

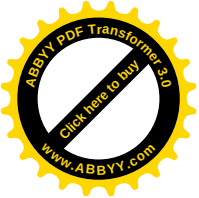
**Беларускі Дзяржаўны Універсітэт
Геаграфічны факультэт
Кафедра дынамічнай геалогіі**

Структурная геалогія

**Курс лекцый
для студэнтаў спецыяльнасці 08.01
“Геалогія і разведка радовішчаў карысных выкапняў”**

Каўхута Андрэй Марленавіч

Мінск, 2006



УВОДЗІНЫ

Мэты курса - вызначыць месца структурнай геалогіі ў сістэме навук аб Зямлі, пазнаёміць студэнтаў з асновамі структурнай геалогіі, гісторыяй яе станаўлення і развіцця; растлумачыць мэты і задачы структурнай геалогіі ў сістэме геалагічных дысцыплін; давесці да студэнтаў значэнне асноўных тэрмінаў, якія ўжываюцца ў структурнай геалогіі і тэктоніцы; растлумачыць сэнс пластычных (складкавых) і разрыўных дэфармацый слаёў і парод; навучыць студэнтаў рабіць замеры элементаў залягання слаёў і іншых марфаметрычных параметраў структурных форм на мясцовасці, а таксама па геалагічных картах і прафілях; адпрацаваць навыкі пабудовы геалагічных і структурных карт, прафілёў і іншых графічных матэрыялаў з канчатковай мэтай пошукаў радовішчаў карысных выкапняў; закласці асновы ведаў аб розных відах мадэліравання структурных форм; навучыць студэнтаў высвятляць ўмовы фарміравання і развіцця геалагічных і тэктанічных структур.

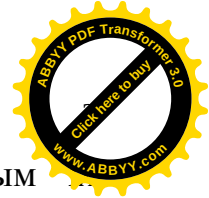
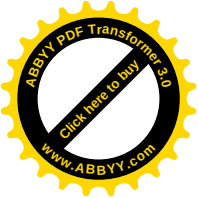
Задачы курса – давесці да студэнтаў сэнс паняццяў “слой”, “элементы залягання слоя і разломаў”, “магутнасць слоя”, “марфалогія і марфаметрыя структурных форм” і іншых; навучыць студэнтаў вызначаць элементы залягання слаёў і разломаў, рабіць марфалагічныя і марфаметрычныя апісанні геалагічных і тэктанічных структур; давесці да студэнтаў асноўныя моманты вымярэння элементаў складкавых і разрыўных структур; пазнаёміць студэнтаў з аналізам дадзеных аб марфалогіі і марфаметрыі структурных форм рознага складу і генезіса; адпрацаваць уменне адлюстроўваць розныя структурныя формы ў непарушаным і парушаным (дэфарміраваным) выглядзе на картах, геалагічных прафілях, іншых графічных матэрыялах; навучыць студэнтаў рабіць колькасную апрацоўку масіваў дадзеных дзеля высвятлення эвалюцыі развіцця геалагічных структур у сувязі з пошукамі радовішч карысных выкапняў; даць студэнтам веды па асновах камп’ютэрных праграм апрацоўкі геалагічных матэрыялаў, па стварэнню графічных, механічных і лічбавых мадэляў будовы і развіцця геалагічных і тэктанічных структур.

Курс “Структурная геалогія” выкладаецца для студэнтаў-геолагаў другога курса ў першым семестры.

1. Паняцце пра структурную геалогію. Яе месца сярод геалагічных дысцыплін

Структурная геалогія - геалагічная дысцыпліна, якая займае найважнейшае месца ў разуменні структуры Зямлі ў цэлым і асобных яе частак аж да драбнейшых мікрачастак, ад агульнай тэктанічнай будовы мегаструктур Зямлі да тонкіх мікраструктур горных парод.

Структурная геалогія (паводле геалагічнага слоўніка) - раздзел геатэктонікі, які вывучае формы залягання горных парод і тэктанічныя парушэнні (складкавыя, разрыўныя, магматагенныя) Зямлі ў цэлым,



распрацоўвае класіфікацыю гэтых форм ў сувязі з заканамерным размеркаваннем і спалучэннем ў зямной кары на глыбіню і па плошчы. Звычайна структурная геалогія займаецца структурнымі формамі малога і сярэдняга памеру, пакідаючы буйныя формы геатэктоніцы. Структурная геалогія мае вялікае значэнне для пошукавых і разведвальна-эксплуатацыйных прац, бо намнажэнні большасці карысных выкапняў, напрыклад вугалю, нафты, газу, металаў і іншых, злучаны з пэўнымі тыпамі структурных форм. Сінонімы структурнай геалогіі: геатэктоніка (тэктоніка) марфалагічная, геатэктоніка апісальная.

Геатэктоніка - адна з найважнейшых геалагічных дысцыплін, якая вывучае асаблівасці будовы і развіцця зямной кары, рухаў і дэфармацый горных парод у прасторы і часе у межах зямной кары ва ўзаемасувязі з глыбіннымі працэсамі. Паводле Н.С.Шатскага, геатэктоніка - навука аб будове і развіцці зямной кары, аб структуры і развіцці Зямлі ў цэлым.

Структура у геатэктоніцы - прасторавая форма залягання горных парод. Гэты назоў вельмі шырока ўжываецца ў тэктоніцы, кажуць пра структуру Зямлі ў цэлым, яе асобных раёнаў і невялікіх участкаў. Часта структурай называюць розныя тыпы складак, падняццяў, купалоў і іншыя элементарныя формы залягання горных парод. Менавіта ў апошнім сэнсе мы і будзем у далейшым разглядаць структуры ў межах курса структурнай геалогіі.

Структурная геалогія мае вялікае значэнне пры:

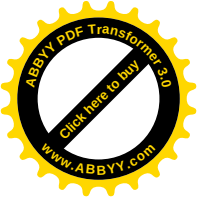
- геалагічнай здымке (картаграфіраванні і прафіліраванні),
- пошуках і разведцы карысных выкапняў,
- вывучэнні прыродных гідрарэсурсаў,
- інжынерным будаўніцтве,
- узнаўленні гісторыі развіцця дадзенага участка зямной кары.

Курс структурнай геалогіі абапіраецца на веданне курса агульнай геалогіі (мінералогіі, петраграфіі, стратыграфіі і іншымі) і шчыльна злучаны з іншымі накірункамі геатэктонікі (рэгіянальнай, параўнаўчай), а таксама з геофізікай, геохіміяй, геаметрыяй, матэматыкай, механікай, фізікай і г.д.

2. Метады структурнай геалогіі

Для вывучэння форм залягання горных парод і тэктанічных парушэнняў структурная геалогія карыстаецца традыцыйнымі метадамі геалагічных даследаванняў, у першую чаргу – геалагічная здымка паверхневая і глыбінная, а таксама спецыфічнымі, да якіх адносяцца: метады структурных пабудов карт і прафілёў, метады вывучэння магутнасцяў, метады вывучэння фацый і фармацый і іншыя. Вельмі шырока ў структурнай геалогіі (асабліва пры глыбінным вывучэнні структур) выкарыстоўваюцца геофізічныя метады даследаванняў – сейсмаразведка, гравітацыйная і магнітная здымка, іншыя метады.

Усе метады структурнай геалогіі можна падзяліць на дзве асноўныя групы:



Марфалагічныя - даследаванне формы цел горных парод першаснага палажэння і парушаных (складак, трэшчын, разрываў, іншых змяненняў), спалучэнняў структур (палявыя і глыбінныя даследаванні, геаметрычны і колькасны аналіз).

Генетычныя - вывучэнне кінематыкі ўтварэння структурных форм (першасных і другасных) і дынамікі дэфармацый горных парод (у якім напрамку дзейнічалі тэктанічныя напружанні сціскання, расцягнення або зруху і да якіх паверхняў яны былі прыкладзены), уключаючы эксперыментальныя даследаванні дэфармацый парод і мадэліраванне развіцця буйных структур зямной кары. Пры гэтым структурная геалогія звычайна не разглядае паходжанне сіл, якія выклікаюць тыя ці іншыя дэфармацыі. Гэтымі праблемамі займаецца агульная геатэктоніка.

3. Гісторыя фарміравання структурнай геалогіі

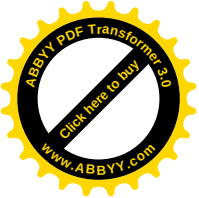
Першыя звесткі па структурнай геалогіі адносяцца да канца XVI стагоддзя, калі Дэвід Оўэн у час вывучэння вугальных радовішчаў у Паўднёвым Уэльсе зрабіў выснову, што заляганне пластоў вугалю і вапняка (па-руску – известняка) прасочваюцца на вялікую адлегласць і складаюць трывалыя комплексы. Геалагічныя працы ў тыя часы, як і зараз, у асноўным вызначаліся патрэбамі прамысловасці ў карысных выкапнях, якія вышуквалі з дапамогай геалагічных ведаў, у тым ліку і па структуры геалагічных цел. Навуковыя ж даследаванні былі выкліканы цікавасцю чалавека да прыроды, імкненнем пазнаць будову і склад Зямлі, яе нетраў. Навукоўцы таксама суправаджалі практычныя задачы пошукаў і здабычы розных відаў карысных выкапняў, прапаноўваючы новыя метады даследаванняў і распрацоўваючы новыя тэхналогіі выкарыстання мінеральнай сыравіны.

Вытокі структурнай геалогіі, як асобнай галіны ведаў, можна знайсці ў працах Стэно, Дэкарта, Лейбніца, датаваных XVII стагоддзем. Дацкі вучоны Стэно, вывучаючы Апеніны, падзяліў пароды на асадкавыя і вывергнутыя. Ён сфармуляваў некалькі асноўных прынцыпаў структурнага вывучэння слаёў горных парод:

- слой - непарыўнае цела, якое абмежаванае двума паралельнымі пласкасцямі;
- слой залягае гарызантальна, калі ён не парушаны;
- нахіленае заляганне слоя сведчыць аб дэфармацыі парод.

У 1683 годзе Лістэр прапанаваў Брытанскаму каралеўскаму таварыству складаць адмысловы від карт мясцовасці з указаннем на ніх тыпаў залягання парод, а на спецыяльных табліцах адлюстроўваць паслядоўнасць напластавання парод зверху ўніз (правобраз стратыграфічных калонак). У 1782 годзе Палас абазначыў на карце пароды штрыхамі, а падзенне парод - значкамі. Гэтая карта паклала пачатак складання структурных карт, на якіх адлюстроўваліся элементы залягання пластоў горных парод.

Выключна важнае значэнне для развіцця структурнай геалогіі мелі працы Ламаносава, Вернера, Геттана, Дэ Бамона і іншых вучоных, якія

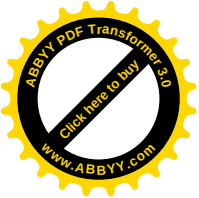


ўдасканалывалі метады структурнай геалогіі, паказвалі на геалагічных картах элементы залягання парод і адзначалі параметры структур. Але толькі ў XIX стагоддзі былі закладзены асновы структурнай геалогіі, як навукі ў сучасным разуменні. Падставай, на якой быў пабудаваны гмах сучаснай структурнай геалогіі, была геалагічная здымка, заснаваная на дасягнутых ў той час поспехах картаграфіі, стратыграфіі і геалогіі карысных выкапняў. Менавіта ў XIX стагоддзі ў многіх еўрапейскіх краінах, у тым ліку і ў Расійскай Імперыі, пачалася буйнамаштабная геалагічная здымка.

На тэрыторыі Расіі (уключаючы ў яе паўночна-заходняй частцы і Беларусь) пачалі рабіць дзесяцівёрстную геалагічную здымку. Кіравалі правядзеннем гэтай здымкі такія вядомыя геалагі, як А.П. Карпінскі, І.В. Мушкетаў, В.А. Обручаў і іншыя. Як раз у той час А.П. Карпінскі ўпершыню ўжыў метады аналізу гісторыка-геалагічных змен структуры зямной кары (метады тэктанічнага аналізу). Ён стаў заснавальнікам славай школы расійскіх, а пазней і савецкіх геологаў, такіх як І.М. Губкін, А.Д. Архангельскі, В.І. Вернацкі, А.Е. Ферсман, В.А. Обручаў.

Распрацаваныя да трыццатых гадоў нашага стагоддзя метады структурнай геалогіі (структурна-гістарычны, структурна-геаметрычны і структурна-фацыяльны) шырока ўжываліся М.С. Шацкім, А.Д. Архангельскім, І.М. Губкіным, М.М. Цецяевым, Ул. Ул. Белаусавым, А.А. Багданавым, В.Я. Хаінам і іншымі пры складанні тэктанічных схем і карт СССР і Усходне-Еўрапейскай платформы. Пры гэтым вялікая ўвага надавалася прагнозу радовішч розных тыпаў карысных выкапняў. Структурна-геалагічны аналіз праводзіўся ў комплексе з іншымі геалагічнымі дысцыплінамі: агульнай (дынамічнай) геалогіяй, гістарычнай геалогіяй, стратыграфіяй, седыменталогіяй, рэгіянальнай і параўнаўчай (генетычнай) тэктонікай і іншымі.

Структурная геалогія ў Беларусі пачала фарміравацца ў савецкі час. Першыя буйныя тэктанічныя структуры на нашай тэрыторыі былі паказаны на тэктанічных схемах СССР (Прыпяцкі западзіна, Беларуская антыкліза і іншыя), зробленых у 20-я – 30-я гады XX-га века. Тэктанічныя схемы Беларусі былі складзены незадоўга да вайны ў канцы трыццатых пачатку саракавых гадоў мінулага стагоддзя. Іх аўтарамі былі Г.В. Багамолаў і З.А. Гарэлік. На гэтых схемах былі нанесены ізагіпсы фундамента, пазначаны найбольш значныя разломы, у тым ліку і тыя, якія абмяжоўваюць Прыпяцкую западзіну. Пасля вайны структурна-тэктанічныя даследаванні пачалі развівацца вельмі інтэнсіўна, сфарміравалася навуковая тэктанічная школа пад кіраўніцтвам З.А. Гарэліка, у якую ўвайшлі такія вядомыя навукоўцы, як Жазэф Паўлавіч Хацько, А.А. Балабушэвіч, Раман Яфімавіч Айзберг, Эрнэст Аркадзевіч Ляўкоў і іншыя. Другі цэнтр тэктанічных даследаванняў быў створаны ў Інстытуце геахіміі і геафізікі АН БССР Радзімам Гаўрылавічам Гарэцкім, які вярнуўся на Беларусь з Масквы ў 1971 годзе і стварыў лабараторыю агульнай і рэгіянальнай тэктонікі. На працягу 80-х – 90-х гадоў дзве школы аб'ядналіся ў адну пад кіраўніцтвам акадэміка Р.Г. Гарэцкага.



Гэтай школай былі падрыхтаваны такія вядомыя навукоўцы, як Віктар Сцяпанавіч Канішчаў, Галіна Уладзіміраўна Зінавенка, Віталь Андрэевіч Масквіч, Аляксандр Кірылавіч Карабанаў, Уладзімір Якаўлевіч Кажэнаў, Канстанцін Мікалаевіч Манкевіч, Міхаіл Анатольевіч Нагорны, Уладзімір Іванавіч Талсташэў і іншыя.

За час існавання школы вывучана тэктанічная будова тэрыторыі Беларусі і Усходне-Еўрапейскай платформы ў цэлым; высветлены асаблівасці геадынамікі асадкавых басейнаў на тэрыторыі Беларусі, саляной тэктонікі ў Прыпяцкім палеарыфце. Вынікі работ прадстаўлены на Тэктонічнай карце Беларусі (1974); у “Нацыянальным атласе Рэспублікі Беларусь”, у больш, чым 1000 артыкулаў і манаграфій, сярод якіх: В.С.Конищев «Соляная тектоника Припятского прогиба» (1975), «Тектоника Белоруссии» (под ред. Р.Г. Гарецкого, 1976), «Тектоника Припятского прогиба» (под ред. Р.Г. Гарецкого, 1979), В.Я.Коженев «Белорусская антеклиз. Строение, развитие, новейшая тектоника» (1979), В.С.Конищев «Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ» (1984), Р.Е.Айзберг, Р.Г.Гарецкий, И.В.Климович «Тектоника Оршанской впадины» (1985), Г.В.Зиновенко «Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий» (1986), Э.А.Высоцкий, Р.Г.Гарецкий, В.З.Кислик «Калиеносные бассейны мира» (1988), Р.Г.Гарецкий и др. «Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы» (1990), «Сейсмогеология Припятского прогиба» (под ред. Р.Г. Гарецкого, 1990), «Тектоника запада Восточно-Европейской платформы» (под ред. Р.Г. Гарецкого, 1990), «Геология Беларуси» (под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева, 2001), «Основы геологии Беларуси» (под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева, 2004) і іншыя.

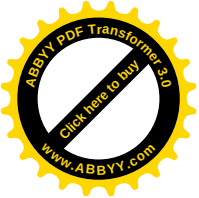
4. Геалагічныя карты і профілі

4.1. Тапаграфічная аснова геалагічных карт

Асновай любой геалагічнай карты з’яўляецца гарызантальная, нахіленая або вертыкальная плоскасць, на якую праектуюцца формы (структуры), якія выходзяць на паверхню, або знаходзяцца на глыбіні. Звычайна такой плоскасцю з’яўляецца гарызантальная плоскасць з каардынатнай сеткай – тапаграфічная аснова, у якой выкарыстаны адзін з відаў праекцыі (з латыні - *projectio* - выкідванне наперад).

Асноўнымі праекцыямі, якія ўжываюцца ў картаграфіі і геадэзіі з’яўляюцца артаганальная і цэнтральная.

Артаганальная (паралельная) праекцыя - атрымліваецца тады, калі праз усе кропкі пэўнай фігуры праводзяцца прамыя, паралельныя дадзенаму накірунку да перасячэння з плоскасцю праектавання. У выпадку наземнай здымкі паралельныя прамыя супадаюць з накірункам сілы цяжару (па-руску - сілы цяжесці). Артаганальная праекцыя мае асобае значэнне ў начартальнай геаметрыі.



Цэнтральная праекцыя - атрымліваецца тады, калі з поўнай кропкі (цэнтра праекцыі) праз усе кропкі фігуры праводзяцца прамалінейныя промні да перасячэння з плоскасцю праекцыі. Кропкі на гэтай плоскасці і ўтвараюць адлюстраванне (праекцыю) фігуры. У час аэрафотаздымкі цэнтрам праекцыі з'яўляецца аб'ектыў апарата, а плоскасць праекцыі - фотаплёнка.

Асноўнымі тыпамі картаграфічных праекцый з'яўляюцца: азімутальная, цыліндрычная і канічная.

Азімутальныя праекцыі - картаграфічныя праекцыі, паралелі нармальнай сеткі якіх - канцэнтрычныя акружнасці, а мерыдыяны - іх радыусы, якія разыходзяцца ад агульнага цэнтра паралеляў над вугламі роўнымі розніцы даўгот. Нармальныя азімутальныя праекцыі выкарыстоўваюцца для карт палярных краін, а палярныя і касыя - для карт зямных паўшар'яў і мацерыкоў, а таксама, карт зорнага неба, Луны і іншых планет (Энцыклапедычны слоўнік).

Цыліндрычныя праекцыі - картаграфічныя праекцыі, мерыдыяны якіх роўнааддаленыя (па-руску - равноотдаленные) паралельныя прамыя, а паралелі - перпендыкулярныя ім прамыя. Такія праекцыі ўжываюцца для адлюстравання тэрыторыяў выцягнутых уздоўж экватара, або нейкіх паралеляў. Пры стварэнні тапаграфічных карт звычайна выкарыстоўваюць роўнавугольную палярна-цыліндрычную праекцыю (Энцыклапедычны слоўнік).

Канічныя праекцыі - картаграфічныя праекцыі, паралелі якіх маюць выгляд канцэнтрычных акружнасцяў, а мерыдыяны - іх радыусы, вуглы паміж якімі прапарцыянальны розніцы даўгот. Гэтыя праекцыі ўжываюцца для карт тэрыторыяў, выцягнутых уздоўж паралеляў (Энцыклапедычны слоўнік).

Але якая б праекцыя не ўжывалася поўнаасцю пазбегнуць скажэння рэальнай формы геалагічных структур, звычайна не ўдаецца. Найбольшыя скажэнні атрымліваюцца на полюсах Зямлі.

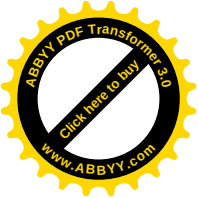
4.2. Наменклатурныя індэксы і маштабы геалагічных карт

Усе вышэйназваныя праекцыі ўжываюцца ў картаграфіі для адлюстравання паверхні Зямнога сфераіду. З 1898 году ўжываецца адзіная Міжнародная сістэма разграфкі і наменклатуры карт. Гэтая сістэма прадугледжвае падзяленне ўсяго Зямнога шару на калоны і рады.

Калона (зона, паласа) - частка сфераіду, выцягнутая з поўначы на поўдзень, якая мае азімутальны вугал з цэнтра Зямлі 6^0 . Калоны нумаруюцца арабскімі лічбамі ад 1 да 60 супраць гадзіннай стрэлкі (у бок кручэння Зямлі).

Рад (пояс) - палярная восі Зямлі частка зямной паверхні з памерам азімутальнага вугла з цэнтра Зямлі 4^0 . Рады абазначаюцца літарамі лацінскага алфавіту ад А да W ад экватара да палюсоў.

Калонамі і радамі зямны сфераід аказваецца падзеленым на сфераідальныя трапецыі, якія маюць памеры 4^0 па шыраце і 6^0 па даўгаце. Кожная з гэтых трапецыяў прадстаўляе сабой наменклатурны ліст карты



маштабам 1: 1 000 000, номер якога азначаецца злучэннем адпаведнай літары і нумара калоны. Напрыклад, N-35.

Азначэнне наменклатурных лістоў іншых маштабаў, іх колькасць ў межах большых па памеру лістоў, памеры ў градусах па шыраце і даўгаце вынесена ў табліцу 1.

Усе карты ў залежнасці ад маштаба можна падзяліць на:

Абзорныя - карты маштаба больш за 1:1000000, гэта значыць - 1:1500000, 1:2500000 і больш дробнага маштаба.

Дробнамаштабныя - карты маштаба 1:1000000, 1:500000.

Сярэднямаштабныя - карты маштаба 1:200000, 1:100000.

Буйнамаштабныя - карты маштаба 1:50000, 1:25000.

Дэталёвыя - карты маштаба 1:10000 і буйнейшыя.

5. Паняцце аб геалагічнай карце

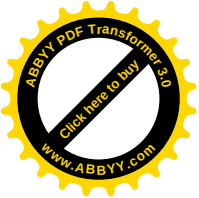
Геалагічная карта - адлюстраванне на тапаграфічнай аснове з дапамогай колераў, умоўных штрихавых, літарных або лічбавых знакаў распаўсюджання горных парод, падзеленых па ўзросту і складу, а таксама умоваў іх залягання на зямной паверхні або на глыбіні. На геалагічныя карты акрамя склада, узросту горных парод і іх межаў могуць быць нанесены і іншыя асаблівасці геалагічнай і тэктанічнай будовы пэўнай тэрыторыі – разломы і іншыя тэктанічныя парушэнні, ізагіпсы паверхні фундамента, магутнасці адкладаў і да таго падобнае.

Вельмі часта на геалагічных картах паказваецца распаўсюджанне карысных выкапняў. Але вынесці ўсю разнастайную і шматлікую інфармацыю аб складзе і геалагічнай будове тэрыторыі на адну карту не ўяўляецца магчымым і не з'яўляецца мэтазгодным, таму сярод геалагічных карт вылучаюць тыпы карт, якія на сваім змесце адпавядаюць асноўным напрамкам геалагічных ведаў. Гэта карты чацвярцічных адкладаў, літолага-геалагічныя, тэктанічныя, геамарфалагічныя, гідрагеалагічныя, інжынерна-геалагічныя карты, карты карысных выкапняў, прагнозных карты па асобных відах мінеральнай сыравіны і іншыя тыпы карт.

