЛАВА XIII

ГЕОМОРФОЛОШКО КАРТИРАЊЕ

Резултатите од геоморфолошките истражувања обично се прикажуваат текстуално, дополнето со скици (блок-дијаграми), особено фотографии а понекогаш и со табели. Меѓутоа сé почесто се јавува потреба и за нивно прикажување во вид на геоморфолошки карти.

Првите геоморфолошки карти се изработени во почетокот на XX век. Од тогаш до денес начинот на геоморфолошкото картирање видно се усовршил. Изработени се различни геоморфолошки карти во различен размер и со најразлична содржина и намена. Многу земји во светот имаат публикувано геоморфолошки карти во покрупен размер за целата национална територија.

За геоморфолошкото картирање во светски рамки постои бројна литература. Помеѓу другото се публикувани и повеќе легенди и упатства за изработка на геоморфолошки карти во различен размер. Еден од најзначајните чекори во доменот на геоморфолошкото картирање е изработката на детална геоморфолошка карта на Светот (IGU, 1968).

Покрај сите напори не постои општо прифатена дефиниција за геоморфолошките карти која точно би ја прецизирала нивната содржина како и начинот на прикажување на одделните елементи. Една од причините за тоа се различните методи кои се користат за изработка на геоморфолошките карти. Геоморфолошката карта не е едноставно графичко претставување на релјефот. При изработката на геоморфолошките карти секогаш треба да се води сметка за комплетната еволуција на релјефот. На геоморфолошката карта можат одделно да се прикажат различни типови на релјефни форми, нивната генеза, морфометриските карактеристики, апсолутната и релативната старост итн.

Во процесот на изработка на геоморфолошката карта постојат два главни аспекти; содржина на картата и избор на елементите кои го условуваат и определуваат релјефот во дадената област. Сепак, за да најде практична примена геоморфолошката карта треба да биде едноставна, лесно читлива и прегледна.

Геоморфолошкото картирање е сложен процес. Проблемите кои се јавуваат при гоморфолошкото картирање во различни средини се решаваат на различни начини. Според тоа, општо прифатени решенија (концепциски, методолошки) околу геоморфолошкото картирање не постојат.

Како сегмент на научните опсервации геоморфолошкото картирање егзистира повеќе од сто години, а поинтензивно започнува да се усовршува во последните неколку децении на XX век. Во европски рамки најголем придонес околу почетоците на геоморфолошкото картирање дала Полска. Нејзиниот пример денес го следат повеќе европски и светски земји. Денес со помош на напреднатата техника и технологија се постигнуваат видливи резултати (сл. 452). Меѓународни легенди, упатства и толковници за геоморфолошките карти, исто така, се јавуваат во последните децении на XX век.

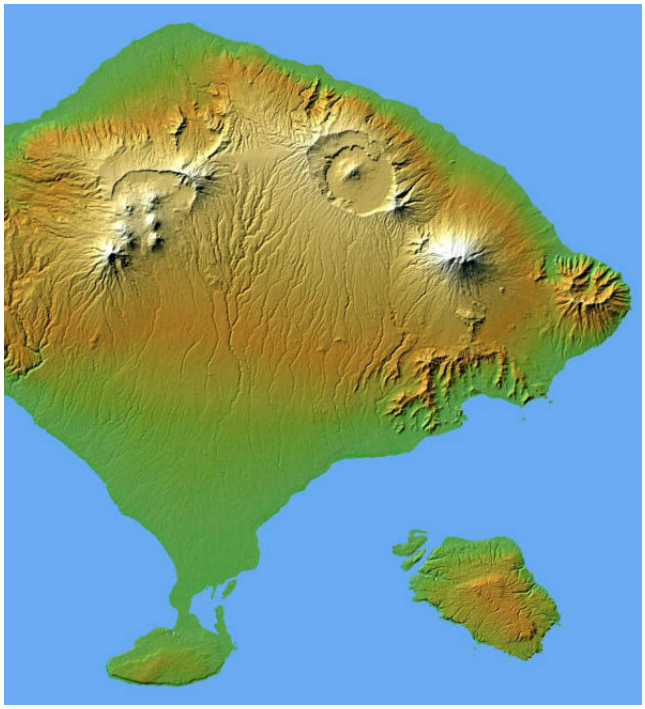
Примена на геоморфолошките карти

Геоморфолошката карта е резултат на комплетна геоморфолошка анализа. Таа претставува финален производ составена од квалитативани и квантитативни податоци кои ја објаснуваат геолошката градба на теренот и нејзиното влијание врз формирањето на релјефот, а особено ја објаснуваат генезата, вршат класификација и ги прикажуваат морфометриските карактеристики на различни релјефни појави. Со својата содржина и начин на прикажување геоморфолошката карта претставува неопходен извор на податоци за бројни научни истражувања поврзани со површината на Земјата.

Геоморфолошките карти имаат големо значење за одделни геолошки дисциплини, како: неотектониката, сеизмологијата, инжинерско - геолошките, хидрогеолошките (посебно во карстните предели), минеролошките, вулканолошките истражувања итн. Потреба од детални геоморфолошки анализи и карти има и просторното планирање, посебно при изборот на локации за изградба на инфраструктурни објекти, а големо е значењето и во доменот на шумарството, заштитата на животната средина, земјоделието и др.

Покрај големата потреба од геоморфолошки карти, нивната изработка е недоволно афирмирана. Поради сложеноста на проблемот постојат мал број стручњаци во Светот кои ја разработуваат оваа проблематика. Сепак, во иднина, напредокот на техниката за дистрибција и анализирање, како и сликовито прикажување и репродуцирање на просторните и динамичките процеси ќе придонесе положбата на ваквите карти, која не е сразмерна со нивната намена, да се промени. Со тоа и самите геоморфолошки карти ќе добијат значително поголема афирмација во научните достигнувања, за што најголема заслуга ќе има географијата и геологијата како најблиски научни дисциплини до геоморфолошкото картирање.





сл, 452, Морфолошки приказ на дел од островот Бали

КОНЦЕПТ И МЕТОДИ НА ГЕОМОРФОЛОШКОТО КАРТИРАЊЕ

Геоморфолошките карти се базираат на сознанијата за генезата и морфолошката еволуција на релјефот, односно претставуваат синтезен приказ на морфолошките карактеристики на одредена област. Геоморфолошките карти во основа појаснуваат пет (5) значајни аспекти за морфологијата на теренот: геолошки состав, морфометрија, морфогенеза, морфологија и морфохронологија.

Геоморфолошкото картирање на одредена територија најчесто се базира на два методолошки пристапи: *терен - кабинет - терен* или *кабинет - терен - кабинет*. Вториот пристап се смета за посовремен и најчесто се одвива во три фази: подготвителна, фаза на теренски истражувања и завршна фаза во која се изработува финалната геоморфолошка карта и нејзиниот толковник.

Концепт геоморфолошките карти

За поимот геоморфолошка карта постојат повеќе дефиниции. Општо извлечената дефиниција би гласела дека: *геоморфолошката карта претставува графички приказ на релјефните односи на одреден дел на Земјината површина. На топографската основа со утврдени знаци, симболи, шрафури и бои се прикажува геолошката градба и релјефот т.е. геоморфолошките форми, нивната генеза и евилуција и нивните морфометриски карактеристики.*

Геоморфолошката карта претставува синтезен приказ на морфолошките сознанија за одредена област. Тие ги обединуваат квалитативно и квантитативно геоморфолошките резултати на конкретно испитуваниот терен. Со тоа геоморфолошкото картирање се јавува како основна постапка на комплексните геоморфолошки анализи. Дадената дефиниција за геоморфолошка карта се базира, пред сé на меѓународните упатства. Тие, воедно ги прецизираат и содржинските елементи и нивното графичко претставување. Тоа покажува дека геоморфолошкото картирање е сложен процес.

Геоморфолошките карти се работат на генетски принцип. Формите и појавите се претставуваат во согласност со процесите кои го условуваат нивниот постанок. При изработката на било која геморфолошка карта секогаш треба да се утврди генезата, еволуцијата и промените кај геоморфолошките процеси и на самите форми на теренот.

За разлика од геолошките карти кои покажуваат три (3) битни елементи на геолошката градба; литолошки состав, нивнот просторен и хронолошки однос, геоморфолошката карта појаснува пет (5) значајни аспекти за морфологијата на одреден терен. Тоа се: геолошкиот состав на теренот, неговата морфографија, морфогенеза, морфометрија и морфохронологијата.

Современите морфолошки процеси на одреден простор временски се менуваат, а секој од нив остава свој белег во релјефот. Со тоа се доаѓа во дилема кој критериум да се избере за да се прикаже одреден генетски релјефен тип. Дефинирањето на генезата според рецентните процеси може да доведе до запоставување на важни морфолошки карактеристики на теренот и попречување на реконструкцијата на морфоло шката еволуција на самиот терен.





сл, 453, Обука на студенти од Институтот за географија при ПМФ-Скопје за картирање на периглацијални тревни тераси на Стара Галичица

Дефинирањето на генезата на релјефот според процесите кои му даваат доминантно обележје предизвикува речиси неизбежна субјективност во картирањето. Проценката на формите кои ги даваат основните обележија на релјефот значително се разликуваат во единечни, на различни терени, проучувања. Воедно, процесите кои го условуваат постанокот на релјефните форми од различен генетски тип, предизвикува видни проблеми при геоморфолошкото претставување на теренот. Употребата на повеќе различни графички знаци, симболи, бои и текстуално - нумерички ознаки за ист терен најчесто ја намалуваат читливоста (прегледноста) на картата а во некои случаи ја прават и неупотребliва.

Методолошки пристап во геоморфолошкото картирање

Како и секое друго истражување и геоморфолошкото картирање има свој методолошки пристап. Практиката покажала дека речиси секое истражување (геоморфолошко картирање) на дадена територија најчесто се базира на два методолошки пристапи:

- **терен-кабинет-терен** и
- **кабинет-терен-кабинет**

Првиот метод; **терен - кабинет - терен** претставува традиционален начин на истражување и подразбира собирање на основни податоци за појавите и карактеристиките на одреден терен, како и нивна обработка во кабинетски (лабораториски) услови. Преку синтеза на собраните податоци се оформува концепција според која ќе се изведува геоморфолошкото картирање на теренот. Со ваквиот, класичен пристап, истражувањата (геоморфолошкото картирање) се одвиваат во три фази;

Во *првата фаза* се собираат и разгледуваат сите дотогашни податоци и карти за теренот кој е предмет на геоморфолошкото картирање.

Втората фаза го опфаќа кабинетското средување на податоците и резултатите добиени при теренските и лабораториските истражувања и се оформува концепција по која ќе се работи геоморфолошката карта.

Третата фаза подразбита повторна обиколка на картираниот терен и исправки на потенцијалните грешки и пропусти евентуално направени во втората фаза. Третата фаза завршува со техничка обработка на резултатите добиени при истражувањето и подразбира изработка на комплетна геоморфолошка карта со легенда и толковник. Третата фаза се нарекува и *реамбулација*.

Методолошкиот пристап; **кабинет - терен - кабинет** се смета за посовремен. Предноста на овој метод во однос на традиционалниот е во пристапот, т.е. прво во кабинетски услови се дава хипотеза за концепцијата според која ќе се работи истражувањето и картирањето "пред да се излезе на терен". Ваквата концепција по извршените теренски истражувања се надополнува, корегира и врз основа на добиените податоци и резултати од теренските и лабораториски анализи се изработува конечната концепција по која ќе се врши истражувањето и картирањето на теренот.

Може да се заклучи дека со традиционалниот методолошки пристап конечната концепција претставува мозаик од теренска, кабинетска и повторно теренска работа. Кај современиот пристап теренските набљудувања имаат за цел да ја проверат, корегираат и надополнат целосната слика на даденият терен. Резултатите добиени на ваков начин стануваат објективни а самото истражување е поефикасно и поекономично. Добиените резулатати истовремено поткрепени со аеро и сателитски снимки се најцелосни и најверодостојни за геоморфолошкото картирање. Поради тоа, методолошкиот пристап **кабинет - терен - кабинет** има сé поголемо значење во проучувањата и геоморфолошкото картирање на Земјината површина.

Фази во геоморфолошкото јартирање

Постапката при геоморфолошко картирање на дадена територија најчесто се одвива во три фази:

- подготвителна фаза за работа,
- фаза на теренски истражувања и
- завршна фаза

Содржината на трите фази зависи, пред сé од методолошкиот пристап кој ќе биде применет. Во колку се примени современиот пристап тогаш подготвителната и завршната фаза ќе се дефинираат како кабинетски. Кај традиционалниот метод е обратно.

Подготвителниот период или фаза на подготовка ја претставува првата, кабинетска фаза на методолошкиот пристап: кабинет - терен - кабинет. Во оваа фаза се прибира дотогашната позната документација за конкретниот терен а потоа се пристапува кон нејзина анализа и синтеза. Главните задачи на подготвителниот период се следни:

- запознавање на претходните концепции користени при геоморфолошкото картирање на областа,

- воочување на клучните проблеми кои останале нерешени при картирањето,

- поставување хипотези за меѓусебните односи на поедини типови на релјеф,

- поставување хипотеза за геоморфолошката еволуција на теренот и тектонските активности поврзани со истиот терен,

- изработка на прелиминарна геоморфолошка карта и

- изработка на детален план за теренска работа.

Како подлога за кабинетската геоморфолошка анализа се користат топографски карти, сателитски снимки и аерофотоснимки. Каков ќе биде размерот на топографските карти кои ќе се користат зависи од тоа во кој размер ќе се работи посакуваната геоморфолошка карта. Најчесто се практикува тој да биде 4 до 5 пати покрупен од размерот на финалната геоморфолошка карта. Така, на пример, за да се изработи детална геоморфолошка карта во размер 1: 100 000 потребни се топографски карти во размер 1: 25 000. Во поново време за изработка на детални геоморфолошки карти се користат и сателитски снимки кои придонесуваат за подобар квалитет и точност на финалната карта.

Документацијата за теренот за кој ќе се работи геоморфолошка карта треба да ги содржи сите претходни сознанија за неговата геологија и геоморфологија. Со комплетирање на документацијата завршува првата фаза на подготвителниот период.

Втората фаза на овој период подразбира анализа и синтеза на претходно оформената архива. Преку проучување на расположливата

документација се добива разјаснета слика за геологијата и геоморфологијата на теренот. Добиените резултати понатаму графички се прикажуваат на *компилациона карта*. Според основните геолошки карактеристики се изработува компилациона геолошка карта, а според геоморфолошките сознанија се изработуваат морфогенетска и морфографска компилациона карта. Размерот на таквите карти зависи од размерот на геоморфолошката карта, како и од веродостојноста на изворниот материјал. Колку е тој посиромашен толку и размерот ќе биде поситен. Најчесто се практикува размерот на компилационите карти да биде идентичен со размерот на геоморфолошката карта. Содржината на компилационите карти зависи од степенот на истраженоста на теренот т.е. од обемноста на геолошката и геоморфолошката архива. Колку подетално е испитан теренот толку побогата ќе биде и содржината на компилационите карти.

Во *третата фаза* од подготвителниот период се врши комплексна кабинетска геоморфолошка анализа. Квалитативните постапки ја опфаќаат обработката на параметрите добиени од топографските карти. Какви постапки ќе се користат зависи и од специфичноста на теренот. Квалитативната геоморфолошка анализа во кабинетски услови се базира на анализа на сателитските и аерофотоснимките. Со податоците добиени од анализата на далечинските снимки се изработува *прелиминарна* геоморфолошка карта. Нејзиниот размер треба да биде покрупен или ист со размерот на финалната геоморфолошка карта.

Периодот на подготовки на геоморфолошкото картирање завршува со изработка на план за теренско набљудување. На прелиминарната карта се забележуваат проблематичните и дотогаш неразјаснати места. Одделно се лоцираат и бележат најпогодните места од кои би можело да се земат примероци за лабораториски истражувања. Правецот на маршрутата и потенцијално проблематичните точки како и точките од каде ќе се земаат примероци за лабораториска анализа можат да бидат нанесени на топографските карти. Густината и бројот на точките што ќе се набљудуваат зависи од сложеноста на теренот, степенот на претходните истражувања и од размерот и намената на геоморфолошката карта.

Ако се направи преглед на содржината на подготвителниот период, како прва фаза, ќе се дојде до заклучок дека тој е најдолг и најзначаен за геоморфолошкото картирање. Во подготвителниот период се формира хипотеза за геоморфолошката истраженост на дадениот терен а се изработува и прелиминарна геоморфолошка карта. Добиените сознанија во понатамошната постапка претрпуваат одредени корекции и надополнувања.

Должината на подготвителниот период зависи од повеќе фактори. Тоа се, пред сé големината на картираниот терен, размерот на геоморфолошката карта што треба да се изработи, како и степенот на геолошката и геоморфолошка истраженост на теренот кој е предмет на картирање. Самиот подготвителен период обично трае онолку време колку што е потребно заедно да се завршат останатите две фази на геоморфолошкото картирање. Поради тоа и се смета за најдолга фаза на геоморфолошкото картирање.

Втората фаза на геоморфолошкото картирање ги претставува теренските истражувања. Всушност, оваа фаза претставува реализација на последната етапа од подготвителниот период. Со теренските истражувања се опфатени местата кои како точки се нанесени на прелиминарната геоморфолошка карта изготвена во подготвителниот период. Главни задачи во оваа фаза се:

- непосредно набљудување на процесите, појавите и формите, т.е. утврдување на нивните карактеристики кои како проблематични се нанесени на прелиминарната геомоефолошка карта,

- утврдување на влијанието на литолошкиот состав врз изградувањето на одредени релјефни форми,

- утврдување на некои морфометриски карактеристики на формите и нивните елементи кои во кабинетски услови не можеле да се осознаат

- комплетирање на фотодокументација за теренот и собирање примероци кои ќе бидат проучувани во кабинетски услови.

Основен предуслов за солидни теренски истражувања е следењето на маршрутата изработена во подготвителниот период. При тоа, воочените карактеристики на секоја точка заедно со нејзиниот профил и скица се запишува ат во соодветен дневник за теренско набљудување. Секоја точка се означува нумерички. Во колку картирањето се изведува екипно тогаш секој чл-

ен води посебен дневник. Дневниците се неопходни при теренските истражувања поради поголема прегледност на добиените резултати. Податоците од нив се внесуваат во базата на податоци за теренот кој е предмет на геоморфолошкото карирање.

Примероците што се земаат од теренот и кои натаму подлежат на лабораториски истражувања, исто така, се означуваат со број. За нив како и за точките во базата на податоци се води посеб дел. Во базата се запишува бројот на примерокот, бројот на точката од каде е земен, опис на средината од каде е земен и на крајот е неговата анализа. За да небидат оштетени или нумеричките вредности избришани, т.е. успешно да бидат доставени до лабораторијата теренските примероци треба да бидат соодветно спакувани. Посебно треба да се внимава на ронливите или лесно кршливи примероци на карпи.

Резулататите од теренските истражувања секојдневно се внесуваат во прелиминарната геоморфолошка карта. На тој начин се обезбедува нејзина континуирана проверка, корекција и дополнување. Со тоа прелиминарната карта постепено го менува својот карактер и станува сé пообјективен графички приказ на проучуваниот терен.

При теренските истражувања се користат посебни "*теренски*" методи. Такви се, на пример: методот на стационарно набљудување, снимање на профили, утврдување на граници итн. За секоја од активностите се води посебна документација. За инструменталните снимања се води геодетски запис додека за стационарните набљудувања се водат посебни белешки во кои се запишуваат датумот и времето на набљудување, карактеристиките на набљудуваните појави и форми итн. Методологијата што се користи при теренското картирање се нагласува во толковникот на геоморфолошката карта. Подрачјето каде е применета самата методологија се прикажува на скица дадена во толковникот. Обемот и траењето на теренското истражување зависи од повеќе фактори. Најважни се: големината на картираното подрачје, степенот на претходните геоморфолошки истражувања, геоморфолошката сложеност на теренот, намената на геоморфолошката карта итн.

Завршната фаза на геоморфолошкото картирање се работи во кабинетски услови. Во неа се врши реамбулабија на истражуваното подрачје и изработка на финална геоморфолошка карта и нејзин толковник. Главни задачи во завршната фаза се следни:

- изработка финален концепт за морфографијата, морфометриските, морфохронолошките и морфогенетските карактеристики на теренот,

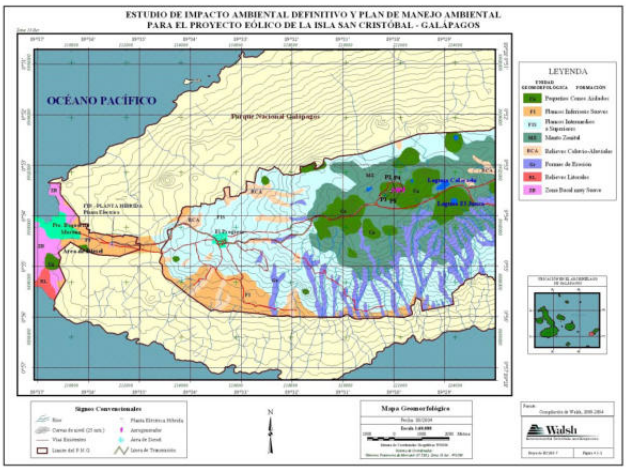
- објаснување на влијанието на ендогените и егзогените фактори врз геоморфолошката еволуциај на релјефот,

- изработка на финална геоморфолошка карта

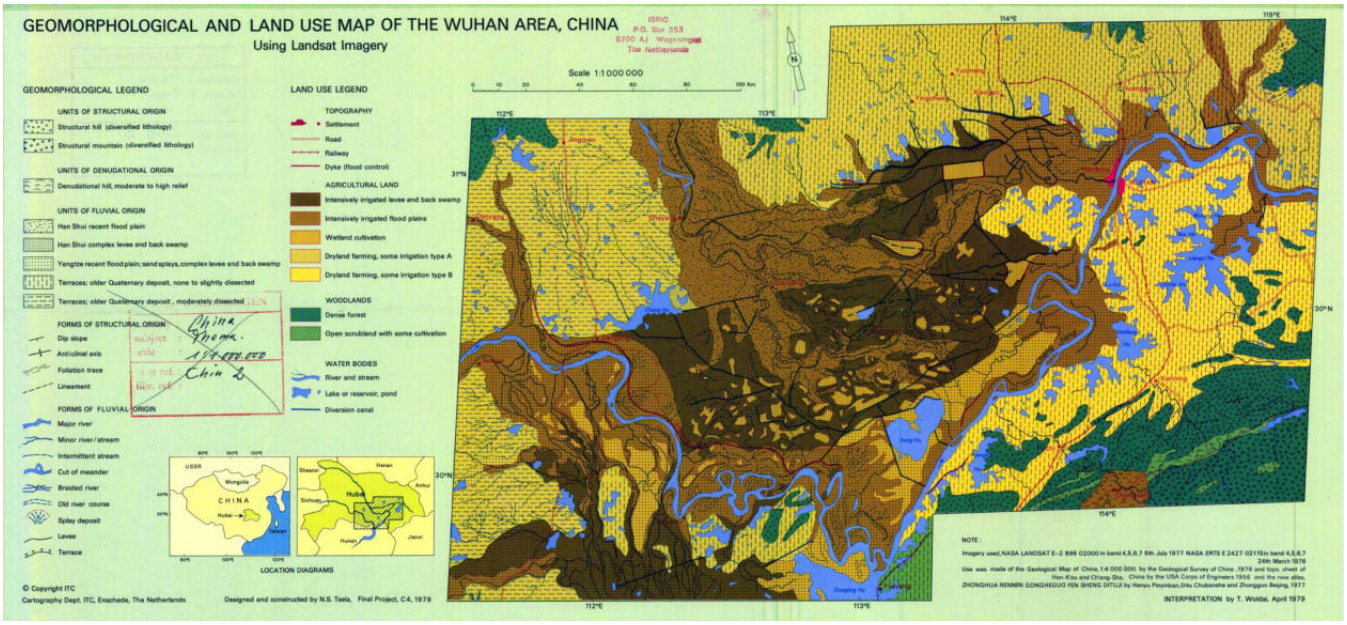
- изработка на геоморфолошки толковник.

При изработката на финалната верзија на геоморфолошка карта може да се јави потреба и од дополнителна квалитативна анализа на одреден стадиум од геоморфолошката еволуција. Поради тоа, во завршната фаза на геоморфолошкото картирање посебно е битно да се направи дополнителна квалитативна морфометриска анализа. Завршната анализа на теренот и нејзиното графичко презентирање, како финална геоморфолошка карта, дава целосна и комплетна слика за геоморфолошките особености на картираниот терен. Со тоа завршува и процесот на геоморфолошко картирање на даденият терен.

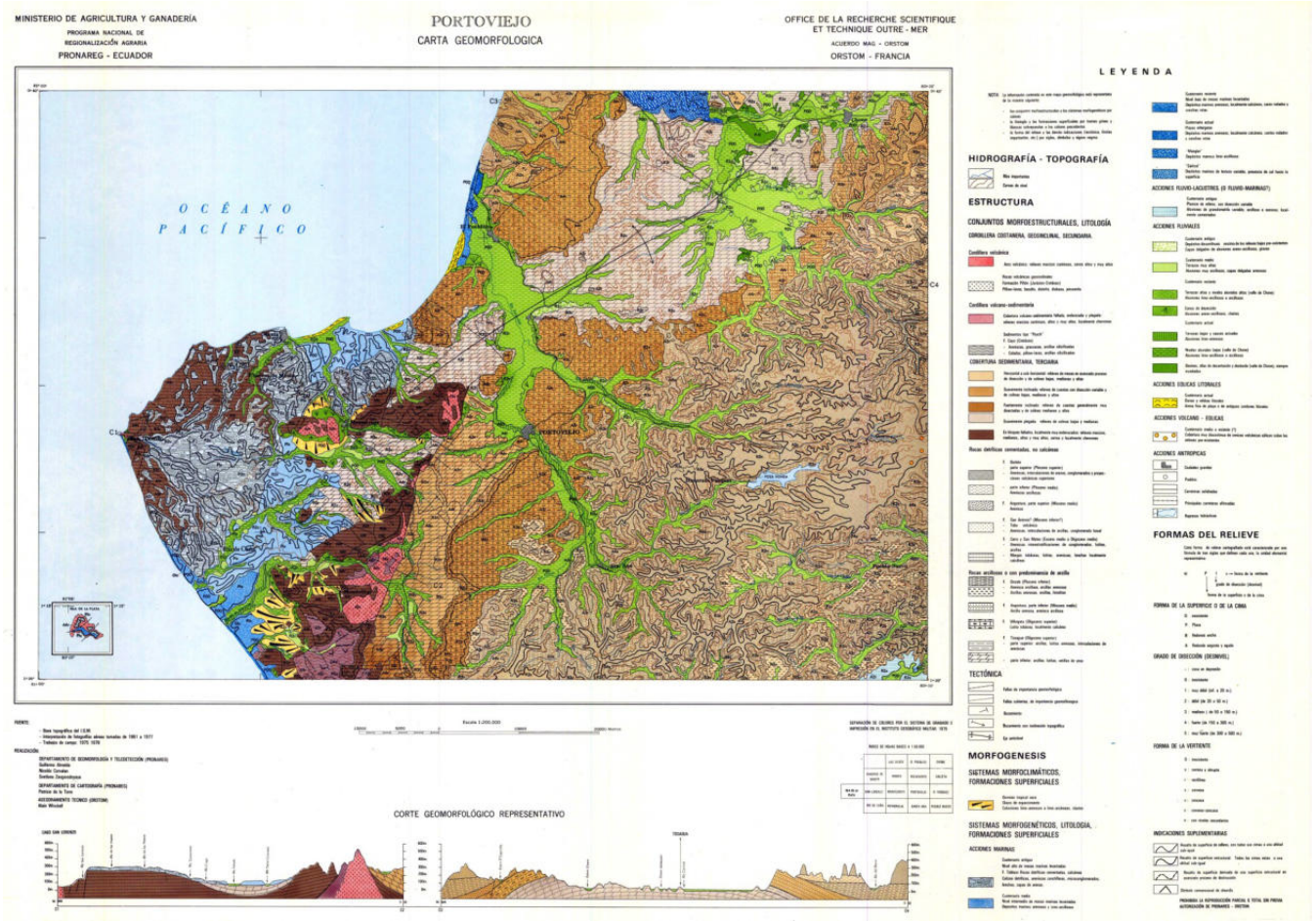
Траењето на завршниот период на геоморфолошкото картирање, како и претходните две фази, зависи од повеќе фактори иако, во оваа, последна фаза, тоа е повеќе од технички карактер. Прецизноста и квалитетот на конечната геоморфолошка карта зависи од комплексната геоморфолошка анализа. Колку е таа посеопфатна толку и финалната геоморфолошка карта ќе биде со подобар квалитет и точност.



