

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

С. А. ҚҰСАЙЫНОВ

ЖАЛПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Оқулық

Алматы, 2012

ӘОЖ
КБЖ
Б

*Қазақстан Республикасы Білім және ғылым министрлігінің «Оқулық»
республикалық ғылыми-практикалық орталығы ұсынған*

Пікір жазғандар:

география ғылымдарының докторы, профессор **Ф. Ж. Ақиянова**;
география ғылымдарының докторы, профессор **А. Р. Медеу**;
география ғылымдарының докторы, профессор **Р. Т. Бексейітова**.

Ғылыми редакторлары:

С. Ә. Әбдірахманов, Қ. Б. Базарбаев

Құсайынов С. А.

К Жалпы геоморфология.: Оқулық. Өңделіп толықтырылған,
3-баспа – Алматы: ЖШС РПБК «Дәуір», 2012. – 368 б.

ISBN

Қайта өңделіп және толықтырылған бұл оқулық «Жалпы геоморфология» пәнінің типтік бағдарламасына сәйкес жазылған. Кітапта геоморфология жөнінде негізгі түсініктер, бедер туралы жалпы мәліметтер және бедер түзілу факторлар ашып көрсетілген. Эндогендік және экзогендік бедертүзілу үдерістердің өзара қарым-қатынасы және олардан қалыптасқан алуан түрлі бедер пішіндері сипатталған. Бұрынғы шыққан оқулық геоморфология саласындағы жаңа мәліметтермен толықтырылып, өңделіп берілген, сонымен қатар Қазақстан аумағындағы қазіргі геоморфологиялық үдерістер көрсетілген. Геоморфология – география ғылымының негізгі оқу пәндерінің бірі. Бұл кітап Қазақстан Республикасының жоғары оқу орындарындағы география мамандығын оқып үйренетін студенттерге, магистранттарға, докторанттарға және оқытушыларға арналған.

**ӘОЖ
КБЖ**

© С. А. Құсайынов, 2011
© ҚР Жоғары оқу орындарының
қауымдастығы, 2012

ISBN

КІРІСПЕ

Профессор С. А. Құсайыновтың 1998 жылы «Қазақ университеті» баспасынан жарық көрген «Жалпы геоморфология» атты оқу құралы оқырмандар ықыласына бөленіп, кең қолданыс тапты. 2006 жылы кітаптың өңделіп толықтырылған, Қазақстан Республикасы Білім және ғылым министрлігі оқулық ретінде бекітілген екінші басылымы шықты. Алайда, оқушылардан қайта шығарылымға пікірлер түскендіктен, автор бұл оқулықты Қазақстан Республикасы жоғары оқу орындарының қауымдастығы арқылы оқырмандар назарына ұсынып отыр.

Бұл оқулық автордың 70-жылдардан бастап әл-Фараби атындағы Қазақ ұлттық университетінің география факультетінде дәріс беру тәжірибесі мен геоморфология саласындағы көп жылдар бойы жүргізген зерттеулерінің нәтижесінде жазылды. Көптеген қажетті мәліметтерді орыс, қытай және ағылшын тілдерінде жазылған құжаттардан автордың өзі аударып, өңдеп қолданды.

Бедер жер шарының әр қабаттарын бөле тұра, біздің планетамыздың құрылуында ерекше орын алды. Геоморфология жердің беті, литосфера, атмосфера, гидросфера және биосфера қабаттарының өзара әрекет жасайтын ортасы болғандықтан, ол жер туралы ғылымдармен өте тығыз байланысты.

Оқулық негізгі төрт бөлімнен және бесінші «Жаңа колданыста пайдаланылған геоморфологиялық аталымдардың қазақша-орысша сөзтізбесі» қосымшасынан тұрады.

Кітаптың бірінші бөлімі геоморфологияның зерттеу нысаны, оның даму тарихы және өзге ғылым салаларымен байланысы, бедер туралы жалпы түсінікті, оның морфологиясы мен морфометриясы, геоморфологияның халық

шаруашылығындағы қолданылуы, бедер зерттеудегі әдіс-темелік ұстанымдары қарастырылады.