Усе геалагічныя карты ў залежнасці ад маштабу і ахопу тэрыторыі можна падзяліць на *зводныя* (вялізныя тэрыторыі зямной кары, кантыненты або ўвесь Зямны шар), *рэгіянальныя* (спалучэнне некалькіх геалагічных структур або буйныя элементы зямной кары, напрыклад, Усходне-Еўрапейская платформа) і *лакальныя* (асобныя геалагічныя структуры нізкіх парадкаў).

Якасць геалагічных карт залежыць як ад дэталёвасці вывучэння геалагічнай будовы тэрыторыі, так і ад дакладнасці тапаграфічнай асновы. Гэтыя дзве асноўныя складаючыя часткі геалагічных карт знаходзяцца ў шчыльнай узаемасувязі – з павялічэннем маштаба павінна павялічвацца і дэталёвасць нагрукі геалагічнай інфармацыі.

6. Асноўныя тыпы геалагічных карт



На картах **чацвярцічных адкладаў** паказваюцца пароды верхняй часткі асадкавага чохла чацвярцічнага ўзросту, якія падзеленыя па часу ўтварэння, генезісу і складу. Гэтыя карты складаюцца асобна ад карт карэнных парод, якія ў выпадку выхаду на зямную паверхню паказваюцца без расчлянэння. Выключэннем з'яўляюцца неагенавыя кантынентальныя ўтварэнні, якія падзяляюцца, як і чацвярцічныя, па ўзросту, паходжанню і складу.

Уласна **геалагічная карта** (па руску – собственно геологическая карта) – графічнае адлюстраванне геалагічнай будовы пэўнага ўчастка зямной кары. Яна адлюстроўвае распаўсюджанне карэнных горных парод, падзеленых па ўзросту і складу, умовах залягання, якія знаходзяцца на глыбіні пад чохлом чацвярцічных адкладаў або выходзяць на паверхню. Чацвярцічныя адклады паказваюцца на такой карце, толькі ў выпадку, калі іх складана вылучыць ад карэнных парод, або калі ў чацвярцічных адкладах знаходзяцца карысныя выкапні.

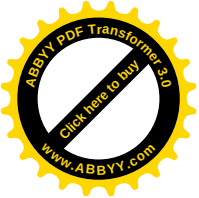
На **літолага-геалагічных картах** на фоне колеру, адпаведнага ўзросту парод, штрихамі паказваецца склад парод, якія выходзяць на паверхню альбо знаходзяцца пад чацвярцічнымі адкладмі. Літолагічны склад парод паказваецца, звычайна, на геалагічных картах маштаба 1:100000 і буйней. Разнавіднасцю літолага-геалагічных карт з'яўляюцца *петраграфічныя карты*, на якіх адлюстроўваюць асаблівасці адной шырока распаўсюджанай пароды (напрыклад, солі, сланцаў, вугаля, або іншых).

Карты геалагічных фармацыяў – спецыяльныя геалагічныя карты, якія паказваюць распаўсюджанне асацыяцый горных парод, генетычна злучаных паміж сабой і ўзнікшых у пэўных тэктанічных, фізіка-геаграфічных і тэрмадынамічных умовах. Сярод карт геалагічных фармацыяў асобнае месца займаюць *карты магматычных фармацыяў*, на якіх адлюстроўваюцца толькі магматычныя ўтварэнні, а таксама *карты асадкавых фармацыяў*, якія дэманструюць размеркаванне генетычна злучаных паміж сабой асацыяцый асадкавых горных парод ўтвараючых фармацыйныя рады.

Тэктанічныя карты – графічнае адлюстраванне ва ўмоўных знаках структурных форм зямной кары або яе участкаў розных катэгорыяў і рознага ўзросту на пэўных этапах іх развіцця. Такія карты абагульняюць фактычныя дадзеныя аб асаблівасцях і заканамернасцях развіцця структурных элементаў зямной кары і з'яўляюцца важным фактарам у разуменні агульных пытанняў тэктонікі і геалогіі ўвогуле.

Па змесце ўсе *тэктанічныя карты* падзяляюцца на *структурныя і ўласна тэктанічныя і спецыяльныя*.

Структурныя карты адлюстроўваюць толькі марфалогію і тыпы тэктанічных (структурных) форм, але не раскрываюць гісторыю іх фарміравання і асаблівасці развіцця. Структурныя формы пэўных геалагічных паверхняў на такіх картах паказваюцца з дапамогай ізагіпс (лініі аднолькавых вышынь або глыбін), а таксама – лінейных ўмоўных знакаў для паказа восяў



складак, разломаў і іншых тэктанічных элементаў. Часам структуры складкавых зон паказваюць ва ўмоўных стратаізагіпсах.

Уласна тэктанічныя карты падраздзяляюцца ў залежнасці ад маштаба на агульныя (зводныя) і рэгіянальныя.

На *агульных тэктанічных картах* паказваюць асноўныя структурныя элементы зямной кары, падзеленыя па ўмовах утварэння і часу фарміравання. Больш дробныя элементы ў межах выдзеленых катэгорыяў абазначаюцца дадатковымі ўмоўнымі знакамі. Калі маштаб вельмі дробны ці тэктанічная інфармацыя, вынесена на графічную аснову недастаткова пацверджана геалагічнымі дадзенымі, то такія адлюстраванні называюць *тэктанічнымі схемамі*.

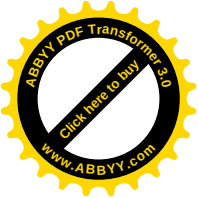
На *рэгіянальных тэктанічных картах* паказваецца структура пэўных раёнаў, тэктанічных структур. Легенда рэгіянальных тэктанічных карт, звычайна, спецыфічная і не можа быць цалкам перанесена на іншыя раёны і тэктанічныя структуры.

Палеатэктанічныя і палеаструктурныя карты адносяцца да спецыяльных. *Палеатэктанічныя карты* будуцца з дапамогай комплекса спецыяльных тэктанічных метадаў і адлюстроўваюць пэўную тэктанічную абстаноўку, якая існавала на працягу канкрэтнага этапа развіцця даследуемай структуры або нейкага участка зямной кары. *Палеаструктурныя карты* адлюстроўваюць структуру (форму) пэўнага пласта (яго кроўлю ці падэшву) на канкрэтным рубяжы геалагічнага часу.

Геафізічная карта ў графічнай форме адлюстроўвае вынікі геафізічных здымак, якія праводзяцца з мэтай геалагічнага картаграфіравання або пошукаў карысных выкапняў. Па сваім змесце ўсе геафізічныя карты можна падзяліць на чатыры катэгорыі: *карты назіраемых* (па-руску - набытых) *фізічных палёў* (карты анамальнага поля ΔT і ΔZ , карта анамалій сілы цяжару (па-руску - сілы цяжесці) і іншыя), *карты трансфармаваных фізічных палёў*, якія будуць для спрашчэння аналізу і геалагічнага тлумачэння карт назіраемых фізічных палёў (карты асярэдненых геафізічных анамаліяў, лакальных анамаліяў, тыпаў палёў і іншыя), *карты вылічаных і вымераных фізічных параметраў горных пародаў* (карты намагнічанасці, грнічных і пластовых хуткасцяў, карта хуткасцяў прамой хвалі і іншыя), *геолага-геафізічныя карты*, якія ўключаюць рысы вышэйназваных трох катэгорыяў і геалагічныя, тэктанічныя, структурныя карты (петрафізічныя карты).

Асобным тыпам геафізічных карт з'яўляецца *геатэрмічная карта*, якая адлюстроўвае інфармацыю аб размеркаванні тэмператур ў тоўшчы зямной кары. На гэтых картах дадзеныя аб тэмпературах падаюцца ў выглядзе лініяў роўных тэмператур (ізатэрм) на гарызантальнай плоскасці, прымеркаванай да пэўнай глыбіні (напрыклад, на глыбіні 500 метраў, 1000 метраў і да т.п.).

Геахімічныя карты паказваюць распаўсюджанне некаторых найбольш характэрных для вызначанай тэрыторыі хімічных элементаў (прамых і



ўскосных індыхатараў) у пародах, водах і расліннасці раёна на фоне асноўных геалагічных дадзеных.

Сярод геахімічных карт вылучаюць *геахімічныя карты карэнных парод*, *біягеахімічныя карты* (вынікі здымкі па глебавых гарызонтах і аналізу раслін), *гідрагеахімічныя карты* (вынікі даследаванняў вод і донных адкладаў), *ландшафтныя геахімічныя карты* (адлюстроўваюць вынікі комплексных даследаванняў глебаў, грунтоў, раслін, вод).

Гідрагеахімічныя карты з'яўляюцца разнавіднасцю геахімічных карт, на якіх адлюстроўваецца хімічны склад прыродных вод па аднаму або некалькім паказчак, напрыклад, мінералізацыя вод, наяўнасць у ніх пэўных элементаў, суадносіны асобных элементаў і да т.п..

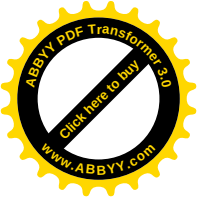
На *дэталевыя геахімічныя карты* часта наносзяць радовішча карысных выкапняў (часцей рудных), з паказам унутраных арэолаў і акаляючых радовішча зон зменаў парод, патокаў рассеяння хімічных элементаў, якія ўтрымліваюцца ў радовішчах карысных выкапняў (звычайна металаў). Пры гэтым акантурваюцца геахімічныя зоны, паясы з анамальнымі паказчыкамі ўтрымання карыснага элемента.

Геамарфалагічныя карты адлюстроўваюць асноўныя тыпы рэльефу і яго асобныя элементы з улікам марфаграфіі, паходжання і ўзросту. Асновай геамарфалагічнай карты з'яўляецца тапаграфічная карта і карта чацвярцічных адкладаў, якія паказваюцца звычайна ў межах асобных элементаў рэльефу (рачныя тэрасы, конусы вынасу, раўніны і іншыя). Структурныя элементы рэльефу на геамарфалагічных картах паказваюцца ў выглядзе адценняў некалькіх колераў, адмысловых штриховак, сетак, крапа і іншых умоўных знакаў. Акрамя структурных форм, якія карціруюцца ў маштабе, на геамарфалагічнай карце пазамаштабнымі знакамі могуць паказвацца дробныя формы рэльефу, якія маюць важнае значэнне.

Сярод геамарфалагічных карт выдзяляюць *тыпалагічныя карты* (інтэнсіўнасці дэфляцыі, развіцця апоўзняў, яроў (па руску – оврагов), эрозіі глебаў, палеагеамарфалагічныя, сучасных геамарфалагічных працэсаў і іншыя) і *карты геамарфалагічнага раяніравання*, на якіх элементы рэльефу згрупіраваны з улікам марфаграфіі, паходжання і ўзросту.

Спецыяльным тыпам карт з'яўляюцца *палеагеамарфалагічныя карты*. На гэтых картах з улікам аднаўлення па геалагічных дадзеных эрадзіраваных форм ці іх асобных частак паказваюць формы рэльефу, якія існавалі на пэўных этапах развіцця у геалагічным мінулым (палеарэльеф).

Гідрагеалагічныя карты паказваюць умовы залягання і распаўсюджвання падземных вод у горных пародах, прыкметы або ўласцівасці падземных вод, іх хімічныя характарыстыкі, умовы іх рухаў. Гідрагеалагічныя карты будуцца на падставе геалагічнай карты, дзе горныя пароды ў залежнасці ад узросту, паходжання і складу аб'яднаны ў комплексы, якія маюць аднолькавую воданаснасць. Кожны з комплексаў фарбуецца ўмоўным колерам у залежнасці ад воданасычанасці парод і іх хімічнага складу.



Гідрагеалагічныя карты падраздзяляюцца на агульныя і спецыяльныя. *Агульныя гідрагеалагічныя карты* складаюцца з мэтай максімальнага выяўлення і найбольш поўнай характарыстыкі агульных гідрагеалагічных умоў тэрыторыі. На гэтых картах павінны паказвацца тыпы і класы выданосных комплексаў, хімічны і газавы склад падземных вод, іх тэмпература і да т.п. *Спецыяльныя гідрагеалагічныя карты* складаюцца для вырашэння пэўных задач пошукаў карысных выкапняў, водазабеспячэння, арашэння і іншых. На такія карты выносяць дадзеныя, неабходныя для рэалізацыі канкрэтнай задачы.

Інжынерна-геалагічныя карты адлюстроўваюць інжынерна-геалагічныя ўмовы мясцовасці з мэтай вызначэння магчымасцяў размяшчэння на ней збудаванняў прамысловага, жыллага або іншага гаспадарчага выкарыстання. Такія карты будуецца на геалагічнай аснове, на якой пазначаны ўзрост і склад горных парод, з дадатковым нанясеннем дадзеных аб фізічных якасцях гэтых парод (порыстасць, пранікняльнасць (паруску - проницаемость), трэшчынаватасць і іншыя).

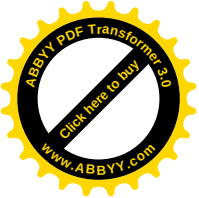
Карты карысных выкапняў складаюцца на геалагічнай або тэктанічнай аснове з дапамогай ўмоўных знакаў рознай формы, колераў і памераў, а таксама лінейных межаў, якія акантурваюць радовішчы карысных выкапняў.

Карты карысных выкапняў бываюць абзорнымі і спецыяльнымі. На *абзорныя карты* выносяць усе вядомыя на дадзенай тэрыторыі карысныя выкапні. Пры гэтым яны падзяляюцца на групы: гаручыя, металічныя, неметалічныя і іншыя. У межах груп вылучаюцца асобныя віды карысных выкапняў (гаручыя – нафта, вугаль, газ і іншыя; металічныя – жалеза, золата, алюміній і іншыя; неметалічныя – бурштын, алмазы і іншыя). Для кожнага такога віда вызначаюцца прамысловыя і непамысловыя радовішчы з указаннем іх запасаў (памеры знакаў або лічбавыя паказчыкі).

Спецыяльныя карты карысных выкапняў будуецца для аднаго пэўнага віда мінеральнай сыравіны. На такіх картах абазначаюцца прамысловыя і непамысловыя радовішча, запасы па катэгорыях, умовы здабычы, паслядоўнасць здабычы і іншае.

Прагностычныя карты будуецца на геалагічнай, тэктанічнай аснове або спецыяльных картах карысных выкапняў і адлюстроўваюць перспектывы (прагностычны) раёны з вызначэннем імавернасці і абгрунтаванасці выдзялення першачарговых участкаў для будучых геалагаразведных, геалагапошукавых прац ці плошчаў распрацоўкі карысных выкапняў. На прагностычныя карты наносяць толькі неабходныя для прагнозаў элементы. Прагностычныя плошчы падзяляюцца па перспектывнасці на некалькі катэгорыяў па запасах і чарговасці іх распрацоўкі.

Акрамя галоўных вышэйназваных тыпаў сустракаецца вялікая колькасць іншых карт, якія скарыстоўваюць геалагічныя дадзеныя. Гэтыя



карты часткова пералічаны ў геалагічным слоўніку і падрабязна апісаны ў спецыяльнай літаратуры.

Акрамя саміх карт неад'емнай часткай геалагічнай інфармацыі з'яўляецца **тлумачальная запіска** (па руску – пояснительная записка) **да геалагічнай карты**, у якой падрабязна апісваюцца умоўныя знакі (легенда карты), даецца апісанне ўсіх дадзеных, нанесеных на карту, робяцца аналітычныя высновы, зыходзячы з сутнасці карты, мэты і задач, якія ставіліся перад складальнікамі карты.

7. Асаблівасці афармлення геалагічных карт

Пры канчатковым афармленні кожная карта павінна мець:

- 1) назву,
- 2) год выдання,
- 3) маштабы - лічбавы і лінейны,
- 4) аўтараў і выканаўцаў карты,
- 5) наменклатурны індэкс і каардынатную сетку,
- 6) умоўныя знакі,
- 7) стратыграфічную калонку,
- 8) урэзкі,
- 9) спасылкі на геалагічныя матэрыялы, на аснове якіх пабудавана карта.

Назва карты размяшчаецца ў верхняй яе частцы на насценных картах, картах атласаў ці ў ніжняй у выпадку размяшчэння карты ў кніжных і журнальных выданнях. У назве карты ўказваецца яе тып і тэрыторыя, для якой яна пабудавана.

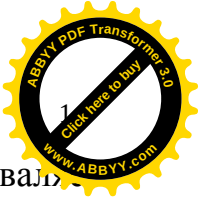
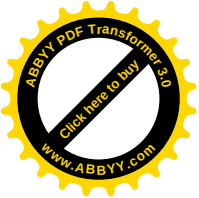
Год выдання карты вельмі важны для таго каб ацэніць прадстаўнічасць і паўнату геалагічнай інфармацыі, якая паказана на карце. Год выдання ставіцца пад назвай на насценных картах, а ў публікацыях адпавядае году іх друкавання, калі на карце не ўказана іншае.

Маштаб на карце паказваецца ў выглядзе лічбаў (лічбавы маштаб) і лініі з адзнакамі адлегласцяў у маштабе (лінейны маштаб). *Лічбавы маштаб* (напрыклад, 1:1000000) друкуецца пад годам выдання на насценных картах і картах атласа або пасля назвы карты ў друкаваных выданнях (кнігах, часопісах). *Лінейны маштаб* прыводзіцца пасля ўмоўных знакаў на насценных картах і ў ніжняй частцы карт, якія прыводзяцца ў тэкстах.

На геалагічных прафілях і блок дыяграмах акрамя гарызантальнага паказваецца і вертыкальны маштаб. Гарызантальны і вертыкальны маштабы часта бываюць рознымі.

Аўтары карт прыводзяцца пасля маштаба на насценных картах і пасля назвы карты ў дужках, калі карта прыведзена ў друкаваным выданні, ці ніжэй карты на наменклатурных лістах. Калі аўтарскі калектыў вялікі, асобна вылучаецца рэдакцыйная калегія і галоўны рэдактар (рэдактары).

Наменклатурны індэкс і каардынатная сетка з'яўляюцца неабходнымі элементамі карты. Наменклатурныя індэксы паказваюцца абавязкова на



здымачных лістах геалагічных карт і дэманструюць іх маштаб, што дазваляе хутка знаходзіць месцапалажэнне ліста сярод іншых на карціруемай тэрыторыі. Каардынатная сетка дазваляе хутка вызначаць каардынаты любога аб'екта на геалагічнай карце і яго памеры ў маштабе і на мясцовасці.

Умоўныя знакі (легенда карты) з'яўляюцца абавязковым элементам усіх тыпаў карт і павінны адлюстроўваць і тлумачыць усе элементы, з якіх складаюцца карты. У сваю чаргу кожны умоўны знак, прыведзены ў легендзе павінен быць адлюстраваны на карце.

Умоўныя знакі маюць пэўную паслядоўнасць. Першымі паказваюцца горныя пароды, іх ўзрост (колерам і індэксам) і склад. Пароды размяшчаюцца наступным чынам: зверху наймаладзейшыя, ніжэй больш старажытныя. Па складзе парод спачатку паказваюцца асадкавыя пароды, затым метамарфічныя, вулканагенныя і крышталічныя пароды фундамента. Далей ідзе пералік лінейных аб'ектаў: геалагічныя межы, разломы, ліненаменты, колавыя структуры, і іншыя. Ва ўмоўных знаках могуць адлюстроўвацца адміністрацыйныя межы дзяржаваў, вобласцяў, раёнаў і гідраграфічная сетка. Затым прыводзяць умоўныя знакі элементаў залягання парод, карысных выкапняў і іншыя ў залежнасці ад тыпа карты.

На геалагічных картах буйнога маштаба часта паказваюцца свідравіны. У гэтым выпадку ва ўмоўных знаках прыводзіцца тлумачэнне тых паказчыкаў, якія звязаны з свідравінамі. Гэта – нумар свідравіны, адзнаку глыбіні (вышыні) залягання пэўнага гарызонта і (або) магутнасці дэманструемага на карце пласта, якія запісваюцца адпаведна ў лічыльніку і знаменальніку дробі, якая ставіцца справа ад нумара свідравіны.

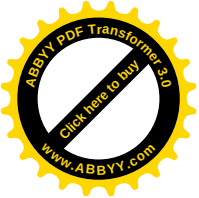
Кожны з умоўных знакаў на картах тлумачыцца пісьмова, як мага карацей і канкрэтней. Калі гэтыя знакі сгрупіраваны па нейкіх прыкметах, могуць ужывацца раздзелы, падраздзелы, якія ўключаюць некалькі знакаў з адпаведнымі загалоўкамі.

Умоўныя знакі на малюнках у тэкстах звычайна не маюць тлумачальных надпісаў, а толькі парадкавыя нумары. Тлумачэнне знакаў падаецца асобна ў падмалюначных подпісах пад адпаведнымі лічбамі.

Не ўключаюцца ва ўмоўныя знакі надпісы на картах – назвы гарадоў, геалагічных структур, рэк, азёраў, мораў і да т.п., якія маюцца на ўсіх тыпах карт і не патрабуюць тлумачэння.

Стратыграфічная калонка з'яўляецца неад'емнай часткай геалагічных карт, якая дэманструе паслядоўнасць напластаванняў горных парод у нармальным стратыграфічным разрэзе і характар кантактаў паміж імі.

Стратыграфічная калонка складаецца з некалькіх вертыкальных слупкоў і гарызантальных радоў. Вертыкальныя слупкі ўключаюць (злева направа) падраздзелы геалагічнага часу (эра, сістэма, аддзел, ярус, слой) з абазначэннем індэксамі, абсалютны ўзрост у мільёнах гадоў, літалагічную калонку (склад горных пароды пададзены ўмоўнымі знакамі, іх узрост – колерам), магутнасць (сапраўдную) у метрах, літалагічную і палеанталагічную характарыстыку стратыграфічных падраздзяленняў. Часам



у стратыграфічных калонкі дадаецца іншая інфармацыя пра геалагічны разрэз, напрыклад, геафізічныя характарыстыкі тоўшч горных парод і іншае.

Стратыграфічныя калонкі могуць складацца па аднаму або некалькім стратыграфічных разрэзах. Калі стратыграфічная калонка пабудавана ў выніку супастаўлення двух або некалькіх стратыграфічных разрэзаў, яна завецца зводнай.

Урэзкі прыводзяцца на картах як дадаткі да асноўнай карты. Яны могуць адлюстроўваць большую па памерах тэрыторыю у больш дробным маштабе (для ілюстрацыі месцазнаходжання дадзенай на асноўнай карце тэрыторыі); часткі тэрыторыі, якія дрэнна адбіліся на асноўнай карце (напрыклад, паўночны і паўднёвыя палюсы на карце свету), або павялічаную частку асноўнай карты у буйнейшым маштабе. Урэзкі таксама могуць уключаць тую ж тэрыторыю, што і асноўная карта толькі ў драбнейшым маштабе з іншай інфармацыяй (нагрузкай).

Урэзкі афармляюцца як звычайныя карты і размяшчаюцца на вольных частках агульнага ліста геалагічнай карты. Акрамя карт на ўрэзках дадатковая інфармацыя можа падавацца ў выглядзе руж-дыяграм, стоўпчатых, колавых ці іншых дыяграм.

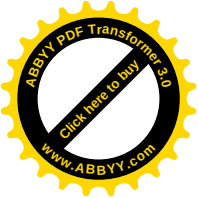
Геалагічныя прафілі адлюстроўваюць глыбінную будову пэўнай часткі тэрыторыі, якая прадстаўлена на карце ў вертыкальным разрэзе. Лініі прафілёў у выглядзе адрэзкаў, якія маюць пачатак і канец выносяцца на карту і пазначаюцца вялікімі літарамі кірылічнага алфавіту. Гэтыя літары, пачынаючы з А, ставяцца на канцах адрэзкаў прафілёў на карце (напрыклад, А – Б). Тыя ж літары указваюцца ў назве прафіля, каб яго можна было ідэнтыфікаваць з адрэзкам на карце (напрыклад, “Геалагічны прафіль па лініі А – Б”) і ставяцца на адпаведных канцах геалагічнага прафіля.