сл, 454, Лист од геоморфолошка карта на дел од островите на Галапагос



сл, 455, Геоморфолошка мапа за користење на земјиштето во областа Вухан, Кина



сл, 456, Лист од геоморфолошка карта на Еквадор

СОДРЖИНА НА ГЕОМОРФОЛОШКА КАРТА

Содржината на геоморфолошката карта е прикажана преку нејзината дефиниција. За успешно да го прикаже релјефот на одредена област геоморфолошката карта треба да содржи пет (5) категории на податоци. Тоа се: податоци за **геолошкиот состав**, **морфогенетски**, **морфографски**, **морфометриски** и **морфохронолошки**. Колку и како податоците ќе бидат прикажани на геоморфолошката карта зависи, пред сé од размерот и намената на самата карта.

Фази во геоморфолошкото картирање

На геоморфолошките карти со размер од 1: 25 000 до 1: 100 000 се прикажуваат следните податоци за геолошката градба на теренот:

Интензитетот на процесите кои учествуваат во создавањето на одредени релјефни форми во голем степен зависи од литолошкиот состав на теренот. За разлика од геолошките, во геоморфолошките карти се внесуваат само оние податоци за геолошката градба кои се битни за формирање на релјефот. За да се претстават сите геоморфолошки единици кои учествуваат во градбата на одредена терен потребано е да се направат и одредени промени на вообичаената литолошка и структурна поделба.

При изработка на геоморфолошка карта во размер 1: 500 000 за склопот на теренот се прикажуваат само оние елементи кои се од значење за генезата на релјефот. Тоа значи дека внесувањето на геолошките елементи на картата

1. Литолошки состав

седиментни карпи
- неврзани седименти
- врзани седименти:
  - фини кластити
  - груби класти
  - карбонати
  - силикати

магматски карпи
- екструзивни
- интрузивни кисели и неутрални карпи

метаморфни карпи
- гнајсеви и шкрилци
- мермери

2. Склоп на теренот

раптурни елементи, пликативни елементи

геоморфолошка карта најмногу зависи од размерот во кој таа се работи, а се внесуваат само податоците што имаат влијание врз формирањето на релјефот.

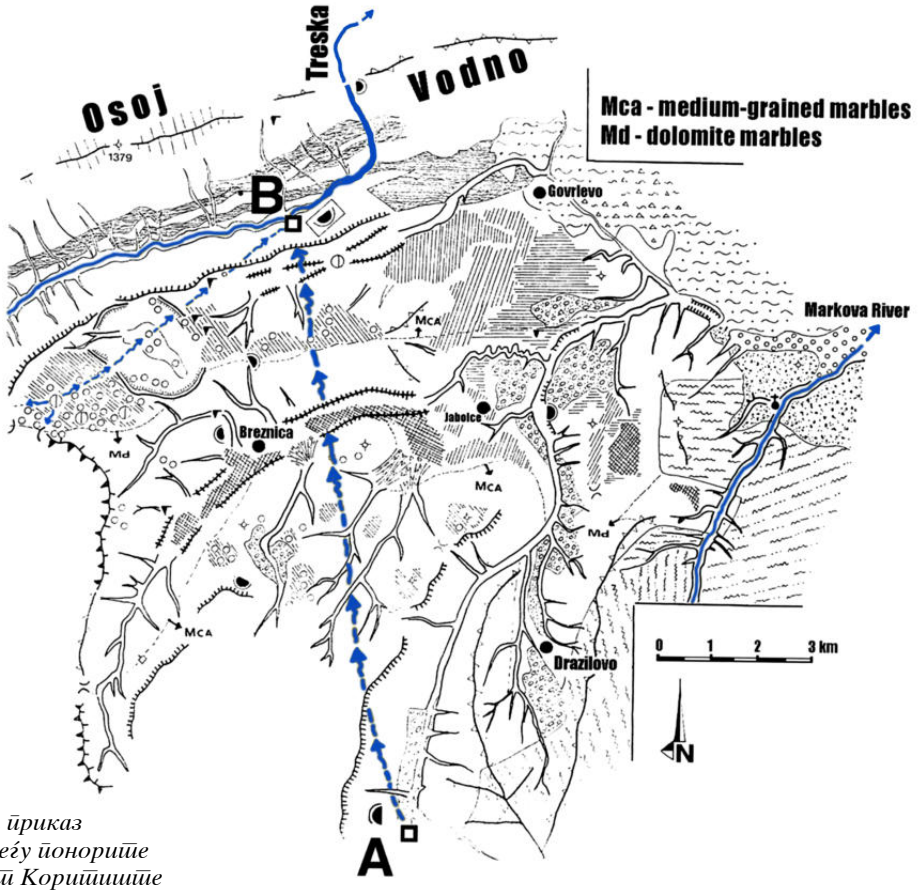
Процесите што ги создаваат релјефните форми имаат одлучувачка улога при утврдувањето на генетските типови на релјеф иако постојат и такви форми кои настануваат под влијание на повеќе процеси. Тие се нарекуваат полигенетски.

Морфогенетски податоци

Внесувањето на морфогенетски податоци на геоморфолошката карта во основа значи издвојување и нанесување на релјефни елементи. Истовремено се врши и нивна поделба на ерозивни, акумулативни и сложени форми.

Постојат бројни примери на геоморфолошки карти каде тежиштето од морфогенетски аспект е ставено на егзогените типови на релјеф. Постојат и такви кои го фаворизираат ендогениот релјеф. Во рамките на ендогениот релјеф се издвојуваат пет (5) генетски типа: тектонски, неотектонски, вулкански, поствулкански и сеизмички. Меѓутоа, ако се земе во предвид дека во оформувањето на некои од овие генетски типови свое влијание имаат и одредени егзогени фактори тогаш пореално би било ендогениот релјеф да се подели на: тектонски, вулкански и сеизмички.

Недостатоците во класификацијата кај егзогените релјефни форми се уште поголеми. Тие најчесто се класифицираат според агенсите кои учествуваат во нивното создавање (флувијални, абразивени, еолски, карстени и сл). Меѓутоа, терминолошките забуни кај егзогениот релјеф доаѓаат поради разидувањето на мислењата на научниците. Некои сметаат дека одредени генетски типови (пример, флувијалниот релјеф), треба одделно да се поделат на ерозивни и акумулативни. Сепак, најчесто на геоморфолошките карти морфогенетските податоци се класифицирани според агенсите кои го условуваат создавањето на различните генетски типови релјеф.



сл, 457, Геоморфолошки приказ на хидрографската врска помеѓу понорите на Патишка Река (А) и изворот Коритиште (В) во кањонот Матка, според Колчаковски (1992)

При изработка на геоморфолошка карта во размер 1: 500 000 обично се издвојуваат следните генетски типови релјеф:

ендоген релјеф

- тектонски форми:
  раседни
  наборни
- неотектонски форми:
  раседни
  наборни
- вулкански форми
- псевдовулкански форми
- форми настанати со земјотреси

егзоген релјеф

- форми настанати со полигенетски процеси флувијални форми; ерозивни и акумулативни
- форми настанати со речна ерозија и денудација (флувиоденудациски)
- флувиокарстни
- карстни
- глацијални форми; ерозивни и акумулативни
- периглацијални; нивациони, солифлукциони, криотурбациони
- еолски форми: ерозивни и акумулативни
- абразивни форми; ерозивни и акумулативни
- антропогени форми (антропоген релјеф)

Морфографско-морфометриски податоци

На геоморфолошките карти освен што се бара да биде прикажан типот на релјефните форми потребно е да се прикаже и големината, положбата и меѓусебниот однос, односно да се прикажат *морфографските* податоци. Морфографијата или опис на релјефните форми подразбира и идентификација на нивната генетска припадност. Тоа значи дека морфографските податоци се тесно поврзани со морфогенетските.

Големината и бројот на формите кои ќе бидат внесени на геоморфолошката карта зависи, пред сé од нејзиниот размер. Постојат голем број форми чии димензии не дозволуваат нивно графичко претставување. Таквите појави најчесто се создаваат на другите, поголеми форми, т.е. се накалемени на нив.

Упатствата за изработка на геоморфолошките карти бараат најпрво детално проучување на сите генетски типови релјеф на дадениот терен, потоа нивна селекција и на крај нивно графичко прикажување. Колку размерот на картата е покрупен толку и приказот на релјефните форми ќе биде подетален и обратно. За да се запази квалитетот на една карта мора да постои генерализација на податоците, во овој случај на генетските типови релјеф.

Во основа *морфометриските* податоци укажуваат на величинските компоненти на релјефот: широчина, должина, височина, длабочина, апсолутна и релативна надморска височина итн. Морфометриските податоци се неминовни при изработката на геоморфолшките карти и се добиваат со детални квалитативни геоморфолошки анализи.

	карактеристики на теренот
0 - 2	*површинското плакнење е сведено на минимум*
3 - 5	*изразено плакнење и лизгање*
6 - 15	*силна ерозија и интензивно*
16 - 35	*многу силна ерозија и засилено однесување на еродираниот*
36 - 55	*претежно оголени површини*
> 55	*стрмни отсеци*

висинска разлика (m)	**карактеристики на релјефот**
0 - 5	*рамнина*
5 - 30	*слабо расчленета рамнина*
30 - 100	*слабо расчленет релјеф*
100 - 300	*умерено расчленет релјеф*
300 - 800	*изразито расчленет релјеф*
> 800	*многу расчленет релјеф*

сл, 458, Приказ на одредени категории на наклони користени при изработка на геоморфолошки карти и вертикална расчленетост на теренот

Бројот на параметрите кои го дефинираат одреден генетски тип на релјеф е голем. Изборот на морфометриските постапки и параметри кои ќе бидат користени при геоморфолошкото картирање најмногу зависи од специфичноста на теренот. Исто така, од битно значење се и дотогашните геоморфолошки истражувања за еволуцијата на теренот кој е предмет на картирање како и рецентните тектонски движења што се одвиваат на истоимениот терен.

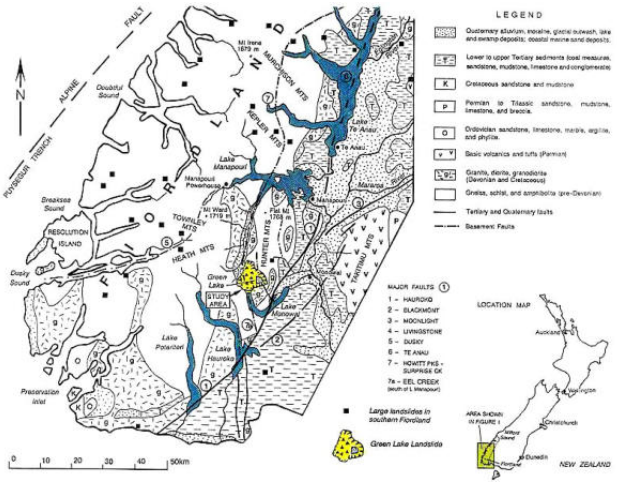
Како еден од најбитните морфометриски параметри кој се прикажува на геоморфолошките карти е *наклонот на теренот*. Истиот задолжително се прикажува на картите со покрупен размер. Според наклонот на теренот релјефот најчесто се класифицира во неколку категории (сл. 456).

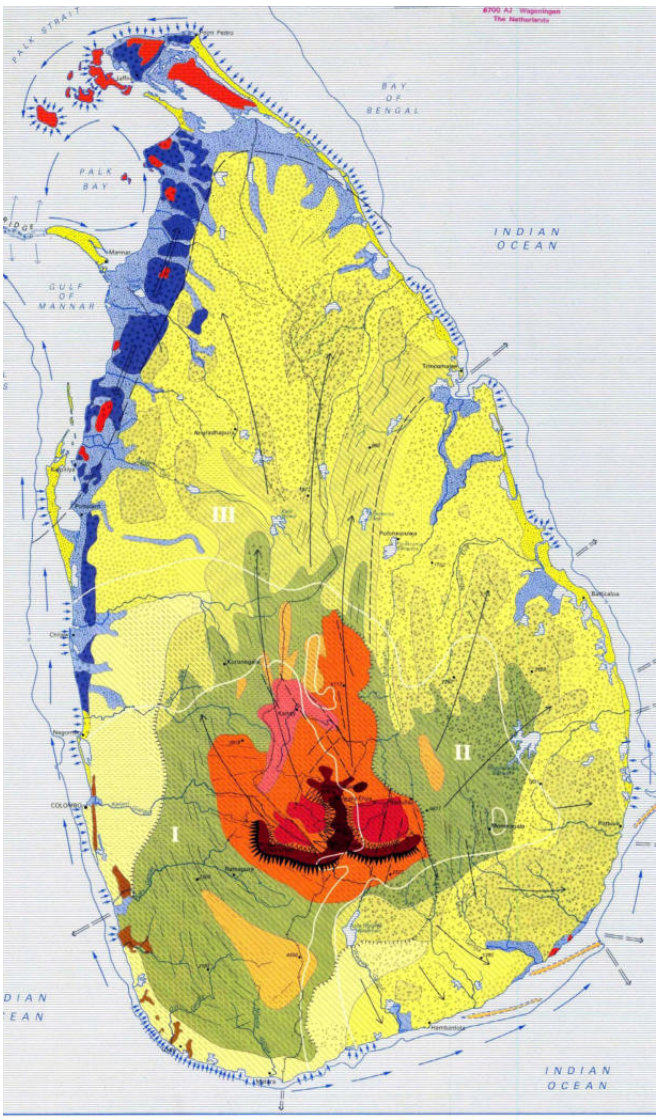
Друга битна морфометриска карактеристика е *вертикалната расчленетост* на релјефот. Таа се одредува како висинска разлика помеѓу највисоката и најниската точка во должина од 5 km. Овој параметар е правопропорционален со наклонот на теренот и во колку се работи карта во поситен размер може успешно да го замени параметрот за наклон на теренот. Најчесто вертикалната расчленетост на теренот е поделена на неколку категории (сл. 458).

Морфохронолошки податоци

Морфохронолошките податоци имаат за цел на геоморфолошката карта да ја прикажат еволуцијата на одреден генетски тип на релјеф.

Во основа самата реконструкцијата на геоморфолошката еволуција на дадена област е сложена постапка. Најчесто се одредува *апсолутната* и *релативната* старост на генетските типови на релјеф. Во основа претставувањето на еволуцијата на релјефот на геоморфолошката карта е речиси нерешлив проблем. Единствено проблемот може да се реши со конструирање на посебни карти за оделни фази од геоморфолошката еволуција на теренот. Од морфохронолошките податоци на геоморфолошките карти најчесто се нанесуваат ознаки за *релативната* старост (пример, ознаки за различна височина на речните тераси) и ознаки за *апсолутната* старост.





сл, 459, Геоморфолошка карта на Шри Ланка (1: 1 000 000) и геоморфолошка карта на сегменти од Јужниот Новозеландски остров, лево

ГЕОМОРФОЛОШКИ ПОДАТОЦИ, ЛЕГЕНДА И ТОЛКОВИК

Во содржината на геоморфолошките карти се јавуваат пет (5) категории на податоци и секоја од нив опфаќа голем број елементи. Засебните категории се: геолошката градба на теренот, морфогенетските, морфографските, морфометриските и морфохронолошките податоци.

Било која карта неможе да ги опфати и графички да ги прикаже сите геоморфолошки карактеристики на конкретно презентиран терен. Поради тоа, за секоја па и за геоморфолошките карти се неопходни дополнителни објаснувања. Ваквите објаснувања и дополнувања се дадени во легендите и толковниците што треба да ги има секоја карта.

Прикажување на геоморфолошки податоци на карта

Графичкото претставување на релјефот е сложена постапка поради големиот број податоци што треба да се внесат а сепак картата да не биде преоптоварена. За картата да биде квалитетна треба да се изврши селекција на податоците што ќе бидат внесени, односно во согласност со размерот во кој ќе се работи треба да се внесат податоците кои се од суштинска важност за релјефот во дадена област.

За графичко прикажување на геоморфолошките податоци постојат повеќе можности, како: *бои*, *шрафури*, *знаци* и *симболи*. При тоа, секогаш треба да важи правилото една боја, симбол или знак да означува само еден податок. Најчесто финалните геоморфолошки карти претставуваат склоп од повеќе знаци, симболи, бои и сл.

Литолошкиот состав на картите најчесто се прикажува со шрафури во различни бои. При тоа, шрафурата треба да биде доволно проѕирна и да не ги покрива останатите употребени знаци. Значењето на секоја шрафура секогаш е објаснато во легендата, а често и во толковникот на картата.

При слободниото избор на шрафури треба да се настојува ознаките за литолошкиот состав да бидат идентични или слични на оние кои се користат во геолошките карти.

Меѓународната легенда за детална геоморфолошка карта на светот (IGU, 1968) нуди поинакво прикажување на литолошкиот состав. Според тој предлог, знакот кој прикажува одредена релјефна форма се менува во зависност од литолошкиот состав на теренот каде формата

се наоѓа. Со ваквиот предлог може да се постигне одредено графичко растеретување на картата. Ваквиот предлог има и свои недостатоци, а главното е што отстапува од правилото еден знак да означува само една категорија на податоци.

Значајно место кај геоморфолошките карти имаат и знаците што укажуваат на **тектонскиот склоп** на теренот. Тие главно се прикажуваат со црвена боја.

Морфогенетските одлики на теренот, односно различните генетски типови на релјеф на геоморфолошките карти се прикажуваат со различни бои (сл. 460). За прикажување на ерозивните и акумулативните форми за ист генетски тип се користат различни нијанси на иста боја. При тоа, ерозивните форми се прикажуваат со светли додека акумулативните со темни нијанси.

боја	генетски тип релјеф
црвена	***тектонски***
портокалова	***вулкански***
кафеава	***падински***
сина	***флувијален***
сива	***карстен***
зелена	***глацијален***
виолетова	***абразивен***
жолта	***еолски***
без боја	***антропоген***

сл, 460, Најчесто користени бои за даден генетски тип релјеф

Поради промените што настануваат во релјефот, геоморфолошкото картирање и графичкото прикажување на генетските типови на релјеф е сложен процес. Воедно, геоморфолошкото картирање станува сé посложено во колку на ист терен по неколку пати се повторуваат различни типови на релјеф. Во тој случај ќе дојде до нанесување бои и шрафури една преку друга а картата ќе стане непрегледна. Бараниот квалитет на картата може да се постигне ако се одделат повеќе олеати за секој генетски тип на релјеф имајќи ја во предвид и нивната морфолошка еволуција.

Генетската припадност на едно подрачје со сложена морфолошка еволуција се дефинира според доминантниот релјефен тип, односно според доминантниот процес што го условил создавањето на најголемиот дел од релјефот. На тој начин геоморфолошката карта добива морфогенетски карактер. Издвојувањето на фосилните од рецентните релјефни форми на картата и даваат истовремено и морфохронолошка димензија.

Морфографските податоци на картата се прикажуваат со знаци. Тие се така конструирани да можат со својот изглед да асоцираат на релјефната форма што ја прикажуваат. При тоа, треба да се внимава на нивните реални димензии и положба.

Кај некои геоморфолошки карти морфографските знаци се претставуваат во црно - бела техника, со исклучок на ендогените форми кои се прикажуваат со црвена боја. Сепак, позастапен е колоритниот начин што подразбира различна боја за различен генетски тип релјеф (сл. 458).

Морфометријата на теренот на геоморфолошките карти се прикажува со изохипси и коти. Во употреба се и некои знаци со кои по потреба на картата можат да се впишат и бројчани вредности. Тие укажуваат на одредени морфометриски карактеристики.

Од посебно значење за релјефот и неговото прикажување на карта како квантитативен параметар е наклонот на теренот. Предлогот за единствена детална геоморфолошка карта на Светот (IGP, 1969), укажува на можноста наклонот на одреден тип на релјеф да се прикажува според интензитетот. Со потемна боја се прикажуваат формите со поголем наклон и обратно. Истиот принцип важи и за вертикалната расчленетост. Интинзитетот на бојата се засилува правопропорционално со вертикалната расчленетост. Според тоа, колку е поголема расчленетоста толку е посилна и бојата.

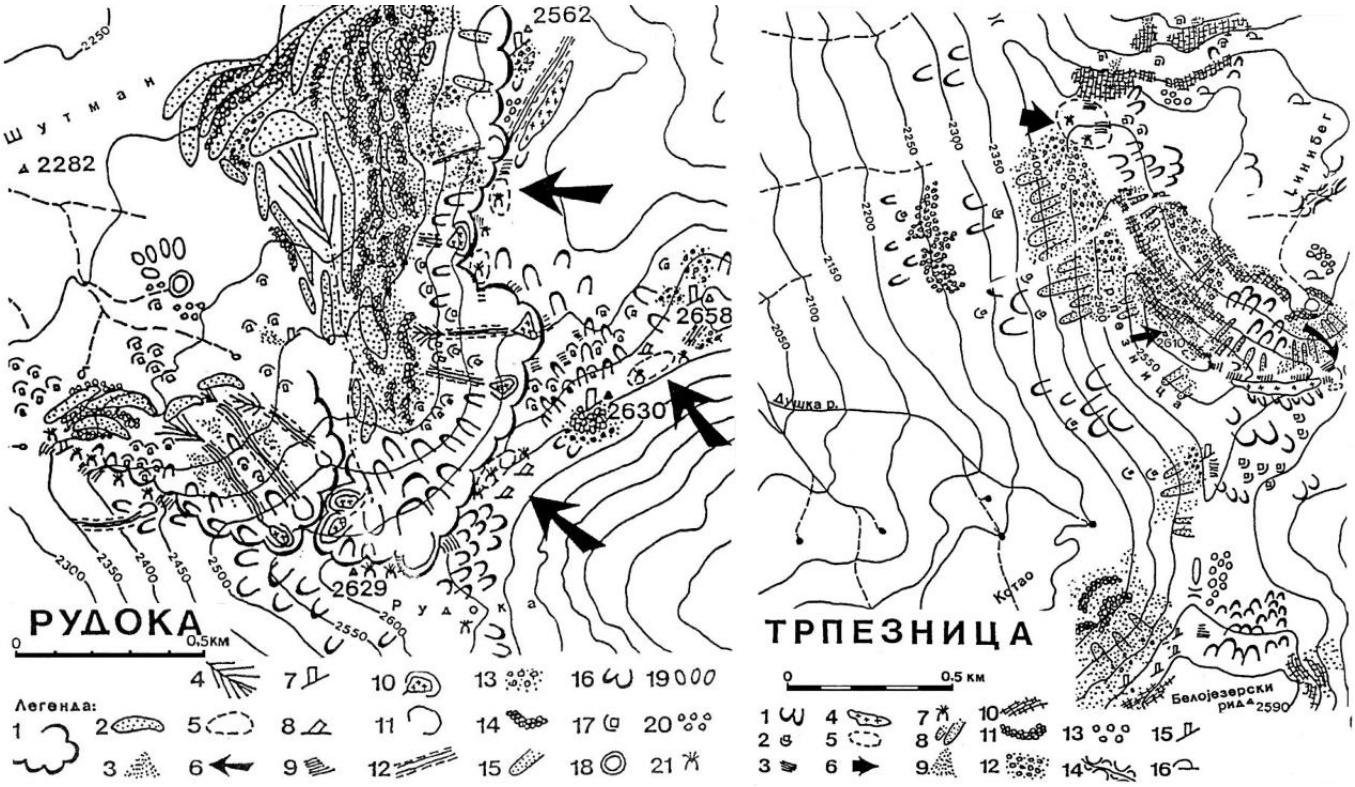
Прикажувањето на наклонот на теренот и неговата вертикална расчленетост преку *интензитетот на бојата* може да се примени кај карти со поситен размер. Кај картите со покрупен размер би се јавиле аномалии што ќе влијаат врз квалитетот на картата.

Прикажувањето на наклонот на теренот преку интензитетот на бојата својствена за даден генетски тип истовремено е и можност да се прикажат и некои морфогенетски особености

на релјефот. Прикажувањето на наклонот на теренот и неговата вертикална расчленетост може да биде дадена на самата геоморфолошка карта, но во интерес на нејзината прегледност, наклонот на релјефот може да се прикаже и на посебна карта што оди како прилог и е во исти размер со геморфолошката карта.