Еңбектің екінші бөлімінде бедер қалыптасуындағы эндогендік үдерістердің орны: тектоникалық қозғалыстардың, соның ішінде жаңатектоникалық қозғалыстардың әрекеті, интрузиялық және эффузиялық магматизмнің бедер құрудағы рөлі, жер сілкіну, материктер мен теңіздердің таралуы сияқты мәселелер талқыланады.

Оқулықтың үшінші бөлімінде экзогендік бедер түзуші факторлар және олар түзейтін әр түрлі бедер түрлерінің сипаттамасы берілген. Мұнда тау жыныстарының морулуы, баурайлар процестері мен олардың дамуы және топтастырылуы, уақытша ағын сулардың әрекеті, эрозия және өзендердің кеңістіктегі дамуы, мұздықтық процестер мен бедердің мұздықтық пішіндері, жаға туралы түсінік және теңіз жағалауларының бедер пішіндері, Қазақстан территориясында кең дамыған қуаңшылық және қуаңшылық-денудациялық бедер пішіндері, лесс және оның кеңістікте дамуы мен жаралу тегі қарастырылған.

Жер бетінде кең таралған геоморфологиялық үдерістер мен антропогендік үдерістер бұл бөлімнің соңында берілген.

Шашылымды кен орындарын іздестіру – геоморфологияның іс жүзінде қолданылатын негізгі салаларының бірі. Сондықтан шашылымдардың қалыптасу заңдылықтары және оларды іздестіру әдістері үшінші бөлімнің жеке тарауларының соңында берілген.

Төртінші бөлімінде геоморфологиялық зерттеу әдістері мен геоморфологиялық картаға түсірудің жалпы мәселелері және әр масштабты геоморфологиялық карталар жасау әдістері келтірілген. Жеке тақырыпта қазіргі геоморфологиялық үдерістер және олардың жіктелуі көрсетілген. Антропогендік үдерістер және олардың әрекетінен қалыптасқан антропогендік бедер пішіндері осы тақырыптың соңында берілген.

Бұдан бұрын оқытылып келген орыс және басқа тілдердегі «Жалпы геоморфология» оқулықтарымен салыс-

тырғанда, қазақ тілінде алғаш ұсынылып отырған бұл оқулықта Қазақстан ауқымында кең дамыған бедер пішіндеріне, әсіресе қуаңшылық және қуаңшылық-денудациялық бедер элементтеріне және соларда жүріп жатқан қазіргі бедертүзуші үдерістерге көбірек көңіл бөлінген.

Бедер және оны құрайтын тау жыныстары географиялық ландшафтының литогендік негізі екені бұрыннан белгілі. Оның біркелкі еместігі әр түрлі таксондық реттегі көптеген табиғи территориялық кешендердің жер бетінде бөлінуінің басты себебі болып саналады. Ландшафтың осылай бөлінуінде бедер басты рөл атқарады, демек, ол табиғи құрамбөліктердің кеңістікте таралуын және қазіргі экзогендік үдерістердің қарқындылығын белгілейді.

Геоморфология және неотектоника жөніндегі орысша-қазақша аталымдардың сөздігі кітаптің соңында берілді.

Кітапта кездесетін суреттер, сызбалар және кестелер тақырыптардың мәнін толық ашатындай және қосымша мәлімет бере алатындай таңдалған. Сонымен қатар көптеген суреттер көрнекілік үшін кескін-пішіндер (блок-диаграмма) түрінде берілген. Бұл жер қыртысының белгілі бір аймағының кескіні мен пішінін ашып көрсететін сызбанұсқасы. Нұсқаның алдыңғы және бүйір кескінінде аймақтың геологиялық құрылысы берілсе, беткі жазықтығы бедер ерекшеліктерін көрсетеді. Мұндай суреттер нақтылы аймақтың бедері мен геологиялық құрылысы арасындағы өзара байланысты ашып көрсетуге қолайлы.

Автор бұл оқулықты жеткілікті және қалтқысыз жазылды деген ойдан аулақ және оқырмандардың кез келген сындары мен кеңестерін құрметпен қабылдайды.