Пачатак прафіля злева, звычайна, адпавядае заходняму напрамку прафіля калі яго лінія на карце размеркавана субшыротна, і паўднёваму напрамку, калі прафіль субмерыдыянальны. Пры гэтым, на прафіле ставіцца дакладнае абазначэнне старон свету на кожным з яго канцоў, напрыклад, на левым заканчэнні ставяцца літары Пн-З (паўночны захад), на правым - Пд-У (паўднёвы ўсход). Лініі прафілёў могуць быць ломанымі. У гэтых выпадках у месцах перагінаў ставяцца дадатковыя літары.

Геалагічны прафіль размяшчаецца ніжэй карты і афармляецца наступным чынам:

- назва прафіля з указаннем абазначэння лініі, па якой пабудаваны прафіль,
- маштабы: гарызантальны і вертыкальны (лічбавыя і лінейныя),
- аўтары і выканаўцы прафіля,
- умоўныя знакі.

На геалагічны прафіль выносіцца гарызантальная лінія нулявых гіпсаметрычных адзнак (узровень мора) вышэй якой паказваецца крывая рэльефу, ніжэй якой ва ўмоўных знаках і колерах адлюстроўваецца глыбінная будова пэўнага участка (палажэнне слаёў, разломаў і іншае). Гарызантальны



маштаб геалагічных прафілёў, звычайна супадае з маштабам карты, вертыкальны выбіраецца прапарцыянальна гарызантальнаму, такім чынам, каб глыбінныя геалагічныя структуры атрымалі лепшае адлюстраванне на вертыкальнай плоскасці профіля. Як правіла вертыкальных маштаб больш буйны, чым гарызантальны.

Пры працы з геалагічнымі прафілямі трэба памятаць аб магчымай розніцы гарызантальнага і вертыкальнага маштабаў. У выпадку іх несупадзення структурныя формы скажаюцца, і для вылічэння іх параметраў трэба ўносіць прапарцыяльную папраўку на розніцу ў маштабах.

Геалагічныя карты будуюцца на аснове вялікага аб'ёму геалагічнага матэрыялу, спасылкі на які з указаннем прозвішчаў даследчыкаў і годаў выкананых прац прыводзяцца, звычайна, у ніжнім левым куце ліста, на якім размешчана карта. У яго правым куце падаюцца выходныя даныя карты (калі здадзена ў друк, калі надрукавана, тыраж і іншыя) і параметры друку.

8. Геалагічныя карты Беларусі

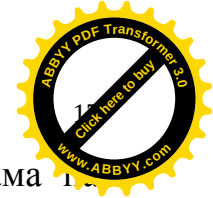
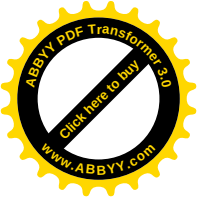
Геалагічнае адлюстраванне тэрыторыя Беларусі першапачаткова атрымала ў XIX стагоддзі, як частка Расійскай імперыі. У 20-я – 30-я гады XIX стагоддзя заходняя частка Беларусі адлюстроўвалася на геалагічных картах Польшчы, а ўсходняя – як асобна ў якасці БССР, так і на картах СССР. Пасля Вялікай айчыннай вайны геалагічнае карціраванне на тэрыторыі БССР атрымала бурнае развіццё, асабліва пасля адкрыцця многіх радовішчаў будаўнічых матэрыялаў, торфу, калійных соляў, нафты і іншых карысных выкапняў. Геалагічныя матэрыялы, атрыманыя і абагульненыя беларускімі геалагамі, выносіліся на геалагічныя карты БССР і ўключаліся ў склад геалагічных карт тэрыторыі СССР. Пабудаваны геалагічная карта, карта чатварцічных адкладаў, геамарфалагічная карта, тэктанічная карта і многія іншыя.

У 60-я гады мінулага стагоддзя выйшаў з друку першы Атлас БССР, у які былі ўключаны і геалагічныя карты. У 2002 года выйшаў у свет “Нацыянальны атлас Рэспублікі Беларусь”, у якім прадстаўлены два раздзелы, прысвечаныя геалогіі: “Геалагічная будова”, “Геамарфалогія”.

9. Слой, слаістасць. Элементы залягання слаёў

Слой – вельмі шырокае паняцце ў геалогіі. Яно мае розны сэнс у стратыграфіі, геафізіке, структурнай геалогіі, іншых галінах геалогіі. Але ж агульнам, што аб'ядноўвае розныя аспекты гэтага паняцця, з'яўляецца тое, што гэта – пляскатае (па-руску – плоское) аднароднае цела, абмежаванае двума субпаралельнымі паверхнямі.

У структурнай геалогіі слой (англ. - layer, bed) – элементарная структурная адзінка, якая выдзяляецца пры вывучэнні і апісанні разрэзаў асадкавых, вулканагенна-асадкавых, а часам і метамарфічных парод. Кожны слой утвораны больш ці менш аднатыпнай пародай, якая адрозніваецца петраграфічнымі, грануламетрычнымі і іншымі літалагічнымі асаблівасцямі



ад сумежных слаёў. Слой вылучаецца ў геалагічным разрэзе таксама тымі колерамі, тэкстуры і іншых прыкметах. Ён мае нейкую працягласць у прасторы адносна старон свету, якая завецца распасціраннем (рус. - простираением, англ. - strike) слоя, і нахіл адносна гарызантальнай паверхні, які завецца падзеннем (англ. - dip).

Кожны слой абмежаваны зверху і знізу паверхнямі, якія завуцца адпаведна: кроўляй і падэшвай. Геологам часта прыходзіцца сустракацца з парушанай (эрадзіраванай) верхняй мяжой слоя, якая ў гэтым выпадку завецца паверхняй слоя.

Слой адрозніваецца ад меншых па памерах слайкоў, якія з’яўляюцца элементам унутранай тэкстуры слоя - яго слойчатасці. Апошняя можа быць гарызантальнай, касой (нахіленай) і хвалёвай.

Часам тэрмін “слой” ужываецца як сінонім тэрміна “пласт”, калі апошні не слаісты. Пласт - літалагічна аднастайныя адклады, якія займаюць пэўнае стратыграфічнае палажэнне ў геалагічным разрэзе; адрозніваюцца па некаторых прыкметах ад ніжэй і вышэйляжачых парод і абмежаваныя ад ніх больш ці менш дакладна. Пласт (паводле Вассаевіча) – адзін або некалькі слаёў, якія маюць агульную прыроду ў тым ці іншым сэнсе (прыклады – пласт солі, пласт вугалю).

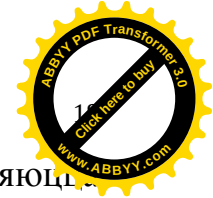
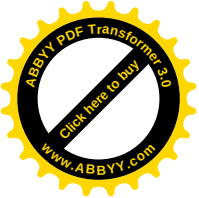
Натуральнае спалучэнне розных слаёў называюць слаістасцю (англ. - layering). Са слаістасцю не трэба блытаць метамарфічную сланцавасць (кліваж), асобнасці (па-руску - отдельность) парод, або здольнасць парод распадацца на пліткі, паралельныя паверхням, якія абмяжоўваюць пласт. Таксама трэба адрозніваць ад слаістасці гнейсавую палоскавасць (па-руску - полосчатость).

Працэс утварэння слаёў мае дзве складаючыя: эндагенныя і экзогенныя фактары. Да першых адносяцца рухі зямной кары, якія выкліканы працэсамі ў мантыі, да другіх – фізічныя працэсы разбурэння горных парод, змены ў атмасферы, клімаце Зямлі, уздзеянне вады ва ўсіх праявах (марскія плыні, ледавікі, атмасферныя ападкаі, падземныя воды і іншыя), а таксама розныя спосабы пераносу прадуктаў разбурэння парод. З пачатку свайго ўтварэння слой, звычайна, мае гарызантальнае заляганне, але ўплыў у першую чаргу эндагенных і таксама экзогенных працэсаў з цягам часу прыводзіць да змены палажэння слоя ў прасторы, у выніку чаго слой набывае нахіл.

Аднастайнае нахіленае палажэнне слоя (серыі слаёў) завецца манаклінальным. Пры гэтым слой у адрозненне ад гарызантальнага набывае прасторавыя характарыстыкі, якія можна ацаніць колькасна.

Асноўнымі прасторавымі характарыстыкамі пласта, якія завуцца элементамі залягання пласта, з’яўляюцца: лінія распасцірання, лінія падзення, вугал падзення.

Лінія распасцірання – прамая, атрыманая пры перасячэнні паверхні слоя гарызантальнай плоскасцю. Гэта фактычна любая гарызантальная лінія, якую можна правесці на плоскасці слоя. Пры манаклінальным заляганні лініі распасцірання з’яўляюцца паралельнымі.



Колькаснымі характарыстыкамі лініі распасцірання з'яўляюцца значэнні азімутаў напрамкаў лініі ў абодва бакі, адлічанымі ад напрамку на поўнач (па-руску – север). Па сваіх значэннях азімуты могуць мець значэнні ад 0^0 да 360^0 з розніцай у 180^0 .

Абазначэнне азімута можа давацца ў выглядзе двух лічбаў абоіх азімутаў распасцірання пласта ў абодва бакі, напрыклад, $40^0 - 220^0$. Можна таксама даваць колькаснае выражэнне азімута, карыстаючыся сектарамі, утворанымі промнямі старон свету поўнач-поўдзень, усход-захад. Нумары сектараў адлічваюцца ад напрамку на поўдзень па гадзіннай стрэлцы: I - паўночна-усходні (Пн-У) – ад 0^0 да 90^0 , сектар II - паўднёва-усходні (Пд-У) – ад 90^0 да 180^0 , сектар III - паўднёва-заходні (Пд-З) – ад 180^0 да 270^0 , сектар IV - паўночна-заходні (Пн-З) – ад 270^0 да 360^0 . Пры гэтым у межах сектараў значэнні азімутаў лініі распасцірання падаюцца ў адным напрамку, ад 0^0 да 90^0 , напрыклад, Пд-У - 40^0 , або II - 40^0 .

Лінія падзення – прамая перпендыкулярная лініі распасцірання слоя, якая ляжыць на яго плоскасці і мае накірунак ў бок падзення слоя. Напрамак ў адваротны бок завецца паўстаннем (па-руску – восстание). Колькасная характарыстыка лініі падзення вызначаецца азімутам – правым вектарыяльным вуглом, які адлічваецца ад напрамку на поўнач (па-руску – север) ад 0^0 да 360^0 і заўсёды вызначаецца адной лічбай, напрыклад, 45^0 , або карыстаючыся сектарамі, апісанымі вышэй – Пн-У - 45^0 , або I - 45^0 . Азімут падзення пласта адрозніваецца ад азімута распасцірання на 90^0 (плюс або мінус у залежнасці ад напрамку падзення слоя). Каб атрымаць значэнне азімуту падзення слоя, ведаючы азімут яго распасцірання, трэба дадаць да першай лічбы азімута распасцірання 90^0 , калі слой падае ва ўсходнім напрамку, ці адняць 90^0 , калі падзенне мае адваротны накірунак (на захад).

Вугал падзення - трэці элемент залягання пласта, які ўтвараецца паміж плоскасцю слоя і гарызантальнай плоскасцю. Гэты вугал не можа быць большым за 90^0 . Вугал паміж лініяй паўстання і вертыкальнай лініяй завецца вуглом нахіла. Ён таксама не большы за 90^0 .

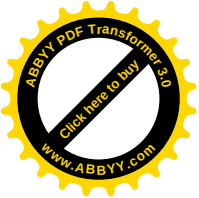
Усе вышэйназваныя элементы залягання слаёў (пластоў) на мясцовасці (абгаленні) вымяраюцца з дапамогай горнага компаса, а на картах і прафілях адмысловымі спосабамі, апісанымі ніжэй.

10. Спосабы вызначэння элементаў залягання пластоў

10.1. Вызначэнне элементаў залягання выходаў пластоў на паверхню з дапамогай горнага компаса

Выгляд горнага компаса і яго элементы адлюстраваны на малюнку. Значэнні азімутаў распасцірання і падзення здымаюцца з лімба компаса, які падзелены на 360 дзяленняў па адным градусе кожнае. Адлік дзяленняў на компасе ідзе супраць гадзіннай стрэлкі, што зручна для вызначэння азімутаў па паказанням паўночнага канца магнітнай стрэлкі.

У выпадках, калі кроўля слоя знаходзіцца на паверхні, параметры элементаў залягання пласта вымяраюцца наступным чынам. Для вызначэння



азімута распасцірання слоя на мясцовасці да паверхні пласта прыкладаюць горны компас доўгай стараной з лінейкай, прыводзяць узровень на компасе ў гарызантальнае становішча і здымаюць значэнне на лімбе па паўночнаму канцу магнітнай стрэлкі (звычайна блакітнага колеру) пасля яе разарыетацыі (адпусканне фіксатара стрэлкі).

Пры карыстанні горным компасам трэба памятаць, што напрамак магнітнага мерыдыяна адрозніваецца ад геаграфічнага. Пры ўсходнім схіленні магнітная стрэлка адхіляецца на ўсход, пры заходнім - на захад. Калі папраўка на розніцу паказчыкаў магнітнага і геаграфічнага мерыдыянаў не ўлічана ў канструкцыі компаса, трэба запісаць гэтую папраўку для тэрыторыі картаграфіравання ў палявы дзённік і ўлічваць пры вымярэннях элементаў залягання пластоў. Папраўку, якая існуе ў даследуемым раёне, трэба аднімаць да паказанняў магнітнай стрэлкі пры ўсходнім схіленні і дадаваць – пры заходнім. У дзённіку паказчыкі элементаў залягання пластоў запісваюцца ў геаграфічных каардынатах.

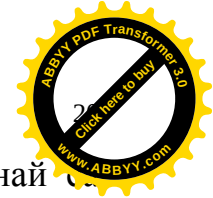
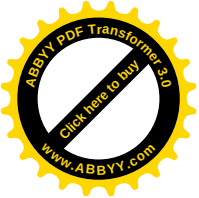
Для вызначэння азімута падзення слоя на мясцовасці да яго прыкладаюць горны компас кароткай стараной, накіроўваючы адзнаку “поўнач” на компасе ў бок лініі падзення слоя, прыводзяць узровень на компасе ў гарызантальнае становішча і пасля разарыетацыі (адпусканне фіксатара стрэлкі) магнітнай стрэлкі здымаюць значэнне на лімбе. Вызначыць азімут падзення слоя можна і простымі падлікамі, калі вядомы азімут распасцірання слоя, дадаючы або аддаючы ад яго 90^0 , як гэта было апісана вышэй у раздзеле 9.

Для вызначэння вугла падзення слоя на мясцовасці ў горным компасе ўсталяваны адвес (клінометр) з дзяленнямі ад 0^0 да 90^0 . Ім карыстаюцца толькі пасля таго, як зафіксавана магнітная стрэлка. Горны компас прыладаецца стараной, дзе знаходзіцца клінометр, да лініі падзення слоя, націскаецца кнопка для расфіксавання адвеса, вызначаецца вугал падзення слоя па паказанні адвеса.

10.2. Вызначэнне элементаў залягання пластоў на абгаленнях

Апісанае вышэй заляганне слоя з’яўляецца тыповым на адкрытых тэрыторыях, дзе слаі і пласты горных парод выходзяць на паверхню. Пры вывучэнні слаёў, схаваных пад тоўшчай больш маладых адкладаў, геалагам даводзіцца вывучаць параметры пластоў на абгаленнях або ў кар’ерах. У гэтых выпадках прымяняецца іншы спосаб вымярэння элементаў залягання пласта, які дэталёва апісаны А.Е. Міхайлавым (1973) і В.Н. Паўлінавым (1979).

Паслядоўнасць вымярэння элементаў залягання слаёў на абгаленнях або ў кар’ерах можна прасачыць з дапамогай малюнка . Спачатку вымяраем азімуты распасцірання сумежных сценак абгалення (кар’ера) з дапамогай горнага компаса (β_1 і β_2). Затым знаходзім на кожнай са сценак абгалення бачнае падзенне плоскасці даследуемага слоя, якое мае выгляд промняў, што

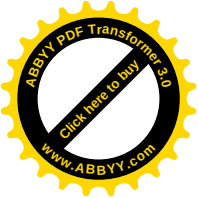


сыходзяцца (разыходзяцца) ў кропцы В. На адной вышыні на кожнай сценак праводзім гарызантальныя лініі, якія перасякуцца з даследуемым слоём у кропках А і Б. Вымяраем вуглы падзення даследуемага слоя на кожнай са сценак абгалення (кар'ера) (α_1 і α_2). Уяўная лінія АБ адпавядае лініі распасцірання кроўлі даследуемага пласта, а перпендыкуляр да яе, праведзены з кропкі В да кропкі К з'яўляецца лініяй падзення пласта, якая з праекцыяй на гарызантальную плоскасць ОК утварае сапраўдны вугал падзення пласта $\angle ВКО$.

Такім чынам, вымалёўваецца прамавугальная піраміда. Яе аснаваннем з'яўляецца трохвугалнік са старанамі: АБ – лінія распасцірання кроўлі пласта, ОБ – лінія распасцірання адной сценкі абгалення і ОА – лінія распасцірання другой сценкі. Бакавыя староны піраміды – трохвугалнікі АОВ і БОВ, утвораныя выхадамі пласта на двух сценах абгалення, і ўяўная плоскасць кроўлі пласта АВБ. Лінія сапраўднага падзення кроўлі пласта ВК, перпендыкулярная да лініі яе распасцірання АБ, падзяляе трохвугалнік АВБ на два прамавугальнага трохвугалнікі АКВ і БКВ. Вышынёй піраміды з'яўляецца рабро ОВ, перпендыкулярнае да гарызантальнага аснавання АОВ.

Каб вызначыць элементы залягання пласта неабходна раскласці на плоскасці гэтую прамавугальную піраміду і з дапамогай транспарціра зрабіць неабходныя замеры. Разрэжам прамавугальную піраміду АОВВ па бакавых рэбрах і раскладзем яе грані АОВ і БОВ (як прамавугальныя трохвугалнікі) шарнірна-гарызантальна, гэта значыць у адну плоскасць з трохвугалнікам АОВ аснавання піраміды. Дзеля гэтага трэба на лісце паперы правесці вертыкальную лінію верхняй канец якой будзем лічыць напрамкам на поўнач. Паставім на гэтай лініі кропку О ад якой адкладзем азімуты сценак абгалення (кар'ера) вылічаныя на мясцовасці. Атрымаем промні (вектары) ОБ і ОА, якія адпавядаюць азімутам распасцірання сценак абгалення. Вылічым у маштабе адлегласці на сценах абгалення ад кропак перасячэння даследуемага слоя з гарызантальнымі лініямі (А і Б) да кропкі О на рабры абгалення і адкладзем іх на нашым малюнку ад кропкі О. Атрымаем кропкі А і Б. Лінія АБ з'яўляецца лініяй распасцірання гэтай плоскасці, а перпендыкулярная ёй лінія ОК – праекцыяй лініі падзення на гарызантальную плоскасць. З'арыентаваўшы разгорнутую фігуру піраміды па старонах свету, на графіку з дапамогай транспарціру можна лёгка вызначыць транспарцірам або горным кампасам азімуты падзення і распасцірання плоскасці слоя ад нулявой адзнакі паўночнага напрамку (паўночнага мерыдыяну).

Далей перад намі стаіць задача вымераць сапраўдны вугал падзення даследуемага слоя. Як бачна на схеме абгалення ва ўсіх трохвугалніках вышынныя катэты $ОВ_1$, $ОВ_2$, і $ОВ_3$ маюць аднолькавую велічыню і пры раскладанні піраміды на плоскасць нашага малюнка трапляць на акружнасць радыусам ОВ. Вымяраем на абгаленні адрэзак ОВ і ў тым самым маштабе, у якім мы выносілі на малюнак дліну адрэзкаў ОА і ОБ, і праводзім акружнасць з цэнтрам у кропцы О радыусам ОВ. На перасячэнні вектараў ОА, ОБ і ОК з



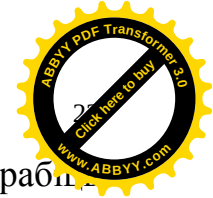
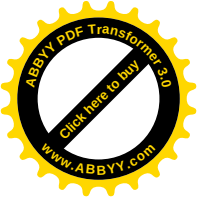
гэтай акружнсцю атрымліваем кропкі V_1 , V_2 , і V_3 . Вуглы $ОВВ_1$ (α_1) і $ОАВ_2$ (α_2) будуць адпаведна вугламі бачнага падзення плоскасці на сценках абгалення, а вугал $ОВВ_3$ (α) - сапраўдным вуглом падзення даследуемай плоскасці (кроўлі пласта). Не прадстаўляе складанасці вымераць яго з дапамогай транспарціру ці горнага компасу.

10.3. Вызначэнне элементаў залягання структурнай плоскасці слоя на мясцовасці па трох кропках, якія выходзяць на паверхню

Элементы залягання слоя можна вызначыць у выпадку, калі на паверхню выходзяць хаця б тры кропкі, якія знаходзяцца на структурнай плоскасці. Гэта робіцца аналагічна апісанаму вышэй спосабу вызначэння элементаў залягання пластоў на абгаленнях (раздзел 10.2). Спачатку выбіраецца кропка выхаду слоя на паверхню з найвышэйшай гіпсаметрычнай адзнакай (кропка В у нашым прыкладзе - мал.). Ад яе вымяраюцца два азімута (лініі ВА і ВБ) бачных напрамкаў падзення слоя ў накірунках на дзве другія кропкі выхада слоя А і Б (гл. мал.). Затым візіраваннем з кропкі В у кропкі А і Б пры дапамозе клінометра вызначаем вугалы бачных падзенняў плоскасці слоя. Вызначаць азімуты двух напрамкаў і вугалы бачнага падзення можна і з ніжніх па схілу рэльефа кропак выхада структурнай плоскасці слоя. Графічнае вызначэнне сапраўднага залягання плоскасці робіцца таксама, як і пры вызначэнні элементаў залягання па дадзеных на дзвух сценках абгалення або горнай вырабаткі.

10.4. Вызначэнне элементаў залягання структурнай плоскасці (слоя) па геалагічнай карце

Элементы залягання плоскасці слоя можна вызначыць і па тапаграфічнай аснове, на якой хаця б тры кропкі выхада аднаго і таго ж слоя дакладна прывязаны да рэльефа. Разгледзім, як гэта робіцца на прыкладзе карты маштаба 1:5 000, на якой нанесены тры кропкі, якія знаходзяцца на паверхні аднаго пласта і выходзяць на паверхню рэльефа з абсалютнымі адзнакамі 125, 115 і 140 м. Спачатку злучаем гэтыя кропкі і атрымліваем трохвугалнік АВВ (мал.). Каб знайсці лініі распасцірання слоя трэба на кожную са старон трохвугалніка нанесці адзнакі праз інтэрвал, роўны сячэнню гарызанталей рэльефу (для нашага малюнка – 5 м). Старана АВ разаб'ецца на тры роўных адрэзкі, старана ВВ – на пяць, а старана АВ – на два адрэзкі. Паслядоўна злучыўшы папарна кропкі з аднолькавымі гіпсаметрычнымі адзнакамі на старанах трохвугалніка прамымі лініямі, атрымаем лініі распасцірання плоскасці слою (перарывістыя лініі на малюнку). Гэтыя ізалініі вышынь структурнай плоскасці завуцца стратаізагіпсамі, калі яны знаходзяцца на кроўле або падэшве канкрэтнага слоя. Пасля таго, як мы нанеслі лініі распасцірання, нескладана з дапамогай транспарціра вызначыць іх азімут ад паўночнага полюса, які прымаецца за нульваю адзнаку. Пры гэтым напрамак на ўсход мае азімут 90^0 , на поўдзень

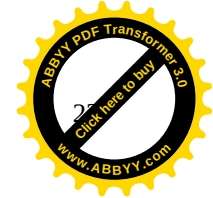
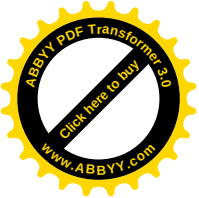


180^0 , на захад 270^0 . Пасля замераў лініі распасцірання, трэба зрабіць вылічэнні азімута лініі падзення. Гэтая лінія, як мы ўжо ведаем, перпендыкулярная да лініі распасцірання. Такім чынам, перпендыкуляр да любой з ліній распасцірання (напрыклад, ВЛ) на карце будзе праекцыяй лініі падзення на гарызантальную плоскасць карты. Азімута падзення слоя з'яўляецца правы вектарыяльны вугал, паміж лініяй мерыдыяна і лініяй падзення.