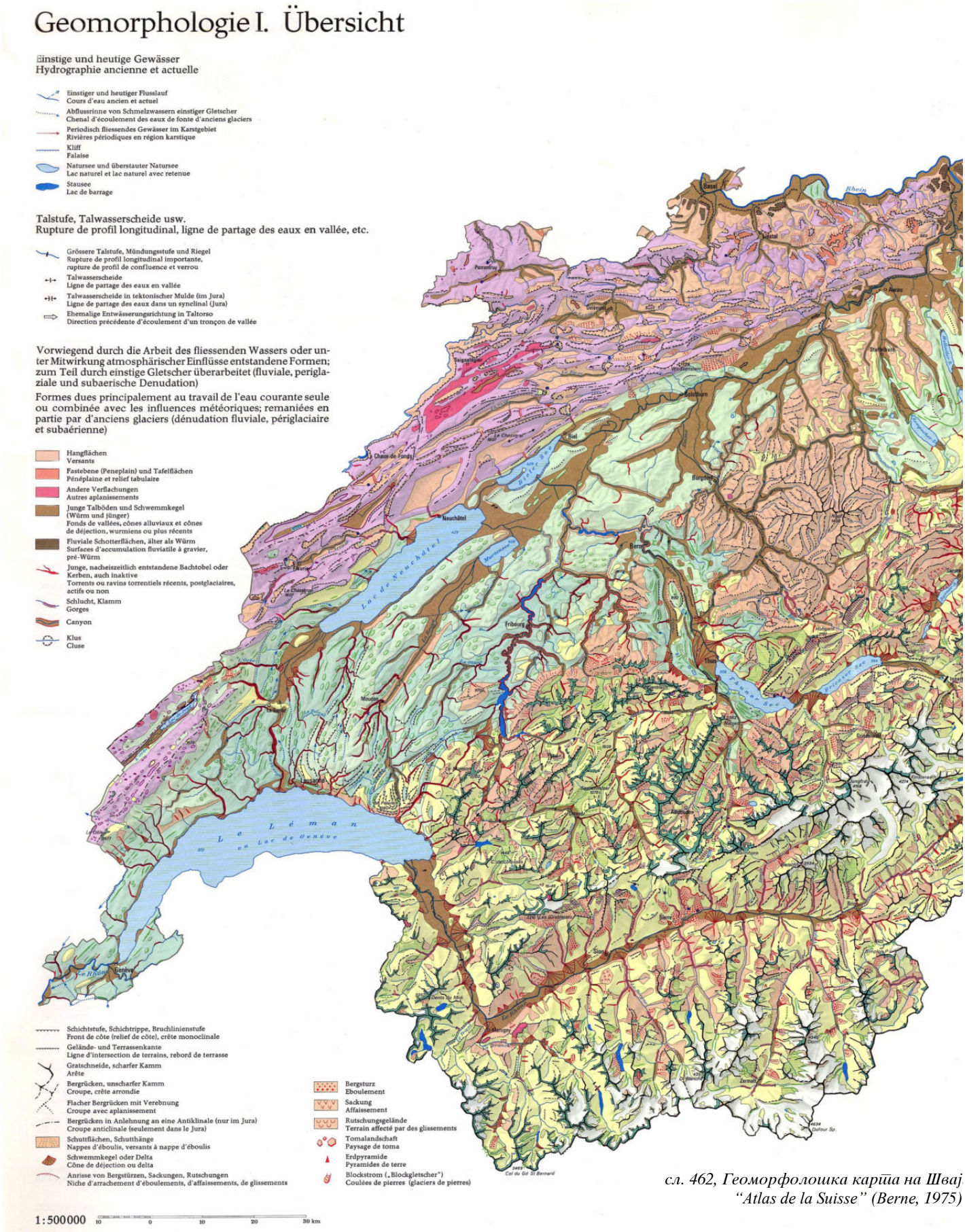
Морфохронолгијата на геоморфолошките карти се прикажува со *текстуално - бројчани симболи*. Текстуалниот дел на симболот го означува геолошкиот период а бројот дел од тој временски период. Пример: Q - квартер, Pl1 - среден плиоцен, Pl2 - горен плиоцен.

Текстуално - бројчаните симболи можат да бидат црно-бели, или во соодветна боја за генетскиот тип на релјеф. Со ваквите симболи можата да се прикажат само најосновните морфохронолошки збиднувања на релјефот. За морфохронологијата да биде подетално прикажана на геоморфолошката карта се користат некои морфогенетски и морфографски ознаки. Значи, за да се прикаже влијанието на процесите кои во различно време учествувале во градењето на релјефот неминовно е да се користат комбинации од текстуално - бројчани симболи, морфогенетски и морфографски ознаки. Поради тоа е потребно да се изработат палеоморфолошки карти на кои се прикажува реконструкција на релјефот во оделни периоди од неговата еволуција. Колку такви карти ќе бидат приложени зависи од сложеноста на морфолошката еволуција на конкретно картираниот терен.

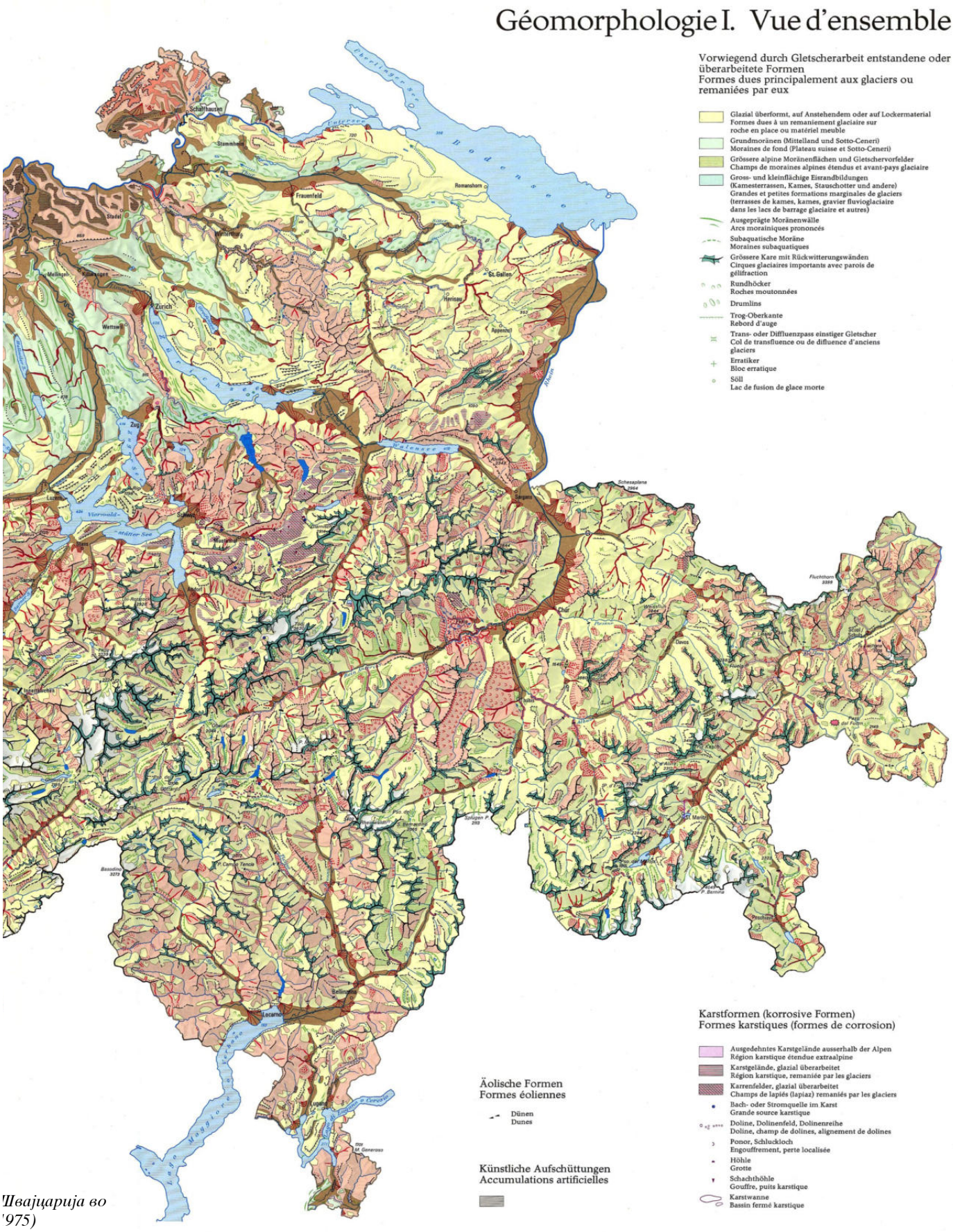


1. Плеистоцени циркови, 2. Морени, 3. Сипари, 4. Периглацијални плавини, 5. Дефлациони вдлабнатини, 6. Доминантни ветрови, 7. Остенци, 8. Мразно истиснати блокови, 9. Тревни тераси, 10. Снежнички циркови со снежници, 11. Снежнички циркови без снежници, 12. Корита на снежанички порои, 13. Камени мориња, 14. Камени подковици (псевдоморени), 15. Камени струи, 16. Солифлукциски јазици, 17. Слизнати блокови, 18. Фосилно пинго со езеро, 19. Туфори со поголеми димензии (3-5 m), 20. Тревни могилки - туфори, 21. Мигрирачки бусени (за РУДОКА), 1.Солифлукциони јазици, 2. Слизнати блокови, 3. Тревни тераси, 4. Снежници, 5. Дефлациски вдлабнатини, 6. Доминантни ветрови, 7. Мигрирачки бусени, 8. Камени струи, 9. Сипари, 10. Карпести одсеци, 11. Камени подковици (псевдоморени), 12. Камени мориња, 13. Тревни могилки - туфори, 14. Солифлукциски тип на речна долина, 16. Остенци, 7. Мутонирани карпи (за ТРПЕЗНИЦА)

сл, 461, Геоморфолошко картирање на микрорелјефни периглацијални форми на дел од Шар Планина, според Белиј (1994)



сл. 462, Геоморфолошка карша на Швај
"Atlas de la Suisse" (Berne, 1975)



Швајцарија во
'975)

Утврдувањето на морфолошката еволуција на конкретен терен и нејзиното објаснување претставува најтежок дел на геоморфолошкото картирање. Уште посложена е постапката сето тоа графички да се прикаже. Од тие причини при геоморфолошкото картирање најчесто се исклучува графичкото прикажување на морфохронологија, или пак, тоа се сведува на најнеопходното.

Прикажување на геоморфолошки податоци на карта

Легендата ги објаснува знаците кои се користени на картата. Таа е дадена како вонрамковна содржина на истиот лист на кој е и самата карта. Легендата на геоморфолошката карта ги содржи петте (5) категории податоци од нејзината содржина.

Во легендата најпрво се дадени знаците користени за приказ на литолошкиот состав на картираниот терен, а по нив се ознаките за тектонскиот склоп на теренот. Морфогенетските и морфографските знаци во легендата се прикажуваат заедно.

За секој генетски тип се изработува легенда во соодветната боја. Во легендата редоследно најпрвин се прикажува ендогениот а потоа и егзогениот релјеф. Кај егзогениот релјеф, во колку постојат најпрво се прикажуваат полигенетските форми.

Третиот дел од легендата е морфометријата а четвртиот морфохронологијата. Во легендата на секоја геоморфолошка карта задолжително се внесуваат сите употребени знаци на картата; изолинии, текстуално - бројчаните симболи и боите со различен интензитет. Во колку морфометриските податоци се дадени на посебна карта, тоа треба да се нагласи во легендата на геоморфолошката карта и тоа на местото каде редоследно би требало таа категорија на податоци да стои.

Легендата со употребените знаци на геоморфолошката карта може да се надополни со уште една категорија на податоци. Таа содржи ознаки со кои природните се одделуваат од вештачките (антропогени) објекти.

Освен легендата вонрамковната содржина на картата содржи и име на картата и на топографскиот лист, размер, името на авторот на картата, институцијата што ја објавила кртата и годината кога е објавена. Името на картата и топографскиот лист обично се испишани на среднина, над самата рамка. Размерот во нумеричка или графичка форма (или во двете) се впишува под самата рамка. Името на авторот се запишува во горниот десен агол, а на институцијата која ја печати картата во горниот лев агол. Комплетната легенда на геоморфолошката карта најчесто стои од десна страна, надвор од рамката на картата.

Толковник на геоморфолошка карта

Толковникот претставува текстуално и графичко надополнување на неопходните објаснувања на геоморфолошката карта. Тој содржи податоци кои поради својата природа неможат да се прикажат графички или доколку се прикажат би ја направиле картат нечитлива и непрегледна. Толковниците на геоморфолошките карти најчесто го имаат следниот редослед:

вовед,- ги содржи името на листот и податоците за изведувачот на картата. Пред името на авторот и организацијата што ја издава картата, прецизно се нагласува временскиот период кога се вршени истражувањата како и имињата на консултантите. Во воведот се наведуваат и методите кои се користеле при изработка на картата како и расположливите податоци, како аерофотоснимки, сателитски снимки итн.

приказ на географските карактеристики.- се наведуваат координатите на теренот, неговата површина како и неговите орографски, хидрографски и климатски карактеристики. Прегледот на климатските карактеристики треба да го разјаснат влиајнието на одредени агенси (врнежи, температура на воздухот и сл.) врз формирањето на одделни егзогени типови релјеф. За приказ на положбата и границите на картираниот терен во однос на опкружувањето се прави скица во размер пет до десет пати помал од размерот на картата.

преглед на претходните истражувања,- се укажува на хронологијата на сите претходни сознанија (податоци) за картирањето на конкретното подрачје.

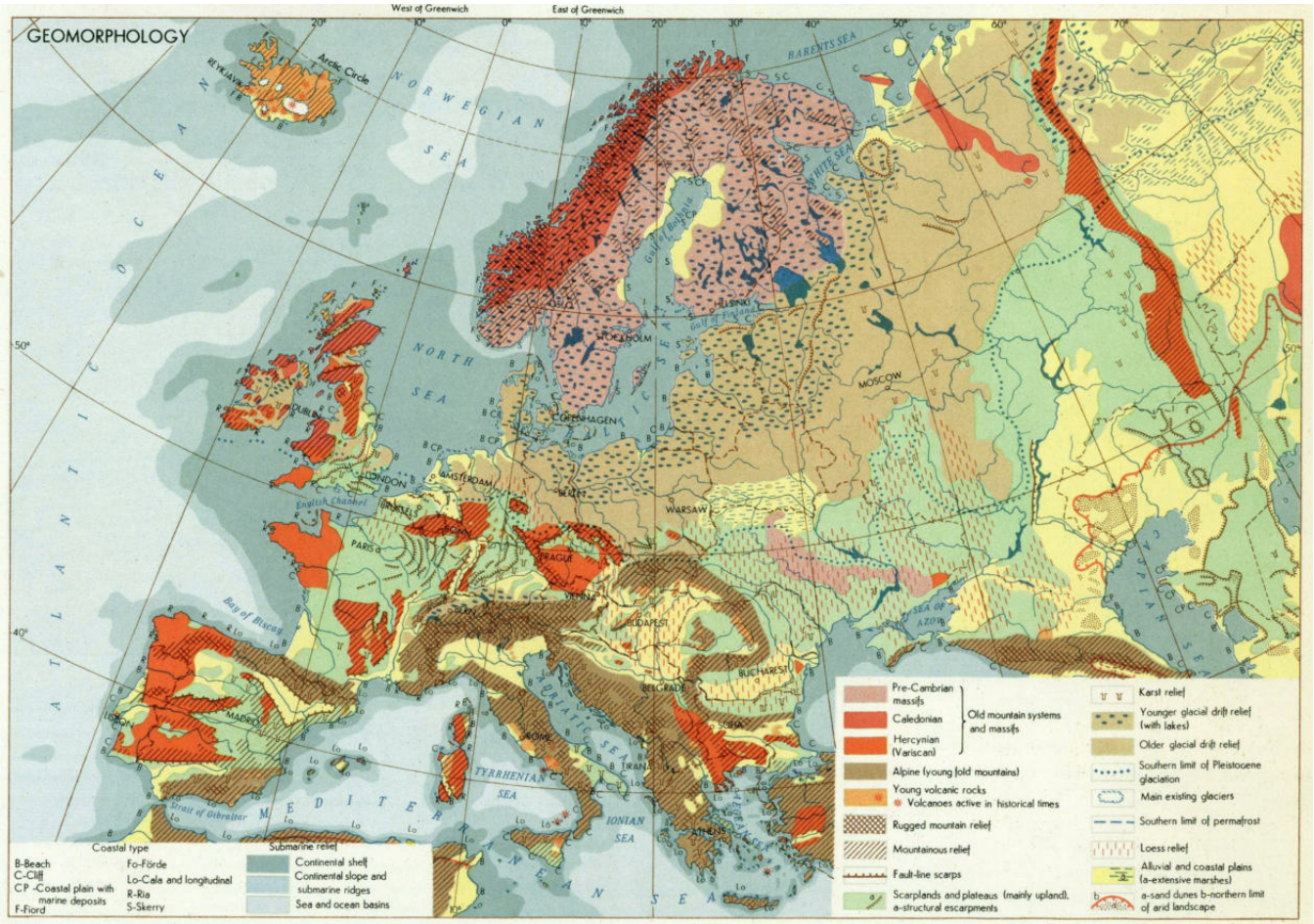
приказ на геолошката градба на теренот,- во најкратки црти се укажува на односот помеѓу литолошкиот состав и тектониката на теренот. Се прикажува влијанието на литолошкиот состав врз создавањето на поедини рејефни форми. Геолошкиот состав најчесто е прикажан на скица во размер два до пет пати поситен од размерот на геоморфолошката карта. Освен литолошката често се дава и тектонска т.е. неотектонска скица во поситен размер.

геоморфолошки приказ.- треба да укаже на влијанието на геолошкиот состав врз морфолошкиот развој на теренот. Всушност, со овој приказ се дава комплетна геоморфолошка анализа на соодветниот терен што е и суштината на геоморфолошката карта.

генетски типови релјеф,- се дава преглед на морфогенетските и морфографските карактеристики на картираниот терен. Во рамките на секој издвоен генетски тип се прикажува развојот на најзначајните релјефни форми. Прегледот може да се документира со профили, теренски фотографии, лабораториски анализи и сл.

морфометриски приказ,- опфаќа преглед на сите постапки и резултати користени и добиени при деталните истражувања на теренот. Во колку наклонот на теренот како еден од побитните морфометриски елементи не се прикаже директно на геоморфолошката карта тогаш истиот се дава во прилог кој е во ист размер како и геоморфолошката карта.

геоморфолошка историја,- укажува на хронолошкиот редослед на процесите кои имаат влијание врз формирањето на релјефот во одреден временски период. Преку реконструкција на релјефот и неговите развојни етапи се конструираат палеоморфогенетски, неотектонски и слични карти во размер различен од размерот на конкретната геоморфолошка карта.



сл, 463, Геоморфолошка карта на Европа (1967 година)

генетски типови релјеф,- се дава преглед на морфогенетските и морфографските карактеристики на картираниот терен. Во рамките на секој издвоен генетски тип се прикажува развојот на најзначајните релјефни форми. Прегледот може да се документира со профили, теренски фотографии, лабораториски анализи и сл.

морфометриски приказ,- опфаќа преглед на сите постапки и резултати користени и добиени при деталните истражувања на теренот. Во колку наклонот на теренот како еден од побитните морфометриски елементи не се прикаже директно на геоморфолошката карта тогаш истиот се дава во прилог кој е во ист размер како и геоморфолошката карта.

геоморфолошка историја,- укажува на хронолошкиот редослед на процесите кои имаат влијание врз формирањето на релјефот во одреден временски период. Преку реконструкција на релјефот и неговите развојни етапи се конструираат палеоморфогенетски, неотектонски и слични карти во размер различен од размерот на конкретната геоморфолошка карта.

библиографија.- ги содржи сите трудови кои биле користени при геоморфолошкото картирање на теренот. Трудовите најчесто се подредени по азбучен ред. При запишувањето на трудот најпрво стои презимето на авторот, годината на издавање како и името на публикацијата каде трудот е објавен.

Со ваквиот редослед толковникот претставува текстуално и графичко надополнување на геоморфолошката карта. Толковниците имаат стандарден редосле за изработка на карти во било кој размер.

ОСНОВНА ЛИТЕРАТУРА

Andjelic M. (1990): Geomorfologija. VGI, 1-276, Beograd.

Arandjelovic D. (1976): Geofizika na karstu. Geof. Inst., 1-220, Beograd.

Арсовски М. (1997): Тектоника на Македонија. РГФ, стр. 1-306, Штип.

Балтаков Ѓ. (1988): Кватернерна геоморфологија и палеогеографија, СУ Климент Охридски, стр. 1-275, София.

Башенин НВ., **Веденеев В.И**. (1963): Обща геоморфология. Изд. МУ, стр. 1-74, Москва.

Belij S. (1990): Tufori na Maja Rusoliji. 5. Znanstveno posvetovanje geomorfologov Jugoslavije, 149-164, Ljubljana.

Белиј С. (1994): Савремени периглацијални процеси и облици релјефа северозападне Шарпланине САНУ, Пос. изд., Књ. 40/I, 113-146, Београд.

Боев Б. (2006): Општа геологија, ГЕОМАП, стр. 1-300, Скопје.

Боев Б. **Миловановиќ Д**. (2001): Тектоника на плочи и магматизам, РГФ, стр. 1-174, Штип.

Боев Б., **Стојанов Р**. (2004): Петрографија. РГФ - Штип, стр. 1-170, Штип.

Боев Б. (2006): Општа геологија, ГЕОМАП, стр. 1-300, Скопје.

Воскресенский С. (1962): Геоморфология Сибири. Изд. МУ, 1-352, Москва.

Gavrilovic D. (1976): The carst of Serbia. Mem. of Ser. Geogr. Soc, 1, 3-28, Belgrade.

Gavrilovic D. (1978): Regionalna geomorfologija. PMF, 1-257, Beograd.

Gams I. (1973): Slovenska kraska terminologija, str. 1-35, Ljubljana

Gams I. (1974): Kras, Slov. mat., str. 1-359, Ljubljana

Gams I. (2004): Kras v Sloveniji v prostoru in casu. Zalozba ZRC, ZRC SAZU, str. 1-515, Ljubljana

Graf K. (1973): Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. Z. Geomorph. Bd. 16, 104-154, Berlin-Stuttgart.

Graf K. (1976): Zur Mechanic von Frostmusterungsprozessen in Bolivien und Ecuador. Z. Geomorph. N.F. 20, 417-447, Berlin-Stuttgart.

Graf K. (1993): Solifluction forms, their distribution and climatic relationships - an overview of present - day conditions with perticular reference to the Swiss Alps and the tropical. Euro. Paleoclim. And manf, 197-207.

Demec J. (1987): Obecná geomorfologie. 1-476, Praha.

Demec J., **Zeman J**. (1979): Typy reliéfu Zemê. 1-327, Praha.

Ion M. (1986): Elemente de geomorfologie dinamica. 1-214, Bucuresti.

Jakucs L. (1977): Morphogenetics of karst regions. Variants of karst evolution. Akademia Kiado, 1-306, Budapest.

Јовановић П.С. (1924): Загађени карст. Збор. Рад., 397-410, Београд.

Kalvoda J. (1994): Rock Slopes of the High Tatras Mountains. ACTA Un. Carol., Geograph., No. 2, 13-33, Praha.

Katzer F. (1909): Karst und karsthydrographie. 1-94, Sarajevo.

Klimaszewski M. (1968). Geomorfologija. PWN, 1-1098, Warszawa.

Колчаковски Д. (2003): Геологија и геоморфологија за еколози (скрипта), 1-273, Скопје.

Колчаковски Д. (2005): Геоморфолошка терминологија, стр. 1-75, Скопје.

Колчаковски Д. (2022) Физичка географија на Република Македонија, природно-географски карактеристики на Република Северна Македонија. Фондација “Friedrich Ebert”, стр. 1-377, Скопје.

Knezevic V., **Djordjevic P**. (1976): Osnovi petrologije, Sav. Ad., str. 1-199, Beograd.

Kunavr J. (1983). Geomorfoloski razvoj Kaninskega pogorja s posebnim ozirom na glaciokraske pojave. Geografski zbornik, XX, str. 199-346, Ljubljana.

Kunavr J. (1985). K problematiki geomorfoloskega kartiranja in tipologije visokogorskega glaciokraskega reliefa. Simpoz za kras. Povr., str. 173-181, Postojna

Corbel J. (1954). Les sols polygonaux (Observations, experiences, genese). Rev. Geomorph. Dynam., No. 2, 49-68, Paris.

Kucera B. et.al. (1981): Jeskyne a propasti v Ceskoslovensku, Academia Praha, 1-252, Praha.

Kuhle M. (1978): Obergrenze von Frostbodenerscheinungen. Z. Geomorph. N.F. 22, 350-356, Berlin-Stuttgart.

Loffler E. (1975): Beobachtungen zur periglazialen Hohenstrufe in den Hochgebirgen von Papua New Guinea. Erdkunde, Band. 29, 285-292.

Mijatovic B. (1990): Kras - hidrogeologija kraskih vodonosnika. Geozav., 1-304, Beograd.

Милојевић С. (1938): Појави и проблеми крша. Пос. изд. СКА, књ. 1, 1-160, Београд.

Michael A. (1999): Global Geomorphology. Longman, 1-537. London.

Plesnik P. (1980): Nektore vysokohorske problemy na Kilimandjare. ACTA, Geographica No. 21, 53-64, Bratislava.

Petrovic D. (1977): Geomorfologija, Gradj. Knj., 1-424, Beograd.

Lukovic S. (1968): Opsta mineralogija, Gr. Knj., str. 1-114, Beograd.

Nikolic P. (1988): Osnovi geologije II, Nauc. Knj., str. 1-213, Beograd.

Nikolic P. (1989): Geotektonika, Nauc. Knj., str. 1-596, Beograd.

Обручев В.А. (1941): Методе геолошких проучавања терена, књ. I, стр. 1-419, Београд.

Petkovic K. (1957): Istoriska geologija, "Veselin Maslesa", str. 1-314, Sarajevo.

Петровић Д. (1988): Историја Српске спелеологије. Пос. изд. СГД, 1-119, Београд.

Petrovic J. (1974): Krs Istocne Srbije, pos. izd. SGD, 1-95, Beograd.

Петровић Ј. (1968): Основи спелеологије. 1-120, Београд.

Rakicevic T. (1978): Opsta fizicka geografija. NK, 1-387, Beograd.

Rice R. (1978): Fundamentals of geomorphology (превод на руски), 1-574, Moskva.

Roglic J. (1976): Depth of water circulation and dimensions of cavities in the Dinaric karst. Mem. of Ser. Geogr. Soc, 1, 29-40, Belgrade.

Roglic J. (1974): Prilog hrvatskoj krskoj terminologiji. Krs Jug. 9/1, JAZU, 1-72, Zagreb.

Rubin J. **Balatka B**. et.al. (1986): Atlas skalnich, zemnich a půudnich tvarů. AC., 1-385, Praha.

Soutade G. (1972): Lesbanquettes gazonnees des sources du Tech (Pyrenes orientales, France) et leur enseignement paleogeomorphologique. Z. Geomorph., N.F. Bd. 16, Hf. 2, 139-159, Berlin-Stuttgart.

Soutade G. et **Baudiere A**. (1970): Vegetation et modeles des hauts versants septentrionaux de la Sierra nevada. Ammales de geographie, vol. 436, 709-736.

Summerfield M. (1999): Fundamentals of geomorphology. 1-537, London.

Стојановић М. (1989): Историска геологија. Унив. "Кирил и Методиј", стр. 1-316, Скопје.

Стојановић М. (1993): Геологија и петрографија. Унив. "Св. Кирил и Методиј", стр. 1-246, Скопје.

Staneci J. (2004): Fjalore i gjeomorfologisî. 1-513, Prishtinî.