I бөлім

БЕДЕР ТУРАЛЫ ЖАЛПЫ ТҮСІНІК

1. Геоморфология пәні, оның зерттеу нысаны, бедер туралы ұғым

Геоморфология (гр. *ge* – жер, *morphe* – пішін, *logos* – білу, тану) – бедердің құрылысын, жаралуын, даму тарихын және қазіргі динамикалық жағдайын зерттейтін ғылым. Демек, геоморфология зерттеуінің негізгі нысаны – бедер (француз тілінде *relief* – дөңестілік) – құрлық беті және мұхит түбі пішіндерінің жиынтығы. Бедердің пайда болуына ішкі (эндогендік) және сыртқы (экзогендік) үдерістер әсер етеді. Эндогендік үдерістерге тектоникалық құбылыстар, жер сілкіну, жанартау әрекеті, тау жаралу және т.б. жатады. Экзогендік процестерге тау жыныстарының үгілуі, жел, ағынды су, мұздық, су толқыны, адам әрекетінің әсері жатады, ол күн жылуынан қуат алады. Сондықтан бедер пішіндерін зерттеу үшін оларды құрайтын тау жыныстарының құрамын, қасиетін және оларға әсер ететін үдерістерді анық білу қажет.

Эндогендік күштердің әсерінен жердің бір тұсы көтеріліп, тау мен қыраттар түзіледі, ал екінші тұсында төмен майысып, ойпаттар пайда болады. Экзогендік күштер тауды бұзып шаяды, ойпатты жерлерді борпылдақ материалмен толықтырып тегістейді. Бұл екі күш өзара қарама-қарсы әрекет жасайды және олар әр жерде, әр қарқында ұдайы жүріп жатады. Нәтижесінде, осы екі күштердің өзара қатынасы әсерінен жер бетінде пайда болған қазіргі бедер пішіндерінің алуан түрін көреміз. Бедер пішіндерінің қай бағытта дамуы (көтеріле дамуы немесе керісінше, төмендей дамуы) – мұның бәрі сол жер қыртысының қасиетіне байланысты. Геоморфологияның негізгі ұстанымдарының бірі – бедердің географиялық құрамбөліктерінің бірі бола тұра, бүкіл табиғатпен тығыз байланыста тұтас алынып қаралуы, ол өзі ғана өзгеріліп қоймай, жалпы табиғаттың дамуына әсер етеді. Геоморфология жер қыртысы, атмосфера, гидросфера, биосфера

арасындағы қатынасты анықтайтын болғандықтан, геология, геоботаника, гляциология, топырақтану ғылымдарымен де тығыз байланысты.

Соңғы кездері жер туралы ғылыми зерттеулерде «биосфера» деген түсінік кең таралуда. Биосфераны жердің бүкіл органикалық тіршілігінің жиынтығы деуге болады. Бұл қабат атмосфераның төменгі 10-12 км бөлігін (тропосфераны), гидросфераны, жер бетін және литосфераның беткі қабатын қамтиды. Осы қабатты құрайтын тірі және өлі организмдер бедер қалыптасуында тікелей ерекше биогендік бедер пішіндерді және геологиялық шоғырларды түзеді немесе жанама түрде тау жыныстарының химиялық, физикалық қасиеттеріне және планетамыздың ауа, су қабаттарының өзгеруіне әсерін тигізеді.

Жоғарыдағы айтылатын түсініктерді пайдалана отырып, бедер ұғымын қосымша анықтауға болады. Бедер планетамыздың жер қыртысы, су, ауа және биологиялық қабаттарының күрделі сипаттарының өзара қарым-қатынастары нәтижесінде пайда болған.

Жер құрылысында бедер туралы айта кететін ерекшеліктердің бірі – жер шарының әр қабаттарын бөледі және ол жердің бетінің, литосфера, атмосфера, гидросфера, биосфера қабаттарының бір-бірімен өзара әрекеттесетін ортасы.

Бедер – географиялық ландшафтың және географиялық ортаның негізгі бөліктерінің бірі. Сондықтан бедер географиялық ортаның өзге құрамбөліктерімен бірге зерттелуі тиіс. Мұның өзі геоморфологияның физикалық географиямен және басқа географиялық ғылымдармен тығыз байланысты екендігін көрсетеді.