Як вядома, лінія падзення мае яшчэ адну характарыстыку - вугал падзення, які наносіцца на карту наступным шляхам. З кропкі В (найвышэйшай кропкі выхаду слоя на паверхню) праводзім перпендыкуляр ВК да лініі падзення ВЛ. Выбіраем любую з кропак перасячэння лініі распасцірання і падзення, напрыклад, кропку Л. Пасля гэтага па лініі ВК ад кропкі В адкладваем у маштабе перавышэнне гіпсаметрычных адзнак кропак В (140 м) і Л (125 м) (адрэзак ВК роўны $140-125=15$ м у маштабе карты (1:5000) які будзе мець велічыню 3 мм), знаходзім кропку К. Злучаем кропкі В, Л, К і атрымліваем трохвугалнік з прамым вуглом ЛВК. Замерыўшы транспарцірам вугал КЛВ паміж сапраўднай лініяй падзення (ЛК) і яе праекцыяй на гарызантальную плоскасць карты (ВЛ), атрымваем значэнне вугла падзення плоскасці слоя. Трэба адзначыць, што для вызначэння азімута распасцірання слоя па геалагічнай або структурнай карце дастаткова адной лініі распасцірання, а для замераў азімута і вугла падзення іх патрэбна не менш за дзве.

Для вызначэння элементаў залегання плоскасці з дапамогай двух бачных напрамкаў падзення або па трох кропках яе выхада на паверхню выкарыстоўваюць сетку Баўмана (мал. 25, а). Яна прызначана для нанясення інфармацыі аб элементах залегання пласта (расколін, разломаў і да т.п.) - азімута падзення і вугала падзення. Сетка Баўмана ўяўляе з сябе пэўную колькасць канцэнтрычных акружнасцяў, якія нанесены з адзінага цэнтра прапарцыяльна катангенсам вертыкальных вуглоў і радыўсаў праз 1^0 . На перыферычную (знешнюю) акружнасць сеткі праз 1^0 нанесены значэнні азімутаў падзення ад 0^0 да 360^0 супраць гадзіннікавай стрэлкі. Знешняя акружнасць сеткі таксама адпавядае 0^0 вугала падзення, а цэнтр круга — вугалу, роўнаму 90^0 . Азімут падзення адлічваецца па знешняй акружнасці, а вугал падзення - па адпаведнаму радыўсу ад знешняй акружнасці. Элементы залегання плоскасцяў адзначаюцца на сетцы кропкамі. Такім чынам, кожная кропка, нанесеная на сетку Баўмана ўтрымлівае інфармацыю аб азімуце падзення і куте падзення плоскасцяў (пластоў, расколін, разломаў і да т.п.).

Сапраўднае (па руску - истинное) падзенне плоскасці вызначаецца па двух бачных падзеннях наступным спосабам. Дадзенныя аб бачных падзеннях наносіцца на сетку, атрымліваюць дзве кропкі (А, Б), якія злучаюцца паміж сабой прамой лініяй. З цэнтра круга да яе праводзіцца перпендыкуляр, які ўяўляе сабой праекцыю лініі падзення на гарызантальную плоскасць. Затым па дыяграме вызначаем азімут і вугал падзення. Малюнак дэманструе, што бачнае падзенне будзе раўняцца ПнУ $15^020'$, ПдУ $125^015'$,



сапраўднае - ПнУ 66⁰28'.

10.5. Вызначэнне элементаў залягання структурнай плоскасці (слоя) па дадзеных свідравання

Структурнае каланкова-разведачнае свідраванне вядзецца звычайна з адборам арыентаванага керна, што дазваляе высвятліць размеркаванне на глыбіні паверхняў маркіруючых гарызонтаў, зон тэктанічных парушэнняў, паверхняў старажытнага рэльефу і іншых стратыграфічных, петраграфічных і структурна-тэктанічных элементаў.

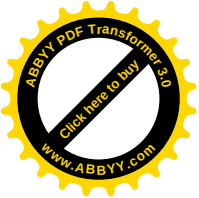
Але часта геологам прыходзіцца карыстацца дадзенымі свідравання, выкананага без арыентацыі керна. У гэтых выпадках элементы залегання структурнай плоскасці можна вымярыць па дадзеных трох свідравін, якія размешчаны не па прамой лініі. Гэта можна зрабіць спосабам, апісаным у раздзеле 5.2.4, а можна скарыстаць і так званы “спосаб акружнасцяў”.

Спосаб акружнасцяў ажыццяўляецца наступным чынам. На план (карту) наносіць свідравіны. Вакол кожнай з ніх праводзяць акружнасці радыусамі, якія прапарцыянальны (у маштабе) абсалютным адзнакам плоскасці даследуемага пласта, які падсечан свідравінамі (мал.). Пасля гэтага праводзім па дзве агульныя датычныя (па-руску – касательные) лініі да найбольшай акружнасці і да кожнай з двух іншых. Пры гэтым утвараюцца кропкі перасячэння пар датычных прамых – кропкі А і Б. Злучыўшы гэтыя кропкі атрымаем лінію распасцірання плоскасці даследуемага пласта, бо яна знаходзіцца на структурнай плоскасці і з’яўляецца гарызантальнай лініяй. Не будзе складаным вызначыць азімут лініі распасцірання АБ.

Для вызначэння азімута падзення плоскасці пласта трэба спачатку правесці праекцыю лініі падзення, як перпендыкуляр да пабудаванай лініі распасцірання АБ з цэнтра большага круга. Пасля гэтага не цяжка вызначыць азімут лініі падзення плоскасці, памятаючы пра тое, што яна будзе накіравана ў бок меншых акружнасцяў у выпадку дадатных абсалютных адзнак плоскасці і ў бок большай, калі абсалютныя адзнакі – адмоўныя.

Каб вылічыць вугал падзення, трэба атрымаць дадзеныя аб вертыкальным перавышэнні паміж двума з даследуемых свідравін. Для гэтага правядзем праз цэнтры гэтых свідравін лініі, паралельныя АБ, якія будуць адпавядаць лініям распасцірання. На лініі праз цэнтр большага круга ў маштабе графіка (карты) ад цэнтра круга Г адкладзем адрэзак (ГК), роўны перавышэнню адной лініі над другой. Напрыклад, калі перавышэнне будзе складаць 100 м, то ў маштабе 1:5000 адрэзак ГК будзе роўны 2 мм. Злучыўшы кропку К з кропкай перасячэння лініі падзення і лініяй распасцірання, якая праходзіць праз цэнтр меншага круга В, атрымаем трохкутнік ГКВ, у якім вугал пры вяршыні В ($\alpha = \angle ВК$) і будзе вуглом падзення структурнай плоскасці.

Усе вышэйпрыведзеныя структурныя пабудовы трэба рабіць на празрыстых кальках, якія накладваюцца на карту або план.



11. Адлюстраванне структурных плоскасцяў на геалагічных картах

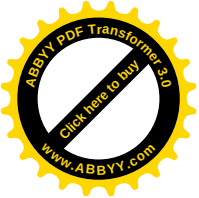
Пры правядзенні геалагічнай здымкі і пабудове геалагічных карт геалагам даводзіцца выносіць на карты структурныя плоскасці – літалагічныя, тэктанічныя (жылы, трэшчыны, разломы і да т.п.) або эразійныя межы, якія падзяляюць пласты рознага складу ці узросту паверхні слаёў і пластоў. Часцей за ўсё гэтыя паверхні маюць нахіленае заляганне, але сустракаюцца выпадкі гарызантальнага і вертыкальнага палажэння структурных плоскасцяў.

У выпадку гарызантальнага распалажэння структурнай плоскасці (паверхні) лінія яе выхада будзе супадаць з гарызанталлю рэльефа, якая мае тую ж абсалютную адзнаку, што і гэта плоскасць. Пры вертыкальным палажэнні структурнай плоскасці яе праекцыя на гарызантальную плоскасць (карту) з'яўляецца прамая ці крывая лінія (лінія распасцірання) незалежна ад форм рэльефу, якія яна перасякае.

У выпадках нахілу структурнай плоскасці картаграфіраванне праводзіцца больш складаным спосабам. Выключэннем з'яўляюцца выпадкі, калі нахіленая структурная плоскасца перасякае мясцовасць з роўным гарызантальным рэльефам. На такіх участках плоскасць мае выхад таксама ў выглядзе прамой лініі (лініі распасцірання). У астатніх выпадках (пры складным рэльефе) лінія выхада нахіленай плоскасці будзе мець канфігурацыю, якая залежыць ад форм рэльефу і элементаў залегання плоскасці.

Для таго каб пабудаваць на карце выхад нахіленай манаклінальнай структурнай плоскасці, неабходна мець тапаграфічную аснову ў гарызанталях і дадзеныя аб заляганні структурнай плоскасці, якія замерыны хаця б у адной кропке, якая прывязана да рэльефу, напрыклад кропка А (мал.). Ведаючы элементы залягання пласта (нахіленай плоскасці) - азімут падзення (стрэлка), азімут распасцірання (адрэзак перпендыкулярны стрэлцы), вугал падзення (лічбы каля стрэлкі), можна вынесці на тапаграфічную карту з ізагіпсамі рэльефу лінію выхада на паверхню нахіленай структурнай плоскасці (геалагічную мяжу). Робіцца гэта наступным чынам. Праз кропку А праводзім лінію распасцірання, напрамак якой адлюстраваны на ўмоўным знаку. Далей нам трэба вынесці на карту праекцыі іншых стратаізагіпс з крокам, роўным кроку ізагіпс рэльефу. Для гэтага неабходна пабудаваць графік залажэння стратаізагіпс, які яшчэ завецца маштабам залажэння. Ён уяўляе сабой праекцыю на вертыкальную плоскасць стратаізагіпс (ліній распасцірання) якія знаходзяцца на даследуемай структурнай плоскасці з аднолькавым высотным інтэрвалам (мал.). Адлегласць паміж праекцыямі ізагіпс ліній распасцірання, якія праведзены з аднолькавым вертыкальным інтэрвалам, называюць залажэннем. Велічына залажэння прапарцыяна косінусу вугала падзення структурнай плоскасці.

Як бачна на графіку залажэння, адлегласць паміж стратаізагіпсамі па



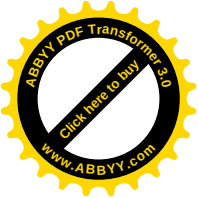
гарызанталі (а) утворана ў выніку перасячэння вугала падзення α (роўным у нашым прыкладзе 25°) з гарызантальнымі прамымі, праведзенымі праз адзнакі вышынь у маштабе тапакарты з крокам, адпавядаючым кроку стратаізагіпс (ізагіпс рэльефу): 150, 140, 130 і г.д.

Наступным крокам пабудовы лініі выхада на паверхню рэльефу нахіленай структурнай плоскасці з'яўляецца вынесенне на тапаграфічную карту стратаізагіпс карціруемай плоскасці. Ад кропкі А, у якой вядомы элементы залягання пласта, адкладаюцца лініі, паралельныя лініі распасцірання з адлегласцю роўнай а, якая вылічана з дапамогай графіка залажэння. На тапакарце кропка А, у якой нахіленая структурная плоскасць выходзіць на паверхню, знаходзіцца на вышыні 100 м. Такую ж вышыню мае і стратаізагіпс, якая праходзіць праз кропку А. Стрэлка ўмоўнага знака ў кропке А паказвае накірунак падзення пласта (нахіл структурнай плоскасці). Менавіта ў гэтым напрамку адбываецца памяншэнне значэнняў стратаізагіпс. У процілеглы бок назіраецца іх павелічэнне. Наносіць лініі распасцірання (ізагіпсы) структурнай плоскасці з кропкі А на карте трэба як у бок падзення, так і ў бок паўстання. Чым меншы вугал падзення структурнай плоскасці, тым большай будзе адлегласць паміж ізагіпсамі на праекцыі структурнай плоскасці на гарызантальнай паверхні карты. І наадварот, чым большы вугал падзення, тым часцей будуць наносіцца стратаізагіпсы, праведзеныя з аднолькавым вертыкальным інтэрвалам (крокам стратаізагіпсаў).

Пасля таго, як стратаізагіпсы нахіленай структурнай плоскасці вынесены на тапаграфічную карту, нецяжка знайсці кропкі выхада гэтай плоскасці на паверхню рэльефу. Гэта будуць кропкі перасячэння стратаізагіпс і ізаліній рэльефу з аднолькавымі гіпсаметрычнымі адзнакамі (роўнымі вышынямі). Не ўяўляе складанасці далей паступова злучыць гэтыя кропкі паміж сабой і атрымаць лінію выхаду нахіленай структурнай плоскасці на паверхню рэльефу (перарывістая лінія на малюнку). Форма гэтай лініі залежыць ад элементаў залягання плоскасці і рэльефу мясцовасці, яе дакладнасць – ад частаты вынасу ліній распасцірання (стратаізагіпс).

Для пабудовы карты выхада нахіленай структурнай плоскасці можна выкарыстаць спецыяльную палетку (маштабную лінейку). Для гэтага спачатку трэба вычарціць графік маштаба залажэння. Затым на лісце міліметровай паперы ў маштабе карты наносзяць сячэнне гарызанталі, якое адпавядае графіку маштаба залажэння. Гэта і будзе палетка (маштабная лінейка), якую прыкладаюць да тапаграфічнай карты і знаходзяць кропкі перасячэння ізагіпс рэльефу з адпаведнымі адзнакамі стратаізагіпс даследуемага пласта. Злучэнне нанесеных кропак перасячэння дасць нам лінію выхаду даследуемага пласта на паверхню рэльефу.

Велічыню залажэння (а) можна вызначыць і матэматычна. Калі вядомыя вугал падзення (α) і адзін з катэтаў (δ) (перавышэнне паміж стратаізагіпсамі па вертыкалі), гэтыя значэнні трэба падставіць у формулу

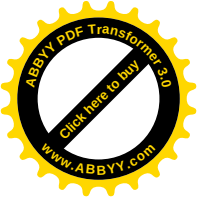


прамавугольнага трохкутніка: $a = \delta / \operatorname{tg} \alpha$, ці $a = \delta \operatorname{ctg} \alpha$.

Пасля гэтага велічыню залажэння наносяць на палетку, ці маштабную лінейку, якую прыкладаюць да тапаграфічнай карты з гарызанталямі рэльефу, сумяшчаючы адпаведную адзнаку на палетцы і ў кропцы, дзе вядомыя элементы залягання нахіленай структурнай плоскасці. Ад гэтай кропкі адкладаем меткі з палеткі (маштабнай лінейкі) і праз ніх праводзім лініі паралельныя лініі распасцірання (стратаізагіпсы). Кропкі перасячэння аднайменных ліній распасцірання і гарызанталей рэльефу злучаюць паслядоўна плаўнай лініяй. Гэта лінія і будзе лініяй выхада плоскасці на зямную паверхню (штрыхавая лінія на мал.).

Часцей сустракаемымі і больш складанымі ў картаграфіраванні з'яўляюцца выпадкі калі кропка з вядомымі характарыстыкамі залягання пласта (структурнай паверхні) трапляе паміж двума гарызанталямі. Для пабудовы лініі выхада на паверхню плоскасці ў такіх выпадках трэба правесці прамежковую гарызанталь шляхам інтэрпаляцыі паміж вядомымі гарызанталямі (мал.). Напрыклад, кропка А трапляе паміж гарызанталямі 120 і 110 м. Праз кропку А праводзім лінію, перпендыкулярную да названых гарызанталей, і знаходзім вышыню на якой знаходзіцца кропка А - у нашым прыкладзе 115 м. Шляхам інтэрпаляцыі праз кропку А і дадатковыя кропкі з адзнакай 115 м, захоўваючы прапорцыю адлегласці паміж гарызанталямі 120 і 110 м, праводзім дадатковую прамежковую гарызанталь, гіпсаметрычная адзнака якой адпавядае вышыні кропкі А. Прамежковыя гарызанталі могуць наносіцца шляхам змыкання ліній выхада структурнай плоскасці на грэбнях узвышшаў або на дне далін. Далей, для таго каб нанесці дадатковыя кропкі выхада плоскасці на паверхню на палетцы (маштабнай лінейке) таксама выносяць дадатковую метку 115 м паміж адзнакамі 120 і 110 м. Менавіта гэтую метку сумяшчаюць з кропкай А, прыкладаючы палетку ці маштабную лінейку да лініі распасцірання такім чынам, каб меншыя адзнакі былі накіраваны ў бок падзення плоскасці (у нашым прыкладзе на паўднёвы ўсход). Лінейку пасоўваюць уздоўж стратаізагіпсы 115 м на якой знаходзіцца кропка А па ўсёй даследуемай паверхні карты, знаходзячы і адзначаючы кропкі перасячэння ліній распасцірання (стратаізагіпс) з аднайменнымі гарызанталямі на карце. Далейшыя дзеянні па адбудове лініі выхада нахіленай структурнай плоскасці на дзённую паверхню робіцца спосабам апісаным вышэй.

Дадатковыя кропкі паміж ізагіпсамі на тапаграфічнай карце наносацца і ў выпадках, калі адлегласць ад адной кропкі выхада да другой значная і не вядомы дакладна выгін лініі выхада слоя на паверхню рэльефа паміж двума гарызанталямі, якія адмалёваюць складаныя формы. Інтэрпаляцыя і пабудова лініі выхада з выкарыстаннем дадатковых кропак праводзіцца спосабам, апісаным у папярэднім абзацы. Часцей за ўсё дадатковыя кропкі і лініі на карту не выносяцца, а малююцца на палетцы ці на лінейке маштаба залажэння.



Усе дапаможныя лініі (стратаізагіпсы, дадатковыя ізагіпсы і іншыя), якія праводзяцца пры пабудове выхада плоскасці на дзённую паверхню на карце або плане, выконваюцца тонкімі, наносяцца простым алоўкам і пасля выканання пабудовы лініі выхада плоскасці сціраюцца.

Геалагам часта даводзіцца вырашаць задачу вызначэння залягання структурнай плоскасці па геалагічнай карце. Як гэта робіцца мы і высветлім у дадзеным раздзеле.

На геалагічных картах межы структурных плоскасцяў паказаны ў гарызанталях. Пры вызначэнні элементаў іх залягання пачынаюць з пошукаў лініі распасцірання плоскасці. Палажэнне любой лініі лічыцца вызначаным, калі мы маем хаця б дзве кропкі, якія знаходзяцца на ёй. Для правядзення лініі распасцірання структурнай плоскасці знаходзім кропкі яе выхада на паверхню на аднолькавых адзнаках вышынь. Такімі кропкамі з'яўляюцца месцы перасячэння лініі выхада плоскасці з гарызанталямі рэльефу - кропкі А і Б (на вышыні 130 м), В і Г (на вышыні 120 м), Д і Е (на вышыні 140 м) (мал.). Злучыўшы гэтыя кропкі лініямі папарна атрымаем праекцыі на гарызантальную плоскасць ліній распасцірання (стратаізагіпсы) структурнай паверхні, якія знаходзяцца адпаведна на вышынях АБ – 130 м, ВГ – 120 м, ДЕ – 140 м. Каб вылічыць азімут лініі распасцірання структурнай плоскасці трэба прыкласці транспарцір нулевой адзнакай да любой з адзначаных вышэй кропак, накіраваць нулевы вектар транспарціра (азімут 0^0) на поўнач (уздоўж адпаведнага мерыдыяну) і зняць замер па паказаннях адпаведнай лініі распасцірання.

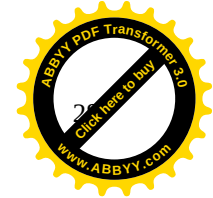
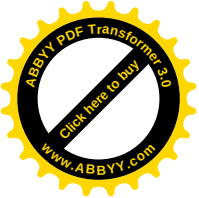
Калі ўсе тры лініі распасцірання АБ, ВГ і ДЕ паралельны і знаходзяцца на аднолькавай адлегласці адна ад другой гэта значыць, што падзенне паверхні (плоскасці) вытрыманае і не змяняецца на дадзеным участку карты. Калі ж адлегласці паміж стратаізагіпсамі (лініямі распасцірання) розныя і адпаведна арыентыроўка іх таксама, то трэба рабіць вылічэнні для кожнай з іх паасобку на кожным участку змены характарыстык пласта. У гэтым выпадку трэба наносіць умоўныя значкі элементаў залягання паверхні (плоскасці) ў кожнай кропке вымярэння.

Лінія падзення, як вядома перпендыкулярна лініі распасцірання. Такім чынам, каб вылічыць азімут лініі падзення трэба правесці перпендыкуляр да любой з лініяў распасцірання, напрыклад ДЗ - гэта будзе гарызантальная праекцыя лініі падзення на плоскасць карты, а потым замерыць яе азімут.

Для вызначэння вугла падзення карыстаюцца графікам маштаба залажэння, як апісана ў раздзеле 6.1.

12. Магутнасць слоя (пласта). Варыянты вымярэння магутнасці слаёў

У папярэдняй главе мы разгледзелі спосабы вызначэння элементаў залягання структурных плоскасцяў (падэшвы ці кроўлі (паверхні) слоя) і нанясенне на карту ліній іх выхада на дзённую паверхню. Акрамя параметраў залягання падэшвы і кроўлі (паверхні) пласта (слоя) асадкавай ці вулканагеннай пароды вымяраецца яшчэ адна характарыстыка пласта – яго



магутнасць (па-руску – мощность).

Магутнасця слоя – гэта адлегласць паміж верхняй і ніжняй межамі слоя, яго падэшвай і кроўляй (паверхняй). У прыродных умовах слаі звычайна абмежаваны не пласкасцямі, а няроўнымі паверхнямі, якія то сыходзяцца, то разыходзяцца паміж сабой. Каб разгледзіць магчымыя варыянты магутнасці слоя возьмем за прыклад ідэальны выпадак, калі слой вытрыманы на значнай адлегласці з паралельнасцю абмяжоўваючых яго паверхняў. Такое ідэальнае цела мы і будзем даследаваць пры аналізе магутнасці слаёў, іх шырыні і форм выхода на паверхню рэльефу.

Магутнасць слаёў можа вымярацца рознымі спосабамі. У сувязі з гэтым ужываюцца наступныя назвы для вызначэння адлегласці паміж падэшвай і кроўлей пласта: сапраўдная, вертыкальная, гарызантальная, бачная.

Сапраўдная (па-руску – істинная) магутнасць – найкарацейшая адлегласць паміж кроўляй і падэшвай слоя па перпендыкуляры.

Вертыкальная магутнасць – адлегласць ад кроўлі да падэшвы слоя па вертыкалі.

Гарызантальная магутнасць – адлегласць ад кроўлі да падэшвы слоя па гарызанталі.

Бачная (па-руску – видимая) магутнасць – найкарацейшае ўдаленне ад кроўлі да падэшвы слоя на зрэзе рэльефа.