Тронов М.В. (1954): Вопросы Горной гля́циологии, 1-276, Москва.

Tisljar J. (1994): Sedimentne stene, 1-422, S.K. Zagreb.

French H. (1996): The Periglacial Environment. Longman, 1-341, London.

Ellenberg L. (1977): Zur Solifluctionsgrenze in den Gebirgen Japans. Erdkunde, Band 31, 16-24.

Hagedorn J. (1983): Rezent periglaziale Mesoformen in den mediterranen Hochgebirgen, besonders im Kalkgestein. Abh. Akad. Wiss. Gottingen, math.-phys Kl., 3, F., Nr. 35, 371-378, Gottingen.

Hagedorn H., **Winkler S**. (1994): Fruhrezente und rezente Glatscherstandsschwankungen des Verna-gtferners / Otztaler Alpen und ihre Auswirkundgen auf das Gletschervorfeld. Pet. Geog. Mittel., vol. 138, 19-34.

Harris S. (1979): Ice caves and permafrost zones in Southwest Alberta. Erdkunde, Bd. 33, Hf. 1, 61-70, Bonn.

Herak M. (1988): Geologija, Sk. Knj., str. 1-433, Zagreb.

Huang W. (1967): Petrologija, Sav. Ad., str. 1-411, Beograd.

Hranicka J. (1948): Geomorfologickî studie ze Strednóch Cech. CSZ, sv. 15, 1-49, Praha.

Heine K. (1977): Beobachtungen und Uberlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengenze in den Tropen und Subtropen. Erdkunde, Bd. 31, Hf. 3, 161-178, Bonn.

Heine K. (1994): Present and Past Geocryogenic Processes in Mexico. Permafrost and Periglacial Processes., Vol. 5, 1-12.

Hollermann P. (1983): Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe - Studien aus Europaischen und Nordamericanischen Hochgebirgen. Bonner geograph. abhandlungen, Hf. 67, 1-73, Bonn.

Цвијић Ј. (1895): Карст - географска монографја. 1-173, Београд.

Cvijic J. (1918): Hydrographie souterraines et evolution morphologique du karst. Inst. Geograph. Alpine, t. VI, f. 4, 1-56, Grenoble.

Цијић Ј. (1924): Геоморфологија (књига прва), 1-588, Београд.

Segota T. (1963): Geografske osnove glacijacija. Radovi GI, Sv. 4, 1-119, Zagreb.

ЛИТЕРАТУРА ЗА ТЕРИТОРИЈАТА НА СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА

Андоновски Т. (1977): Подземни карстни облици во долината на Радика. Год. збор. на ГФ, Кн. 23, 97-119, Скопје.

Андоновски Т. (1980): Пештерски систем Алилица. Sedmi jugosl. speleol. kong, 21-30, Titograd.

Андоновски Т. (1981): Преглед на подземните карстни облици во СР Македонија. Osmi jugosl. speleol. kong, 207-213, Beograd.

Андоновски Т. (1982): Лизгање на тлото кај месноста "Сурнати Ридој" во близина на Битола. Геогр. раз., Кн. 20, 43-52, Скопје.

Андоновски Т. (1984): Пештери во горниот тек на долината на Радика - Торбешки мост. Deveti jugosl. speleol. kong, 293-299, Zagreb.

Андоновски Т. (1984): Абразивни и флувијални елементи во Кичевска Котлина. Год. Збор. на ГФ, Кн. 27-28, 3-75, Скопје.

Андоновски Т. (1985): Некои релјефни елементи во Кичевска Котлина (II дел). Год. збор. на ПМФ, Инст. за геогр., Кн. 29, 13-56, Скопје.

Андоновски Т. (1986): Хипсометрија, експозиции и наклони на релјефните површини во Скопска Котлина. Геогр. раз. Кн. 23-24, 26-40, Скопје.

Андоновски Т. (1988): Хипсометрија, експозиции и наклони на релјефните површини во Кичевска Котлина. Геогр. раз. Кн. 26, 11-24, Скопје.

Андоновски Т. (1995): Карактеристики на релјефот во Република Македонија. Гео. раз., Кн. 30, 5-12, Скопје.

Анѓелковиќ М. (1990): Шумадиди, Динариди и Хеленида у Македонији. XII Конг. на геол. на Југ., кн. V, стр. 1-7, Охрид.

Арсовски М. (1960): Некои особености на тектонскиот склоп на централниот дел на Пелагонискиот хорст-антиклинориум и неговиот однос со Вардарската Зона. Труд. на ГЗ на СРМ, св. 7, Скопје.

Арсовски М. (1962): Општи црти на тектонскиот развиток на Пелагонискиот хорст-антиклинориум и неговото место во алпската структура на Македонија. Труд. на ГЗ на СРМ, св. 8, Скопје.

Арсовски М. (1973-1978): Некои елементи за условите на настанокот на земјотресите во Балканскиот регион. Труд. на ГЗ на СРМ, св. 16, стр. 261-281, Скопје.

Арсовски М., **Петковски Р**. (1975): Неотектоника на СР Македонија. Публ. 49, ИЗИС, Скопје.

Arsovski M., **Dumurdjanov N**. (1984): Recent findings of the Structure of Pelagonian horst Anticlinorium and its Relation with Rhodopean and Serbo-Macedonian Massif. Geol. Macedon. Fasc. 1, Stip.

Arsovski M. (1989): Neovulkanizm of teritory of Macedonia. Geolog. Maced, T. 4, No. 1, str. 1-28, Stip.

Арсовски М. (1990): Проблеми на тектониката на Западна Македонија. XII Конг. на геол. на Југос., кн. V, стр. 8-21, Охрид.

Белиј С., **Колчаковски Д**. (1997): Методологија комплексног проучавања периглацијалне зоне високих планина Балканког полуострова. Научни скуп "Перспект. и прав. раз. Географ. наук.", Брезовица. СР Југославија.

Belij S., **Kolcakovski D**. (1997): The periglacial zone of high mountains of serbia and Macedonia and its basic charactristics. OM_2 International. Sumps. Observat. of Mount. Enviorom. in Eur., Borovetz. Bulgaria**.**

Bundalevski M. **et.al**. (1990): Rezultati ponovne obrade i reinteperetacije seizmickih podataka (1989) na teritoriji Makedonije, sa posebnim osvrtom na Skopsku kotlinu. XII Kon. na geol. na Jug., kn. V, str. 189-208, Ohrid.

Гашевски М. (1953): Дебарска Котлина - геоморфолошки проучувања. Глас. СГД, XXXIII, Бр. 1, 31-44, Београд.

Гашевски М. (1962): Карстен релјеф на планината Бистра. Геог. раз., Кн. 1, 59, 67, Скопје.

Dedier J. (1917): Traces glaciaires en Albanien et en nouvelle Serbie. La geograp., Vol. XXXI, 325-336, Paris.

Делипетров Т., **Петров Г**. (1992): Основни карактеристики на геофизичките полиња на територијата на Македонија. Geolog. Maced., T. 6, No. 1, стр. 33-48, Штип.

Delipetrov., **Karakasev D**. (2001-2002): Map of Mohodiscontinuity in the territory of the Republik of Macedonia. Geologica Macedonica, Vol. 15-16, str. 67-70, Stip.

Dimitrijevic M. (1974): The Serbo - Macedonian Massif. Tect. of the Carpathian-Balkan Reg., p.p. 291-296, Bratislava.

Dumurdjanov N., **Krstic N**. (1999): The Skopje Neogene basin in the Republik of Macedonia. Geologica Macedonica, Vol. 13, str. 47-56, Stip.

Измајлов Н. (1956): Железнороден базен во Западна Македонија. Труд. на ГЗ на НРМ, св. 5, стр. 111-199, Скопје.

Измајлов Н. (1963): Кретања у котлинама Македоније за време терциера и почетком квартара. Труд. на ГЗ на СРМ, св. 10, стр. 77-94, Скопје.

Измајлов Н. (1958): Тиквешки угљоносни басен (са нарочитим осврtом на фазе језерског стања Повардарја). Труд. на ГЗ на НРМ, св. 6, стр. 5-62, Скопје.

Измајлов Н. (1965): О старости језерских тераса и о палеосеизмодислокација у Македонији (увод у поделu квартара). Труд. на ГЗ на НРМ, св. 12, стр. 5-22, Скопје.

Јанчевски Ј. (1987): Класификација на раседните структури по генеза, старост и морфологија со осврт на нивната сеизмичност на територијата на Македонија. Док. дис. РГФ, стр. 1-247, Штип.

Јанчевски Ј. (1995): Корелација помеѓу сеизмичката активност и геотермалната енергија во Македонија. МАНУ. Збор. на реф. од науч. соб. Геотермал. енергија., 37-45, Скопје.

Јовановић П.С. (1925): Жеденска пећина "Дона Дука". Глас. ГД, Св. 11, 127-130, Београд.

Јовановић П.С. (1927): Абразиони и флувијални елементи у Поречком басену. Глас. СГД, Св. 13, 169-194, Београд.

Јовановић П.С. (1928): Карстне појаве у Поречу. Глас. СНД, Књ. IV. Св 1, 1-46, Скопље.

Јовановић П.С. (1928): Глацијација Јакупице Пос. из. ГД, Св. 4, стр. 1-86, Београд.

Јовановић П.С. (1931): Релјеф Скопске котлине. Глас. СНД, Књ. XI, Св. 4, 62-116, Скопље.

Карамата С., **Стојанов Р**., **Серафимовски Т**., **Боев Б**., **Александров М**. (2003) Терциерен магматизам во Динаридите, Вардарската Зона и Српско-македонската Маса. Geolog. macedon., Т. 6, Нр. 2, стр. 127-186, Штип.

Kossmat F. (1924): Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschau, platze 1914-1918. Geol.; dargest, H. 12, Berlin.

Климашевски М. (1978): Услови во плеистоценатa глацијација на планините во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 15-16, 13-29, Скопје.

Kekic A. (1976): Prilog poznavanju karstne izdani na gornjem slivu reke Bosave. Cet. jugosl. geol. kong., 71-94, Ljubljana.

Колчаковски Д. (1982): Природно-географски карактеристики на Кадина Река. Дипл. раб. ГФ, 1-72, Скопје.

Колчаковски Д., **Алоски Ќ**. (1984): Пештера Слатинско Врело. Deveti jugosl. speleol. kong, 337-344, Zagreb.

Колчаковски Д. (1986): Драчевска пештера - спелеолошки проучувања. Геог. раз., Кн. 23-24, 113-120, Скопје.

Колчаковски Д. (1987): Денудациски форми во поречието на Кадина Река. Геог. раз., Кн. 25, 229-237, Скопје.

Kolcakovski D. (1987): Moznosti za pesterski turizam vo turistickiot lokalitet Matka i zastita na speleoloskite objekti. Nas Krs, Vol. XIII, br. 22, str. 95-103, Sarajevo.

Колчаковски Д. (1988): Појава на подземни карстни форми во Источна Македонија. Spe-leo BIH, Br. 1-2, 59-67, Sarajevo.

Kolcakovski D. (1988): Pecine visokoplaninskog krasa Jakupice. Speleo BIH, Br. 1-2, 45-57, Sarajevo.

Колчаковски Д. (1988): Високопланински карст на планината Карацица. Геог. раз., Кн. 26, 95-113, Скопје.

Колчаковски Д. (1989): Историски преглед на спелеолошките проучувања на територијата од СР Македонија со бибилиографски приказ. Геог. раз., Кн. 27, 133-144, Скопје

Kolcakovski D. (1990): Pojave visokoplaninskog krasa na teritoriji SR Makedonije i potrebe njegovog proucavanja. Cetvrti skup geomorfol. Jugoslavije., GF PMF, 65-70, Beograd.

Колчаковски Д. (1990-1991): Основни карактеристики на карстните појави на Сува Планина. Геог. раз., Кн. 25,. 229-237, Скопје.

Колчаковски Д. (1990-1991): Христијанова пештера - прилог кон спелеолошките проучувања во Скопската Котлина. Геог. раз., Кн. 28-29, 117-122, Скопје.

Колчаковски Д. (1992): Заштита на природата во кањонот Матка и создавње на вештачка акумулација. Зборник на реф. "Енергетиката во Македонија денеси утре". I Советување на ЗЕМАК, 556-562, Скопје.

Колчаковски Д. (1992): Карстен релјеф во Скопската Котлина - геоморфолошка студија. Пос. издан. на ПМФ, 1-47, Скопје.

Колчаковски Д. (1993): Категоризација на познатајните пештери во Република Македонија. Екол. зашт. живт. сред., Т.1, Бр. 1-2, 43-51, Скопје.

Колчаковски Д. (1994): Високопланински предели на планината Јабланица, Галичица и Пелистер. Екол. зашт. живт. сред., Т.1, Бр. 1-2, 43-51, Скопје.

Колчаковски Д. (1995): Слизнати блокови - прилог кон проучување на периглацијалниот релјеф во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 30, 125-133, Скопје.

Колчаковски Д. (1996): Структурни (мразни) почви, прилог кон проучување на периглацијалниот комплекс на високите планини во Република Македони-

ија. I Конг. на географ. од Р.М., 68-73, Скопје.

Колчаковски Д. (1996): Геоморфолошки карактеристики на високопланинскиот предел на Стара Галичица. Геог. раз., Кн. 31, 53-65, Скопје.

Kolcakovski D. (1997): Pulsation of the periglacial zonation during the Quaterner period on the mountains Pelister and Galitchica in the Republik of Macedonia. OM2 International Sumposium, Observation of Mountain Environment in Europe, Abstract, pag. 4, 14-18 October, Borovetz, Bulgaria.

Колчаковски Д. (1998): Рецентни периглацијални процеси и нивните релјефни форми во централниот (највисок) дел на планината Стогово., Геог. раз., Кн. 32-33, 71-81, Скопје.

Колчаковски Д. (1999): Пештера "Алена" - Јакупица. Географски разгледи, Кн. 34, стр. 171-176, Скопје.

Колчаковски Д. (1999): Глацијален и периглацијален релјеф на планината Јабланица. Год. збор. на Инст. за географ., ПМФ, Кн. 33-34, 15-38, Скопје.

Колчаковски Д. (1999): Геоморфолошки резерват "Црн Камен" - Јабланица. I Конг. на екол. на Макед., Збор., 821-830, Охрид.

Колчаковски Д. (2000): Појава на полигонални почви во Република Македонија. Симп. МАНУ, 179-190, Скопје.

Колчаковски Д. (2000): Генеза на камените потковици - прилог кон проучување на периглацијалниот релјеф на високите планини во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 35, 173 - 176, Скопје.

Колчаковски Д. (2000): Потенцијални природни резервати во идниот национален парк" Шар Планина". II Конгрес на географите од Република Македонија, 97-104 Скопје.

Колчаковски Д., **Богданова Б**. (2000): Геодиверзитетот во Република Македонија, идентификација, категоризација и заштита. II Конгрес на географите од Република Македонија, 83-89 Скопје.

Kolcakovski D. **Gorgieva M**. (2001): Identification and classification of the geodiversity in the Republic of Macedonia. Balk. nauc. praktic. konf. "Prirod. poten. i ustoic. raz. na planin.", 69-73, Vraca.

Колчаковски Д. (2001): Хронолошко зонирање на периглацијалниот геокомплекс во југозападниот дел на Република Македонија и негова компарација со соседните и подалечните области. Год. збор. на Институт. за географ., ПМФ, Кн. 35-36, 61-83, Скопје.

Колчаковски Д. (2001): Спеломорфолошки карактеристики на карстниот релјеф во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 36, 23-34, Скопје.

Колчаковски Д. (2001): Проучување на периглацијалниот релјеф во Република Македонија во текот на XX век со библиографски приказ. Геог. раз., Кн. 36, 91-195, Скопје.

Колчаковски Д. (2001): Периглацијален релјеф на планината Пелистер, Научна мисла, IV, ДНУ - Битола, 45-54, Битола.

Колчаковски Д. (2002): Глацијален релјеф на планината Стогово. Географски разгледи, кн. 37, 159-166, Скопје.

Колчаковски Д. (2003): Основни природногеографски карактеристики на Шар Планина (геологија, геоморфологија и хидрологија). Билт. Истраж. друш. студ. биол. Vol. 2, 3-7, Скопје.

Колчаковски Д. (2004): Снежна граница - теоретски погледи и нејзина реконструкција за време на вирмскиот климатски минимум на планините во југозападниот дел на Република Македонија. Зборник II Конгрес на еколозите на Македонија, 23-28, Скопје.

Колчаковски Д. (2004): Планина Бистра (Меденица, 2.163 m) - морфоструктурни карактеристики. Билт. Истраж. друш. студ. биол. Vol. 3, 3-6, Скопје.

Колчаковски Д. (2004): Планина Ниџе (Кајмакчалан 2520 m) - основни геоморфолошки карактеристики. Геог. Раз., Кн. 38-39, 123-126, Скопје.

Колчаковски Д. (2004): Геотектонски основи на релјефот во Република Македонија. Билтен Физ. Геог., Бр. 1, 7-23, Скопје.

Колчаковски Д., **Боев Б**., **Христовски С**., **Петреска Б**. (2004): Пештера Гулабинка - Мариово, прелиминарни спелеолошки проучувања. Билтен Физ. Геог. Бр. 1, 35-43, Скопје.

Колчаковски Д. (2005): Прилог кон проучување на микрорелјефните форми во гранодиоритните карпи на локалитетот "Маркови Кули". Билтен Физ. Геог., Бр. 2, 5-23, Скопје.

Колчаковски Д. (2005): 80 години спелеолошки истражувања во Република Македонија. Билтен Физ. Геог., Бр. 2, 25-131, Скопје.

Колчаковски Д. (2005): Основни хидрогеографски карактеристики на карстните врутоци во Република Македонија. Геог. Раз., Кн. 40, 33-46, Скопје.

Лилиенберг Д.А. (1965): О современных движениях земной коры в Македонии. ДОК. АН СССР, геология. Т. 165, Но. 1, 159-162, Москва.

Лилиенберг Д.А. (1966): Основни закономерности в проявите на съвремените движения в централната част на Балканския полуостров. Изв. на Геог. инс., Т. X, 5-23, София.

Лиленберг Д.А. (1966): Оъщие тенденции современых тектонических движений Македонии. Ref. sest. SGD, 245-270, Ohrid.

Лиленберг Д.А. (1966): Некоторые вопросы геоморфологии четвертичной геолгии и неотектоники Македонии. Ref. sest. SGD, 271-299, Ohrid.

Манаковиќ Д. (1957): Ерозија на почвата во поречието на Ваташка Река. Год. збор. на ФФ, Кн. 10, 195-221, Скопје.

Манаковиќ Д. (1957): Планина Жеден (морфолошко-хидрографски приказ). Год. збор. на ФФ, прир. математ. оддел, Кн. 10, 169-192, Скопје.

Манаковиќ Д. (1957): Пеќине у демир Капији. Зборник радова САН, књ. LXII. Географски институт, књ. 13, стр. 77-93, Београд.

Manakovic D. (1959): Pestera Dona Duka. Porocila ACTA carsolocica II, 199-207, Ljubljana.

Манаковиќ Д. (1960): Урнис Брда Градот. Збор. рад. САНУ, ГИ, Књ. 17, 119-128, Београд.

Манаковиќ Д. (1962): Нивациони процеси и облици на планината Јакупица. Год. збор. на ПМФ, Кн. 13, 47-57, Скопје.

Манаковиќ Д. (1962): Хидрографски врски на реката Крапа и врелото Асаноец. Геогр. раз., Кн. 1, 51-58, Скопје.

Манаковиќ Д. (1963): Абразиони и флувијални елементи во поречието на Бабуна и Тополка со Титовелешката Котлина. Год. збор. на ПМФ, Кн. 14 геолог. и географ., Св. 2, 121-196, Скопје.

Манаковиќ Д. (1963): Некои релјефни елементи во поречието на Бабуна и Тополка со Титовелешката Котлина. Год. збор. на ПМФ, Кн. 15 геолог. и географ., Св. 3, 87-139, Скопје.

Манаковиќ Д. (1967): Геоморфологија на Мавровската Котлина. Геог. раз., Кн. 5, 5-32, Скопје.

Манаковиќ Д. (1968): Геоморфологија на Сува Гора, Сува Планина и нивните северни ограноци. Год. збор. на ПМФ, ГИ, Кн. 16. Св. 4, 129-177, Скопје.

Манаковиќ Д. (1970): Пештера Убавица (Голема пештера - Шпела Мозе). Петти југосл. спел. кон., 35-40, Скопје.

Manakovic D. (1970): Contribution a l`hidrographie du karst de la R.S. de Macedonie. Problemes de l` evolution paleomorphologiue de la Bulgarie. Tom 1, 70-81, Sofia.

Манаковиќ Д., **Андоновски Т**. (1979): Геоморфологија на планината Буковиќ. Год. збор. на ГФ, Кн. 25, 43-71, Скопје.

Манаковиќ Д., **Андоновски Т**. (1979): Релјефни карактеристики на Источна Македонија. Геог. раз. Кн. 17, 5-32, Скопје.

Манаковиќ Д. (1980): Оазни тип карстне хидрографије Македоније. Sed. jug. speleol. kong., 293-309, Titograd.

Manakovic D. (1980): Des meandres polymorphes etrangles et glisses de Topolka et Bregalnica. God. zbor. na GF, Kn. 23, 121 - 128, Skopje.

Манаковиќ Д. (1982): Карстни феномен у Македонији од Јована Цвијића до данас. Научно дело Јован Цвијић, САНУ - науч. скуп., Књ. XI, 187-195, Београд.

Манаковиќ Д. (1983): Нивациони процеси и облици со посебен осврт на СР Македонија. Zbor. XI Kong. geograf. SFRJ, 111-119, Titograd.

Манаковиќ Д., **Андоновски Т**. (1983): Релјефот на планината Бистра. Бистра I, МАНУ, 37-73, Скопје.

Манаковиќ Д. (1984): Подземна циркулација на водата во зависност од положбата на варовничките маси во однос на непропусни стени со примери од СР Македонија. Dev. Jugoslav. speleol. kong., 269-278, Zagreb.

Манаковиќ Д., **Стојмилов А**., **Андоновски Т**. (1993): Експозиции, наклони и хипсометрија на релјефните површини во СР Македонија. Год. збор. на ПМФ - географ., Кн. 30, 125-147, Скопје.

Манаковиќ Д., **Андоновски Т**., **Колчаковски Д**. (1993): Подземни карстни форми во националниот парк "Галичица". Год. збор. на ПМФ - географ., Кн. 31-32, стр. 37-71, Скопје.

Милојевиќ Б.Ж. (1941): Долина Брегалнице - геоморфолошка испитивања. Глас. СКА, Књ. CLXXXVIII, 1-66, Београд.

Михајловиќ Ј. (1956): Сеизмолошки карактеристики на теренот на Југозападна и Јужна Македонија. Труд. на ГЗ на СРМ, св. 5, стр. 13-20, Скопје.

Несторовски И. (1968-а): Краток приказ на тектониката на Македонија. Збор. на VIII конг. на географ. од СФРЈ, стр. 129-141, Скопје.

Nestorovski I. (1974): Tektonsko-geomorfoloski karakteristiki na glavnite planini vo Zapadna Makedonija. Zbornik IX Kongresa geografa Jugoslavije, str. 123-132, sarajevo.

Oestreich K. (1902): Beittrage zur Geomorphologie Makedonien. Ablandlung. der K.K. geograph. Geselsch. in Wien IV ,Band No 1, Wien.

Петров Г., **Делипетров Т**. (1992): Неотектонско зонирање на територијата на Македонија и нејзината внатрешна градба. Geol. Maced., T. 6, Nr.1, 77-86, Stip.

Петковски Р. (1973/1978): Одраз на тектонските движења во Западна Македонија и околните терени. Труд. на ГЗ на СРМ, св. 16, стр. 47-66, Скопје.

Petkovski R. (1986): Interpretacija strukturno-tektonskih elemenata na teritoriji SR Makedonije na bazi satelitskih skanograma. IV Kong. sav. drust. za seiz. gradjev. Jug., str. 33-40, Cavtat.

Петковски Р. (1990): Геотектонска еволуција на Македонија. XII Конг. на геол. на Југ., кн. V, стр. 114-128, Охрид.

Djordjieva M. (1991): Paleohidrogeotermalne pojave u Skopskoj kotlini kao prilog u odredjivanju njene geotermalne potencijalnosti. Mag. dis. Univer. u Beog., RGF, str. 1-113, Beograd.

Серафимовски Т., **Петров Г**. (1990-91): Морфоструктурни карактеристики на рудниот реон Кратово-Злетово. Geol. Maced., T. 5, Nr.1, 133-148, Stip.

Серафимовски Т., **Петров Г**. (1990-91): Структурно-морфоструктурни карактеристики на рудниот реон Бучин-Дамјан-Боров Дол. Geol. Maced., T. 5, Nr.1, 149-164, Stip

Nestorovski I. (1974): Tektonski-geomorfoloski karakteristiki na glavnite planini vo Zapadna Makedonija. Zbor. IX Kong .Geogr. Jug., 123-132, Sarajevo.

Николић Р.С. (1912): Глацијација Шар Планине и Кораба. Глас. СКА, Књ LXXXVII, св, 36, 50-80, Београд.

Радовановић В.С. (1928): Мали денудациони облици гнајсног земљишта. Глас. СНД, Књ IV. Св.1, 53-121, Скопље.

Радовановић В.С. (1931): Холокарст хуме под Кожуфом. Глас. СНД, Књ IX. Св. 3, 108-159, Скопље.

Радовановић В.С. (1932): Гипсни рељеф Косовраста у долини Радике више Дебра. Глас. ГД, Св. XVIII, 59 -78, Скопље.

Станкоски Д. (1971): Карстни подземни облици во изворишниот дел на Црна Река. Геог. раз., Кн. 8-9, 101-112, Скопје.

Станкоски Д. (1980): Пештерата "Орле" кај селото Горна Белица - Македонски Брод. Sedmi Jugosl. speleol. kong., 411-415, Titograd.

Стојадиновић Ч. (1951): Трагови преграбенске Ђаватске долине од председлине Ђавата до Битоља и развитак долине Шемнице и Драгора. Год. збор. на ФФ природномат. одд., Кн. 4, 1-38, Скопје.

Стојадиновић Ч. (1952): Трагови прелиминског рељефа југозападне Македоније. II Конг. на геог. од ФНРЈ, 41-47,Скопје.

Стојадинови́ћ Ч. (1958): Геоморфолошка проматрања на гипсном рељефу у долини Радике. Год. збор. на ФФ природномат. одд., Кн. 11, 75-86, Скопје.

Стојадинови́ћ Ч. (1962): Камени реки и сипои на Пелистер. Геог. раз., Кн. 1, 45-51, Скопје.

Стојадинови́ћ Ч. (1968): Генеза на литоралниот рељеф на базенот од Охридското езеро и неговите тектонски и абразиони елементи. Год. збор. на ПМФ, Кн. 16, ГИ, Св. 4, 103-127, Скопје.