Геоморфология жалпы геоморфология және аймақтық геоморфология болып екіге бөлінеді. *Жалпы геоморфология* бедердің пайда болуы мен дамуын геоморфологиялық кешен ретінде кең көлемде алып қарайды. Аймақтық геоморфология құрлық, мұхит, теңіз және т.б. бедерінің нақтылы бір немесе бірнеше бөлігін зерттейді. Геоморфологияның тағы да бірнеше салалары бар: *қолданбалы (прикладная) геоморфология* – бедерді өндіріс-шаруашылық қажетіне пайдалану жолдарын зерттеумен шұғылданады; *палеогеоморфология* – өткен дәуірлердегі

бедер пішіндерінің даму жолдарын зерттейді; *құрылымдық геоморфология (структурная геоморфология)* – бедер түрінің морфоқұрылымын (морфоструктурасын) анықтайды; *экологиялық геоморфология және климаттық геоморфология* – көбінесе сыртқы күштердің әсерінен пайда болған бедер түрлерін, яғни морфомүсінін (морфоскульптурасын) зерттеумен шұғылданады. Геоморфологиялық зерттеу экспедициялары ең алдымен геоморфологиялық картаға түсіру жұмыстарын жүргізіп, соның негізінде жалпы және арнайы геоморфологиялық карталар жасайды. Дала жағдайында геоморфологиялық жұмыстарға геология, геотектоника, гидродинамика, климатология, картография әдістерін қолданады, сонымен бірге аэрофото- және ғарышсуреттерін және тағы басқа құралдарды да пайдаланады.

2. Геоморфологияның даму тарихы жайлы қысқаша мәліметтер

Көне грек ғалымдары біздің жыл санауымызға дейінгі III-II ғасырлар арасында Жердің шар тәрізді екендігін анықтаған және оның шеңберін есептеуге тырысқан. Мұны сол кездегі антик элем ғалымдарының зор маңызды жетістігі деп санауға болады. Орта ғасырлық парсы құжаттарында біздің кең байтақ қазақ даласын Дешти-и Қыпшақ (Қыпшақ даласы) деп атағаны бәрімізге мәлім. Атақты араб саяхатшысы Ибн-Батута XIV ғасырдың 30-шы жылдарында Алтын Орда астанасы Сарай Беркеден Хорезм еліне сапар шеккенде қырық күн бойы Каспий маңы ойпатымен Үстірт жазығы арқылы жүріп, өзінің көрген жерін «Ибн-Батута саяхаты» деген кітабында сипаттаған.

Ең алғаш бедердің даму заңдылықтары XVIII ғасырдың орта шенінде белгілі орыс ғалымы М. В. Ломоносовтың еңбектерінде қаралған. 1763 жылы жарық көрген «Жер қабаттары» деген еңбегінде ол геологиялық құрылымдар және жер қыртысы мен бедердің дамуы туралы өз тұжырымдарын келтірген.

М. В. Ломоносов бедердің дамуы ішкі және сыртқы күштердің әсерінен болатындығын атап көрсетті, бұл анықтама бүгінге шейін басты ұстанымдардың бірі ретінде түсіндіріледі. Автор бұл жұмысында жердің ішкі күштердің әсерінен пайда болған бедер пішіндеріне көбірек көңіл бөлген.

М. В. Ломоносов тербелмелі қозғалыстардан теңіздердің трансгрессиясы мен регрессиясы және теңіз жағаларының бедер пішіндерінің пайда болуын, ал көтерілу мен иіліп төмен түсуі нәтижесінде таулар мен ойыстардың пайда болғанын түсіндірді. Сыртқы күштерге, жоғарыда аталғандай, жел, жаңбыр, өзен сулары, теңіз толқындары, мұздық және т.б. әрекеттер енгізілді. Мұнда ағын судың эрозиялық және аккумуляциялық әрекеті бедердің өзгеруіне үлкен әсерін тигізетіндігі айтылған. Сонымен, М. В. Ломоносовтың еңбектеріне қарап оны геоморфологияның негізін қалаушы деп толығымен айтуға болады. Бірақ ол кезде оған ешкім көңіл аудармады, мұның өзі аталған саланың әрі қарай дамуына қолбайлау жасады.