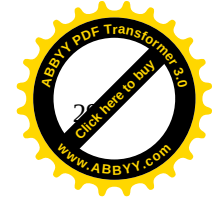
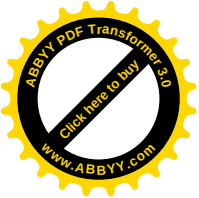
Шырыня выхода пласта – праекцыя бачнай магутнасці на гарызантальную плоскасць (геалагічную карту або план). Пры гарызантальным зрэзе слоя шырыня яго выхода будзе ўяўляць бачную і ў той жа час гарызантальную магутнасць. Пры гарызантальным рэльефе шырыня выхода слоя заледжыць толькі ад яго сапраўднай магутнасці і вугла падзення. Чым больш магутнасць слоя і меншы вугал яго падзення, тым большай будзе шырыня выхода слою і яго гарызантальная магутнасць. І наадварот, чым больш крутым будзе падзенне слою, тым большай будзе вертыкальная магутнасць у параўнанні з сапраўднай магутнасцю. Калі слой мае вертыкальнае падзенне (“стаіць на галаве”), то шырыня яго выхода роўная сапраўднай магутнасці і ў той жа час гарызантальнай.

Часам геалагі маюць справу са сляямі, частка якіх закрыта наносамі, осыпамі або эрадзіравана. У такіх выпадках вымяраюць няпоўную магутнасць – магутнасць слою без яго верхняй эрадзіраванай або схаванай часткі.

Усе вышэйназваныя параметры слоя знаходзяцца ва ўзаемасувязі і могуць быць вылічаны па формулах прамавугольнага трохкутніка, калі нам вядомыя хаця б два параметры. Так, напрыклад, калі мы ведаем шырыню выхода слоя і вугал яго падзення, то лёгка вылічыць сапраўдную магутнасць, карыстаючыся формуламі прамавугольнага трохкутніка:

$$H = h_s \sin \alpha,$$

дзе H - сапраўдная магутнасць, h_s - шырыня выхода слою, α - вугал падзення слою.



$$H = h_v \cos \alpha,$$

дзе H - сапраўдная магутнасць, h_v - вертыкальная магутнасць, α - вугал падзення слою.

Значэнні магутнасцяў пласта могуць выносіцца на картамі магутнасцяў у выглядзе ізаліній (ліній роўных магутнасцяў), якія завуцца ізахорамі (лініі роўных вертыкальных магутнасцяў) ці ізапахітамі (лініі роўных сапраўдных магутнасцяў).

13. Напружанні ў зямной кары і сілы, якія іх выклікаюць

Асноўнай сілай, якая дзейнічае на любы прадмет, які знаходзіцца на Зямлі з'яўляецца сіла цяжару (па-руску – сила тяжести). Яна накіравана звонку да паверхні Зямлі і адносіцца да экзагенных (знешніх) сіл. Гэта вектарная велічыня роўная суме сіл гравітацыйнага прыцягнення і цэнтрабежнай сілы кручэння Зямлі.

Акрамя экзагенных сіл на зямную кару дзейнічаюць эндагенныя (унутраныя) сілы, якія выклікаюцца працэсамі ў глыбінных абалонках Зямлі і накіраваны да яе паверхні. Гэта тэктанічныя, магматычныя і іншыя сілы.

Эндагенныя і экзагенныя сілы дзейнічаюць адначасова ў супрацьлеглых напрамках на працягу ўсёй эвалюцыі Зямлі. Вынікам гэтага працэсу з'яўляецца парушэнне першапачатковага залягання горных парод – складкавыя (плікатывыя) і разрыўныя (дыз'юнктыўныя) дэфармацыі парод.

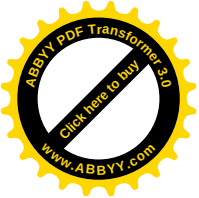
Некалькі рознанакіраваных сіл, якія дзейнічаюць у дадзенай кропке, утвараюць такі самы эффект, як і адна раўнадзеючая сіла, атрыманая шляхам вектарнага складання некалькіх сіл.

Сілы розныя па сваёй прыродзе і адыгрываюць галоўную ролю ў дэфармацыі асобных горных парод і пластоў, утвораных з гэтых парод. Звычайна горныя пароды (пласты) рэагуюць на прыкладзеныя сілы змяненнем месцазнаходжання, змяненнем арыентыроўкі ў прасторы і змяненнем формы.

Сіла вызначаецца велічынёй, кропкай прылажэння і напрамкам. Графічна яна адлюстроўваецца вектарам, даўжыня якога прапарцыйна велічыні сілы. Горныя пароды могуць знаходзіцца ў раўнаважным стане, калі раўнадзеянне ўсіх сіл, прыкладзеных к цэлу роўнае нулю. Калі ж адна з некалькіх сіл не роўная нулю, то кажуць пра неўраўнаважанасць (па-руску - неравновесный) стан цэла, пры якім адбываецца рух горнай пароды ці яе дэфармацыя.

Напружанні ж у адрозненні ад сіл не з'яўляюцца вектарнымі велічынямі, таму два напружанні, накладзеныя адно на другое ў нейкай кропке нельга складаць па правілу вектарнага складання. Наогул, калі цэла знаходзіцца пад уздзеяннем ураўнаважаных знешніх сіл пры пругкай раўнавазе ўсіх яго часцінак, то кажуць аб напружаным стане цэла.

З усіх 18 (ці шасці) складаючых напружанняў на кубе можна заўсёды вылучыць тры ўзаемна перпендыкулярныя плоскасці, дзе тангенцыйныя



напружанні роўныя 0 і апісваюць стан напружанняў праз нармальныя складаючыя напружанняў у трохмернай прасторы $\delta_1 > \delta_2 > \delta_3$.

У цэле Зямлі дзейнічаюць напружанні:

- гравітацыйнае,
- літастатычнае нармальнае,
- гідрастатычнае,
- ізастатычнае.

Напружанны стан (па-руску – напряженное состояние) горных парод – інтэнсіўнасць размеркавання ўнутраных сіл у горных пародах. Вывучэннем механізмаў дэфармацый парод з адначасовай расшыфроўкай прыроды гэтых механізмаў у сувязі з напружаннямі ў літасферы Зямлі займаецца дынамічная структурная геалогія. Пры вывучэнні дэфармацый структур ужываюць лінейны, пласкасны і аб'ёмны метады аналізу напружанняў. У апошнім выпадку яны дзейнічаюць у выглядзе тэнзараў.

Тэнзары – напружанні і дэфармацыі, якія ў адрозненні ад вектароў пры колькасных апісаннях патрабуюць шэсць ці дзевяць параметраў, гэта значыць, сукупнасць напружанняў, якія дзейнічаюць на гранях бясконца малага паралелепіпеда, вылучанага вакол дадзенай кропкі. Напрыклад, τ_{xy} , τ_{yz} і г.д.

τ_{xy} – тангенцыйнае напружанне ў плоскасці, перпендыкулярнай да восі x і выпрастаннай па восі y ; τ_{yz} – тангенцыйнае напружанне ў плоскасці, перпендыкулярнай да восі y і выпрастаннай па восі z і г.д.

Куб мае 18 складаючых напружанняў. Яго кожная грань мае адну нармальную складаючую і дзве тангенцыйных.

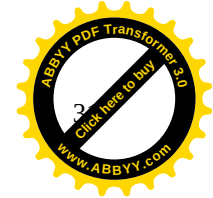
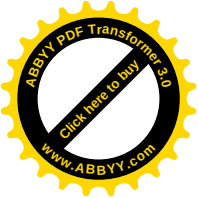
14. Вертыкальныя і гарызантальныя рухі

Механізм дэфармацый вызначаецца дзеяннем дзвух асноўных тыпаў рухаў – вертыкальных і гарызантальных або аднаго з ніх.

Вертыкальныя рухі – гэта рухі ў напрамку радыуса Зямлі, бываюць дадатнымі (накірунак уверх) і адмоўнымі (накірунак уніз). Яны абазначаюцца літарай δ і завуцца нармальнымі. Знак вертыкальных рухаў можа мяняцца ў часе, што адпавядае калыхальнаму (па-руску – колебательному) рэжыму развіцця структур зямной кары.

Гарызантальныя рухі – гэта рухі па датычнай (па-руску – касательной) да паверхні геоіда, якія абазначаюцца літарай τ і завуцца тангенцыйнымі (па-руску – тангенциальными).

Спалучэнне вертыкальных і гарызантальных рухаў абумоўлівае ўзнікненне і развіццё складкавых і разрыўных дэфармацый горных парод. Вертыкальныя і гарызантальныя рухі тэктанічных структур зямной кары адбываліся на працягу мільёнаў і мільярдаў гадоў і каб аднавіць іх паслядоўнасць пры рэканструкцыі фарміравання гэтых структур, толькі геалагічных ведаў бывае замала, таму да іх далучаюць матэматычныя, фізічныя і хімічныя метады даследавання і мадэліравання.



15. Дэфармацыі пластоў і горных парод

Дэфармацыя – гэта змена формы і аб’ёму цела пад уплывам дзеючых сіл. Дэфармацыі залежаць ад якасцей рэчыва, складаючага пароду, умоў, у якіх яна знаходзіцца (тэмпература, вільготнасць і іншае), і моцы эндагенных і экзогенных сіл, якія дзейнічаюць у розных напрамках.

Усе дэфармацыі слаёў і парод можна падзяліць на складкавыя (пластычныя, плікатыўныя) і разрыўныя (дыз’юнктыўныя).

Складкавыя дэфармацыі горных парод – формы парушэння манаклінальнага залягання горных парод, пластоў без разрыва іх суцэльнасці. Найбольш характэрныя формы складкавых (пластычных, плікатыўных) дэфармацый – складкі.

Разрыўныя дэфармацыі горных парод – формы парушэння манаклінальнага залягання горных парод з разрывам іх суцэльнасці. Найбольш характэрныя формы разрыўных (дыз’юнктыўных) дэфармацый – разломы.

Вывучэннем сіл, якія дзейнічаюць на целы займаецца фізіка. Вывучэннем дэфармацый, утвораных у выніку прымянення сіл, займаецца прыкладная механіка. Тэктанафізіка займаецца вывучэннем гісторыі фарміравання тэктанічных структур і вызначэннем іх кінематыкі, а таксама дынамікі развіцця форм розных парушэнняў горных парод. Структурная геалогія акцэнтуюе ўвагу на марфалагічным і марфаметрычным вывучэнні структурных форм, утвораных у выніку розных відаў дэфармацый горных парод.

Дэфармацыя пластоў горных парод адлюстроўваецца ў змяненні формы, што можа выражацца ў змяненні аб’ёму і памераў пласта (дзілатацыя) ці скажэнні формы (дысторцыя).

Усе целы, якія існуюць ў прыродзе можна падзяліць на два тыпы:

- ізатропныя, якія маюць аднолькавую будову і якасці ва ўсіх напрамках;

- анізатропныя, у якіх якасці і будова ў розных напрамках мяняюцца.

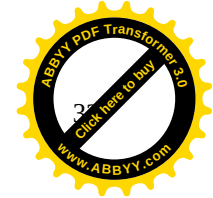
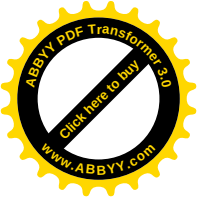
Дэфармацыі, якія мяняюць першапачатковую форму цел бываюць:

- аднароднымі (простымі, ці гамагеннымі), калі адбываецца аднолькавая змена ўсіх частак дэфармуемага цела, але не мяняецца прамізна восяў напружанняў і дэфармацый (расцягненне, сцісканне, зрух, выгін);

- неаднароднымі (складанымі, ці негамагеннымі), калі адбываюцца не аднолькавыя па памерах і характару змяненні мас у розных частках цела; назіраецца скручванне цела са скрыўленнем прамых лініяў і ператварэнне плоскасцяў у няправільныя эліпсоідныя фігуры (скручванне, скрыўленне).

Дэфармацыя цел (горных парод, пластоў і да т.п.) даволі складаны працэс у якім выдзяляюць некалькі паслядоўных этапаў (стадый) змены першапачатковай формы:

- пружкія (па-руску – упругіе) дэфармацыі, якія знікаюць пасля прыпынення дзеяння нагрузкі;



- пластычныя дэфармацыі, якія застаюцца пасля зняцця нагрузкі;
- разбурэнне (па-руску – упругіе) - незваротнае змяненне цела за мяжой трываласці горных парод, якое можа быць вынікам нармальнага расцягнення (разрыў) ці тангенцыйнага напружання (зрух).

Велічыня пругкай дэфармацыі згодна закону Гука прама прапарцыянальная прыкладзенаму напружанню. Калі нагрузка перавышае мяжу трываласці развіваюцца пружка-вязкія, ці рэшткавыя пластычныя дэфармацыі. Далей цела разбураецца шляхам разрываў ці скальвання (мал.).

У горных пародах інтэрвал пластычных якасцяў значна большы за інтэрвал пругкіх якасцяў. У крохкіх пародах невялікі інтэрвал паміж пругкасцю і трываласцю, гэта значыць, што інтэрвал пластычнасці практычна адсутнічае і разрыў адбываецца практычна без пластычных дэфармацый. Найбольшую здольнасць да пластычных дэфармацый маюць металы і некаторыя асадкавыя пароды (соль, гіпс, гліна і іншыя). У такіх пародах вельмі працяглы этап пластычных дэфармацый, а разрыў можа наогул не адбыцца. Увогуле, павольныя тэмпы сілавога ўздзеяння на пароду ці пласт выклікаюць пластычныя дэфармацыі, а хуткія тэмпы ўздзеяння – крохкія дэфармацыі. Паўтор некалькі разоў рэжыму сціскання-расцягненне выклікае стомленасць горных парод, што вядзе да іх хуткага разбурэння нават пры нязначных нагрузках.

Межы пругкай дэфармацыі вызначаюцца модулем Юнга, які значна адрозніваецца ў горных пародах, якія дэманструюць вельмі шырокі спектр фізічных якасцяў. Па дадзеных Шрэйнера модуль Юнга складае для кварца да 10^{11} Па, гіпса 15×10^9 Па, вапняка 85×10^9 Па, гліны 3×10^8 Па, кальцыту 9×10^{10} Па, базальту 97×10^9 Па, пескавіку 5×10^9 Па.

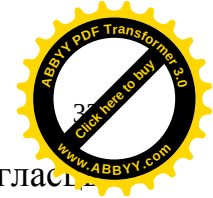
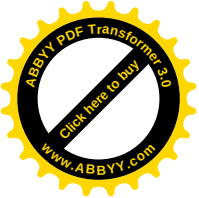
Суадносіны межаў трываласці матэрыялаў, у прыватнасці і горных парод наступныя:

скручванню выгіну разрыву сцісканню
1 : 2 : 3 : 25

Як бачым, пароды прасцей за ўсе скручваюцца. Для выгіну пластоў патрэбна прыкладзі сілы ў два разы болей, разрыву – у тры разы, а сцісканню – у дваццаць пяць разоў больш трэба прыкладзі сілы, чым для скручвання пароды.

Пароды могуць мець рэшткавую дэфармацыю, нават пасля зняцця нагрузкі, калі пры падзенні напружання адначасова захоўваюцца пругкія якасці дэфармацый у масе горных парод і павялічваецца пластычная дэфармацыя. Рэалізацыя рэшткаў унутранай энергіі цела, якая ўтварае рэшткавую дэфармацыю, завецца рэлаксацыйнай дэфармацыі.

Падводзячы вынік раздзелу, прысвечанаму вывучэнню дэфармацый парод, трэба адзначыць, што змена формы горных парод і ўтвораных з іх пластоў залежыць ад структуры і тэкстуры парод, неаднароднасці матэрыялу з якога складзены пароды, іх пругкасці, пластычнасці, крохкасці, вязкасці,



цвёрдасці і знешніх прычын, такіх як тэмпература, ціск, працягласць уздзеяння і іншых.

15.1. Пластычныя (плікатыўныя) дыслакацыі пластоў горных парод

Пластычнай (плікатыўнай) дэфармацыяй, як адзначалася ў папярэдняй главе, завуцца змены формы і аб'ёму цела без разрыву суцэльнасці парод, якія застаюцца пасля зняцця нагрузкі дзеючых сіл (знешніх ці ўнутраных). Звычайна пластычныя дэфармацыі прадстаўлены ў выглядзе складак.

Складка – найпрасцейшая структурная форма пластычнай дэфармацыі, якая ўяўляе сабой выгін слаёў уверх ці ўніз, у любы бок адносна старон свету. Складкі бываюць розных памераў – ад мікраскладак у некалькі сантыметраў ці нават міліметраў да макраскладак ў некалькі соцён метраў. Складкі бываюць адзінкавымі ці ўтвараюць складкавыя паясы, якія завуцца зонамі складкавасці.

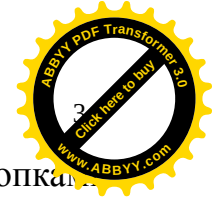
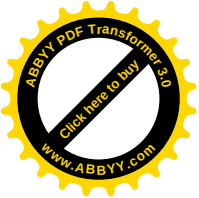
Складкавасць – пераразмеркаванне матэрыялаў горных парод і змена магутнасці пластоў у выглядзе складак, як вынік адмоўных ці дадатных вертыкальных рухаў і (або) гарызантальных перасоўванняў мас зямной кары.

Для апісання складак карыстаюцца марфаметрычнымі характэрыстыкамі **асноўных элементаў складак**, якімі з'яўляюцца (мал.):

- крылы складкі – бакавыя часткі складкі, якія адыходзяць ад месца перагіну слаёў, ці сыходзяцца ў месцы іх перагіну;
- замок складкі – месца максімальнага перагіну (максімальнай абсалютнай крывізны) слаёў, дзе крылы сыходзяцца;
- вяршыня складкі – кропка максімальнага перагіну (максімальнай абсалютнай крывізны) на замке складкі;
- ядро складкі – унутраная частка складкі, абмежаваная крыламі;
- восевая (па-руску – осевая) плоскасць складкі – плоскасць, якая дзеліць вугал складкі напалам;
- шарнір – лінія перасячэння паверхні складкі з восевай плоскасцю; шарніры могуць быць гарызантальнымі, нахіленымі ці хвалістымі, яны паказваюць паглыбленне ці ўздым складкі;
- восевая лінія (вось) складкі – лінія перасячэння восевай плоскасці складкі з гарызантальнай плоскасцю; вось складкі мае гарызантальнае палажэнне і ўказвае на накірунак распасцірання складкі, а не на яе паглыбленне ці ўздым; восевая лінія праходзіць праз усе слаі зрэзанай складкі, а шарніры размешчаны на паверхні кожнага слоя;
- грэбень складкі – найвышэйшыя кропкі на перагіне складкавага слою;
- кіль складкі – кропкі з найніжэйшым месцазнаходжаннем.

Да **колькасных параметраў**, якімі характарызуюць складкі трэба аднесці:

- вышыню складкі – перавышэнне паміж выпуклай і сумежнай увагнутай часткамі складкі;



- дліну складкі – адлегласць па восі складкі паміж кропкамі супрацлеглых паглыбленняў аднаго і таго ж слою;

- шырыню складкі – адлегласць паміж восевымі лініямі суседніх складак;

- вугал складкі, ці вугал пры вяршыні складкі – вугал, які ўтвараецца лініямі працягнення крылаў складкі; ён можа складаць ад 0^0 да 180^0 ;

- вугал паглыблення ці ўздыму складкі – вугал нахілу шарніра складкі адносна яго праекцыі на гарызантальную плоскасць; велічыня гэтага вугла можа складаць ад 0^0 да 90^0 .

Марфалагічна ўсе складкі можна падзяліць на антыклінальныя і сінклінальныя.

Антыклінальныя складкі - дадатныя (па-руску – положительные) плікацыйныя структуры, у якіх больш старажытныя пароды знаходзяцца ў ядры, а больш маладыя - на крылах.

Сінклінальныя складкі - адмоўныя (па-руску – отрицательные) плікацыйныя структуры, у якіх больш старажытныя пароды знаходзяцца на крылах, а больш маладыя - ў ядры.

Антыклінальныя і сінклінальныя складкі на картах паказваюцца выгінам ізагіпс або геалагічных межаў, ці іх замыканнем.

Месца злучэння крылаў антыкліналяў на структурных і геалагічных картах з падзеннем слаёў у бок падножжа складкі завецца перыкліналлю. Такія лакальныя дадатныя структуры, прымеркаваныя да схілаў антыкліз з пакатым падзеннем на фоне манакліналяў, выцягнутыя ў накірунку іх падзення, завуцца яшчэ структурнымі насамі.

Злучэнне крылаў сінкліналяў на структурных і геалагічных картах з падзеннем слаёў у бок ядра завецца цэнтрыкліналлю.

Існуе шмат класіфікацый складак, прапанаваных рознымі аўтарамі з улікам пэўных набораў крытэрыяў, па якіх сгрупіраваны складкі. З усіх класіфікацый можна вылучыць найбольш трапныя і агульнапрынятыя.

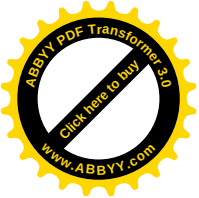
Па генезісе складкі падзяляюць на:

- эндагенныя – складкі сціскання, якія ўтвораны адначасова з асадканазапашваннем ці ў выніку інверсійных рухаў у прагінах; складкі вольнага гравітацыйнага слізгання па зрывах; складкі расцягнення і выціскання ў бакі ў выніку вертыкальнага ўздыму; дыяпіравыя складкі; адбітныя (па-руску – отраженные) складкі, утвораныя ў выніку рухаў па разломах; магматагенныя складкі; метамарфагенныя складкі;

- эксагенныя – складкі ахінання (па-руску – облекания); складкі нераўнамернага экзагеннага сціскання; складкі выпірання пад ціскам вышэйляжачых парод; складкі разбухання, утвораныя ў выніку змены аб'ёму парод пры гідратацыі; складкі спаўзання ці абрушэння; ледавіковыя складкі.

Па выяве ў плане (на карце) складкі бываюць (мал.):

- лінейныя, якія маюць выцягнутыя, падоўжныя формы, пры гэтым дліна складкі ў шмат разоў больш за шырыню (1:5, 1:7);



- брахіформныя, якія маюць форму эліпса, пры гэтым суадносіны даўжыні і шырыні 1:2, 1:4;

- ізаметрычныя, якія маюць прыблізна аднолькавыя папярочныя і падоўжныя (па-руску – продольные) памеры (напрыклад, антыклінальныя структуры – купалы, скляпенні (па-руску – своды); сінклінальныя структуры – мульды, чашы).

Адносна палажэння восевай паверхні ў прасторы складкі падзяляюць на:

- сіметрычныя (прамыя), якія маюць вертыкальнае становішча восевых паверхняў; у выпадках, калі ядро складкі набывае вертыкальнае становішча, яно завецца коранем складкі;

- асіметрычныя, якія маюць нахіленае палажэнне восевых паверхняў;

- гарызантальныя (ляжачыя), якія маюць гарызантальнае становішча восевых паверхняў, пры гэтым падвёрнутае крыло складкі мае адваротную стратыграфічную паслядоўнасць адкладаў;

- касыя (ляжачыя), у якіх крылы маюць розныя напрамкі нахілу і розныя вуглы нахілу восевых паверхняў;

- нахіленыя (перакуленыя), у якіх крылы падаюць у адзін бок пад адным ці рознымі вугламі, пры гэтым падвёрнутае крыло мае адваротную стратыграфічную паслядоўнасць адкладаў, а верхняе крыло - нармальную стратыграфічную паслядоўнасць адкладаў;

- ныраючыя – антыклінальныя (перакуленыя ці ляжачыя) складкі, у якіх вяршыні накіраваныя ў бок аснавання, а восевыя паверхні і крылы выгнуты ў выглядзе скляпення.