Стојадинови́ћ Ч. (1968): Геоморфолошки црти на островот Голем Град во Преспанското Езеро. Геог. раз., Кн. 6, 117-122, Скопје.

Stojadinovic C. (1970): Geolosko-geomorfoloska evolucija reljefa Pelistera. Zbor. na sim. za mol., 39-48, Skopje.

Стојановић М. (1986): Области на изгаснати вулкани на територијата на СР Македонија. Год. збор. на ПМФ географија, Кн. 30, 148-166, Скопје.

Стојановић М. (1995): Дојранско Езеро - постанок, еволуција, одумирање. Геогр. раз., Кн. 30, 67-78, Скопје.

Стојмилов А. (1976): Хипсометриски карактеристики на планините во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 14, 17-27, Скопје.

Цвијић Ј. (1906): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије. СКА, Књ. I, Београд.

Цвијић Ј. (1911): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије. СКА, Књ. III, 689-1272, Београд.

ДРАГАН КОЛЧАКОВСКИ

ГЕОМОРФОЛОШКА ТЕРМИНОЛОГИЈА



Скопје 2005

РЕГИСТЕР НА СТРУЧНИ ИЗРАЗИ И ПОИМИ

1 / абисална рамнина - најголема релјефна целина на дната на океанските басени. Главно се наоѓа на длабочина од над 4.000 m. Зафаќа 70 % од дното на Светското Море.

2 / абразивен релјеф - релјефни форми (ерозивни и акумулативни, рецентни и фосилни) настанати со механичко делување на брановите долж брегoвите на мориња, океани и поголеми езера.

3 / абразивна пештера - пештера на брегот на морето или езеро главно создадена со механичко делување на брановите.

4 / абразивна површ - крајбрежна тераса со значителна широчина, често и над 20 km, независна од тектонските структури, пореметеноста и староста на слоевите.

5 / абразаивен циклус - потребно време со процесот на абразија иницијално разгранет брег да се претвори во низок, праволиниски песочен брег - жало.

6 / абразивен акумулативен остров - остров изграден од растресит крајбрежен материал, песок, чакал, дробини, создаден со абрадирање на брегот. Ваков тип на острови се литоралниот кордон и барот.

7 / автохтони седименти - седименти создадени на местото на кое се наоѓаат.

8 / адаптационен лакт - место каде е извршена пиратерија, односно место каде вовлечениот тек во новиот слив скршнува речиси под прав агол.

9 / ајсфелд (мразно поле) - посебен тип глечери кои се јавуваат на високите платоа во Скандинавија. Ајсфелдот претставува распространета, т.е. единствена мразна маса (платоски глечер).

10 / акумулативни континентални острови - генетски тип на континентални острови. Такви се акумулативните глацијални, еолски и абразивни острови. Глацијалните се претставени со највисоките делови на моренските наслаги кои не се потопени со морската трансгресија во постглацијалот, додека еолските се делови на некогашни дини и останати песочни бедеми.

11 / "акумулативни" речни тераси - зарамнини на страните на речната долина настанати со сукцесивно всекување на речниот тек во сопствениот наносен материал.

12 / акумулативни форми - разни генетски типови на релјефни форми создадени со натрупување или таложење на материјалот настанат во претходната - ерозивна фаза.

13 / алогена река - река во карстот која доаѓа од некарстни (вододржливи) терени.

14 / алувиум - речен нанос кој се одликува со одредена слоевитост, сортираност и хетерогеност на заоблените фрагменти.

15 / алувијална вртача - вртача во наносен материал (алувиум) создадена со тонење на земјиштето поради новоотворени пукнатини во карбонатната подлога.

16 / алувијална рамнина - распространета наносна рамница околу речното корито, т.е. зарамнето дно на речната долина изградено од наносен материјал (мил, песок, чакал). Алувијалните рамнини обично се јавуваат во долните делови на реките каде падот е мал, страничната ерозија голема, а акумулирањето на речниот материјал значително. Тоа е всушност најниската речна тераса во која при висок водостој реката се излева.

17 / анемолит - сталактит (пештерски украс) свиткан на едната страна поради постојано струење на воздухот во ист правец.

сл, 464, Геоморфолошка терминологија, посебно издание на ПМФ (2005), стр. 75

18 / антиклинала - испакнат (конвексен) дел кај извитканите - набрани слоеви. Нејзиниот највисок дел е претставен со теме или гребен на антиклиналата. Најнискиот дел го претставува средишниот и најстар дел, или јадро.

19 / антиклинориум - комплексна набрана и издигната целина со повеќе меѓусебно поврзани антиклинални и синклинални структури.

20 / аплинација - процес на општо снижување и зарамнување на Земјината површина со делување на егзогените ерозивни фактори.

21 / арагонит - ромбоидно кристализиран калциум-карбонат со ист хемиски состав како калцитот. Во пештерите најчесто се сретнува во ежеста форма или со форма на цвет. Се создава при повисоки температури и служи како индикатор на палеоклиматските прилики. Се смета дека арагонитите настануваат во по аридна клима со средногодишни температури над 15°C.

22 / арагонитна пештера - пештера во најголем дел исполнета со арагонитни украси.

23 / асиметрична вртача - вртача со различен наклон на страните како резулта на големата искосеност на карбонатните слоеви, или поради продолжителната карстификација на високите планини како резултат на подолгото задржување на снежната маса на присојната страна.

24 / асеизмички гребени - делови на океанските дна без вулканска или сеизмичка активност, или пак, таа е многу слаба. Височината може да им биде неколку km над океанското дно, а се јавуаат и над морската површина (Индиски Океан). Со петролошките проучувања е потврдено дека имаат потекло од континенталната кора. Зафаќаат 10 % од површината на океанските дна.

25 / астеносфера - најгорниот дел од горната обвивка на Земјата. Зона со мали брзини на сеизмичките бранови што иницира присуство на стопена фаза. Астеносферата, како полутечна, го овозможува движењето на плочите на океанската и континенталната литосфера (се наоѓаат над неа). Под континенталната литосфера астеносферата е со дебелина од 30 до 50 km, додека под океанската литосфера е со дебелина од околу 100 km.

Б

26 / бадленд - термин примен од англискиот јазик. Означува терен без вегетација со микрорелјеф кој се состои од остри гребенчиња и тесни бразди создадени како резултат на интензивна ерозија во мек геолошки супстрат

27 / бар - макроформа на литоралниот кордон со должина која може да достигне и повеќе стотина km, широчина од 20 до 30 km и височина од неколку десетина m.

28 / бархан - посебен тип на дина со изглед на срп или полумесечина. Надворешната страна на барханот е благо наведната (5° - 8°) додека внатрешната каде се јавуваат вртложни струења на ветрот е пострмна (од 30° до 50°).

29 / батолит - примарна структурна форма, т.е. големо длабинско (плутонско) интрузивно тело со површина од над 100 km^2 и со непозната основа. Гранитите, гранодиоритите и сиенитите најчесто се јавуваат како батолит.

30 / бигор - светложолтеникава и трошна карпа настаната со таложење на калциум - карбонатот во коритата на карстните реки. Важна улога во создавањето на бигорот имаат алгите и останатите водни растенија.

31 / биогена корозија - процес на растварање на карпите под влијание на киселините што ги лачат растенијата (алги, мовови, корења), или киселините создадени со распаѓање на органската материја.

32 / богаз - тесен ров во карстот со карпести страни и дно покриено со црвеница. Терминот води потекло од турскиот збор "богаз" што значи премин или теснец.

33 / бора (брчка) - структурен дел на литосферата настанат со извиткување на слоевите, најчесто под влијание на компресија која се пренесува на слоевите. Потполната бора се состои од еден испакнат (антиклинала) и еден коритест дел (синклинала).

34 / бразда - тесен, издолжен жлеб, всечен со ерозија предизвикана од помали водни млазеви на дождовницата. Браздите се најситните релјефни форми создадени со ерозија на почвата, широки по неколку cm и длабоки од 10 до 15 cm.

35 / бранова подкапина - вдлабнатина на местото каде рушителното делување на брановите е најголемо (млат). Брановата поткапина го следи подножјето на клифот.

36 / брахиклаза - тесна пукнатина која пресе-

кува само еден слој на седиментна карпа.

37 / бунареста вртача - вртача со вертикални страни чија широчина е сепак поголема од длабочината.

В

38 / валов - коритеста долина со стрмни страни и широко и конкавно дно низ кое се движел (фосилен валов) или движи глечерот.

39 / вертикални тектонски движења - движења на структурни блокови поради различни притисоци на Земјината кора. Се манифестираат долж раседни дислокации во правец на радиусот на Земјата, нагоре или надолу. Тие ги пореметуваат постоечките структури и создаваат нови морфотектонски форми.

40 / венечни планини - генетска категорија на планини настанати со тангенцијални орогенетски движења, односно со процесот на набирање, а во подоцнежната еволутивна фаза и со навлекување на слоевите (пример Алпите).

41 / виглед - отвор на пештерски таван настанат со уривање. Низ него се гледа дневната светлина.

42 / високопланински карст - карстен релјеф на високите планини, над горната граница на шумите чија еволуција е во услови на ладна клима. Се карактеризира со вертикален развиток на формите, но и со бројни полигенетски појави (мразно-карстни, снежно-карстни). Во моренските наслаги се создаваат и мали "алувијални" вртачи.

43 / вилсонов циклус - отварање и затварање на океанските басени придружено со формирање на океанска литосфера, а потоа и нејзино субдуцирање. Циклусот започнува со раздробување на континенталната литосфера долж рифтните зони. Постојат докази дека *вилсоновиот циклус* може да се јави на едно место повеќе пати.

44 / висечки валов - се наоѓа на страната на голем фосилен (или рецентен) валов, често на значителна височина над неговото дно. Настанат е од помал глечер кој дотекувал (или дотекува) кон главниот глечер.

45 / висечка карстна долина - сува скарстена долина која започнува со отсек, т.е. со праг во однос на почетниот дел на некогашната единствена долина. Се јавува (останува) на поголема височина како резултат на интензивната карстификација во горниот дел на некогашната речна долина.

46 / висечки глечер - тип на глечер со глечерски јазик со мала должина. Висечкиот глечер најчесто завршува на отсекот на планинската страна каде и се топи поради близината на орографската снежна граница.

47 / вклештени меандри - меандри всечени во цврста карпеста маса. Не́ се во можност слободно да се развиваат, односно да мигрираат туку се "вклештиле". Се јавуваат во тесни, длабоко всечени карпести долини и во клисурите. Бидејќи се по потекло од некогашната распространета зарамнина се нарекуваат и наследени или накалемени меандри.

48 / внатрешна морена - карпест материјал со потекло од површинските морени кој низ многуте пукнатини пропаѓа во внтрешноста на глечерот.

49 / врат на меандра - дел помеѓу соседните брегови, надводно и низводно од темето на меандрата.

50 / вртача - затворена вдлабнатина на површината на карстот со пречник од неколку m па до стотина m. Вртачите претставуваат најкарактеристична, класична појава на површинскиот карстен релјеф.

51 / врутоκ - моќен карстен извор од кого обично започнува права река.

52 / врулја (сублакустриски извор) - карстен извор под морската или езерска површина. Повеќето врулји се создадени по завршувањето на плеистоценот поради издигнување на нивото на Светското Море, односно со потопување на карстните извори. Долж Јадранскиот брег се јавуваат на длабочина до 135 m.

53 / вовлечени карстни долини - долина во подножјето на висока карстна површ. За разлика од долините во некарстните терени кои се со широка изворишна челенка, изворишниот дел кај ваквиот тип на долини е со стрмни дури и вертикални страни и имаат полукружен изглед сличен на амфитеатар или цирк. Во нивното подножје избива силен врутоκ.

54 / вододерина - поголема ерозивна бразда длабока неколку m со широчина од 1 до 2 m. Вододериниte имаат значителни должини, често од врвот до дното на падината. Се протегаат во вид

на паралелни ровови. Напречниот пресек им е во форма на латинската буква "V".

55 / водопад - морфолошки елемент во релјефот на речното корито. Претставува стрм или вертикален карпест отсек напречно поставен на правецот на речното корито. Преку него водата на речниот тек паѓа надолу. Во генетски поглед водопадите се делат на: тектонски, ерозивни и акумулативни.

56 / вулкан - комплексна геолошка појава, т.е. место каде магмата ја пробива Земјината кора, при што, на површината се излева лава. Можна е манифестација на експлозии со бурни исфрлања на течни, цврсти и гасовити маси. Вулканот претставува посебна релјефна форма, т.е. купесто возвишение често со џиновски димензии.

57 / вулканизам - еден од најзначајните геолошки процеси во создавањето и развитокот на Земјината кора. Вулканските активности ја следеле Земјината кора низ сите стадиуми од нејзината еволуција, низ сите геолошки периоди иако со различен интензитет.

58 / вулкански бомби - парчиња лава исфрлени во вжештена или пластична состојба со крушковидна или во форма на топка. Пречникот им изнесува од неколку cm до 20-30 m. Вулканските бомби паѓаат во близина на вулканот, не подалеку од 5-7 km, а достигнуваат височина и до 1.000 m.

59 / вулкански кратер - основен морфолошки елемент на вулканската купа со кружен отвор во вид на инка. Најчесто се наоѓа на врвот на вулканската купа.

60 / вулканска купа - елементарна форма на вулканскиот релјеф, т.е. карактеристично возвишение настанато со натрупување на пирокластичен материал и излевање на лава при вулканските ерупции.

61 / вулканска плоча - примарно еруптивно тело со голема површина и релативно мала дебелина. Поврзано е со маркантни изливни пукнатини на кои може да се создадат и прави вулкани. Вулканската плоча настанува со ладење и консолидација на лавата разлеана на голема површина.

62 / вулкански остров - копнена површина во морските или океански басени која е продукт на вулканизмот, односно вулканските активности.

63 / вулкански планини - засебен генетски тип на планина, т.е. поголемо возвишение претежно изградено од оцврснета лава или соединенија на лава и туф.

64 / вулканско гротло - вертикален цилиндричен канал во форма на оџак исполне со стврдната лава во вид на чеп, или пак, со житка лава во вид на лавично езеро.

65 / вулканско плато - лавична плоча со голема моќност и распространетост создадена долж длабоки тектонски дислокации.

Г

66 / геоморфологија - природна наука тесно поврзана со географијата и геологијата но со свој предмет на проучување, сопствени научни методи и точно определена задача во научно-истражувачката работа. Предмет на проучувањето на геоморфологијата е непосредно самиот релјеф на Земјата, додека нејзина задача е да ги проучува законитостите на постанокот (генеза) и развитокот (морфолошка еволуција) на релјефните форми и на релјефот во целина.

67 / гипс - седиментна карпа претежно составена од хидратисан калциум - сулфат. Во водата е потешко растворлив од солта, додека полесно се раствара од варовникот. Во гипсните терени може да се формираат големи пештерски системи.

68 / глацијација - временски интервал од Земјината историја со пониски средногодишни температури кои овозможуваат акумулација на големи количества мразна маса.

69 / глациокарст - карстен терен создаден со делување на глацијалните и карстните процеси.

70 / глациологија - дел од геоморфологијата чиј предмет на проучување е исклучиво глацијалниот релјеф. Проучувањето на плеистоценатa глацијација е повеќе домен на квартерната геоморфологија.

71 / глацијален релјеф - релјефни форми создадени со делување на мразната маса (глечери). Глацијалните релјефни форми може да бидат ерозивни (циркови, валови) и акумулативни (моренски наслаги), односно рецентни и фосилни - плеистоцени.

72 / глечер - мразна маса со специфична тежина поголема (0,93) од обичниот мраз (0,7 - 0,8) која се движи како резултат на сопствениот притисок и потисок и под дејство на Земјината те-

жа. Нејзина примарна цел е да ја измени подлогата по која се движи и тоа на таков начин што ќе ја подобри ефикасноста на самото движење.

73 / глечерски пукнатини - пукнатини во мразната маса на глечерот настанати како резултат на неговото движење. Имаат просечна длабочина од 20 до 30 m, но достигнуваат и до 50 m. Исклучително може да бидат длабоки и над 200 m. Самите пукнатини може да се јават долж рабовите на глечерот како резултат на триењето на мразната маса со карпестата подлога. Може да се поставени напречно на глечерот поради промената на наклонот на глечерската долина и да се јават надолжно на челото на глечерот поради неговото лепезесто ширење.

74 / глечерски стол - поголем карпест блок на површината на глечерот поставен на мразен столб во форма на стол или џиновска печурка. Настанува на тој начин што блокот ја штити мразната маса под себе од Сончевото загревање (топење). Околната мразна маса во текот на летниот период се снижува за 1 до 2 m со што блокот останува да штрчи.

75 / глинеста пустина - посебен тип на помалку застапени во однос на останатите типови пустини. Се сретнуваат на распространетите рамнини и долж ниските брегови на внатрешните морија (Касписко, Аралско). Ги има и долж источниот раб на Австралиската Пустина, Калифорнија, Колорадо итн. Во централните делови на Азија глинестите пустини се нарекуваат *шакири*.

76 / гнајсна пештера - псевдокарстна форма, т.е. поголема празнина во гнајсевидни или гранодиоритни карпи. Термин воведен од *В.С. Радовановиќ* (1928).

77 / гол карст - тешко преоден терен, речиси без вегетација, исполнет со длабоки пукнатини, шкрапи и вртачи.

78 / грабен (ров) - негативна структурна форма настаната со спуштање на одреден тектонски блок долж два или повеќе меѓусебно паралелни раседи. Ваквата појава е честа во релјефот на Земјината површина. Некои ровови може да имаат и огромни димензии (Источно - африкански, ровот на реката Рајна), т.е. да претставуваат макроформи.

79 / гроот - површина препокриена со крупни карбонатни дробини и блокови настанати со распаѓање и раздробување на карпите. По *Ј. Цвијиќ* тоа е краен стадиум во еволуцијата на шкрапите.

80 / гур - карпест остенок во пустинските предели нападнат со силна еолска корозија во подножјето. Поради тоа, со текот на времето се намалува неговиот волумен во долните делови. Повисоките делови на остенокот речиси ја задржуваат својата првобитна форма бидејќи се наоѓаат надвор од делувањето на поинтензивната еолска корозија. Остенците кои на ваков начин се стекнуваат со печуркаста форма во Алжир се нарекуваат *гур*.

Д

81 / дајк - примарна структурна форма кај еруптивните карпи. Претставува релативно тенка интрузивна појава создадена во пукнатините кои неправилно ги сечат слоевите на седиментните карпи.

82 / делта - распространета наносна рамнина на големите реки што се вливаат во езера, морија или океани. Со вливање во водниот басен реката ја губи механичката и транспортната сила и го таложи вкупниот речен материал што го носи. Со неговата акумулација се создава хоризонтална рамнина преку која речниот тек споро тече и се раздвојува во бројни ракавци.

83 / денудација - процес на оголување на карпестата маса долж подлогата поради разнесување на површинскиот растресит слој.

84 / дијаклаза - пукнатина која пресекува повеќе слоеви на седиментната серија без да ја пореметува нивната првобитна положба. Дијаклазите овозможуваат брзо продирање на атмосферската вода. Претставуваат важен предуслов во создавањето на подземни канали во карбонатните карпи. Пештерскиот канал создаден долж вертикална дијаклаза има триаголен напречен профил.

85 / дијастрома - меѓуслојна пукнатина настаната при создавањето на седиментна серија или со подоцнежното нивно набирање. Пештерскиот канал создаден долж дијастрома е со напречен профил во форма на издолжена елипса.

86 / дисконтинуирана периглацијална зона - предел (зона) со сезонско замрзнато земјиште.

87 / дина - елементарна форма на еолскиот акумулативен релјеф. Возвишение во форма на

карпест рид или издолжен бедем настанато со акумулација на песокот под дејство на ветрот.

88 / динарски карст - според правецот на протегање на планината Динара (северозапад-југоисток) е наречен просторот од Алпите до реката Дрим. Моќната серија на мезозојски и палеогени карбонатни карпи и во нив развиениот карст во светската наука има класично значење. Во него се прецизирани главните карстни појави, а во меѓународната наука се превземени и многу локални термини. Контрастниот пејзаж на карстните полиња и длабочината на карстот, поврзано со соодветната циркулација на водата претставуваат светски позната единствена целина, односно синоним за карстот воопшто.

89 / динамичка геоморфологија - дел од геоморфологијата што се бави со проучување на релјефните форми на Земјината површина настанати под дејство на надворешните (егзогени) сили.

90 / дискордантни слоеви - меѓусебно, под различен агол поставени слоеви. Причините за тоа може да бидат различни. Најчесто се сведува на издигнувања и пореметувања со прекин на седиментацијата, а потоа повторно спуштање и продолжување на седиментацијата.

91 / делувиум - растресит материјал кој се добива со распаѓање на разни карпи (компактни и растерсити), или почвен материјал пренесен со поројници и површинските води од ридско - планинските терени и наталожен во нивните подножја.

92 / денудационен релјеф - комплекс на релјефни форми создадени со процесот на раздробување и распаѓање на цврстите карпести маси и со плакнење на растреситиот супстрат.

93 / дефлација - преместување на ситни честички под влијание на ветрот.

94 / детритат - растресита маса што се добива со физичко и хемиско распаѓање на карпите. Може да послужи како матичен супстрат за образување на почви. Детритатот може да остане врз цврстите карпи од кои е образуван (in situ) или да биде транспортиран (пренесен) од едно и наталожен на друго место.

95 / длабок карст - карст развиен во карбонатни карпи со голема моќност. Карстните форми на ваквите терени имаат непречен развиток во длабочина. Поим воведен од *F. Katzer* (1909).

96 / длабокоморски ров - маркантна вдлабнатина во океанските басени. Се јавува на место каде доаѓа до субдукција, т.е. подвлекување на една плоча под друга. Тоа е тесна зона чија длабочина може да биде и над 10 000 m. Широчината на ровот обично изнесува неколку десетина km, додека должината може да му достигне повеќе стотитна km. Најмногу ги има во Тихиот Океан каде се наоѓа и Маријанскиот Ров. Тој е долг 2.250 km, а неговата најголема длабочина Халендар достигнува -10 924 m.

97 / дно на речно корито - подински дел на коритото со немирна пластика на кого се забележуваат разни вдлабнатини и испакнати делови. Вдлабнатините настанале како резултат на турбулентните (вртложни) движења на водата и материјалот што таа го носи. Водата и материјалот вршат длабинска ерозија на дното со различен литолошки состав, т.е. со различна отпорност.

98 / дол - најголема релјефна форма што се создава при ерозија на почвата. Доловите потсетуваат на тесните долини на планинските потоци. Широчината им е главно помала од длабочината и најчесто го означуваат далеку одминатиот стадиум на процесот на ерозија на почвата.

99 / долински глечер - основен морфолошки тип на глечери на планинската глацијација. Долинскиот глечер се состои од снежник сместен во циркот, глечерски јазик кој се наоѓа во валовот и чело на глечерот сместено во терминалниот басен.

100 / долна ерозивна база - постоечкото ниво на Светското Море кон кое е насочена севкупната ерозија од копното.

101 / доломит - седиментна карпа составена од калциум и магнезиум-карбонат, при што, содржината на последниот е над 50 %. Доломитот се раствара под влијание на водата од атмосферата и во него се создаваат карстни форми. За разлика од варовникот посилно е подложен на механичко распаѓање.

102 / драјкантер - карактеристична форма на пустински камења кои потсетуваат на геометриски тела со остри рабови и полирани страни. Најчесто имаат форма на тристрани пирамиди.

103 - друмлии - подински морени во форма на ридчиња и издолжени греди во правец на дви-

жењето на глечерот. Сместени се на дното на терминалниот басен. Должината може да им достигне и до 1.000 m. Широчината им е од 100 до 200 m а височината од 10 до 40 m. Помеѓу нив се наоѓаат депресии во кои егзистираат помали или поголеми езера.

Е

104 / елувиум - растресит материјал образуван со распаѓање на компактните карпи останат на местото на образувањето (in situ).

105 / ендогенетски процеси - движења во Земјината внатрешност. Се манифестираат преку тектонските процеси, вулканизмот и земјотресите. Како резултат на постојаните хемиски и радиоактивни процеси Земјината топлина прогресивно се зголемува со длабочината. Тоа предизвикува ширење на прегреаните, цврсти, течни и гасовити маси. Ваквото нешто предизвикува движења спротивни од делувањето на Земјината тежа. Земјината тежа и Земјината топлина ги претставуваат двете основни но спротивставени ендогени сили. Како резултат на нивното спротиставено делување се јавуваат различни тектонски процеси, движења и пореметувања кои ја следат геолошката историја на Земјата од нејзиното создавање до денес.

106 / еолски релјеф - релјефни форми во полупустинските и пустински предели настанати како резултат на делување на ветрот. Преку процесот на дефлација и корозивното делување на ветрот се создаваат посебни релјефни форми познати како еолски релјеф. Особена специфика на еолскиот релјеф се неговите акумулативни релјефни форми.

107 / епигенија - морфолошка појава при која горните рабови на долината се повисоки од соседните и околни терени. Во зависност од начинот на појавување на цврстите карпи епигениите се делат на: домни, рабни и /ртести. Епигенетските долини настануваат како резултат на селективната ерозија, при што, теренот претставен со меки седименти постепено станува понизок од височината на горните рабови на долината која се всекува во поотпорни (цврсти) карпи.

108 / епирогенетски движења - ендогени процеси во литосферата кои предизвикуваат издигнување на едни и спуштање на други делови на Земјината кора. Ваквиот механизам се одвива многу бавно и опфаќа огромни пространства. Самите движења се нарекуваат епирогенеза од epiros (копно) и genesis (постанок).

109 / ерозија - процес со кој честичките на почвените или карпестите маси се преместуваат со површинските води, ветрот, мразните маси, водни бранови, или под влијание на Земјината тежа.

110 / ерозивен брег - брег настанат со потопување на ерозивен релјеф создаден со делување на разни геоморфолошки процеси. Во зависност од тоа ерозивните брегови се делат на: флувијални (патамогени), глацијални, карстни, еолски и денудациски.

111 / ерозивен водопад - водопад настанат со поткопување на помеки карпи кои се наоѓаат во подината, а над кои лежат поотпорни карпи. Со процесот на селективна ерозија доаѓа до побрзо однесување на помеките карпи што предизвикува создавање ерозивен карпест отсек преку кој водата паѓа надолу. Такви се водопадите на Нијагара (51 m) итн.

112 / ерозивна речна тераса - елементарна форма на ерозивниот флувијален релјеф. Ерозивните тераси претставуваат зарамнини всечени на страните на речните долини. Наведнати се кон речното корито и долж речниот тек. Всушност тоа се некогашни проширени дна на долината во која речниот тек сукцесивно се всекувал. Страничната ерозија ги создавала хоризонталните делови на терасата а вертикалната отсеците помеѓу нив.

113 / еставела - пукнатина која при висока состојба на подземната вода функционира како извор, а при ниска како понор. Еставелите најчесто се јавуваат долж рабовите на периодично плавените карстни полиња.