Па становішчы крылаў ў прасторы складкі бываюць (мал. 1.1):

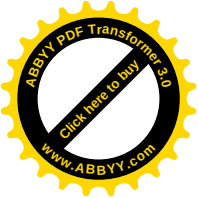
- простыя, у якіх крылы разыходзяцца ад замка ў бакі і ядро пашыраецца ад вяршыні складкі;

- ізаклінальныя (сціснутыя) – з паралельным становішчам крылаў, якія маюць аднолькавы вугал і азімут падзення на памежных складках, разыходзяцца ад замка ў бакі і ядро пашыраецца ад вяршыні складкі; такія складкі могуць быць прамымі, сіметрычнымі, нахіленымі, перакуненымі, гарызантальнымі або ляжачымі, але не могуць быць касымі; разнастайнасцямі ізаклінальных складак могуць быць грэбенепадобныя (антыклінальныя складкі, у якіх крылы паралельныя або амаль паралельныя, а слаі ў ядры выпалажваюцца з глыбінёй) і кілепадобныя (сінклінальныя складкі, у якіх крылы паралельныя або амаль паралельныя) складкі;

- веерападобныя, у якіх адносна больш шырокія і спадзіста (па-руску – полого) выгнутыя замкі і пераціснутыя ядры; крылы такіх складак маюць нахіл да восевых паверхняў у антыклінальных і ў адваротны бок у сінклінальных.

Па форме замка вылучаюць складкі (мал. 1.2):

- вуглаватыя – вострыя (вугал менш за 90^0) і тупыя (вугал большы за 90^0) складкі, якія маюць пляскатыя (па-руску – плоские) крылы і вузкі замок;



- акруглыя, якія маюць хвалепадобныя выгіны слаёў на вертыкальных зрэзе і адносна шырокія замкі і пляскатыя часткі на крылах;

- скрынепадобныя (па-руску – сундучные, коробчатые), якія маюць шырокія ці гарызантальныя замкі і крутыя крылы, якія ўтвараюць каленападобныя вуглаватыя перагіны; сярод срыневых складак сустракаюць прамыя, касыя, нахіленыя.

Па кінематыцы складкі падзяляюць на (мал.)::

- складкі падоўжнага выгіну (канцэнтрычныя складкі) без змены магутнасці слаёў на крылах;

- складкі скалвання без укарачвання аснавання;

- складкі папярочнага выгіну (штампавыя складкі) са змяццем упоперак плоскасцяў наслаення;

- камбінаваныя складкі папярочнага і падоўжнага выгіну.

Флексуры – каленападобныя перагіны слаёў, якія ўтвараюцца спалучэннем двух вуглаватых складак. Флексуры могуць быць (мал.):

- прамымі, якія маюць нахіл крутой часткі калена ў бок агульнага падзення слаёў;

- адваротнымі, паднятыя крылы якіх запракінутыя на часткі, якія знаходзяцца ніжэй.

Да **формаў высокіх структурных рангаў** можна аднесці дадатныя і адмоўныя структуры вялікіх памераў у некалькі дзесяткаў і соцён кіламетраў.

Дадатныя формы высокіх рангаў:

- антыклізы – вялікія па памерах працяглыя выгіны ў форме антыкліналяў з нахілам слаёў на крылах у некалькі градусаў;

- скляпенні (па-руску – своды) – меншыя па памерах за антыклізы ўскідавыя структуры з падзеннем слаёў на крылах да 45 - 70°;

- валы – выцягнутыя ў плане асіметрычныя структурныя формы значных памераў.

Адмоўныя формы высокіх рангаў:

- сінеклізы – прагіны з пакатым падзеннем пластоў на крылах у некалькі градусаў;

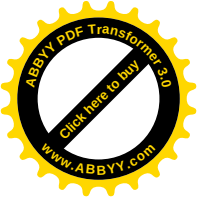
- упадзіны (дэпрэсіі) – меншыя па памерах за сінеклізы прагіны, якія маюць выцягнутую ў плане форму і абмежаваныя цэнтрыкліналямі.

Структурныя дадатныя і адмоўныя формы высокіх рангаў спалучаюцца ў зямной кары і ўтвараюць яшчэ большыя па памерах структуры, якія працягваюцца на сотні кіламетраў і завуцца антыклінорыямі і сінклінорыямі.

Антыклінорыі – буйныя антыклінальныя структуры зямной кары, якія ўтвораны ў выніку спалучэння дадатных і адмоўных форм высокіх рангаў.

Сінклінорыі – спалучэнне дадатных і адмоўных форм высокіх рангаў на фоне агульнага паглыблення часткі зямной кары.

У сваю чаргу антыклінорыі і сінклінорыі могуць таксама спалучацца ў зямной кары і ўтвараць найбуйнейшыя структуры з агульным уздымам, якія завуцца мегаантыклінорыямі, і агульным паглыбленнем, якія завуцца



мегасінкліно́рыямі. Структуры такога класа маюць часам памеры большыя за тысячу кіламетраў.

Спалучэнне больш дробных складкавых структур у антыкліно́рыях і сі́нкліно́рыях, мегаантыкліно́рыях і мегасінкліно́рыях на адным парадкавым узроўні завецца вергентным. Такое спалучэнне можа быць канвергентным, калі восевыя паверхні складак вертыкальныя, дзівергентным калі восевыя паверхні складак разуходзяцца ў бакі ад ядра буйнейшай структуры, анцівергентным, калі восевыя паверхні складак сыходзяцца да замка буйнейшай структуры (мал.).

Калі разглядаць спалучэнне лінейных форм на картах, то можна заўважыць такую з'яву, як кульмінацыя складак – адначасовы ўздым або паглыбленне слаёў зямной кары (мал.). Паралельныя рады складак завуцца ступенчатымі радамі і могуць быць лінейнымі (ланцуговымі), кулісападобнымі, перыстымі, скупчанымі, дугападобнымі, радыяльнымі, паўколавымі ці колавымі. Ступенчатая рады складак могуць мець разгалінаванне (па-руску – разветвление), гэта значыць быць вергентнымі.

15.2. Разрыўныя (дыз'юнктыўныя) дэфармацыі пластоў горных парод

Разрыўныя дэфармацыі (нарушэнні) горных парод – гэта парушэнне горных парод з разрывам іх суцэльнасці. Усе разрыўныя нарушэнні горных парод можна падзяліць на нетэктанічныя і тэктанічныя.

Нетэктанічныя нарушэнні – разрыўныя дэфармацыі горных парод, утвораныя ў выніку экзагенных (нетэктанічных) працэсаў. Да такіх нарушэнняў можна аднесці:

- літагенетычныя трэшчыны, якія ўтвораны ў выніку: а) літыфікацыі асадкаў (дыягенез і катагенез); б) змянення аб'ёма пароды пры гідратацыі (павелічэнне аб'ёма) ці дэгідратацыі (памяншэнне аб'ёма); в) фарміравання слаістасці парод (першасная, ці паслойная сланцаватасць);

- асобнасць (па-руску – отдельность) – першапачатковая паслойная слацаватасць, разрывы без бачнага скранання парод;

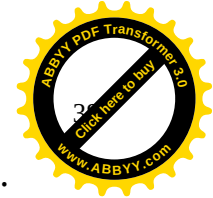
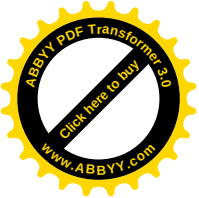
- ізастантычныя трэшчыны, якія ўтвораны ў працэсе назапашвання асадкаў (ушчыльненне – па-руску - уплотнение) ці зняцці нагрузкі пры эрозіі горных парод (разушчыльненне);

- трэшчыны ўтвораныя ў выніку фізіка-хімічных працэсаў: выветрывання, тэрмічнага павелічэння ці памяншэння аб'ёма парод, хімічных рэакцый у зямной кары і на яе паверхні;

- трэшчыны ўтвораныя ў выніку геамарфалагічных працэсаў: саліфлюкцыі, карста, схілавых працэсаў (абвалаў, апоўзняў, часовых вадатокаў) і іншых;

- ледавіковыя трэшчыны ўтвораныя ў выніку дзейнасці ледавікоў.

Тэктанічныя парушэнні – разрыўныя дэфармацыі горных парод утвораныя ў выніку тэктанічных (эндагенных) працэсаў. Да такіх парушэнняў можна аднесці раскрышанасць, кліваж і тэктанічная сланцавасць парод,



тэктанічнае разлінзаванне і будзінаж, тэктанічныя трэшчыны і разломы.

Раскрышанасць (па-руску – раздробленность) – элементарная (найменшая па памерах) ўнутраная мікраскапічная, субмікраскапічная або бачная расколістасць горных парод. Інтэнсіўнасць раскрышанасці і шырыня зоны раскрышаных горных парод залежыць ад моцы тэктанічных рухаў, а таксама ад складу парод. Раскрышанасць маналітных парод – схаваная, а ў больш мяккіх – бачная, утварае значную па шырыні зону. У выніку крохкага здрабнення горных парод утвараюцца:

- катаклазіты – аскепкі (па-руску – обломки), кавалкі парод рознай велічыні;

- міланіты – тонказярністыя пароды, перацёртыя ў выніку дыз’юнктыўных дэфармацый да такой ступені, што немагчыма пазнаць першапачатковы склад пароды;

- ультраміланіты – найбольш моцнае здрабненне пароды да бесструктурнага стану.

Катаклазіты, міланіты і ўльтраміланіты складаюць звычайна унутраныя часткі разломаў.

Кліваж – частая паралельная расколістасць звязаная з тэктанічнымі працэсамі, якая супадае ці не супадае з насласеннем. Некаторыя навукоўцы лічаць кліважом другасную (пасля першаснай паслойнай асобнасці) сланцаватасць, якая звязаная з тэктанічнымі працэсамі. Часцей за ўсё кліваж развіты ў гліністых пародах.

Вылучаюць некалькі відаў кліважу: паслойны, плыневы, галоўны. Звычайна на першай стадыі тэктанічнай дэфармацыі парод узнікае паслойны кліваж, які часта сустракаецца ў метамарфізаваных слюдзістых і хларытавых пародах, на другой – плыневы, а на трэцяй – галоўны кліваж – расцягнення або скалвання, які не супадае са слаістасцю. Галоўны кліваж мае ў нармальным крыле складкі г-падобныя, а ў падвёрнутым – s-падобныя выгіны. Кліваж звычайна ўтвараецца пад вуглом 90^0 да жорсткага слоя.

Тэктанічнае разлінзаванне – працэс утварэння выцягнутых ці разарваных лінз звычайна невялікіх па памерах (не больш за дзесяткі сантыметраў, першыя метры) у выніку паслойнага расцягнення і пластычнай дэфармацыі акаляючых іх парод.

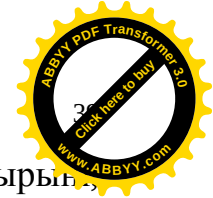
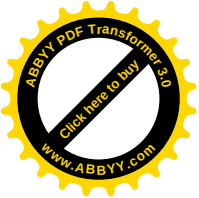
Будзінаж – працэс утварэння блокаў крохкіх парод (будзін) у выніку паслойнага расцягнення і пластычнай дэфармацыі акаляючых іх парод (мал.). Пры будзінажы спачатку фарміруюцца папярочныя расколіны, а потым – лінзападобныя блокі. Памеры будзін могуць дасягаць 10 – 15 метраў.

Тэктанічныя трэшчыны – дыз’юнктыўныя парушэнні горных парод утвораныя ў выніку тэктанічных дэфармацый.

Кожная трэшчына мае наступныя **марфаметрычныя элементы**:

- бакі, ці сценкі – самкнутыя або ссунутыя адна адносна другой паверхні разрыва горных парод;

- зіянне – адыход адной сценкі трэшчыны ад другой.



Трэшчыны характарызуюцца колькаснымі паказчыкамі дліны, шырыні, глыбіні пранікнення, якія вылічваюцца ў міліметрах, сантыметрах, метрах; а таксама азімута распасцірання і падзення, вугла падзення (нахілу), якія вылічваюцца ў градусах.

Шырыня трэшчыны – адлегласць паміж сценкамі па нармалі (перпендыкуляры).

Дліна трэшчыны – працягласць па распасціранню.

Глыбіня пранікнення – адлегласць, на якую трэшчына прасочваецца па падзенні.

Азімуты распасцірання і падзення і вуглом падзення вылічаюцца аналагічна адпаведным параметрам элементаў залягання слаёў (пластоў).

Усе **трэшчыны па генезісе** можна падзяліць на два асноўных тыпа:

- сколы – вязкія разрывы ўтвораныя ў выніку расцягваючых ці сціскаючых тангенцыйных (накіраваных па датычнай (па-руску – касательной) да паверхні дэфармацыі) напружанняў; візуальна сколы выглядаюць, як серыя кулісападобных расколін з невялікім зіяненнем ці, часцей, зачыненых;

- разрывы – крохкія (па-руску – хрупкіе) разрывы ўтвораныя ў выніку расцягваючых ці сціскаючых нармальных накіраваных па перпендыкуляры да паверхні дэфармацыі напружанняў; разрывы звычайна прадстаўлены асобнымі расколінамі або сістэмай субпаралельных трэшчын, якія маюць пэўную (часам значную – да дзесяткаў сантыметраў і нават метраў) шырыню паміж сценкамі разарваных парод. Разрывы бываюць адчыненымі або запоўненымі (кальмаціраванымі) абломкавым матэрыялам ці новаўтворанымі мінераламі, часам іншымі па складзе чым дэфармаваная горная парода.

М.В.Гзоўскі ў працах, прысвечаных вывучэнню дыз’юнктыўных дэфармацый парод, дэталёва апісаў **фізічныя асновы ўтварэння тэктанічных разрываў** у аднародным асяроддзі:

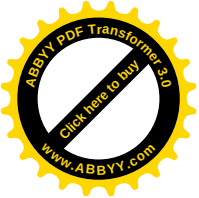
1. Вырашальнымі пры дэфармацыі горных парод і ўтварэнні разрываў з’яўляюцца памеры геалагічных цел і петраграфічныя асаблівасці парод.

2. Дыз’юнктыўнае парушэнне ўтвараецца ў выніку рэалізацыі тэктанічных напружанняў, велічыні якіх змяняюцца ў залежнасці ад працягласці дзеяння напружанняў, варыяцыі тэмпературы і ціску.

3. Утварэнне разрыва заўжды прыводзіць да змянення поля напружанняў. Адбываецца яго аслабленне ў адных месцах і ўзмацненне ў іншых. Пасля ўтварэння трэшчыны змяняецца арыентацыя вольнага напружанняў, што прыводзіць да ўтварэння новых расколаў.

4. У адным месцы могуць утварыцца адна ці больш спалучаных пар плоскасцяў скола ў залежнасці ад змянення лакальнага напружанага стану. Трэшчыны адрыву звычайна арыентаваны пад вуглом не больш за 45° да напрамку дзеяння пары сіл (расцягнення і сціскання).

5. Тэктанічныя напружанні, якія дзейнічаюць ў зямной кары рэалізуюцца на працягу даволі доўгага часу. Пры гэтым дыз’юнктыўныя



нарушэнні праходзяць некалькі этапаў свайго фарміравання: а) утварэнне асобных невялікіх разрываў; б) павелічэнне памераў трэшчын да разломаў; в) злучэнне асобных разломаў у адзін вялікі глыбінны разлом, які развіваецца, як тэктанічная адзінка пэўны час да поўнага затухання тэктанічных рухаў уздоўж яго.

6. За час фарміравання вялікіх разломаў можа адбывацца змена накірунку і моцы напружанняў, у выніку чаго сколы могуць змяняцца адрывамаі і наадварот.

Акрамя таго, М.В.Гзоўскі шмат увагі ў сваіх працах надаваў колькасным метадам аналізу трэшчынаватасці, уключаючы вызначэнне напрамкаў тэктанічных напружанняў па дадзеных даследаванай расколістасці з выкарыстаннем графічнай прасторавай мадэлі – эліпсоіда дэфармацый.

Асобныя трэшчыны аб'ядноўваюцца ў сістэмы, якія фарміруюцца ў выніку рэалізацыі тэктанічных напружанняў. Для **колькаснай ацэнкі сістэм трэшчынаватасці** ўжываецца вялікая колькасць характэрыстык, сярод якіх можна назваць наступныя:

- інтэнсіўнасць трэшчынаватасці (расколістасці) – колькасць адзінкавых трэшчын на пагонны метр горнай пароды;

- удзельнае расцягненне – працэнтныя суадносіны аб'ёму адчыненых трэшчын да агульнага аб'ёму даследуемай пароды;

- лінейнае з'яненне – працэнтныя суадносіны плошчы адчыненых трэшчын да плошчы пароды, якая ўключае трэшчыны.

Вынікі колькаснага аналізу трэшчынаватасці прадстаўляюць у таблічнай форме, таксама паказваюцца графічна ў выглядзе руж-дыяграм трэшчынаватасці і іншымі спосабамі.

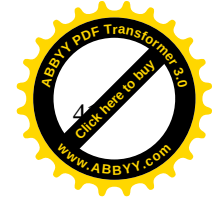
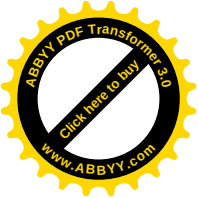
Сярод сістэм трэшчын акрамя агульнага колькаснага падліку асобных разрываў праводзяць узроставы аналіз трэшчын. У гэтым сэнсе вылучаюць аднаўзроставыя трэшчыны, якія ўтварыліся ў адзін час пад уздзеяннем адных і тых жа тэктанічных напружанняў, а таксама рознаўзроставыя, якія ўтварыліся паслядоўна адна за другой пад уздзеяннем адных і тых жа або змяніўшыхся тэктанічных напружанняў. Больш маладой лічыцца трэшчына, якая парушае ўтвораную раней трэшчыну (мал.).

Усю разнастайнасць **трэшчын класіфікуюць** па шматлікіх крытэрыях, сярод якіх можна назваць наступныя:

- па канфігурацыі плоскасці разрыву вылучаюць роўныя, няроўныя, хвалістыя, каленападобныя, пляскатыя, радыяльныя, канцэнтрычныя і іншыя;

- па вуглу падзення плоскасці трэшчын вылучаюць гарызантальныя ($0 - 5^0$), спадістыя (па-руску – пологие) ($5 - 25^0$), слаба нахіленыя ($30 - 45^0$), стромкія (па-руску – крутые) ($45 - 80^0$), субвертыкальныя ($80 - 89^0$) і вертыкальныя (90^0);

- адносна перасякаемых слаёў трэшчыны бываюць падоўжнымі, якія паралельныя распасціранню слаёў; папярочнымі, якія заклаліся ўпоперак распасцірання слаёў; касыя (дыяганальныя), якія знаходзяцца пад вострымі



вугламі да распасцірання слаёў ці структур.

Разрыўныя (дыз'юнктыўныя) дэфармацыі парод, утвораныя ў выніку дзеяння тэктанічных рухаў завуцца **разломамі**. Разрыў парод пры разломаўтварэнні абумоўлены, як вертыкальнымі, так і гарызантальнымі рухамі, або іх камбінацыяй (спалучэннем). Звычайна разрывы адбываюцца з бачным перасоўваннем парод.

У парушаемых пародах разломы вызначаюцца па кантакту рознаўзроставых парод, брэкчыі трэння, адорвеннях парод з аднаго ці дзвух крылаў разлома, катаклазітах і міланітах, расколістасці парод і да т.п. У рэльефе разломы ідэнтыфікуюцца па каленападобных выгінах рэк, змешчаных і засохлых руслах рэк, выходах на паверхню падземных вод і да т.п.

Да **асноўных элементаў разрываў** з бачным перасоўваннем парод (разломаў) можна аднесці:

1. Зрушыцель (па-руску – сместитель) (плоскасць зруха) – галоўны структурны элемент разломаў, па якому адбываецца разрыў і перасоўванне аднаго блока парод адносна другога. Палажэнне плоскасці зруха ў прасторы характарызуецца колькаснымі паказчыкамі па аналогіі з плоскасцю структурнай паверхні: азімутамі распасцірання і падзення, вуглом падзення (нахілу).

2. Лінія зрушыцеля – перакрываванне паверхні зрушыцеля з паверхняй рэльефа.

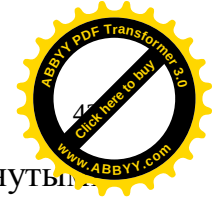
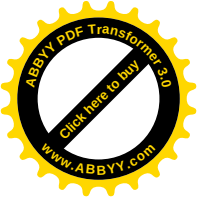
3. Бакі, або крылы разломаў – часткі блокаў парод, якія падзяляюцца разломамі; выдзяляюць апушчаны і ўскінуты бакі, або крылы разлома; адносна плоскасці зруха крылы падзяляюць на ляжачае, якое знаходзіцца пад зрушыцелем, і вісячае, якое знаходзіцца над плоскасцю зруха. Кожнае з крылаў разлома могуць быць ахарактарызаваны азімутамі распасцірання і падзення, вугламі падзення (нахілу). Акрамя таго, велічыня перасоўвання блокаў па разлому вызначаецца **амплітудай перамяшчэння**, якая можа быць:

- сапраўднай – адлегласць паміж двума кропкамі па плоскасці зрушыцеля, якія да перасоўвання былі адзінай; сапраўдная амплітуда падзяляецца на вертыкальную і гарызантальную;

- вертыкальнай – вертыкальная складаючая сапраўднага перамяшчэння роўная адлегласці па вертыкалі паміж кропкамі на плоскасці зрушыцеля, якія да перасоўвання былі адзінай;

- гарызантальнай – гарызантальная складаючая сапраўднага зруха роўная адлегласці па гарызанталі паміж кропкамі на плоскасці зрушыцеля, якія да перасоўвання былі адзінай;

- стратыграфічнай – адлегласць паміж перасунутымі сумежнымі кропкамі па нармалі да паверхняў наслання (падэшвы ці кроўлі); стратыграфічная амплітуда падзяляецца на вертыкальны і гарызантальны адыходы;



- вертыкальны адыход – адлегласць па вертыкалі паміж перасунутымі сляямі, або вертыкальная складаючая стратыграфічнай амплітуды;

- гарызантальны адыход – адлегласць па гарызанталі паміж перасунутымі сляямі, або гарызантальная складаючая стратыграфічнай амплітуды.

Літалагічна і стратыграфічна разлом адрозніваецца ад акаляючых парод і можа разглядацца як самастойнае геалагічнае цела, тэктанічнае ўтварэнне – уласна разлом. Цела разлома ўяўляе сабой зону поўных дэфармацый у абодва бакі ад якой выдзяляюцца зоны трэшчыनावатасці на крылах разломаў, якія завуцца зонамі дынамічнага ўплыву (па-руску – влияния) разлома.

Адносна парушаных адкладаў усе разломы падзяляюцца на канседыментацыйныя (па-руску – конседиментационные), якія ўтвораны адначасова з назапашваннем парушаемых парод, і постседыментацыйныя, (па-руску – постседиментационные), якія парушаюць пароды пасля іх літыфікацыі.

Усе разломы па кінематыцы падзяляюць на скіды (па-руску – сбросы, па-англійску – down-throw), рассовы (па-руску – раздвиги), ускіды (па-руску – взбросы, па-англійску – up-throw, thrust), насовы (па-руску – надвиги, па-англійску – overthrust), шар’яжы і зрухі (па-руску – сдвиги, па-англійску – slip, shear).

Скіды – разрывы, пры якіх вісячае крыло знаходзіцца ніжэй за ляжачае і мае вертыкальную амплітуду зрушэння (па-руску – смещения) крылаў. Адносна нахіла слаёў у вертыкальным сячэнні (у разрэзе) выдзяляюць згодныя і нязгодныя скіды.

Згодныя скіды маюць такія самы напрамак нахілу, што і парушаемыя ім слаі горных парод (мал.).

Нязгодныя скіды маюць адваротны напрамак нахілу, чым парушаемыя ім слаі горных парод.

Адносна распасцірання парушаемых слаёў у гарызантальным сячэнні (у плане) выдзяляюць падоўжныя, папярочныя, касыя і дыяганальныя скіды.

Падоўжныя скіды накіраваны перпендыкулярна лініі распасцірання парушаемых слаёў горных парод, ці па лініі падзення.

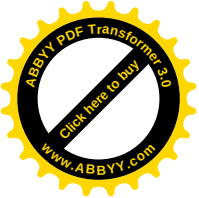
Папярочныя скіды накіраваны па лініі распасцірання парушаемых слаёў горных парод.