114 / есхумиран карст - откриен, фосилен карст на кого се реактивирал карстниот процес.

ж

115 / жало - завршен, далеку одминат стадиум во морфолошката еволуција на брегот. Претставува низок, распространет и зарамнет песочен брег.

116 / жешка точка - специфични конвекциски струења во делумно стопената обвивка кои се движат низ обвивката до основата на кората. Во океанските и континенталните подрачја се идентификувани 122 жешки точки (Хаваи, Јелоустон итн.) кои биле активни во последните 10 000 години.

З

117 / забрзана ерозија - ерозија многу побрза од нормалната (природна, геолошка). Најчесто е резултат на активностите на човекот, а во некои случаи и на животните.

118 / загатен карст - карстен терен опкружен со водонепропустливи геолошки формации. Ваквите формации условуваат специфична циркулација на водата, т.е. истекување на карстната издан на најниското ниво на загатот. Термин воведен од *П.С. Јовановиќ* (1924).

119 / земјена пирамида - природен столб изграден од мек супстрат (песочник, лес, туф) подложен на плакнење. На неговиот врв се наоѓа карпест блок од цврста карпа кој го штити растреситиот супстрат непосредно под себе од плакнење. Со ерозија на околниот, мек материал, се создава т.н. земјена пирамида.

120 / земјотресни пукнатини - се јавуваат најчесто при силни земјотреси. Пукнатините настанати со хоризонтално раздвојување на теренот може да имаат должина од неколку десетина m па до повеќе десетина km. Кај маркантно создадените пукнатини широчината може да достигне и до 20 m.

И

121 / иловица - текстурна класа во која почвениот материјал содржи од 7 до 27 % глина, 28 - 50 % прав и 4 % песок.

122 / инверзен релјеф - појава кога тектонските елементи не се сложуваат со постоечките релјефни форми, односно синклиналите ги претставуваат најиздигнатите делови во релјефот.

123 / ингресивен брег - млад брег со зачувани примарни релјефни форми. Според потеклото на примарниот релјеф ваквите брегови се делат на тектонски и ерозивни.

124 / иницијален надолжен речен профил - почетен стадиум во еволуцијата на надолжниот речен профил кога речниот тек само што започнува да го всекува своето корито. Надолжниот профил во оваа фаза го одразува примарниот изглед на релјефот, т.е. се одликува со голема раскршеност и големи промени на падот.

125 / иницијален релјеф - првенствено се мисли на тектонските (структурни) форми врз кои егзогените процеси градат различни генетски категории и типови релјеф. Иницијален релјеф може да претставува и форма настаната со егзогените процеси која во овој случај ја претставува иницијалната подлога на која се создаваат останати, најчесто со помали димензии генетски типови на релјефни форми.

126 / инландајс - мразна маса со голема распространетост и моќност (дебелина) карактеристична за регионалната глацијација. Акумулираната мразна маса е во форма на единствено џиновско плато.

Ј

127 / јарданг - длабоки речиси паралелни бразди со форма на корита создадени на хоризонтални глинести површини во пустините. Длабочината им изнесува од 1 до 2 m, исклучително и до 6 m. Јардангот се протега во правец на доминантните ветрови. Самото делување на ветрот значително е олеснето поради глинестата подлога.

128 / јазичесто лизглаиште - тесен појас на задвижен почвен супстрат најчесто со широчина до 10 m но со должина и преку 100 m. Поради својот изглед се нарекуваат јазичести лизгалишта.

К

129 / калдера - посебен тип на значително проширен кратер на старите вулкани делумно уништен со млади еропции или по пат на ерозивни процеси. Според тоа, по начинот на постанок калдерите се делат на експлозивни и ерозивни. Калдерата најчесто се дефинира како голем кратер со дијаметар од најмалку 2 km. Нивниот прстенест бедем е раскинат и отворен од едната страна. Со тоа калдерата се стекнува со изглед на полумесечина или срп.

130 / калцит - кристал на калциум - карбонат, основна состојка на варовникот. Калцитот има исти хемиски својства со арагонитот, но се создава при пониски температури.

131 / калцификација - замена на примарните (тврди) животински - растителни отпадоци со калциум-карбонат што води кон нивно скаменување - фосилизација.

132 / камен - фрагмент на карпа со дијаметар поголем од 250 mm (2,5 cm).

133 / камен јазик - микрорелјефна форма во периглацијалната зона тесно поврзана со гравитацијата, наклонот на теренот и неговата екс-

позиција. Солифлукциониот јазик завршува со слабо издигнато (повисоко) чело каде има најголемо натрупување на каменести парчиња. Поради пулсирачкото, нерамномерно лизгање, карпестите парчиња кај камениот јазик се препокриваат, редат едни над други.

134 / камена река - блоковски материјал настанат со лизгање долж основата поради нејзино наизменично замрзнување и одмрзнување. Климатските прилики кои овозможуваат појава на сезонска, т.е. дисконтинуирана пермафрост, присутниот наклон и погодниот петрографски состав претставен со цврсти карпи се основните елементарни предуслови за постанокот на камените реки. Должината на некои камени реки на планината Пелистер изнесува над 2 km, со широчина која достигнува помеѓу 100 и 300 m.

135 / камени ленти - микрорелјефни форми создадени во структурните (мразни) почви кога истите се под одреден наклон. Според *Graf* (1993) ако во почвата е присутна влага од 20 до 25 % камените ленти се создаваат на подлога со наклон над 40°.

136 / каменеста пустина - рамни или слабо расчленети, голи карпести предели без вода и вегетација, делумно покриени со карпести дробини настанати со процесот на температурното раздробување.

137 / камени полигони - финален продукт во создавањето на микрорелјефни форми во мразните (структурни) почви. Камените полигони настануваат со процесот на наизменично замрзнување и одмрзнување на нехомогената почва условено од постојаниот мраз или од мразевите што во дел од годината егзистираат во почвата. Длабочината на навлегувањето на мразот во почвата и неговото времетраење е основниот фактор за создавање на различни форми (прстени, венци, полигони). Камените полигони претставуваат продукт на распределувањето на почвениот скелет во густи камени обрачи, помалку или повеќе тркалезни или хексогонални.

138 / камено море - хаотично натрупани најразновидни мразно раздробени карпести блокови на подлога без поголем наклон. Поради зарамнетиот терен блоковите не се движат туку продолжуваат да се раздробуваат формирајќи карпести полиња (камено море). Во Сибир и на Урал ваквите појави се нарекуваат *куруми*.

139 / камени прстени - единечни појави во структурните (мразни) почви кои според генезата не се разликуваат од вистинските полигони, односно претставуваат два стаидуми на ист феномен.

140 / карпи - природни заедници на минерални агрегати со одреден минерален и хемиски состав и со одредени структурни карактеристики. Според начинот и условите на постанок карпите се делат на: магматски, седиментни и метаморфни.

141 / карпест гребен - делови на планинските била препокриени со карпести громади. Се одликува со стрмни страни подложни на интензивни геокриогени процеси.

142 / карпест глечер - типично мезорелјефна форма на периглацијалниот геокомплекс. Условите за нивното создавање е во мноштвото можности за постепено раздробување на карпестата маса условено, пред сé, од климатските прилики кои овозможуваат создавање и задржување на мраз во раздробените карпести блокови. Карпестиот глечер може да биде фосилен (создаден во подруги климатски услови) и рецентен во активна фаза на изградување.

143 / карпеста потковица - мезорелјефна периглацијална форма создадена во внатрешните делови на цирковите, односно во близина на нивните стрмни страни, а поретко и во коритестите долини (фосилни валови). Постанокот им е тесно поврзан со стрмниот карпест отсек од каде го добиваат раздробениот материјал но и кој овозможува егзистенција на постојан снежник. Присутноста на снежникот условува раздробениот материјал да не се натрупува во подножјето на отсекот, туку и понатаму, преку снежникот гравитационо се тркала. Со стопување на снежникот, на одредена оддалеченост од карпестиот отсек насобраниот карпест материјал останува во форма на потковичест бедем, додека помеѓу него и отсекот, на местото на некогашниот снежник е присутна вдлабнатина.

144 / карст - термин од словенско потекло со значење *камен* или *каменест крај*. Како научен термин се јавува во средината на XIX век по името на пределот источно од Трст (Словенија). Со овој термин подоцна се означуваат сите морфолошки и хидролошки слични терени. Издвоени се повеќе литолошки типови на карст: варовнички, доломитски, гипсен, креден, силикатен,

пешчарски, кластокарст, термокарст итн. Морфолошко-хидролошки и генетски типови на карст се: површински, подземен, гол, покриен, фосилен, сипаничав, плиток, длабок, загатен, холокарст, мерокарст, флувиокарст, глациокарст. Издвоени се и повеќе климатски типови на карст: поларен, високопланински, нивален, медитерански, пустински и тропски карст.

145 / карстификација - менување на процесот на флувијалната ерозија и денудацијата со карстен процес. Самиот процес се манифестира со појава на понирање на водата во речните корита и со создавање на карстни форми во релјефот.

146 / карстологија - научна дисциплина што се бави со проучување на карстот. За содржината и предметот на проучување на оваа дисциплина постојат различни мислења. По едни карстологијата е дел од геоморфологијата а според други таа е комплексна наука на која карстот и е заеднички предмет на проучување (геологија, геоморфологија, хидрологија, биологија, климатологија).

147 / карстен котел - вдлабнатини во карстот со изглед на пропаст но со помала длабочина, т.е. преодна форма помеѓу вртача и пропаст со вертикални страни на чие дно се задржува постојана снежна маса. Типична појава за високопланинскиот карст.

148 / карстна површ - ерозивна зарамнина во релјефот на која се јавуваат вртачи, суви долини и пропасти. Може да има и полигенетски карактер, односно освен со карстната да е резултат и на други ерозивни процеси (абразија, флувијална ерозија).

149 - карстно поле - најголема форма на површинскиот карстен релјеф. Тоа се длабоки, затворени или полузатворени депресии во форма на распространети котлини со зарамнети дна и стрмни страни. Должината на карстните полиња може да изнесува од неколку до над 60 km, додека нивната широчина е помеѓу неколку стотина m па до 10 - 15 km. Карстните полиња се јавуваат само во оние области каде карбонатите се со значителна моќност (дебелина), распространетост и со голема чистота. Такви се областите во Динарскиот Карст на Пелопонез, Турција, Јамајка, Куба, Кина итн.

150 / карстна хидрографија - опис на сите природни водни појави во карстот. Опфатени се: карстните извори, алогените речни текови и поворниците, езера, локви, карстната издан, подземните текови и пештерските езера.

151 / калдерски глечер - посебен тип на глечер кој егзистира во вулкански кратер или во дел од него. На Килиманџаро (5.895 m) дел од вулканскиот кратер е покриен со мразна маса, односно овде е присутен калдерски глечер.

152 / кањон - длабоко всечена долина со речиси вертикални страни. Во однос на длабочината широчината на кањонот е мошне мала. Надолжниот профил на речниот тек во кањонот се одликува со голем пад, додека самата водна маса во потполност го исполнува дното на кањонот. Должината на Големиот Кањон на реката Колорадо изнесува 320 km. Неговата длабочина на места достигнува над 2.000 m.

153 / квартерна геоморфологија - дел или засебна гранка на геоморфологијата чиј интерес на проучување се законитостите на еволуцијата на релјефот во текот на квартерниот период. Особено внимание се придава на анализата на неотектонските процеси, проучувањето на плеистоценатa глацијација и влијанието на климатските промени врз морфогенезата на релјефот.

154 / кластокарст - карстен релјеф во делумно или потполно растворливи зрнести карпи; пешчари, конгломерати, лес итн.

155 / климатска геоморфологија - гранка на геоморфологијата чиј предмет на проучување се законитостите во оформувањето на релјефот како резултат на климатските влијанија, т.е. според одликите на климатската зоналност на Земјата.

156 / климатска снежна граница - соодветна средна вредност од неколку или повеќе локални, т.е. орографски (реални) снежни граници. Предноста на утврдувањето на климатската снежна граница е во неограничените можности за споредување иако таа претерано ја симплицифира вистинската состојба, т.е. климатската снежна граница не ја одразаува површината на вистински заглечерениот простор.

157 / клисура - длабоко всечена долина со стрмни страни. Клисурите најчесто се јавуваат во планинските предели но и на високите површи. Речиси сите алогени речни текови што течат низ карстен терен градат клисури.

158 / клиф - стрм карпест отсек кој како ѕид се издигнува над морскиот (езерски, океански) брег. Клифот се создава со абразивното, рушително делување на брановите кои удираат на брегот. Височината на клифот зависи од релативната височина на иницијалниот брег, додека неговата морфолошка изразеност е во зависност од литолошкиот состав на карпите што го градат брегот.

159 / композитна долина - долина составена од тесни делови - клисури и проширени делови, речни котлини, флувиоденудациски проширувања или грабенски депресии. Според постанокот се издвојуваат три типа композитни долини. Првиот тип настанува поради различните падови на иницијалниот профил. Вторите поради различната отпорност на карпите (селективна ерозија) додека третиот тип е резултат на локалните тектонски пореметувања долж речната долина.

160 / контактен карст - карст на допир помеѓу растворливи (карбонатни) и нерастворливи карпи.

161 / континуирана периглацијална зона - зона со постојано замрзнато земјиште (permafrost). Постојано замрзнатото земјиште има значајна улога за одвивањето на периглацијалните процеси. Мразот во почвата може да биде застапен во различна форма. Може да биде како цемент во порите на почвата, како маса на речиси чист мраз, или пак, во црти или клинови.

162 / континентален остров - некогашен дел на копното кој поради тектонските процеси или со покачување на нивото на Светското Море е одвоен од него. Тоа значи дека ваквиот тип на острови претходно претставувале интегрален дел со блиското копно што се гледа и од нивниот геолошки состав и истоветните тектонски структури.

163 / континентален отсек - изразена стрмнина помеѓу шелфот и длабокоморските рамнини. Средната наведнатост на прагот изнесува од 4° до 7°, а во одделни случаи како во Баскискиот Залив достигнува до 13° до 14°.

164 / континентален шелф - една од главните релјефни целини на морскиот (океански) басен. Опфаќа 17,4 % од површината на Светското Море. Од брегот прво се забележува појас со мала длабочина, просечно до 200 m, но понекаде достигнува и до 600 m. Во овој дел на копнениот раб (шелф) најмногу се забележуваат меѓусебните влијанија на морето и копното. Самиот изглед на шелфот е во зависност од географско - геолошките структури на соседното копно.

165 / коса - литорален кордон поврзан со еден од своите краеви со брегот. Косите може да бидат во форма на ченгел, стрела или греда што зависи од правецот на брановите, односно од правецот на движењето на наносниот материал. Косите најчесто настануваат во продолжение на ѓртовите.

166 / коразија - процес на моделирање на карпестите маси со удари на цврсти честички во помеките карпи. Ваквиот, специфичен процес на моделирање е посебно интензивен во пустинските предели.

167 / корозија - процес на растварање на карпите. Корозијата првенствено се одвива под дејство на водата богата со јагленова и други киселини. Најизразена е на варовниците, доломитот, гипсот и камената сол. Во зависност од интензитетот и местото каде се одвива и карактерот на самиот процес се разликува: рабна, биогена и забрзана корозија.

168 / конвекциски струења - механизам преку кој се објаснуваат движењата (судрувања, раздвојувања) на плочите. Ваквите, континуирани циклусни струења се предизвикани од разликите во температурата во обвивката. Струењата се поголеми ако е поголема разликата во густината на материјалот (полесниот се издигнува а потешкиот се спушта) и ако е поголема разликата во температурата помеѓу горниот и долниот дел на обвивката.

169 / конкордантни слоеви - слоеви без поголеми пореметувања што би предизвикало подолг прекин на седиментација, односно меѓусебно паралелни слоеви, без разлика дали се хоризонтални, вертикални или набрани.

170 / континентална кора - дел од Земјината кора со дебелина и до 80 km. Најстарите зачувани фрагменти на континенталната кора, изградени главно од гнајсеви се со датација од 3,8 до 3,9 милијарди години.

171 / континентална литосфера - се наоѓа под континенталните штитови и е многу постара од океанската литосфера. Нејзината дебелина е од

80 до 200 km. За разлика од долниот дел на океанската литосфера долниот дел на континенталната литосфера сеизмички тешко се дефинира.

172 / континентална плоча - плоча изградена од карпи на континенталната литосфера (Африканска, Јужноамериканска плоча). Големината на плочите со текот на времето се менува. Со додавање нова магма во рифтните зони плочата се зголемува, додека во субдукциските зони се намалува.

173 / корален остров - остров создаден со нарастување на коралните колонии. Ваквите острови се делат на корални гребени и атоли. Коралните гребени се протегаат долж тропските брегови во вид на издолжени и ниски бариери, додека атолите се прстенести корални острови настанати околу потонати вулкански купи. Атолите може да имаат и значителни димензии, со пречник и до 50 km.

174 / кратон - дел на континенталната кора тектонски стабилен во однос на соседните мобилни маси. Кратоните составени од континенталните прекамбриски штитови и платформи се стабилни делови кои во подолг геолошки период не биле тектонски пореметувани.

175 / крајбрежна абразивна тераса - дел од крајбрежната тераса блиску до брегот настаната со негово абрадирање, т.е. со назадно поместување на клифот.

176 / крајбрежна акумулативна тераса - дел на крајбрежната тераса кон отворената водна површина создаден со акумулација на абрадираниот материал.

177/ крајбрежен абразивен релјеф - релјефни форми настанати со непосредно механичко делување на брановите долж брегот. Удирајќи во брегот брановите го раздробуваат и рушат карпестиот материал, го менуваат изгледот на примарниот релјеф, односно го поместуваат брегот наназад и градат свои релјефни форми.

178 / крајбрежен акумулативен релјеф - со комплексно делување на абразивниот процес, односно со таложење на абрадираниот материал се создаваат акумулативни релјефни форми. Тие се јавуваат под и над морското ниво. Под морското ниво се јавуваат во вид на подморски наносни прагови. Со нивното нараснување (натрупување на наносниот материал) се јавуваат над морската површина.

179 / кристал - минерал со правилна внатрешна градба и правилна надворешна форма. Кристалот има симетрично распоредени гранични елементи; странични површини (правоаголни, триаголни, ромбоидни), рабови кои се разликуваат според должината и остринатa и агли кои може да бидат тристрани, четворострани итн.

180 / криотурбација - мешање на почвената маса под влијание на мрзнењето и топењето на влагата во нејзе.

Л

181 / лавичен поток (лавична река) - излевање на лавата од кратерот и нејзино движење во вид на лавичен поток или лавична река. Должината на лавичните реки зависи од јачината и карактерот на вулканската ерупција, од житкоста и количеството на исфрлената лава како и од релјефот на локалната средина. Лавичните потоци со базалтна лава се однесуваат како прави речни текови и може да достигнат значителна должина. Киселите лави со содржина на поголеми количества силициум, при излевањето се движат споро, брзо се ладат и нивните лавични потоци не се протегаат далеку од местото на излевањето.

182 / лавичен слив - ефузивно тело со голема должина и мала широчина и дебелина поврзано за распространети изливни пукнатини.

183 / лавински коридор - типично нивално - корозивна форма, т.е. патека во релјефот низ која се движи снежната лавина. Долж нејзе е уништена (не постои) дрвенестата вегетација.

184 / лавинско корито - издлабен дел на лавинскиот коридор. При наклон на падината од 25° лавинското корито може да достигне широчина од 10 до 100 - 150 m.

185/ лаковидно лизгалиште - лизгалиште во чија позадина се наоѓа поголем или помал лаковиден отсек и слизнат материјал во предниот дел. Лаковидниот отсек може да биде долг повеќе десетина па и стотина m. Настанува со кинење и моментално лизгање на задвиженото земјиште.

186 / лаколит - svонеста (печуркаста) структурна појава со помали димензии, најчесто до неколку km. Над лаколитот седиментите редовно се засводени. Според тоа, може да се заклучи дека магмата била доста вискозна и неможела да

се разлие подалеку во хоризонталлна насока, туку го издигнала покривниот дел. Лаколитите често се јавуваат во групи.

187 / лепезеста делта - делта со полукружна, т.е. лепезеста наносна рамнина. Ваквата форма на делтата е резултат на често мигрирање на вливот на реката. Со тоа доаѓа до рамномерно насипување на наносниот материјал.

188 / лес - фин еолски нанос со жолтеникава боја, со голема порозност и хомоген механички состав во кој доминираат честички со дијаметар до 0,01 mm.

189 / лимански брег - брег претставен со плитки морски заливи (лимани) создадени со акумулација на речен нанос

190 / линеарно речно корито - речно корито кое малку отстапува од праволиниското протегање.

191 / лизглаиште - геоморфолошка форма која настанува со моментално раскинување и лизгање на земјиштето долж стрмни падини. Лизгалиштата најчесто се јавуваат ако во подината на растреситите слоеви (обично песочници) се наоѓа глиновит слој наведнат во правец на наклонот на падината. При зголемено натопување со вода растреситите слоеви натежнуваат, а вододржливиот глиновит слој набабрува (станува лизгав). Под дејство на Земјината тежа навлажнетите и отежнати слоеви се слизнуваат во вид на тестеста маса долж глинестата подлога.

192 / литичен контакт - контакт (остра граница) помеѓу почвата и тврдиот матичен супстрат, геолошка подлога.

193 / литорален кордон - крајбрежен праг во плитководниот и зарамнет брегов појас. Се протега во вид на низок, издолжен бедем од наносен крајбрежен материјал (песок, чакал, ситни дробини). Литоралниот кордон се јавува на влезот на широките и плитки заливи, или непосредно покрај самиот брег. И покрај значителната должина (некогаш и преку 100 km), литоралниот кордон има мала височина, најчесто неколку m.

194 / локална долна ерозивна база - најниското ниво кон кое се насочува ерозијата во одредена област. Устието на одредена притока во главната река ја претставува локалната долна ерозивна база за ерозија во сливот на дадената притока.

195 / лонгитудијална дина - завршна фаза во еволуцијата на параболична дина кога средишниот дел е потполно однесен и во релјефот останува песочна греда, издолжена во правец на дувањето на ветрот. Тоа е т.н. издолжена или лонгитудијална дина.

196 / лут карст - пејсаж со голи карбонатни карпи, пресечени со длабоки пукнатини и нагризени со многубројни шкрапи. Синоним за тешко проодни делови на карстот.

М

197 / маар - мал, плиток кратер создаден како резултат на силно експлозивни ерупции предизвикани од гасовита магма настаната во горната обвивка.

198 / магматизам - континуиран процес во Земјината внатрешност за кој сведочат разните вулкански појави застапени на површината и во внатрешноста (плутонски). Магматизмот како појава е најинтензивен долж океанските и континенталните рифтови, на островските лакови и на активните континентални маргин во зоната на субдукција.

199 / магматски карпи - карпи создадени со консолидација на вжештен течен растоп (магма или лава). Магматските карпи се делат на три групи: длабински (плутонски или интрузивни), изливни (вулкански или ефузивни) и жични како ограноци на плутонитот. Класификацијата на магматските карпи според нивниот хемиски состав првенствено се однесува на содржината на SiO_2 во карпата. Според содржината на овој оксид карпите се поделени на кисели (содржина на SiO_2 преку 66 %), интермедијални (содржина на SiO_2 од 52 до 66 %) и базични со содржина на SiO_2 помалку од 52 %. По некои класификации се издвојуваат и ултрабазижни карпи со помалку од 45 % SiO_2.

200 / маргел - растресита или слабо врзана седиментна карпа која се состои од 40 до 80 % $CaCO_3$ и различни количества глина, а понекогаш и други покрупни фрагменти.

201 / меандра - дел на речното корито со форма на затегнат лак. Меандрата се создава поради скршнување на матицата кон еден од световите. Нападнатиот брег од матицата се поткопува и странично се поместува а спротивниот брег е благо наведнат и во него се врши акумулација на наносниот материјал. Кај меандрата

202 / меандерско речно корито - речни корита кои значително отстапуваат од праволиниското протегање, односно се извиткани во форма на буквата "S".

203 / меандерски шкрапи - тип на меѓусебно паралелни шкрапски бразди кои меандрираат слично како и меандерските речни корита. Карактеристична појава за високопланинскиот карст.

204 / медитерански карст - термин првично употребуван во смисла на карстен регион, односно како синоним за Динарскиот Карст. Денес под овој поим се подразбира карстен релјеф создаден долж тесниот крајбрежен појас и на островите во услови на медитеранска клима.

205 / мермер - кристалеста карпа создадена со метаморфоза на карбонатните седиментни карпи (варовник, доломит) под влијание на високи температури и притисоци. Релјефните форми во мермерите (површински или подземни) не се разликуваат од оние во варовниците и доломитите.

206 / мерокарст - покриен, плиток или непотполн карст во кој не се развиат сите карстни форми, особено недостасуваат шкрапите и карстните полиња. Термин воведен од *Ј. Цвијиќ* (1926).

207 / метаморфни карпи - засебна група карпи кои настанале со преобликување на магматските, седиментните или веќе постоечките метаморфни карпи. Најчесто метаморфизмот се врши поради промена на притисокот и температурата. Преобразбата на матичната карпа може да биде структурна, минеролошка и хемиска. Метаморфните карпи се делат на регионално метаморфни, динамо метаморфни и контактно метаморфни.

208 / метеорит - најмали, темни и ладни небески тела во Сончевиот систем (метеори), кои ако паднат на Земјината површина се нарекуваат метеорити. Постојат три основни групи на метеорити: железни (сидерите), камено-железни (сидеролити) и камени метеорити (аеролити). На Земјината површина најраспространети се камените метеорити (92 %), потоа железните (6 %) а најретки се камено-железните метеорити (2 %). Железните метеорити почесто и полесно се пронаоѓаат. Тие подобро се одржуваат и се разликуваат од околната средина.

209 / метеоритски кратер - кратери настанати со паѓање на поголеми метеорити на Земјината површина. На местото на падот на метеоритот се создава чиниеста вдлабнатина (кратер) со поголеми или помали димензии. Тие се слични на вулканските кратери. Единствената разлика е во тоа што не се изградени од вулкански материјал. Метеоритските кратери се единствените форми во релјефот на Земјата кои не настанале со делување ниту на ендогените ниту на егзогените сили, туку се резултат на космичките сили.

210 - микрорелјеф - морфометриска класа на разни генетски типови релјефни форми (шкрапи, бразди, камени стапалки, пустинско саќе).

211 - миланковиќеви циклуси - астрономски промени на Земјата преку кои се објаснува појавата на плеистоценатa глацијација. Заедничкиот ефект на ваквите циклусни промнени е доволна промена во количеството на сончевата енергија што паѓа на Земјата, што пак, овозможило појава на глацијални и интерглацијални климатски циклуси. Законитоста е докажана со математичките пресметки на *М. Миланковиќ* (1930).

212 / минерал - релативно хомогено тело, т.е. хомоген физичко - хемиски дел на Земјината кора кој има правилна внатрешна градба, или покажува тенденција таквата градба да ја оствари. Постојаното воведување нови методи за испитување на минералите овозможува нивно сé подобро разликување. Денес се познати околу 4.000 различни видови минерали.

213 / млат - дел од брегот во кој удира бранот. Во височина на ударот на бранот наречен млат се создава бранова поткапина.

214 / морфографија - опис на релјефните форми.

215 - морфогенеза - утврдување на потеклото, начинот на постанок и морфолошката еволуција на релјефот.

216 / морфологија - генетска класификација на релјефните форми.

217 / морфометрија - утврдување на метричките вредности на релјефните форми.

218 / морфохронологија - утврдување на староста на релјефот и на неговите елементарни форми.

219 / моногенетска долина - речна долина изградена само со дејство на речната ерозија.

220 / моногенетски форми - релјефни форми изградени под дејство само на еден тип на ерозија. Таков е примерот со песочните дини изградени исклучиво со еолска ерозија, или пак, речната долина всечена исклучиво со речна ерозија.

221 / монофазна долина - континуирано, без прекин всекување на речната долина со вертикална ерозија. Кај ваквиот тип (монофазни) долини не се јавуваат речни тераси.

222 / монофазни форми - релјефни форми во чија морфолошка еволуција не постојат одредени стадиуми. Такви се речните долини кои се резултат на континуирано всекување без прекин и странични проширувања, односно без создавање на речни тераси.

223 / морена - карактеристична форма на акумулативниот глацијален релјеф. Морените имаат изглед на засводени возвишенија во вид на издолжени ридови. Изградени се од еродиран глечерски материјал нанесен долж страните и на крајот на глечерската долина, на место каде доаѓа до топење на глечерот.

224 / мохоровиќев дисконтинуитет - граница помеѓу Земјината кора (океанска и континентална) и горната Земјина обвивка која ја сочинуваат длабокиот дел на литосферата и полустопената астеносфера. Името е добиено по хрватскиот геофизичар *A. Mohorovicic* (1909) кој докажал дека на длабочина од 54 km се јавува (постои) силен дисконтинуитет во ширење на земјотресните бранови.

225 / мразна почва - почви во поларните (тундрови) и високопланински предели во кои во поголемиот дел на годината или постојано е присутен мраз. Кај постојано замрзнатите почви само горните пластови во текот на краткиот летен период се одмрзнуваат.

226 / мразно раздробување - најсилен фактор на физичкото раздробување на карпите. Се јавува како последица на замрзнување на водата во пукнатините на карпите. Со замрзнување водата преоѓа во цврста агрегатна состојба, односно во мраз чиј волумен е 9 до 11 % поголем во однос на основната водна маса. Во колку температурите се пониски и притисокот на мразот е поголем. Најголема вредност има на -22°C. Ако температурата се спушти под оваа вредност притисокот на мразот опаѓа.

227 / мрежести шкрапи - корозивно проширени бразди на компактна карбонатна карпа со претежно хоризонтална површина. Мрежестите шкрапи се сечат под различен, но првенствено под прав агол.

228 / музги - народно име за почетна форма во еволуцијата на шкрапите.

229 / мутонирани карпи - брановиден изглед на карпестите површини на дното на валовот настанати како резултат на селективна ерозија. Ваквите форми ако се наоѓаат во група, од далечина потсетуваат на стадо овци, поради што се нарекуваат мутонирани карпи (mouton - француски овца).

Н

230 / навлака - структурна единица на литосферата во која слоевите кои примарно биле еден до друг се наоѓа еден над друг. Самите навлаки најлесно се препознаваат кога младите карпи се подвлечени под старите, или пак, старите се преместени над помладите карпи. На навлаката најчесто и претходи бора или реверсен расед. Тие, понатаму под влијание на засилени еднонасочни движења преминуваат во навлака.

231 / надолжна долина - долина всечена во правец на протегањето на слоевите. Нејзиниот напречен профил при искосени слоеви е асиметричен бидејќи страната всечена на главите на слоевите е пострмна од спротивната, всечени долж дијастромите.

232 / надолжен речен профил - линија повлечена од изворишето до вливот на реката. Анализирањето на надолжниот речен профил овозможува правилно сваќање на условите под кои се врши флувијалниот ерозивен процес во кој и да е дел на речното корито.

233 / нанос - депозит натрупан на површината на Земјината кора како резултат на пренос и таложење од физичка, хемиска или биолошка природа. Материјал што се јавува во суспензија (маток) или е наталожен од суспензијата (тиња).

234 / напречна долина - долина всечена напречно на правецот на протегање на слоевите. Ваквите долини може да бидат консеквентни и анаклинални. Првите се всечени низ падот на слоевите додека кај вторите слоевите паѓаат од вливот кон изворишето.

235 / напуштено речно корито - речно корито во кое од разни причини водниот тек не постои (карстификација, меандрирање, аридизација на климата итн).

236 / нек - истакнат, масивен столб, последен сведок за некогашниот вулканизам и вулкански релјеф. Некот е резултат на далеку одминатиот стадиум во морфолошката еволуција на палеовулканската купа, кога истата е сосема разнесена со ерозија. Со тоа во релјефот заостанува столб (нек) на оцврснетата лава консолидирана во некогашното гротло.

237 / неодредена вододелница - морфолошки недоволно изразена вододелница. Ваквите вододелници се особена специфика за терени каде водата долж пукнатините понира и оттекува подземно (карстни терени). Се јавуваат и во области исполнети со бари или тресетни простори, посебно кај рамничарските реки каде релативните височини се исклучително мали.

238 / несогласен надолжен речен профил - профил на речниот тек со појава на големи прекршувања поврзани со наизменично менување на падот.

239 / нивален карст - карст над шумската граница кој се развива во услови на ладна клима (високопланински, субполарен карст).

240 / нивација - деградација на карпите и почвениот супстрат под влијание на снегот, особено кај постојаните снежинци или снежниците со продолжително времетраење.

241 / нивационен цирк - полукружна релјефна форма со доволно крути страни и благо дно. Основен фактор во создавањето на нивационите или крионивални-снежнички циркови се примарните вдлабнатини во кои задржувањето на снежната покривка има продолжително траење. Ваквото нешто е поврзано со погодната орографија (заветрена вдлабнатина), експозицијата и ветровата акумулација на снегот условено од правецот на доминантните зимски ветрови.

О

242 / одредена вододелница - морфолошки впечатлива вододелница. Се јавува на вододржливи терени каде површинското оттекување е нормално.

243 / одсечена меандра - меандра останата надвор од хидрографската функција поради пресекување на нејзиниот врат со речниот тек. Со тоа речниот тек се скратува (исправува) а меандрата преоѓа во фосилна флувијална форма.

244 / океанска кора - надворешен дел на Земјата претставен со дната на океанските басени над мохо-дисконтинуитетот. Океанската кора е со воедначен состав. Под нејзе се наоѓаат тектонски перидотити, односно највисоките делови на обвивката. Дебелината на океанската кора е од 2 до 12 km. Главните фактори што ја контролираат нејзината дебелина се температурите на горната обвивка под океанските рифтови и брзината на раздвојувањето на плочите.

245 / океанска плоча - плоча изградена од карпи на океанската литосфера (Тихоокеанска и др.). Големината на плочите со текот на времето се менува, т.е. со додавање нова магма во рифтните зони плочата се зголемува додека во субдукциските зони се намалува. Насоката и брзината на движењето на плочите е различна, а се одредува според положбата на трансформните раседи.

246/ океански грабен (рифт) - место каде две плочи се раздвојуваат една од друга (во океанските подрачја), или внатре во континентите кога доаѓа до нивно фрагментирање. Рифтот го чинат систем на паралелни раседи со широчина од неколку десетина km, додека неговата должина може да достигне повеќе илијади km. Во среднoокеанските рифтови се излеваат големи количества базалти кои ја поместуваат старата океанска кора на двете страни од рифтот. На тој начин се формира нова кора и среднoокеански гребен. Океанските гребени претставуваат маркантни подводни планински структури со должина и преку 20 000 km (Тихи Океан, Атлантски Океан). Широки се од 1.500 до 2.000 km, а високи од 2 до 3 km над океанското дно. Многу ретко може да бидат и над нивото на морето. Таков е примерот со Исланд.

247 / оксидација - делување на кислородот растворен во вода кога двовалентните соединенија на железо се претвараат во тривалентни. Така магнетитот (Fe_3O_4) преоѓа во хематит (Fe_2O_3). Многу седиментни карпи (песочници, пешчари, глини, лапорци) се обоени со темнокафеава или црвеникава боја што покажува дека се изложени на оксидација.

248 / општа геоморфологија - дава теоретски основи на законитостите за генезата и морфолошката еволуција на релјефот, а ги проучува

и процесите на современо менување на релјефот.

249 / органоген брег - засебен генетски тип на брег создаден од скелети и остатоци на организмите. Во зависност од начинот на постанокот ваквите брегови се делат на зоогени и фитогени. Зоогените брегови настануваат во крајбрежниот појас со нараснување на коралните колонии (корални варовници), додека фитогените брегови настануваат со нараснување на бујната вегетација во плитководниот крајбрежен појас (пример мангров брег).

250 / органогено (биогено) распаѓање - процес на растварање на карпите под влијание на киселините што ги лачат растенијата (алги, мовови, корења) или киселини создадени со распаѓање на органските материи.

251 / орографска снежна граница - снежна граница на соодветно глечерско жариште, или пак, на одредена засебна локација (падина, експозиција). Поради зависноста од динамиката на релјефната природа орографската (реална) снежна граница и на мали растојанија значително осцилира.

252 / орогенеза - тектонски движења кои во одреден временски период вршат крупни промени во структурата на кората. Тие ги поремету-ваат постоечките меѓусебни односи на слоевите и создаваат нови структури и морфолошки се манифестираат. Нивна последица е и создавањето на набрани планински венци.

253 / ороген карст - структурен тип на карст кој е секогаш дел на структурни елементи создадени во рамките на орогенетските процеси. Со тоа и самиот претставува интегрален дел на орогенезата. Постојат повеќе поттипови (варијетети) на орогенетскиот карст.

254 / остенок - заостанат, осамен карпест столб со височина од неколку m до повеќе десетина m. Во далеку одминатиот ерозивно-денудациски процес остенците може да бидат поткопани и да станат лабилни, односно може да балансираат.

255 / островски лак - група линеарно наредени вулкански острови создадени со процесот на подвлекување на океанска плоча под океанска плоча. Вулканскиот фронт на островскиот лак е грубо паралелен со рифтната зона од која е оддалечен околу 150 до 300 km.

П

256 / падински глечер - глечер со голема широчина во подножјето на планинскиот венец создаден со спојување (сраснување) на мразната маса на повеќе долински глечери.

257 / палеовулкански релјеф - фосилен вулкански релјеф, морфолошки интензивно изменет со процесот на ерозија и разурнување. Последниот стадиум во морфолошката еволуција на вулканскиот релјеф е претставен со потполно уништување на формите на палеовулканскиот релјеф. На неговото место се создава квалитетно нов ерозивен релјеф.

258 / палеогеоморфологија - дел од геоморфологијата чија цел е реконструкција на развитокот (еволуцијата) на релјефот во одделни етапи од геолошкото минато.

259 / параболична дина - морфолошки спротивна форма од барханот настаната со негова натамошна еволуција. Поради делумната стабилност на барханот средишниот дел на гребенот се поместува во правец на ветрот, а стабилизераните краеви на српестиот бедем остануваат на своето место. Со тоа некогашните конкавни страни на барханот стануваат конвексни, односно барханот се менува во параболична дина.

260 / параклаза - пукнатина со големи размери долж која е вршено поместување на слоевите (раседна пукнатина).

261 / патамоген брег - брег создаден со речен нанос (делта, плавина, алувијален нанос).

262 / педосфера - сите почви во природата. Површински слој на Земјата во кој се образувани почвите или во кој се одвиваат педогенетските процеси.

263 / петрологија - еден од фундаменталните делови на геологијата чиј интерес е начинот на појавување, постанокот, составот и класификацијата на карпите.

264 / песок - карактеристичен супстрат, нанос или седимент со димензии на единечните фракции од 0,002 до 0,2 mm (ситен песок), од 0,2 до 2,0 mm (крупен песок) и од 2,0 mm до 2,0 cm - чакал. Песокот е водопропустлив, т.е. не задржува вода и во сува состојба е сипкав.

265 / песочна пустина - област на "жив" песок (ерг). Песочните пустини се одликуваат со

немирна пластика која динамично се менува со делување на дефлацијата. Во ерговите, како пределно - морфолошка целина не постои ниту една друга релјефна форма освен еолските.

266 / периглацијален релјеф - комплекс на релјефни форми (нивациони, криотурбациони, солифлукциони) создадени во поларните (тундрови) и високопланинските региони.

267 / пермафрост - постојано замрзнато земјиште. Слој во кој температурата е секогаш 0°C или под неа.

268 / периглацијална зона - област на големите географски широчини со средногодишни температуре од -1°C до -3°C и со годишни талози до 1.000 mm. На високите планини периглацијалната зона главно се протега помеѓу горната граница на шумите (нејзина долна граница) и снежната граница (горна граница на периглацијалната зона). Основна одлика на периглацијалната зона е отсуство или минимизирање на флувијалниот и глацијалниот елемент а доминација на снежно-мразните процеси.

269 / пештера - природна појава (празнина) во подземјето на карстот со претежно хоризонтално протегање. Пештерите во основа се делат на прости, изградени од еден канал или подземна просторија и сложени пештери со повеќе канали и проширувања (пештерски сали). Пештерите може да бидат поделени според начинот на постанок (структурни, ерозивни), хидролошката функција (суви фосилни, речни активни) и останатите индивидуални карактеристики.

270 / пештерски бисер - конкреција на калциум-карбонат создадена во пештерска кадичка постојано или повремено исполнета со вода. Пештерските бисери може да имаат топчеста форма или форма на диск. На нивниот пресек се забележува концентрична структура која покажува дека создавањето на бисерот е започнато од соодветно јадро (пример зрнце песок).

271 / пештерски влез - отвор на пештерата создаден со ерозивни процеси долж пукнатини или со процесот на уривање. Може да постојат повеќе пештерски отвори, при што, како главен се смета најголемиот по димензии.

272 / пештерски канал - дел од пештерата со помалку или повеќе праволиниска положба. Создавањето на пештерските канали е долж тектонски пукнатини со механичка и хемиска ерозија на водата. Должината на пештерскиот канал повеќекратно ја надминува неговата широчина и височина. Во зависност од големината и формата во еден пештерски систем се разликуваат: главен, странични и слепи канали.

273 / пештерски систем - сплет на меѓусебно поврзани пештерски канали и пештерски сали. Димензиите на пештерските системи може да изнесуваат повеќе десетици km со разгранети канали обично на повеќе нивоа.

274 / пирамидална дина - тип на дина претставена со песочно возвишение со изглед на неправилна пирамида. Пирамидалната дина е сложена форма на еолскиот акумулативен релјеф.

275 / пиратерија - завлегување на поголем водотек во соседен слив и преземање на неговите надводни речни текови во басенот на својот слив.

276 / пиратериска долина - сува фосилна долина која останала надвор од хидрографската функција поради појавата на пиратерија.

277 / пинго - купесто возвишение во поларните области именувано по ескимскиот назив за рид. Пингото претставува повеќегодишен мразен насип со височина од 3 до 70 m и дијаметар од 30 до 600 m. Вертикалниот раст на пингото може да достигне до 0,2 m годишно, но опаѓа со неговото зголемување. Забележаните маркантни пинга во Канадскиот Арктик се датирани со приближна старост од 4.500 до 7.000 години.

278 / пинеплен - распространета брановидна рамнина од која се издигнуваат мали возвишенија со цврсти карпи, т.е. завршен стадиум на ерозивниот циклус. Пинепленот го претставува крајот на флувијалната еволуција во морфолошки поглед кога спорите и мирни реки речиси достигнале рамнотежен надолжен профил.

279 / плавина - наносен речен материјал во форма на купесто возвишение во подножјето на долинските страин. Плавините настануваат на места каде транспортната моќ на водотекот брзо опаѓа, односно на места каде стрмните корита на страничните притоки влегуваат во долинската рамнина на главната река.

280 / планинска глацијација - глацијација на планините над снежната граница. Основен морфолошки тип на планинската глацијација се долинските глечери.

281 / планетарна геоморфологија - дел од геоморфологијата чиј предмет на проучување се генезата и морфолошката еволуција на континентите и океанските басени, т.е. морфотектонските макроцелини на Земјата, но и релјефот на останатите познати планети и нивните природни сателити.

282 / плазеви - сраснати сипари чии горни и долни рабови се речиси паралелни. Ситниот карпест материјал се натрупува во горните додека покрупните дробини во долните рабови на плазевите. Со нараснување на плазевите се намалува наклонот на иницијалниот релјеф на падината.

283 / платоски глечер - глечери на високите зарамнини (платоа, површи). Мразната маса на ваквите простори е насобрана во распространет, единствен глечер, наречен ајсфелд (мразно поле). Платоските глечери се посебно својствени за Скандинавија. Поради тоа, во литературата се познати и како скандинавски или Норвешки тип на глечери. Застапени се на Исланд, Шпицберген, Нова Земја итн.

284 / платформен карст - структурно - геолошки тип на карст. Се одликува со распространети карбонатни карпи, најчесто варовници, кои може да бидат малку или ниту малку тектонски пореметени. Платформниот карст е независен од орогенетската основа.

285 / плоча на пермафрост - граница помеѓу активниот пласт и постојано замрзнатото земјиште

286 / плутонизам - длабински, интрузивен магматизам, т.е. консолидација на магмата во слоевите на Земјината кора. При своето движење кон површината магмата може да се втисне во слоевите на Земјината кора и тука да оцврсне без нејзино излевање на површината.

287 / подински морени - моренски материјал под мразната маса, т.е. на дното на глечерската долина. Во нивниот состав влегува раздробениот карпест материјал на внатрешните морени кои достигнале до днот, како и дробинскиот материјал создаден со корозивното делување на глечерот по карпестото дно на неговата долина.

288 / подземна карстна хидрографија - збир на сите подземни водни текови во карстот. Хидрографската мрежа во подземјето на карстот се состои од повеќе меѓусебно поврзани или независни хидрографски системи.

289 / покриен карст - карстен предел чија површина најмалку 2/3 е покриена со елувиум, односно педолошки супстрат. Ако е покриен со шумска вегетација се нарекува и "зелен карст".

290 / поларен карст - карбонатни терени на големите географски широчини на простори со замрзнато земјиштен со голема длабочина. Под замрзнатата почва температурите се над 0°C. Мразот се топи и ги храни подземните текови кои избиваат под морската површина. Морфолошката еволуција на карстот на ваквите простори не е комплетна, туку е врзана за циркулацијата на подземните водни текови под замрзнатото земјиште. Поларниот карст има голема распространетост во канадскиот арктик, северните делови на Шпицберген, Гренланд, северозападните делови на Сибир итн.

291 / полигенетски форми - релјефни појави во чие изградување учествувале два или повеќе типа на ерозија. Пример за полигенетска релјефна форма може да биде карстното поле во чие создавање учествувале абразијата, флувијалната и карстната ерозија.

292 / полигонални почви - мразни, структурни почви во поларните региони и на високите планини во кои со процесот на криотурбација се создаваат камени полигони.

293 / полиморфија - морфолошка разновидност на историодни релјефни форми. Речната тераса всечена во карпи со различна отпорност може да има различни димензии и распространетост. Во цврстите карпи е сосема тесна, додека во меките седиментни карпи може да има голема широчина. Како причина за полиморфијата овде се јавува геолошкиот состав.

294 / полифазни форми - релјефни форми чиј развиток минал низ повеќе последователни фази. Речната долина во која се јавува серија на речни тераси говори дека во својата еволуција минала низ различни фази на вертикално всекување и странични проширувања. Секоја од речните тераси претставува одредена фаза во изградувањето на речната долина.

295 / понор - отвор во кој се губи постојан или повремен водотек. Според тоа, понорот може да биде активен или фосилен, т.е. надвор од хидрографската функција.

296 / понорница - површински воден тек во карстот кој се губи во еден или повеќе понори. Понорниците најчесто се јавуваат во карстните полиња. Тие ја претставуваат основната површинска хидрографија на карстот.

297 / посебна геоморфологија - поделба на геоморфологијата на одделни научни субдисциплини кои детално и систематски ги проучуваат разните генетски категории релјеф (карстологија, глациологија, квартерна геоморфологија итн).

298 / потајница - карстен извор со правилни интервали на истекување на водата. Механизмот на функционирањето на ваквите извори се објаснува со постоење на некоја празнина (резервоар) во внатрешноста на карстот која постојано се полни со вода, а во одреден временски период се празни преку инверзен сифонски канал. За интермитентните извори постојат повеќе народни називи: Потајница (Србија), Мукавица (Црна Гора), Минутник (Словенија).

299 / поткапина (подкарпа) - мала просторија создадена со рабна корозија во подножје на карпест отсек. Сразмерно на својата должина поткапините имаат голем влез (отвор). Поради тоа, дневната светлина продира до нивните крајни делови.

300 / потопена речна долина (ријас) - продор на морскиот басен во речниот слив како резултат на трансгресија. Со тоа дел од речната долина се претвара во морска теснина или ријас.

301 / почва - посебен, самостоен и сложен - специфичен површински слој на Земјата настанат како резултат на заедничките (взаемни) дејства на процесите во литосферата, атмосферата, хидросферата и биосферата.

302 / прав - преод помеѓу песокта и глината кој претежно се добива со физичко распаѓање. Правот се одликува со високо капиларно качување на водата. Неговите единечни фракции се со димензии од 0,002 до 0,02 mm.

303 / прадолина - фосилна долина што некогаш, за време на плеистоценот била поврзана со големата мразна покривка (инландајс). Речните текови настанати со топење на рабните делови на мразната маса во текот на плеистоценот всекле свои долини. Со престанок на глацијацијата мразната маса се повлекла далеку на север, а некогашните речни долини на неговиот раб се стекнале со фосилен карактер. Вакви прадолини се забележуваат во северните делови на Германија, Полска итн.

304 / превал - снижен дел на планинскиот гребен (срт). Превалите обично се наоѓаат на места каде се јавуваат два, еден наспроти друг речни текови.

305 / прераст - остаток на некогашен пештерски канал, т.е. последен стадиум во еволуцијата (уништувањето) на пештерата. Од некогашниот пештерски канал е останат природен мост кој ја преградува клисурестата долина низ која најчесто протекува речен тек. Ваквите појави се особено изразени во карстот на Источна Србија

306 / пропаст - вертикален канал во карстот со длабочина поголема од неговата широчина. Ваквите канали може да бидат широки од неколку десетина cm па до неколку десетици m, додека длабочината може да им достигне и над 1.000 m. Пропастите се карактеристични за зарамнетите и моќни (дебели) карбонатни маси. Во зависност од формата на каналите пропастите се делат на: бунарести, инчести, звонести, свекари, бездни и скалести пропасти. Според начинот на постанок може да бидат: корозивни, понорски, сифонски, тектонски и создадени со процес на уривање. Според хидрографските особености се делат на: суви, хидрографски активни или понорски, како и снежни и мразни.

307 / прстеста делта - пространа наносна рамнина преку која водниот тек се раздвојува во бројни ракавци. Секој од нив создава своја сопствена делта. Ваков тип е делтата на реката Мисисипи.

308 / применета геоморфологија - го разгледува практичното значење на релјефот, т.е. се бави со решавање на практични проблеми.

309 / природен мост - релјефна појава создадена со процесот на механичко раздробување на карпите долж страничните делови на тесни карпести гребени. Со нивното пробивање се создава отвор во вид на прозорец. Со натамошниот процес на раздробување прозорците како морфолошка појава може да поминат во камени врати и камени (природни) мостови.

310 / псевдокарст - појави слични на формите на правиот карст но кои се развиваат во некарбонатни карпи (камена сол, гипс, еруптивни

карпи), или во карпи што содржат одредени количества $CaCO_3$ (лес, лапорци, конгломерати).

311 / пустинско саќе - плитки, чашести вдлабнатини во карпите во пустините кои гледано од далечина потсетуваат на пчелино саќе. Настануваат со селективна ерозија предизвикана од еолската корозија. Вдлабнатините се одвоени со тенка карпеста преграда. Димензиите им се различни, со пречник кој се движи од 3 - 5 mm, па до 15 - 20 cm.

Р

312 / рамнотежен надолжен профил - краен, идеален стадиум во еволуцијата на надолжниот речен профил. Поради извонредно динамичките промени на физичко-географската средина реките во природата не го достигнуваат ваквиот стадиум. Рамнотежниот надолжен профил повеќе има теоретско значење.

313 / расед - структурна единица настаната со издигнување, спуштање или надолжно поместување на делови од литосферата долж пукнатина која се нарекува параклаза. Раседите настануваат како последица на експанзија, гравитација и компресија или со нивна комбинација. Параклазите може да бидат исправени или наведнати под различен агол. Кај раседот се разликуваат рамнина на раседнувањето, крила на раседот, скок и од на раседот. Кај вертикалните раседи одот не постои. Обично се разликуваат три основни типа на раседи: нормален, реверсен и хоризонтален.

314 / раседни (громадни) планини - генетски тип на планина чиј постанок е врзан за радијалните тектонски движења. Нивна осниовна структурна форма е хорстот. Слоевите кај хорстот може да бидат хоризонтални или пореметени. Во колку се хоризонтални или благо набрани таквиот хорст се нарекува плоча или табла, а во колку слоевите се пореметени се нарекува масив. Тоа се и двата типа на громадни или раседни планини.

315 / распаѓање - процес на хемиско преобликување на карпите под дејство на различни агенси (гасови, киселини) кои се наоѓаат во воздухот, почвата и водните раствори. Ако ваквите настани се предизвикани со делување на организмите процесот се нарекува органогено (биогено) распаѓање.

316 / раздробување - физичко (механичко) дробење на карпите, почнувајќи од крупни карпести блокови до фин песок и прашина.

317 / ребрести шкрапи - паралелни жлебови наведнати во правец на најголемиот пад на карбонатната маса. Генерално земено колку е пострмна подлогата на која се создаваат и нивните жлебови се повеќе паралелни.

318 / регенериран глечер - глечер настанат со раскршување на висечки глечери. Се создава во подножјето на планинските отсеци со насобирање на сурнатите мразни маси. На тој начин настанува нов глечерски јазик кој понатаму се движи низ долината.

319 / регенерирани планини - стадиален (еволутивен) тип на планини создадени од заостанати и мошне снижени делови на стари планини. Ваквите планински трупини се зафатени со млади орогенетски движења (тангенцијални или радијални). Тоа е стадиум на повторно раѓање на планината, т.е. одраз на вечната борба помеѓу ендогените и егзогени процеси. Повеќето планински венци од херцинската орогенеза за време на алпската орогенеза повторно се издигнати, односно претставуваат регенерирани планини.

320 / регионална геоморфологија - дел од геоморфологијата чиј предмет на проучување е генезата и морфолошката еволуција на одредена морфолошка и географска целина.