Касыя скіды закладзены пад нейкім вуглом да лініі распасцірання парушаемых слаёў.

Дыяганальныя скіды парушаюць слаі па дыяганалі да лініі распасцірання парушаемых слаёў.

Скіды з вертыкальным зрушыццелю (вугал падзення $80-90^0$) завуцца нармальнымі, з вугламі большымі за 30^0 – нахіленымі, меншымі за 30^0 – пакатанакіленымі (па-руску – пологонаклоненные).

У выпадках, калі вуглы зрушыццелей супадаюць з вугламі падзення слаёў, скіды завуцца паслойнымі.



Вертыкальная амплітуда скіда можа затухаць на яго заканчэнні і распасціранню і пераходзіць у складкавую форму (флексуру). Такі скід завецца шарнірным (мал.).

Рассовы – разломы, у якіх бакі (крылы) рассоўваюцца перпендыкулярна плоскасці зрушэння без вертыкальнай амплітуды зрушэння. Рассовы ўтвараюцца звычайна ў выніку выгіну слаёў, інтрузій, а таксама рассоўвання блокаў пры спаўзанні. Такія разломы могуць быць расчыненымі, або запоўненымі мінеральнымі ўтварэннямі, вывергнутымі пародамі і да т.п. У такіх выпадках цела разлома не мае слядоў здрабнення парод, бо апошнія назапасіліся без непасрэднага ўдзелу дынамічнага фактару дзеючых геалагічных працэсаў.

Ускіды - разрывы, пры якіх вісячае крыло знаходзіцца вышэй за ляжачае, мае стромкі ($60 - 90^0$) вугал падзення і вертыкальную складаючую амплітуды зрушэння (па-руску – смещения) крылаў. Зрушэнне такіх разломаў завецца ўскідвацель.

Адносна нахіла слаёў у вертыкальным сячэнні (у разрэзе) выдзяляюць згодныя і нязгодныя ўскіды.

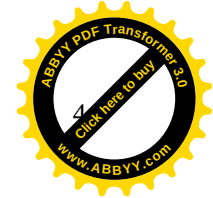
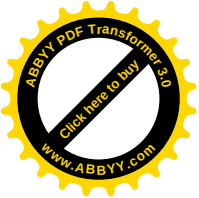
Згодныя ўскіды маюць такі самы напрамак нахілу, што і парушаемыя ім слаі горных парод.

Нязгодныя ўскіды маюць адваротны напрамак нахілу, чым парушаемыя ім слаі горных парод. Так, як і скіды, ускіды падзяляюцца на падоўжныя, папярочныя, касыя і дыяганальныя. Як і ў выпадку скідаў, цэлы ўскідаў складзены міланітавым і катаклазітавым рэчывам са шматлікімі люстэркамі слізгання.

Насовы – ускіды з невялікімі вугламі насоўвання вісячага крыла на ляжачае. Яны часта ўтвараюцца на перакулёных або падхінутых крылах складак. Паверхня насоўвання вісячага крыла завецца паверхняй насова, якая на перасячэнні з паверхняй рэльефу ўтварае лінію насоўвання, а па ўнутранаму складу прадстаўлена брэкчыяй і меланжам са шматлікімі люстэркамі слізгання. Насунутыя часткі блокаў завуцца алахтонам, а аснаванне (ляжачае крыло), на якое насунуты насоў, завецца аўтахтонам.

Па генезісу бываюць насовы:

- - разлома, якія сякуць пласт упоперак ці пад стромкім вуглом;
- - расцягнення, якія ўтвараюцца на падхінутым крыле перакуленай складкі;
- - скалвання, якія ўтвараюцца ў гарызантальных або нахілена залягаючых сляях;
- - накладзеныя, якія парушаюць сфарміраваныя складкі;
- - пластовыя, якія ссоўваюць адзін слой па паверхні другога;
- - эразійныя, якія перасоўваюць вісячы бок па дэнудзіраванай паверхні ляжачага бока;
- - зрыва, якія ссоўваюць крохкія пароды па больш пластычнаму аснаванню.



Па марфалогіі фронтальнай часткі насавы бываюць:

- лускаватыя (па-руску – чешуйчатые), якія маюць лускападобную (чарапіцападобную) структуру насоўвання;
- ныраючыя, зрушыцель якіх мае нахіл супрацлеглы напрамку насоўвання;
- залівападобныя, якія маюць розную гарызантальную амплітуду насоўвання па фронце насова.

Шар’яжы (тэктанічныя покрывы) (па-руску – покровы) – насавы з пакатымі або гарызантальнымі паверхнямі слізгання алахтона па аўтахтону. Алахтон шар’яжа можа быць суцэльным або мець некалькі плоскасцяў зрыва ці ўтвараць астанцы (адорвені). Алахтон можа быць старэйшым за аўтахтон і мець вокны прарыву больш маладых парод скрозь старэйшыя.

Шар’яжы маюць адрозныя ад іншых кінематычных тыпаў разломаў назвы элементаў будовы:

- паверхня покрыва, ці паверхня шар’яжа, ці паверхня валачэння – мяжа паміж алахтонам і аўтахтонам, якая па ўнутранаму складу, як і паверхня насова, прадстаўлена брэкчыяй і меланжам са шматлікімі люстэркамі слізгання;
- лабавая частка – пярэдняя (фронтальная) частка шар’яжа з стромка нахіленымі пластамі;
- корань шар’яжа – найбольш удаленая ад лабавой частка покрыва.

Зрухі – разрывы з перасоўваннем парод у гарызантальным напрамку. Зрухі звычайна ўтвараюцца ў выніку дзеяння тангенцыйных сіл і суправаджаюць перасоўванне глабальных пліт, або тэктанічных покрываў.

Па арыентацыі плоскасці зрушыцеля зрухі бываюць вертыкальнымі, гарызантальнымі і нахіленымі.

Па напрамку перасоўвання зрухі бываюць левымі і правымі. Напрамак перасоўвання вызначаецца па накірунку перасоўвання супрацлеглага крыла разлома адносна таго, які ўзяты за адлік гарызантальнага зруху (мал.).

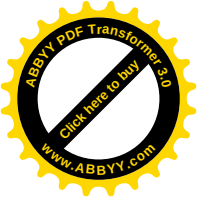
Адносна падзення слаёў вылучаюць згодныя і нязгодныя зрухі. Згодныя зрухі адпавядаюць напрамку падзення слаёў, а нязгодныя маюць іншы напрамак зруху.

На заканчэннях зрухаў утвараюцца гарызантальныя складкі, якія завуцца сігмоідамі.

Пералічаныя вышэй кінематычныя тыпы разломаў рэдка можна знайсці ў чыстым выглядзе, часцей назіраюцца кінематычныя камбінацыі разломаў: скіда-зрухі, зруха-скіды, ускіда-зрухі, зруха-ускіды. У названых спалучэннях другім словам з’яўляецца абазначэнне дамінуючага тыпа разлома, напрыклад зруха-скід – большая значэнне мае вертыкальная складаючая амплітуды перасоўвання (скід), чым гарызантальная (зрух).

Акрамя камбінаваных дыз’юнктываў вылучаюць таксама спалучэнне разрыўных форм:

- ступенчатыя скіды – блокі, падзеленыя скідамі на тэктанічныя



ступені, якія паніжаюцца ў бок падзення зрушыцеля;

- ступенчатыя ўскіды – блокі, падзеленыя ўскідамі на тэктанічныя ступені, якія ўздымаюцца ў бок паўстання зрушыцеля;
- ступенчатыя насовы – блокі, падзеленыя ўскідамі на тэктанічныя ступені падобныя на чарапіцу;
- ступенчатыя зрухі – блокі, падзеленыя ўскідамі на кулісападобныя тэктанічныя ступені;
- грабены – адмоўныя паглыбленыя структуры, абмежаваныя двума скідамі (рыфт) ці ўскідамі (рампаваы грабен);
- горсты – дадатныя прыўзнятыя структуры, абмежаваныя двума скідамі ці ўскідамі;
- клавiятурныя блокі – чаргаванне грабенаў і горстаў.

Пры спалучэнне некалькіх зрушыцелей разломаў вылучаюць:

- сінтэтычныя разломы – сістэма разломаў, у якіх падзенне зрушыцелей згоднае, г.з. накіравана ў адным накірунку;
- антытэтычныя (па-руску - антитетические) разломы – сістэма разломаў, у якіх падзенне зрушыцелей нязгоднае, г.з. накіравана ў розных накірунках;
- перакрываваемыя разломы – сістэма разломаў, у якіх зрушыцелі перакрываюцца на нейкай глыбіні.

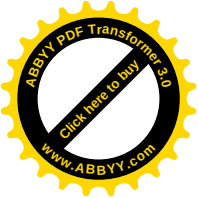
Глыбінныя разломы – разломы глыбокага коравага, а магчыма, мантийнага залажэння (праціаюць зямную кару на сотні кіламетраў) і працяглай гісторыі развіцця, якія падзяляюць вялікія блокі зямной кары з рознай геалагічнай будовай. Глыбінныя разломы яшчэ называюць глабальнымі лінеаментамі, якія па кінематыцы могуць быць скідамі, ускідамі, зрухамі ці іх камбінацыяй, як і астатнія разломы. Глыбінныя разломы звычайна ўтвараюць разломныя зоны, гэта значыць ускладняюцца разломамі розных кінематычных тыпаў меншых па памерам.

16. Магматычныя і метамарфічныя целы

Магматычныя пароды займаюць значнае месца сярод парод зямной кары. З німі злучаны радовішчы карысных выкапняў, што выклікае да іх падвышаную цікавасць геологаў і робіць аб'ектам вывучэння структурнай геалогіі. Структурна-тэктанічны аналіз магматычных парод неабходны для вывучэння ўнутранай будовы магматычных цел, механізмаў іх утварэння і вызначэння суадносін магматычных і акаляючых парод.

Магма – расплаўленыя горныя пароды, якія ўзнімаюцца з нізоў зямной кары ў яе верхнія часткі. Гранітоідныя пароды ўзнімаюцца з глыбін 5 – 10 км, а ультраасноўныя і асноўныя магмы з глыбін дзесяткаў і нават першай сотні кіламетраў. Хуткасць узняцця магмы вызначаецца: глыбінёй, наяўнасцю лятучых рэчываў у магме (чым іх болей, тым магма ўздымаецца хутчэй), складам самой магмы, якасцямі акаляючых парод.

Раўнамерназерністыя магматычныя пароды ўтвораны ў адну фазу



астывання расплава магма. Парфірападобныя тэкстуры – вынік двух большых фаз астывання магматычнага расплава. Шклопадобная тэкстура вывергнутых парод сведчыць аб іх хуткім астыванні на паверхні зямлі.

Магматычная дзейнасць праяўляецца ў выглядзе:

- расплаваў, якія ўздываюцца па аслабленых зонах з нізоў зямной кары ў больш высокія гарызонты зямной кары, праплаўляючы і рассоўваючы горныя пароды;

- выцякаемых або выкідваемых лававых мас на паверхню зямлі.

Працэс пранікнення магмы ў горныя пароды ў выніку магматычнай дзейнасці завецца інтрузіяй. У выніку інтрузіі ўтвараецца інтрузіў – геалагічнае цела, масіў, плутон.

Магматычныя пароды могуць вылівацца на паверхню або выкідвацца ў атмасферу ў выніку вулканічнай (эфузійнай) дзейнасці. Працэс выцякання лавы завецца эфізіўным, ці эфузіяй, а целы, якія ўтвараюцца ў выніку эфузіі – эфузівамі.

Прамежкавыя структурныя формы паміж інтрузівамі і эфузівамі завуцца субвулканічнымі.

Па складзе метамарфічных парод можна вызначыць з якой глыбіні яны ўзняліся. Гранітоідныя пароды ўзнікаюцца з глыбінь 5 – 10 км, а асноўныя і ўльтраасноўныя – з глыбінь дзесяткаў і нават першай сотні кіламетраў.

Хуткасць узняцця магмы вызначаецца наступнымі параметрамі:

- глыбінёй – чым з большых глыбінь узнікаецца магма, тым больш часу ёй патрэбна для дасягання паверхні зямлі;

- наяўнасцю лятучых рэчываў – чым большая канцэнтрацыя лятучых рэчываў у магме, тым менш кропка плаўлення магмы і тым большая хуткасць яе ўзняцця;

- велічынёй ціску – чым большы ціск, тым большая хуткасць узняцця магмы;

- якасцямі акаляючых парод – чым большая крохкасць і меншая шчыльнасць парод, тым большая хуткасць узняцця магмы;

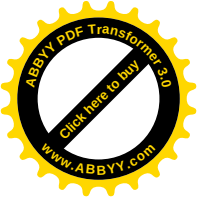
- складам магмы – чым меншая вязкасць магмы, тым большая хуткасць яе узняцця.

Генетычная розніца магматычных утварэнняў адлюстроўваецца ў іх тэкстуры:

- аднародная (лінейная) тэкстура з паралельнай арыентацыяй выцягнутых крышталаў сведчыць аб ламінарным руху лавы, пазбаўленым знешніх дэфармацый і тэктанічных уздзеянняў, або накіраваным ціску на магму ў час яе крышталізацыі; выцягнутыя крышталы, ксеналіты і аўталіты адлюстоўваюць напрамак руху часткова раскрышталізаванага расплаву; лінейная тэкстура прадстаўлена часцей у краявых зонах і на паверхні лававых патокаў;

- порыстая, або дзіркавая тэкстура сустракаецца выключна ў субвулканічных або жэралавых фацыях;

- шлакавая тэкстура прымеркавана да каляпаверхнявых частак эфузіваў;



- брэчыева-агламератавая тэкстура злучана з інтрузіямі на кантактах паўторных пранікненняў магмы ў зацвярдзелыя пароды.

Для геалагаў вялікую цікавасць уяўляюць кантакты паміж магматычнымі і акаляючымі іх пародамі. Такія кантакты па генезісе могуць быць інтрузійнымі, метасаматычнымі, тэктанічнымі. Па актыўнасці кантакты могуць быць:

- магматычна актыўнымі, якія маюць павышаную тэмпературу, актыўнае працяканне хімічных рэакцый;

- механічна актыўнымі, калі магма разрывае акаляючыя пароды і ўтварае катаклазіты, брэччыі, міланіты і да т.п.;

- неактыўныя, якія ўтвараюцца без істотных змен акаляючых парод.

Адносна слаістасці ўмяшчаючых парод кантакты паміж магматычнымі і ўмяшчаючымі пародамі могуць быць:

- згоднымі, калі палажэнне паверхні кантакта паралельнае паверхням ўмяшчаючых, пакрываючых ці падсцілаючых пластоў;

- нязгоднымі, калі палажэнне паверхні кантакта непаралельнае паверхням ўмяшчаючых, пакрываючых ці падсцілаючых пластоў;

- рассякаючымі, калі адбываецца прарыв магмы праз ўмяшчаючыя пароды, або калі адбываецца зразанне аднаго пакрыва эфузіваў другім.

Працэс утварэння магматычных цел можна падзяліць на дзве стадыі: першасная – пранікненне пластычнай расплаўленай магмы ў тоўшчы горных парод; другасная – стадыя астывання магмы (цвёрдая фаза), на якой пластычныя дэфармацыі магмы змяняюцца крохкімі дыз'юнктыўнымі. Першапачатковая (па-руску – пераоначальная) расколістаць адбываецца ў выніку астывання магмы, пры гэтым расколіны накіраваны звонку ўнутр.

Сярод расколін у магматычных утварэннях вылучаюць:

- пластовыя расколіны – вынік адрыва пры скарачэнні аб'ёму вывергнутаі масы пароды пры яе астыванні; такія расколіны размахчаны паралельна першаснай паверхні магматычнага масіва;

- папярочныя расколіны – размеркаваны паралельнымі працяглымі радамі перпендыкулярна першаснай расколістасці;

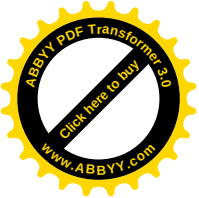
- дыяганальныя расколіны – утвораныя ў выніку напору рэшткавай магмы; яны пазнейшыя па часе ўтварэння за пластовыя і папярочныя і перасякаюць іх;

- расколіны са зрухам парод – пакатыя разрывы (скіды, ускіды, насовы), утвораныя ў выніку ціску не зусім зацвярдзелай магмы.

16.1. Інтрузівы. Марфалагічная класіфікацыя інтрузіваў

Інтрузіў – геалагічнае цела, утворанае ў выніку інтрузіі – пранікнення магмы ў горныя пароды з наступным яе застываннем. У залежнасці ад суадносін інтрузійных цел з умяшчаючымі пародамі вылучаюць рассякаючыя глыбінныя інтрузівы, згодныя інтрузійныя целы, інтрузівы змешаных форм, субвулканічныя інтрузійныя целы.

Глыбінныя інтрузійныя масівы, якія разрываюць умяшчаючыя пароды



па разломах ці трэшчынах, завуцца рассякаючымі. Да рассякаючых глыбінных інтрузіваў адносяцца: баталіты, дайкі, магматычныя дыяпіры.

Баталіты – выцягнутыя ўздоўж тэктанічных структур інтрузівы памерамі большыя за 100 – 200 км², якія маюць пашыраную верхнюю частку і звужаюцца ўглыб. Асобныя часткі баталітаў маюць наступныя назвы:

- ксеналіты – магматычныя целы невялікіх памераў, якія знаходзяцца ў верхняй частцы баталіта;

- апофізы – вялікія целы клінападобнай формы, якія адыходзяць у бакі ад асноўнага інтрузіва; яны могуць быць згоднымі, ілжыва згоднымі або рассякаючымі адносна ўмяшчаючых парод;

- баталітавыя штокі – часткі вялікіх інтрузійных цел у выглядзе стаўбападобных ізаметрычных форм;

- этмаліт (з грэчаскай мовы - варонка) – варонкападобнае інтрузійнае цела, якое звужаецца ўніз;

- гарпаліт (з грэчаскай мовы - серп) – серпападобнае пакатае інтрузійнае цела;

- сфеналіт (з грэчаскай мовы - клін) – клінападобнае інтрузійнае цела, якое пашыраецца ўверх;

- хапаліт (з грэчаскай мовы – без формы) – бесформеннае інтрузійнае цела.

Дайкі – трэшчыны (расколіны) ў горных пародах запоўненыя магматычнай масай. Дзіна даек дасягае некалькіх дзесяткаў - соцён метраў, шырыня – 5 - 10 метраў. **Жылы** - трэшчыны (расколіны) ў горных пародах запоўненыя мінеральнай масай, якія звязаны з вылучэннем газавых вазгонаў і раствораў з магмы.

Дайкі бываюць простыя (запоўненыя адной пародай) і складаныя (шматразовае запаўненне магмай зменлівага складу); адзінкавыя і шматлікія (сістэма, група даек).

Дайкі бываюць:

-

Магматычныя дыяпіры (дыяпіравыя дайкі) – маюць выгляд разгорнутых у бакі даек. Сярод ніх вылучаюць:

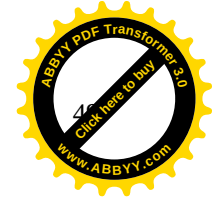
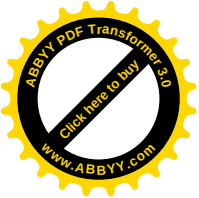
- лафаліты (з грэчаскай мовы – грэбень) – грэбенепадобныя інтрузійныя масівы;

- хаамаліты (з грэчаскай мовы – боб) – бобападобныя інтрузійныя масівы складанай формы з моцна раздутымі бакамі;

- дыяпіравыя штокі – ізаметрычныя ў плане купалападобныя інтрузійныя масівы;

- сталагмаліты (з грэчаскай мовы – кропля) – дыяпіравыя інтрузійныя масівы, якія маюць форму перавёрнутае кроплі;

- пігмаліты – формы другасных пранікненняў магмы і кулакападобныя і тэлескопныя формы



- лінзавыя целы.

Інтрузійныя масівы, якія маюць становішча абмяжоўваючых іх паверхняў паралельнае адносна слаёў акаляючых парод, завуцца згоднымі інтрузіямі.

Сілы – інтрузійныя масівы, або межпластовыя целы пласцінападобнай формы. Іх магутнасць можа быць 600 – 900 м, а плошча – некалькі тысяч кіламетраў. Сярод разнастайных форм сілаў вылучаюць наступныя:

- хаматаліт – валападобны інтрузіў, утвораны ў выніку раздзмухання (па-руску – раздува) слаёў у перыферычных частках сілаў;

- лаккаліт – каравападобнае інтрузійнае цела, якое нагадвае шляпку грыба; дыяметр такога цела можа дасягаць 6 – 8 км, а магутнасць – 1 - 2 км;

- крыталаккаліт – характарызуецца купалападобным падняццем слаёў над інтрузіямі.

Лапаліты – згодныя міжпластовыя сподакападобныя інтрузійныя целы вялікіх памераў (сотні кіламетраў), якія маюць пляската-увагнутую форму. Лапаліты прымеркаваны да буйных прагінаў платформенных вобласцяў.

Факаліты – лінзападобныя інтрузійныя целы невялікіх памераў (некалькі кіламетраў), прымеркаваныя да замкоў антыклінальных або сінклінальных складак.

Спалучэнне згодных і рассякаючых кантактаў інтрузійных цел з акаляючымі пародамі ўяўляюць з сябе інтрузівы змешаных форм. Такія формы інтрузійных цел завуцца яшчэ серагеннымі.

Серагенныя магматычныя дыяпіры маюць купалападобныя заканчэнні, згодныя кантакты з акаляючымі пародамі ў кроўле, але рассякаючыя кантакты на бакавых сценах.

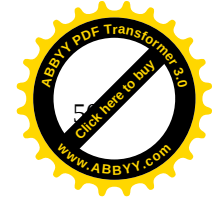
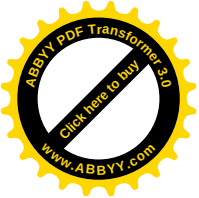
16.3. Формы субвулканічных, або звязуючых інтрузійных цел

Каляпаверхневыя магматычныя формы, якія маюць сувязь з вулканічнымі апаратамі на паверхні зямлі завуцца субвулканічнымі, або звязуючымі інтрузійнымі цэламі. Жэралавыя (па руску – жерловые) і субвулканічныя целы ў адрозненне ад вулканаў утвараюцца на нязначных глыбінях пад зямной паверхняй: у целе вулкана, у фундаменце ці пад вулканічным покрывам. Найбольш часта з такіх форм сустракаюцца міжпластовыя інтрузіі, дайкі, жэралавыя дайкі, штокі, лакаліты, тэлескопныя целы, кальдэрныя формы і іншыя. Яны складаюцца магматычнымі пародамі, а часам – піракластычным матэрыялам.

Жэралавыя целы запаўняюць выводныя каналы вулканаў і падзяляюцца на неккі і дайкі.

Неккі, або вулканічныя жэрлавіны – выводныя трубападобныя каналы ў цэнтральных вулканаў дыяметрам да сотні метраў запоўненыя лавай ці піракластычнай пародай.

Субвулканічныя дайкі – магматагенныя целы магутнасцю да соцён метраў, якія запаўняюць верхнія часткі расколавых вулканаў і ўтрымліваюць



агламераты, аскепкі парод.

Трубка́ выбу́ху (дыя́трэ́мы) – адрозніваюцца ад іншых субвулканічных цел спецыфічным складам парод, сярод якіх вылучаюцца кімберліты.

Падконусныя целы – адгалінаванні (па-руску – ответвления) ад штокаў, даек і іншых магматычных форм, якія звязаныя з прыпаверхнаснымі ўтварэннямі праз каналы другасных вулканаў.

Кальдэрныя целы – магматычныя формы ўтварэння па кальцавых і канічных разломах, якія ўзніклі ў выніку асядання конусаў вулканаў.

16. 4. Эфузіўныя магматычныя целы

Паверхневымі магматычнымі цэламі завуцца эфузіўныя (вылітыя на паверхню) лававыя целы, якія ўяўляюць з сябе пластовыя намнажэнні вулканагеннага піракластычнага матэрыялу з уключэннем асадкавых парод.