321 / регресија - повлекување на морето од копното. Се јавува како последица на орогенетски движења (издигнување на структури од поширок размери), или при глобални климатски промени (појава на глацијација). При регресија поради повлекување на крајбрежната линија преку седиментите на длабоководна фација (мил, глина) се таложат слоеви карактеристични за плитки води и крајбрежни делови (чакал, груб песок).

322 / регресивна флувијална ерозија - основна тенденција што води кон воспоставување рамнотежен надолжен речен профил. Резултат на регресивното всекување на речниот тек е елеминација на праговите и пострмните падови долж речното корито.

323/регионална глацијација - покрај планинската основен тип на глацијација. Регионалната глацијација зафаќа простран области на големите географски широчини во кои снежната граница е на ниво на морето или во негова непосредна близина. Снежната, односно мразната маса се акумулира во единствено џиновско

плато што ја покрива копнената површина. Ваквата глацијација денес е застапена на Антарктикот и Гренланд.

324 / речен остров (ада) - форма на флувијалниот акумулативен релјеф настаната со таложење на речниот нанос. Речните острови обично се создаваат во коритата на големите рамничарски реки кои имаат сосема мал пад но носат големи количества ситен материал. На места каде во коритото од некои причини се смалува механичката сила на реката доаѓа до таложење на наносниот материал во вид на подводен гребен. Со неговото нараснување над нивото на речниот тек се создава речен остров. Создавањето на речните острови може да биде резултат и на меандрирање на реката, поради нејзино раздвојување во сопствениот нанос. Речните острови се издолжени во правец на водниот тек. Имаат мала релативна височина и се обраснати со вегетација.

325 / речен слив - посебен елемент на флувијалниот релјеф, т.е. површина на речен систем ограничена со вододелница. Басенот на речниот слив претставува одредено морфолошко обележје, односно пределно-морфолошка целина во рамките на која со речната ерозија се изградуваат флувијални релјефни форми.

326 / речна долина - елементарна форма на флувијалниот релјеф создадена со всекување на речниот тек. Морфолошки елементи на речната долина се дно во кое се всекува речното корито и страни кои се издигнуваат над дното во форма на отсеци или благи падини. На поголемите падови, поради делување на вертикалната ерозија (обично во изворишните, планински делови), речната долина има форма на латинската буква "V". На малите падови, каде главно делува страничната ерозија и акумулацијата, дното на долината е широко и зарамнето.

327 / речна тераса - елементарна форма на ерозивниот флувијален релјеф. Речните тераси претставуваат зарамнини всечени на страните на речните долини. Терасите означуваат одредени стадиуми во морфолош- ката еволуција на речната долина.

328 / речно корито - елементарна форма на флувијалниот ерозивен релјеф. Речното корито претставува вдлабен коритест дел всечен во правец на најголемиот пад на теренот. Морфолошки елементи на речното корито се дно и страни на речното корито. Дното го претставува подинскиот дел на коритото. Се одликува со немирна пластика и на него се забележуваат разни вдлабнатини и прегради (возвишенија). Страните на коритото се под вода и претставуваат делови на коритото помеѓу дното и брегот. Страните на коритото и брегот може да бидат стрмни или благо наведнати. Самото речно корито може да биде всечено во оголена карпеста маса или во растресит супстрат. Неговата форма е најмногу во врска со неговиот пад.

329 / рецентен цирк - цирк во активна фаза на изградување.

330 / риф - корален брег во форма на долг гребен кој се протега паралелно со примарниот брег.

331 / рифт - граница на раздвојување на плочите (види океански гребен).

С

332 / сатеска - кратка, со мала должина, обично до неколку km клисура.

333 / седиментни карпи - карпи настанати од продукти на хемиска и механичка преработка на претходно создадените магматски, метаморфни или седиментни творби. За да дојде до создавање на цврста седиментна карпа потребно е сукцесивно да се остварат неколку услови; површинско распаѓање (раздробување или растварање), транспорт, таложење (седиментација) и дијагенеза (оцврснување). Како база за класификација на седиментните карпи се зема сличноста во начинот на нивниот постанок. Седиментните карпи, според тоа, се делат на: кластични создадени од раздробен карпест материал, органогени настанати во содејство на организмите од растително или животинско потекло и хемиски (минералогени) настанати со лачење од соодветен раствор.

334 / седлеста вртача - морфолошки тип на вртача со пречник поголем и за 10 пати од нејзината длабочина. Страните и се благо наведнати и има широко и зарамнето дно покриено со црвеница.

335 / синклинала - коритест (конкавен) дел на бора. Јадрото или дното на синклиналата се состои од најмлади наслаги.

336 / синклинориум - комплексно набрана целина со повеќе антиклинални и синклинални

орби кои така групирани сочинуваат засебна структурна форма.

337 / сипар - купесто возвишение на дното на стрмна падина создадено со натрупување на раздробен материјал. Кај сипарите најкрупниот карпест материјал се натрупува долж најнискиот раб на сипарската купа, додека најситниот е на нејзиниот врв. Горниот дел на падината, т.е. браздата низ која се движи но која и ја создава раздробениот карпест материјал се нарекува точило.

338/сиф - песочна дина со гребен кој има форма на буквата "S". Настанува со делување на непостојаните ветрови чии воздушни струења имаат различна брзина. Поради тоа, на горниот дел на гребенот на дината се создаваат брановидни форми.

339 / сифонски канал - пештерски канал свиткан во форма на колено. Како резултат на ваквото нешто таванскиот дел на каналот се спушта под линијата на надолжниот профил на неговото дно.

340 / склад (сил) - интрузивно тело со помалку или повеќе плочеста форма втиснато меѓу слоевите на седиментите. Неговата дебелина силно варира, од неколки cm до 1 km, додека должината може да му достигне и повеќе km.

341 / слепа долина - речна долина во карстот која завршува со преграда, односно понор. Слепите долини обично се јавуваат во близина на контактот на карбонатните и некарбонатни карпи.

342/слизнат блок - карпести блокови кои поради специфичните услови на периглацијалната средина се движат - лизгаат во интервали. Движењето се одвива по најкраткиот пат на падината, односно во правец на најголемиот наклон. При погоден наклон на падината и нејзино наизменично замрзнување и одмрзнување, обично во пролетниот период присутните блокови се лизгаат (движат). Тие зад себе оставаат трага во вид на бразда, додека на предната страна се формира челен бедем од материјалот што блокот го турка. Во зависност од условите на локалната средина кај слизнатите (ползечки) блокови може да се јават одредени специфичности во начинот на нивното лизгање (движење). Тоа резултирало да се изврши и нивна соодветна класификација.

343 / слободни меандри - меандри во плитко всечени корита на низиските и рамничарски реки кои имаат исклучително мал пад и течат во меки (растерсити) седименти. На ваквите простори меандрите се развиваат речиси без прекин.

344 / слоеви - секундарни структурни елементи настанати како резултат на кратки прекини или на мали промени на приликите во кои седиментацијата се одвивала. Кај седиментните карпи поставеноста на слоевите примарно се доближува кон хоризонтална положба. Во најголем број случаи наведнатоста или свитканоста на слоевите е резултат на последователни тектонски процеси. Слојот е ограничен не само вертикално туку и хоризонтално. По правило слоевите се со поголема хоризонтална распространетост отколку со вертикална моќност. Хоризонталното протегање ја одразува површината на просторот во кој слојот настанал како продукт на одредени услови. Слојот престанува таму каде таквите услови не биле присутни. Според моќноста (дебелина) слоевите се делат на: лист (со дебелина под 5 mm), плоча (помеѓу 5 mm и 5 cm), слој (од 5 cm до 60 cm) и банк (од 60 cm до 2 m). Масивните карпи имаат дебелина на слоевите над 2 m.

345 / снежник - снег што се задржува повеќе години во широки вдлабнатини на планинските падини (постојан снежник). Снежинците може да се одржат и под снежната граница, особено во вдлабнатините на осојните страни на падината.

346 / снежна граница - зона или појас со различна широчина помеѓу областа каде снегот постојано се задржува и областа каде доаѓа до негово сезонско топење. Под снежна граница обично се подразбира и поширок или потесен појас на глечерот кој одвојува два функционално различни простори; собирен, повисок дел, кој може да биде и затскриен простор каде снегот (мразот) се одржува во текот на целата година и втор, редовно понизок дел, подложен на сезонска аблација. Снежната граница може да се дефинира и како место каде се воспоставува рамнотежа помеѓу топењето и сезонското, или летно задржување на снежните врнежи во подолг временски период. Снежната граница е сложена, динамичка појава чии осцилации се од големо значење за севкупниот био и геодиверзитет и физиономијата на одреден простор.

347 / согласен надолжен речен профил - надолжен речен профил на кој нема прекршувања. Согласниот речен профил има параболичен изглед и се јавува во далеку одминатиот стадиум во еволуцијата на надолжниот речен профил.

348 / солифлукција - бавно преместување (лизгање) при одреден наклон на слој вискозна почва заситена со вода. Тоа е резултат на топењето на претходно замрзнатата вода во почвата.

349 / спелеологија - наука за подземните карстни форми, односно за нивната генеза (постанок), еволуција (развиток) и распространетост. Развивајќи се спелеологијата станува се покомплексна, мултидисциплинарна наука чиј интерес, покрај самата морфогенеза е проучувањето на пештерските седименти, водните појави во нив, климатските карактеристики, присуството на рецентна фауна, фосилните остатоци и трагите од човековите активности (културни остатоци).

350 / споредна периглацијална зона - периглацијална зона во која замрзнатото земјиште се јавува повеќе инцидентно, како резултат на одредени специфики на геопросторот.

351 / средишни морени - морени настанати при спојување на два глечери, кога рабните морени достигнуваат во средишниот дел на новосоздадениот, единствен глечер.

352 / субмаринска долина - некогашна речна долина потопена под морското ниво. Субмаринските долини се всечени во текот на плеистоценот кога нивото на Светското Море било пониско. Реките што тогаш се вливале во моријата и океаните (кон тогашното ниво на Светското Море) го продолжиле текот преку континенталниот шелф и во него ги всекле своите долини. Денешната подморска положба на шелфските долини е резултат на постглацијалното покачување на нивото на Светското Море.

353 / сталагњат - споен сталактит и сталагмит во една целина во вид на пештерски столб. Во руската литературе се нарекува сталагњат.

354 / сталактит - подземна акумулативна карстна форма создадена со таложење на калциум карбонат на пештерскиот таван, на место на водопроодна пукнатина низ која дотекува (се слива) вода капница. На напречниот пресек, во средината на сталактитот се забележува тесен канал околу кој концентрично се наталожени калцитски слоеви.

355 / сталагмит - подземна акумулативна карстна форма создадена со таложење на цалциум карбонат на дното на пештерската просторија, на место на капење на водата од пештерскиот таван (или од врвот на сталактитот). На напречниот профил на сталагмитот се забележува концентрична структура.

356 / стапалка (чашка, лочка, каменица) - мала, тркалезна вдлабнатина на релативно зарамнета и гола карпеста површина. Лочките обично имаат пречник од неколку десетина cm и длабочина најчесто помеѓу 10 и 20 cm. Нивното дно е рамно додека sидовите им се превисни, т.е. отворот им е помал од дното. Настануваат со засилена корозија на стоечката атомсферска вода која непосредно паѓа или се слива кон иницијалната депресија на компактната карпеста маса. На дното на стапалката се создава хумусен супстрат со насобирање на мов, лишаи и нанесени листови. При секое влажнење се активира биокорозискиот процес што и ја условува зарамнетоста на дното. Рабната корозија ги потkопува страните на карпестите sидови и ја проширува стапалката. Во зависност од формата и еволутивниот стадиумот стапалките може да преминат во котлести и коритести вдлабнатини со димензии и до неколку m. Ваквите микрорелјефни форми главно се карактеристични за карбонатните и магматските карпи.

357 / странични морени - морени со форма на издолжени наносни бедеми кои се протегаат од двете страни на глечерската долина. Може да имаат и значителни димензии, следејќи го глечерот речиси низ целата негова должина. Страничните (рабни) морени настануваат со натрупување на поситен и крупен карпест материјал што го потиснува глечерот при своето движење. Во нивниот состав влегуваат и сипарите и дробинскиот материјал настанат со мразното раздробување долж падините на глечерската долина.

358 / стратовулкан - за разлика од вулканите кои целосно се изградени од базалтна лава, вулканските купи кај стратовулканите се создадени од смеса на лава и туфови.

359 / стрии - бразди настанати со меѓусебно гребење на отпорните и помалку отпорни карпи. Се јавуваат на дната на глечерските доли

360 / стрии - бразди настанати со меѓусебно гребење на отпорните и помалку отпорни карпи. Се јавуваат на дната на глечерските долини, како и на површината на поголемите моренски блокови. Стриите се праволиниски, речиси паралелно, насочени во правец на движењето што го имал глечерот. На одделни моренски блокови стриите се сечат под различни агли што е последица на превртувањето на блокот при неговото движење.

361 / структура на карпите - физичката градба, т.е. условите на меѓусебните односи на зрната (големина, форма) што ја изградуваат карпата без разлика на нивниот минерален и хемиски состав. Според димензиите што ги имаат зрната карпите обично се делат на грубозрнести, крупнозрнести, среднозрнести и ситнозрнести.

362 / субдукција - место каде една плоча се подвлекува под друга плоча. Ваквите подрачја се нарекуваат субдукциски зони. Кај нив се создаваат длабоки океански ровови. Подвлекувањето може да биде океанска плоча под океанска плоча, океанска плоча под континентална плоча и континентална плоча под континентална плоча, кога всушност не доаѓа до подвлекување туку до судир (колизија) на двете плочи.

363/сува долина - долина во карстот без речен тек, надвор од хидрографската функција. На нејзиното дно се забележуваат, т.е. се создаваат понори и вртачи.

Т

364 / талити - моренски наслаги интерстратификувани во старите прекамбриски и палеозојски карпи. Тоа се палеофосилни морени кои покажуваат дека Земјата низ геолошката историја минала низ повеќе различни глацијални периоди.

365/тиња - материјал (седимент) со средна или фина текстура (прав, глина) и зголемена влажност. Остаток по повлекување на водите од поплава.

366 / текстура на карпите - просторен распоред на состојките. Кај магматските карпи е опфатена внатрешната исполнетост на магматската маса. Кога сите состојки на карпата се распоредени рамномерно и даваат хомоген склоп тогаш карпата има масивна или хомогена текстура. Кај магматските карпи постои шкрилава, плочеста (лушпеста), флуидна, меуреста и мандолеста текстура кога шуплините подоцна се исполнети со некои од секундарните минерали. Текстурата на седиментните карпи е со крупни форми. Нивна основна текстурна карактеристика е слоевитоста. Според распоредот на состојките кај метаморфните карпи може да се издвојат повеќе текстури: шкрилеста, лентеста, окцеста, бобичеста, масивна и инјекциона.

367 / тектоника на плочи - теорија која во основа подразбира постоење на хоризонтална енергија што ги покренува плочите да се судруваат или да се раздвојуваат. Механизмот со кој се објаснуваат ваквите процеси се конвекциските струења. По оваа теорија, преку горниот дел на обвивката, т.е. полутечната астеносфера, лежи цврста океанска или континентална литосфера. Оваа "лушпа" на Земјата е поделена на повеќе фрагменти (плочи) кои се движат во различна насока и со различна брзина.

368 / термокарст - слични на карстните форми присутни во периглацијалната зона. Се создаваат со топење на површинските пластови на постојано замрзнатото земјиште.

369 / травертин - седиментна карпа настаната со таложење на калцит поради испарување или разбуричкување на водата кај карстните врутоци и извори, како и во коритата на површинските или подземни реки. Травертинот има масивна градба и обично е лентест.

370/трансгресија - наидување на водата на копното како последица на орогенетски движења (спуштања на структури од пошироки размери) или поради глобалните климатски промени (завршување на глацијална фаза). Трансгресиите кои се случиле во геолошкото минато може да се забележат според присуството на базални конгломерати со кои започнува одделна седиментна серија. Тие настануваат како последица на наидувањето на водата на копното, при што, силните бранови ги раздробуваат карпите. Раздробениот материјал се движи (тркала) преку цврстата подлога и се заоблува. Кога наидувањето на водата на копното е веќе остварено продолжува нормална седиментцација.

371 / трансформен расед - специфични хоризонтални движења на плочите кои се субпаралелни до паралелни со насоката на ширење на рифтот без да има нивна деструкција или нараснување. Трансформните раседи можат да

претставуваат и граници на плочите. Таков е случајот со трансформниот расед Сан Андреас кој ги одвојува северноамериканската и тихоокеанската плоча.

372 / тревни тераси - скалести бедеми изградени на благо наведнати падини на високите планини. Тревните тераси претставуваат површински одраз на мразните процеси во приповршинските слоеви (пластови) препокриени со лентовидно раскината густа тревна растителност.

373 / тропски карст - карст во услови на топла и постојано или периодично влажна клима. Тропскиот карст се карактеризира со купести карбонатни возвишенија и корозивни зарамнини, но и со појава на карстни полиња.

374 / тресет - органски седимент образуван со гниење (разложување во анаеробни услови) на растителни остатоци in situ во услови на заситеност со вода.

375 / туфур - могилки со дијаметар помеѓу 40 - 60 cm, ретко до 100 cm и височина од околу 50 cm. Типично периглацијална микрорелјефна форма во тундровите и високопланински предели. При проучувањето на исландските терени (почеток на XX век) за ваквите форми е земен локалниот термин "thufa" (туфур), што е главно прифатен и како интернационален.

У

376 / уада - сува речна долина во пустинските области. Ваквите долини ги всекле реките во текот на бореалот кога во денешните пустински области владеела влажна клима. Само исклучително, по ретки краткотрајни дождови во уадите може да се јават повремени водототеци кои брзо пресушуваат.

377 / увала - поголема затворена депресија во карстот со пречник од неколку стотина m до 1 - 2 km. Увалата може да се земе и за преодна форма помеѓу вртачите и карстните полиња. За разлика од карстните полиња дната кај увалите обично се брановидни (не се зарамнети). Увалите може да се создадат со сраснување на вртачи, со селективна ерозија на водонепропустливите партии во карбонатната маса, со скарстување на речна долина, како и со тектонски раседнувања.

Ф

378 / физичко раздробување - просто, механичко дробење (ситнење) на карпите од најголемите блокови до најситните честички. При физичкото раздробување не се менува хемискиот состав на карпите туку се менуваат само литолошките карактеристики, т.е. од карпестите блокови настануваат дробини, песок и прав.

379 / флувијален ерозивен циклус - потребен временски период иницијалниот релјеф со процесот на флувијалната ерозија да се претвори во зарамнета флувијална површ или пинеплен. Според *V.M. Devis* флувијалниот циклус минува низ три строго детерминирани стадиуми: младост, зрелост и старост. Стадиумот на младост го претставува почетокот на циклусот во кој се јавува интензивна флувијална ерозија на тектонски издигнат терен. Во релјефот преовладуваат примарни појави многу малку изменети со флувијалната ерозуија. Стадиумот на зрелост се одликува со цел систем на разгранети речни долини и значително изменет примарен релјеф. Стадиумот на старост ја претставува далеку одминатата фаза во морфолошката еволуција на флувијалниот релјеф. Во релјефот се јавува распространета брановидна рамнина (пинеплен) од која се издигнуваат мали возвишенија изградени од цврсти карпи.

380 / флувијален под - широко изразена речна тераса со изглед на голема зарамнина. Изградувањето на флувијалниот под е поврзано за долготрајното интензивно делување на страничната ерозија при трајна стабилносст на долната ерозивна база во далеку одминатиот стадиум на надолжниот речен профил.

381 / флувијален релјеф - засебен генетски тип на релјеф на Земјината површина изграден со ерозија на реките кои течат кон најголемиот пад на теренот под влијание на Земјината тежа.

382 / флувијална површ - еден од најзначајните елементи на флувијалната морфологија, т.е. квалитативно повисока форма изградена во далеку одминатиот стадиум на морфолошката еволуција на флувијалниот релјеф. Тоа се распространети брановидни зарамнини кои се забележуваат на локалните вододелници на одделни сливови. Флувијалните површи се наведнати низ речните текови. Поради значителната распространетост флувијалната површ се јавува во релјефот на повеќе речни сливови.

383 / флувиокарст - релјеф карактеристичен за терени составени од растворливи (карбонатни) и нерастворливи карпи. Кај флувиокарстот ис-

товремено постои процесот на плакнење (денудација) на падините и понирање на водата, т.е. карстификација.

384 / фосилна дина - дини во пешчарите на умерените географски широчини во климатски услови битно различни од климатските прилики во пустините. Изградени се во подруги (палеогеографски) услови кога на ваквите простори еолската ерозија претставувала доминантен геоморфолошки процес.

385 / фосилна долина - дел на речната долини низ кој денес не протекува воден тек. Претставува реликт, т.е. морфолошки фрагмент на некогашниот единствен хидрографски систем. Во класификацијата на фосилните речни долини се издвојуваат: прадолини, уади, прегрaбенски, пиратериски, суви карстни, потопени и субмарински (подморски) долини.

386 / фосилен карст - карстен релјеф кај кого процесот на карстификација веќе не се одвива. Карстот најчесто е препокриен со различни седименти (палеокарст), или пак, се наоѓа во екстремно аридни области.

387 / фосилен цирк - цирк изграден во текот на глацијалната фаза. Се забележуваат во сите планински области кои биле зафатени со плеистоцена глацијација.

Х

388 / хелектит - калциум-карбонатна творба, првенствено сталактит, развиен во форма на сложени радијално распоредени израстоци. Појавата е резултат на кристализацијата на арагонитот иако се сретнуваат и калцитски хелектити.

389 / хемиско распаѓање - се манифестира преку растварање на карпите а потоа преку оксидација и хидратација. Најмоќен агенс на хемиското распаѓање се површинските и подземните води во кои се растворени јагленовата киселина и кислородот од воздухот. Интензитетот на хемиското распаѓање (како општ процес) во основа зависи од климата. Најсилното хемиско распаѓање се јавува во услови на влажна тропска клима. Најсилно е на површината а со длабочина неговиот интензитет опаѓа, што зависи и од геолошкиот состав на карпите. Во природата не постојат карпи што се апсолутно отпорни кон растварачкото делување на водата. Меѓу нив има такви кои се значително растворливи (пример карбонатни карпи) и такви кои се сосема малку растворливи.

390 / хидратација - делување на водата која влегува во составот на молекулите на поедини минерали. Така аугитот од дијабазите и габрото преоѓа во хлорит, хлоритот со соединување на молекулите на вода преоѓа во лимонит, алумосиликатите даваат глина, гранитот дава глиновита материја каолин итн. Најпознат пример на хидратација во природата е преодот на анхидритот во гипс.

391 / холокарст - гол, длабок карст (потполн карст) со присуство на сите карстни форми и хидрографски појави, вклучувајќи и карстни полиња. Терминот го вовел *Ј. Цвијиќ* (1926) како синоним за Динарскиот Карст.

392 / хоризонтални тектонски движења - орогенетски движења настанати со делување на страничните притисоци. Тие ги набираат слоевите на површината и во внатрешноста на Земјината кора. Со хоризонталните притисоци и потисоци настануваат тектонски структури кои се земаат за иницијални (примарни) појави во релјефот.

393 / хорст - позитивна структурна форма настаната со странични раседнувања на одреден блок. Неговиот средишен дел останал на својата првобитна височина додека околните делови се спуштиле. Хорстовите може да се создадат и со издигнување на блоковите долж паралелни раседи, при што, околните структури остануваат непореметени, но и со општо издигнување. Во последниот случај одделни блокови се издигнуваат побрзо, додека останатите заостануваат во процесот на издигнувањето.

394 / хум - осамено карбонатно возвишение на карстна зарамнина, површ или дното на карстно поле. Ваквата појава не е врзана само за карстните терени.

Ц

395 / цирк - широка вдлабнатина во форма на амфитеатар. Карпестиот раб на циркот најчесто е претставен со запчест гребен кој го обиколува од три страин. На четвртата страна циркот е широко отворен кон планинското подножје. Дното на циркот е преиздлабено. Поради тоа, неговата отворена страна кон планинското подножје обично претставува карпест праг.

396 / циркнен глечер - глечер сместен во циркот, практично сведен на снежно-мразната маса која се наоѓа во него. Поради близината на снежната граница циркниот глечер се топи на излезот од циркот.

397 / црвеница - литогено - климатоген тип на почва. Покрај образувањето врз карбонатен супстрат, климата (медитеранска, субмедитеранска) придонесува за нејзиното одржување и еволуција. Ваквите почви ретко формираат континуирана почвена покривка. Најчесто се јавуваат во вид на дамки на позарамнетите делови на карстниот релјеф, како и во вртачите, увалите и карстните полиња.

Ч

398 / чакалеста пустина - пустини чија површина е покриена со ситен и крупен чакалест материал. Песокот и правта се однесени со дефлација. Вакви делови се забележуваат во плитките депресии на Либиската Пустина.

399 / челна морена - морени на крајот на глечерот, т.е. на местото каде глечерот завршува (се топи). Челната морена е во форма на лаковиден наносен бедем кој го опкружува крајот на глечерот, т.е. ја преградува глечерската долина. Нивната должина зависи од широчината на валовот и од челото на глечерот. Имаат височина од 50 до 100 m, додека широчината им изнесува повеќе десетина m.

Џ

400 / џиновски лонец - вдлабнатина на дното на речното корито настаната со вртложни движења на водата и корозивно-ерозивното делување на материјалот што таа го носи. Џиновските лонци може да имаат различни димензии, но најчесто се длабоки до 1 m. Ѕидовите им се мазни, речиси полирани, а на нивните дна се јавува чакалест материал и други покрупни карпести парчиња.

Ш

401 / шаријаж - големи навлекувања задвижени во вид на плочи во правец на потисокот. Кај шаријажот со значителна распространетост (претставува засебен морфоструктурен елемент во релјефот) се јавува изразена дискорданција на слоевите. Неговата автохтона основа е претставена со помлади карпи. Кај секој шаријаж се разликува корен, односно место од каде е започнато навлекувањето на слоевите и чело, т.е. место до каде достигнала навлаката.

402 / шкрапа - мала бразда на гола карпеста површина создадена со сливање (корозија) на атмосферската вода. Шкрапите обично не се јавуваат единечно, односно најчесто имаат густо распоредени и паралелни шкрапски бразди помеѓу кои се наоѓаат шкрапските рабови. Рабовите на шкрапите може да бидат заоблени (чебељ) и остри (сечеици). Според изгледот и еволутивниот стадиум шкрапите се делат на: музги, жлебести, коритести, меандерски, бунарести итн.

403 / шкрапар - тешко преоден терен во голиот карст избразден со шкрапи и бројни пукнатини.

Ниту еден дел од оваа публикација не смее да биде
репродуциран на било кој начин без претходна
писмена согласност од авторот

Е-издани: https://ukim.edu.mk/e-book/00159