Паверхневыя магматычныя целы з’яўляюцца вынікам наступных галоўных працэсаў, якія маюць узаемныя пераходы:

- **эфузіўны працэс** – выліццё і расцяканне па зямной паверхні магматычнага расплаву (лавы) і яго застыванне;
- **эксплазіўны (выбуховы) працэс** – выкід у паветра (або ў ваду, калі гэта водны басейн) пад моцным ціскам сумесі распыленага газа- або парападобнага, вадкага ці цвёрдага магматычнага матэрыялу з наступным яго адкладанне на зямной паверхні або на дне мора;
- **экструзіўны працэс** – выцісканне вязкага або зацвярдзелага магматычнага рэчыва на зямную паверхню або на дно мора.

Асноўныя пароды звычайна трапляюць на паверхню шляхам лававых выцяканняў, **а кіслыя** – у выніку эксплазіўных выкідаў піракластычнага матэрыялу з газамі і парам.

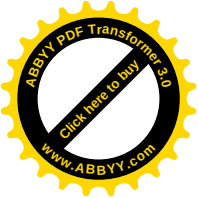
Усе паверхневыя першасныя магматычныя целы па форме залягання можна падзяліць на дзве групы:

- **покровы і патакі** вулканічнага матэрыялу – пластовыя формы;
- **вулканічныя апараты** – пабудовы на месцах вывяржэння лавы або ў непасрэднай блізкасці ад ніх.

Лававы покрывы – пластападобнае цэла ізаметрычнай у плане формы, утворанае ў выніку выліцця лавы на паверхню зямлі або на дно мора. Покровы піракластычнага матэрыялу – вынік эксплазіўных (выбуховых) вывяржэнняў, пры якіх выкідваюцца вулканічныя бомбы, шлакі, вулканічны пясок і кавалкі акаляючых парод.

Лававы патак – выцягнутае цэла з павялічанай даўжынёй і звужанай шырынёй, утворанае ў выніку выліцця лавы на паверхню зямлі. Нярэдка лававы патак займае даліны рэк і іх прытокаў. Лававы патак мае застыўшыя пароды ў кроўлі і падэшве і вадкую пластычную лаву ў сярэдзіне. Ён рухаецца падобна гусеніцам трактара: у выніку руху пластычнай лавы ўнутры патока кроўля ў лобавай частцы перакульваецца і ператвараецца ў падэшву.

Вулканічныя апараты ўзнікаюць на месцы цэнтраў вывяржэння альбо ў



непосрэднай блізкасці ад ніх. Гэтыя апараты маюць вялікую разнастайнасць форм і складу, якія залежаць ад месца знаходжання цэнтра вывяржэння, структуры субстрата, характара і інтэнсіўнасці вывяржэння, хуткасці змен фізіка-геаграфічных умоў і іншага.

У залежнасці ад будовы і ўзаемараспалажэння магмавыводзячых каналаў вылучаюць наступныя тыпы лававых вывяржэнняў (вулканаў):

- цэнтральны – магмавыводзячы канал мае трубападобную форму; такі тып звычайна прымеркаваны да перакрываванняў расколін і разломаў; вулканы цэнтральнага тыпу маюць звычайна акруглую форму;

- трэшчынны – ролю магмавыводзячага каналу выконвае вертыкальная трэшчына (расколіна) або разлом па якім не адбываецца значных вертыкальных і гарызантальных рухаў; вывяржэнні адбываюцца на ўсім працягу расколіны або ў нейкай яе частцы;

- арыяльны – шматлікія вывяржэнні адбываюцца праз мноства адносна дробных расколін на вялікай плошчы; на працягу перыяду вывяржэння адны магмавыводзячыя каналы адміраюць, другія – узнікаюць.

Па генезісе, складанасці ўнутранай будовы і працягласці вывяржэння вулканічныя апараты бываюць: манагенныя і полігенныя.

Манагенныя вулканы (монавулканы) характэрызуюцца аднаразовым вывяржэннем, пасля якога вывяржэнне лавы не аднаўляецца. Монавулканы марфалагічна падраздзяляюцца на:

- лававыя вулканы, якія маюць пакатыя (па-руску – пологие) схілы да 5° – 10° , складаюцца з найбольш вадкіх лаў і нагадваюць купалападобныя шчыты;

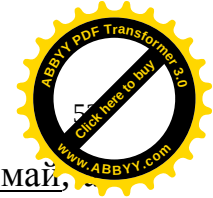
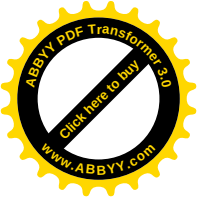
- шлакавыя вулканы, якія маюць сподакападобныя (па-руску – блюдцеобразные) схілы да 20° – 35° , складаюцца з найбольш вадкіх лаваў і нагадваюць купалападобныя шчыты;

- эксплазійныя варонкі (маары), якія абкружаны невысокім насыпам, валам, складзеным больш вялікімі кавалкамі магматычнага матэрыялу, туфабрэчкчай з кавалкамі больш старажытных парод; дыяметр варонак дасягае 2 км;

Полігенныя вулканы фарміруюцца ў выніку шматразовых вывяржэнняў, якія адбываліся за працяглы перыяд вулканічнай актыўнасці. Такія вулканы завуцца яшчэ стратавулканамі. Цыкл актыўнасці стратавулканаў уключае:

- папярэднюю фазу разагрэву магматычных рэчываў у жэрале вулкана;
- эксплазійную (выбуховую) фазу вывяржэння;
- пазнейшую эфузіўную фазу.

Шматразовае чаргаванне гэтых фаз і назапашванне адкладаў адпаведнага складу і стварае стратавулкан, нахіл схілаў якога дасягае 20° – 30° . Конусападобная форма стратавулкана нярэдка ўскладняецца экструзійнымі цэламі, якія могуць мець выгляд абеліску, простага ці складанага купалу.



Вал вакол больш маладзейшага вулканічнага конуса завецца соммай, колавая ці паўколавая западзіна паміж соммай і унутраным конусам завецца атрыя (па-руску – атрио). Зрэдку вакол цэнтра вулкана прадстаўлены уздымы, якія ўтвараюцца на ранейшых стадыях развіцця вулкана, як вынік уздуцця парод фундамента і асадкавага чахла над магматычнай структурай пры ўздыме магматычнага матэрыялу ў выніку актывізацыі вулкана-тэктанічных працэсаў.

Вулкана-тэктанічныя структуры – тэктанічныя парушэнні, якія ўзнікаюць у цэле вулканічнага збудавання, напрыклад, у выніку змены ціску ў магматычным ачагу або магмавыводзячых каналах. Такія парушэнні звязаны з вулканамі цэнтральнага і арыяльнага тыпаў, з якіх выносіцца вялікі аб’ём магмы (мал.). Пры выбуховым хуткім выкідзе магмы ў цэнтры вулкана ўтвараецца кальдэра выбуху. Больш павольны вынас магматычнага матэрыялу з вулканаў выклікае прасяданне іх кроўлі – верхняй часткі вулкана разам з пародамі фундамента, у выніку чаго ўзнікаюць кальдэры прасядання. Напрыклад, кальдэра Нгорангора ў Паўночнай Танзаніі на ўсходзе Афрыкі. Дно кальдэры звычайна разбіта скідамі, а яе цэнтр супадае з кратарам вулкана. У кратарах патухшых вулканах утвараюцца азёры.

16.5. Метады структурнага вывучэння магматычных целаў.

Вывучэнне магматычных цел вядзецца структурна-тэктанічнымі фармацыйнымі, геамарфалагічнымі, петраграфічнымі, геофізічнымі метадамі з выкарыстаннем свідравання.

Даследаванне магматычных цел мае наступную паслядоўнасць:

1. Вывучаецца склад пароды на абгаленні ці па керне свідравін.
2. Вылучаюцца тыпы магматычных парод і вызначаюцца межы іх пашырэння.
3. З прымяненнем петраграфічнага метада і мікраструктурнага аналізу вывучаюцца энда- і экзакантакты вывергнутых і ўмяшчаючых іх парод.
4. Вывучаюцца дэфармацыі парод: расколістасць, наяўнасць і характар тэктанітаў.
5. Вывучаюцца фацыі і фармацыі інтрузійных і эфузіўных цел.

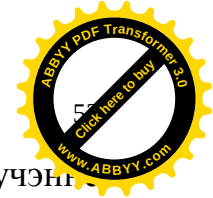
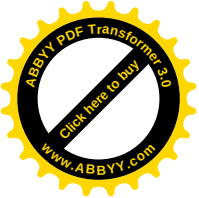
Фацыя – сукупнасць якасцей горнай пароды, утворанай пры пэўным комплексе ўмоў, якія наклалі адбітак на яе аблічча.

Фармацыя магматычных парод – сукупнасць парод, якія ўзніклі на працягу аднаго інтрузійнага ці эфузіўнага этапа або цыкла ў аднолькавых умовах.

17. Спалучэнне структурных форм

Структурныя формы ў рэальнасці не існуюць па-асобку, а спалучаюцца паміж сабой і ўтвараюць складаныя структурныя комплексы. Спалучэнне структурных форм адбываецца ў розных умовах і выклікаецца рознымі прычынамі, якія могуць дзейнічаць аднамомантна ці на працягу доўгага часу.

Калі на даследуемым участку дыслакацыі адбываліся шматразова на



працягу доўгага часу, намнажаліся і накладаліся адна на адну, то спалучэнне структурных форм, утвораных у выніку такіх дыслакацый завецца гістарычным.

Гістарычнае спалучэнне структурных форм у геалагічным разрэзе праяўляецца ў выглядзе стратыграфічнага ці (і) вуглавого незгаднення. Комплексы парод, падзеленыя незгадненнем завуцца структурнымі ярусамі. Структурныя формы ніжэй і вышэй паверхні незгаднення могуць належыць да аднолькавых або розных тыпаў дэфармацый.

Характэрнай рысай гістарычнага спалучэння структурных форм з'яўляецца іх спрашчэнне з глыбіні ўверх па разрэзе. Гэта тлумачыцца тым, што структурныя формы ўтвараюцца галоўным чынам у выніку тэктанічных рухаў, якія дзейнічаюць знізу ўверх, таму кожная больш маладая па часе ўтварэння дэфармацыя адначасова ўскладняе больш старажытныя пароды. Такім чынам, у нізах асадкавага чахла і кансалідзіраваным фундаменце пакідаюць адбіткі ўсе тэктанічныя дэфармацыі, якія ўтварыліся за час фарміравання асадкавага чахла.

У тых выпадках калі ў аднолькавых геалагічных і фізічных умовах (аднолькавае поле напружанняў) адначасова ўзнікаюць розныя структурныя формы іх спалучэнне завецца механічным. Гэта адбываецца часцей за ўсё з-за неаднароднасці субстрата ці разнастайнасці праяўлення дэфармацый у пластах горных парод. Важнай прыкметай механічнага спалучэння структурных форм з'яўляецца тое, што розныя тыпы больш дробных дэфармацый ускладняюць буйную тэктанічную структуру.

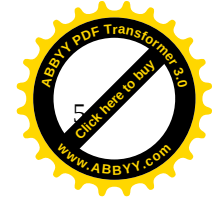
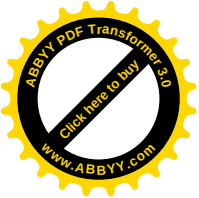
Вывучэнне ўзаемаадносін структур паміж сабой у выглядзе гістарычнага ці механічнага спалучэння дае неабходны матэрыял для структурнага і эвалюцыйнага аналізу і з'яўляецца важнай задачай структурнай геалогіі і рэгіянальнай геатэктонікі.

Рэгіянальнае спалучэнне структурных форм адлюстроўвае найбольш агульныя і прынцыповыя заканамернасці развіцця тэктанічных структур. Уся зямная кара па характару тэктанічных рухаў падзелена на асобныя часткі, ці тэктанічныя зоны, якім адпавядаюць наступныя буйныя тэктанічныя адзінкі:

- платформы;
- ўскраіны кантынентаў;
- рыфты;
- складкавыя паясы.

Характэрнымі рысамі платформ з'яўляюцца:

- двухчленная будова – крышталічны фундамент і асадкавы чахол;
- адсутнасць істотных тэктанічных рухаў, іх слабая дыферэнцыяцыя па вертыкалі і гарызанталі;
- адсутнасць праяўленняў магматычнай дзейнасці і складкавасці;
- адносна рэдкая сетка разломаў і слабая сейсмічнасць;
- адносна малая фацыяльная зменлівасць асадкавых адкладаў па плошчы;
- наяўнасць платформавага фармацыянага комплексу, распаўсюджаннага на вялікія



адлегласці.

Гэтыя тэктанічныя і геалагічныя характарыстыкі будовы і тэктанічнай актыўнасці платформ уплываюць на фарміраванне структур і на парадак іх спалучэння. Асноўнымі асаблівасцямі фарміравання структур у межах платформ і паслядоўнасці іх спалучэння з'яўляюцца:

- адносна рэдкая сетка разломаў (у асноўным – глыбінных), якія ў большай ступені парушаюць крышталічны фундамент і зрэдку пранікаюць у асадкавы чахол (за выключэннем тэрыторый унутрыкантынентальных рыфтаў і аўлакагенаў);

- большая актыўнасць тэктанічных дэфармацый на ўскраінах платформ ў параўнанні з іх цэнтральнымі часткамі;

- пераход разломаў з фундаменту ўверх па разрэзе асадкавага чахла ў пластычныя формы дэфармацый (складкі і флексуры);

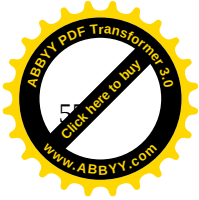
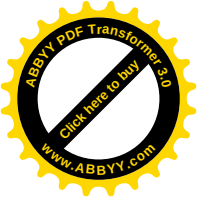
- прысутнасць у асадкавым чахле ізаметрычных складкавых падняццяў і прагінаў вялікіх памераў – антыкліз і сінекліз, а таксама антыклінорыяў і сінклінорыяў у якіх спалучаюцца антыклінальныя і сінклінальныя складкі меншых памераў;

- наяўнасць у асадкавым чахле незгадненняў (вуглавых і азімутальных), звязаных з мінулымі трансгрэсіямі і рэгрэсіямі на тэрыторыях платформ.

Ускраінныя зоны платформ – гэта пераход ад кантынентальнага да акіянскага тыпу зямной кары. Прыхільнікі гіпотэзы фіксізма ў геатэктоніцы называюць глыбокія асадкавыя басейны на ўскраінах кантынентаў геасінкліналіямі. Згодна з гіпотэзай мабілізму выдзяляюць два тыпы ускраін – актыўныя і пасіўныя.

Актыўным ўскраінам адпавядаюць зоны субдукцыі – тэрыторыі на якіх адбываецца падцяканне акіянскай кары пад кантынентальную. Гэтыя зоны характарызаваюцца ўмовамі сціскання; высокай тэктанічнай актыўнасцю, якая праяўляецца ў вялікай хуткасці (да некалькіх сантыметраў у год) змены гарызантальных і вертыкальных амплітуд рухаў па разломах; высокай ступені расколістасці зямной кары і фарміраванні густой сеткі разломаў; значнай інтэнсіўнасці працэсаў магматызму (інтрузіі і эфузіі) і метамарфізму; павышанай сейсмічнасці. Хуткае і працяглае пагрузэнне і дадатковая транспарціроўка асадкаў пры руху акіянскай кары ў зоне субдукцыі спрыяе назапашванню магутных тоўшч асадкавых і вулканагенна-асадкавых адкладаў. Па меры назапашання гэтых адкладаў з пераходам да інверсійнай стадыі развіцця (утварэнне складкавых паясоў на месцы асадкавых басейнаў) акрамя працэсаў магматызму і разломаўтварэння актыўна развіваюцца працэсы складкаўтварэння.

На пасіўных ускраінах у адрозненні ад актыўных адбываюцца працэсы расцягнення зямной кары з фарміраваннем рыфтавых структур. Пасіўныя ўскраіны маюць шырокія шэльфавыя мелкаводныя зоны на кантынентальнай зямной кары. Тэктанічныя працэсы на пасіўных ускраінах характэрызаваюцца значна меншай актыўнасцю. На гэтых ускраінах прадстаўлены разломы і шматлікія складкі, якія іх ускладняюць у межах



прагінаў.

Рыфт – структура расцягнення над месцамі анамальнага ўздыму мантиі. У выніку ўтанення зямной кары над мантийным дыяпірам адбываецца апусканне цэнтральнай часткі рыфта на фоне падняцця яго бартоў. Рыфты існуюць зараз (цэнтральныя часткі сярэдзінна-акіянскіх хрэбтоў, рыфт Чырвонага мора, унутрыплатформенныя Афрыканскія рыфты і іншыя) і існавалі ў геалагічным мінулым (Прыпяцка-Дняпроўска-Данецкі дэвонскі палерыфт).

Рыфавыя структуры характэрызуюцца:

- адносна невялікай шырынёй (першыя сотні кіламетраў) і значнай працягласцю (тысячы кіламетраў);
- хуткім (у геалагічным сэнсе) апусканнем на значную глыбіню (да 10 – 15 кіламетраў) фундамента па краевых глыбінных лістрычных (выпалажваюцца з глыбінёй) разломах;
- шчыльнай сеткай разломаў, галоўныя з якіх субпаралельныя краевым і ўтвараюць выцягнутыя ўздоўж рыфта ступені фундамента;
- нахілам ступеняў у краевых частках рыфта ў бок яго бартоў;
- прыпаднятым палажэннем цэнтральнай часткі рыфта адносна ўнутраных прыбартавых зон;
- распаўсюджаннем селяносных, вугляносных і рыфавых фармацый у асадкавым чакле; селяносныя тоўшчы над разломнымі зонамі ўтвараюць валападобныя структуры ў межах якіх вылучаюцца дыяпіравыя (купалападобныя) і крыптадыяпіравыя (грыбападобныя) структуры раздзеленыя міжкупальнымі падняццямі тыпа “шчыта чарапахі”;
- наяўнасцю магматагенных структур як унутры рыфавых структур (вулканы) так і на іх бартах (вулканы і трубкі выбуху).

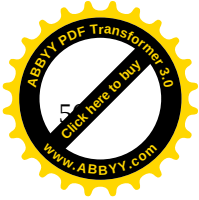
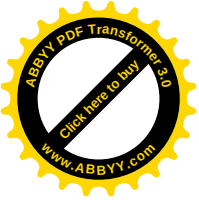
Складкавыя паясы кантынентаў з’яўляюцца асноўнымі зонамі тэктанічнай актывізацыі. Само іх утварэнне суправаджаецца актыўнымі тэктанічнымі рухамі, магматычнымі працэсамі. Тэктанічная актыўнасць захоўваецца доўгі час у межах гэтых структур і кожная наступная глабальная фаза складкавасці актывізуе тут тэктанічныя працэсы. Характэрнымі структурамі для складкавых паясоў з’яўляюцца разломы, магматычныя целы. Шырока прадстаўлены складкі ў магматагенных, асадкавых і магматагенна-асадкавых тоўшчах. На ўскраінах складкавых паясоў развіваюцца насавы і шар’яжы, складкавыя і флексурныя структуры.

18. Геалагічнае мадэліраванне.

Геалагічнае мадэліраванне – стварэнне мадэляў будовы і развіцця геалагічных і тэктанічных структур. Дакладнасць мадэляў залежыць ад наяўнасці і паўнаты геалагічных дадзеных, а таксама ад узроўню прыборнай базы і магчымасцяў вылічальных машын.

Мадэліраванне бывае графічнае, механічнае і лічбавае.

Графічнае мадэліраванне ўключае пабудову двух- і трохмерных геалагічных мадэляў, якія адлюстроўваюць склад і марфаметрыю структур



розных тыпаў.

Двухмерныя геалагічныя мадэлі – гэта карты і профілі розных тыпаў з рознай інфармацыйнай нагрузкай.

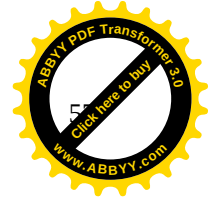
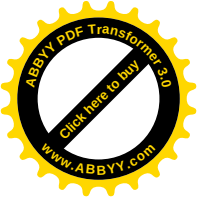
Трохмерныя мадэлі – гэта блок-дыяграмы, якія прадстаўляюць сабой спалучэнне геалагічнай карты (на верхняй частцы блок-дыяграмы) і геалагічных прафілёў (на тарцавых частках блок-дыяграмы). Яны даюць аб’ёмнае адлюстраванне структур і дазваляюць больш дакладна і комплекса ўяўляць будову структуры цалкам, ці яе асобных частак.

Механічнае мадэліраванне праводзіцца з выкарыстаннем спецыяльных прыбораў, прыстасаванняў і механізмаў, што дазваляе мадэліраваць змены: складу ці прасторавых параметраў слаёў у выніку дэфармацыі, якасцяў пароды пры фізічным ці хімічным уздзеянні. Пры гэтым з дапамогай ёмістасцяў, у якіх перамяшчаюцца сценкі і дно, могуць мадэліравацца працэсы разрыўных і складкавых дэфармацый у матэрыялах-аналагах горных парод (пясок, гліна, воск, сінтэтычныя матэрыялы). З дапамогай хімічных рэакцый, уздзеянняў высокай тэмпературай і ціскам (аналагічных прыродным і геалагічным – нават набліжаных да мантыйных) на спецыяльным абсталяванні і прыборах могуць мадэліравацца ўмовы змену складу, формы і якасцей парод.

Найбольш прагрэсіўным з’яўляецца лічбавае – камп’ютэрнае мадэліраванне. Яно ажыццяўляецца і ў форме графічнага мадэліравання – пабудова геалагічных карт і прафілёў з шырокімі магчымасцямі змены маштаба, дапаўнення новай інфармацыяй, адлюстраванне ў трохмернай прасторы са зменай ракурса бачання і іншае. Элементы механічнага мадэліравання пры разліках змен складу, формы і якасцей парод пад уздзеяннем фізічных і хімічных фактараў таксама прысутнічаюць пры выкарыстанні спецыяльных камп’ютэрных праграм апрацоўкі геалага-геафізічных матэрыялаў.

Спецыяльныя камп’ютэрныя праграмы шырока ўжываюцца пры інтэрпрэтацыі геалагічных, геофізічных і геохімічных матэрыялаў з выдачай сінтэзіраванай і прааналізаванай лічбавай інфармацыі ў выглядзе базы дадзеных ці ў графічным двух-, трохмерным адлюстраванні.

Стварэнне суперкамп’ютэраў дазваляе рабіць шматфактарны аналіз развіцця лакальных, рэгіянальных і глабальных структур з улікам складу парод і іх магутнасці; часу і паслядоўнасці ўтварэння асадкавых тоўшч; кінематыкі і амплітуды разломаў; магутнасці зямной кары і яшчэ многіх і многіх характэрныя. У выніку такога аналізу геалагі могуць атрымліваць падрабязную інфармацыю аб эвалюцыі структур рознага рангу і стадыінасці іх развіцця; аб прагнозе здабычы нафты і ўмовах захавання газа ў падземных газасховішчах і шмат яшчэ якой інфармацыі.



Спис використанай літаратуры

1. Геологический словарь. М. 1973.
2. Атлас учебных геологических карт: Учеб. пособие. / Под ред. Ю.А.Зайцева, В.В.Козлова, М.М.Москвина. М., 1987.
3. Атлас схематических геологических и бланковых карт. / Под ред. М.М.Москвина. М., 1976.
4. Белоусов В.В. Структурная геология. М., 1986.
5. Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. Мн., 2001.
6. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., 1984.
7. Павлинов Н.В. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 1. М., 1979.
8. Павлинов Н.В., Соколовский А.К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Основы общей геотектоники и методы геологического картирования. М., 1990.
9. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., 1975.
10. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М., 1971.
11. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л., 1981.
12. Земля. Введение в общую геологию. В 2-х т. М., 1974.