XIX ғасырдың орта кезінде Ш. Уәлиханов пен П. П. Семенов-Тянь-Шаньский алғаш рет Іле Алатауының орографиялық сипаттамасын берді.

Геоморфология XIX ғасырдың соңы мен XX ғасырдың басында дербес ғылым болып қалыптаса бастады. Ол кезде геоморфологияда екі бағыт болды: бірі – американ ғалымы В. Дэвис бастаған геоморфология заңдарын географиялық оралымдарға (циклдерге) бағындыру теориясы; екіншісі – неміс ғалымы В. Пенк ұсынған тау беткейлеріне морфологиялық талдау жасау арқылы жер қыртысы қозғалыстарының заңдылықтарын анықтау теориясы.

Жер қыртысының әр бөлігінің ең алдымен биіктеп, жоғары көтерілуінен таулар пайда болуын және одан кейін бірқалыпты төмендеуіне сәйкес жазыққа айналуын В. Дэвис географиялық оралым (цикл) деп атаған. Дэвистің айтуы бойынша, әр цикл бір пішіндерден екіншісіне жүйелі түрде алмасып тұрады. Бұл циклдың ерте кезеңін В. Дэвис жастық кезеңі (стадия юности), орта кезеңін – қалыптасқан жетілу кезеңі, ал соңғысын – бедердің көнелік кезеңі (стадия дряхлости) деген. Соңғы кезеңді автор пенеплен (фр. *peneplainie* – жазыққа ұқсас) деп атаған (1-сурет).

В. Дэвис жер бедеріне әр түрлі факторлардың әсер ететіндігін дәлелдеді, олар – тектониканың, ағын судың, мұздықтың, желдің және тағы басқа әрекеттердің әсері.

В. Дэвистің теориясы геоморфологияның ғылыми пән болып қалыптасуындағы алғашқы кезең болып табылады. Дүние

жүзіндегі көп елдердің геологтары мен географтарына осы теория үлкен әсерін тигізді, ол осы уақытқа дейін өз маңызын жоғалтқан жоқ. Дей тұрғанмен, оның зерттеулерінің кейбір кемшіліктері де болғандығын ескерген жөн. Олардың алғашқысы – бедердің оралымды дамуы табиғатта болмайтын бір пішіндердің екіншісіне қайта-қайта тұйық түрде қайталанып отыруы. Дэвис еңбегінің екінші кемшілігі – тектоника мен бедер арасындағы өзара қарым-қатынастың мүлдем сөз болмауы. Ал шынында, бұл екі үдеріс әр жерде, ұдайы қосарласа жүретіні белгілі. Дэвис еңбегінің тағы бір кемшін тұсы – ол бедер дамуының күрделі үдерістерін мейлінше жеңілдетіп, жай ғана сұлба (схема) түрінде келтірген.

Басқа ғалымдардың ішінде геоморфология ғылымының дамуына өзінің едәуір үлесін қосқан – неміс ғалымы Вальтер Пенк. Ол жер бедерінің кескіні (профилі) бойынша жер қыртысы қозғалысын сипаттау үшін тектоникалық қозғалыс және денудация арасындағы қарым-қатынас әрекеті нәтижесінде қалыптасқан тау беткейлерінің дамуын толық қарастырды. Ол тау беткейлерін үш түрге бөлді: тік беткей (прямой склон), ойыңқы иілген беткей (вогнутый склон) және дөңестене иілген беткей (выпуклый склон). Егер де жер қыртысының көтерілуі сыртқы күштердің әсеріне, яғни денудация үдерісіне теңбе-тең болса, онда тік беткейлер қалыптасады, егер де үгілу үдерісі



1-сурет. Географиялық циклдың үш кезеңі (В. Дэвис бойынша)

1-бедердің жастық кезеңі; 2-бедердің қалыптасқан кезеңі; 3-бедердің көнелік кезеңі (пенеплен)

тектоникалық көтерілуден басым болса, онда ойыңқы иілген беткейлер болуы мүмкін, ал керісінше жағдайда, яғни денудация үдерісі тектоникалық көтерілуден артта қалып отырса,

дөңестене иілген беткейлер қалыптасады. Әдетте табиғатта көбінесе ойыңқы иілген және дөңестене иілген беткейлер жиі кездеседі (2-сурет).

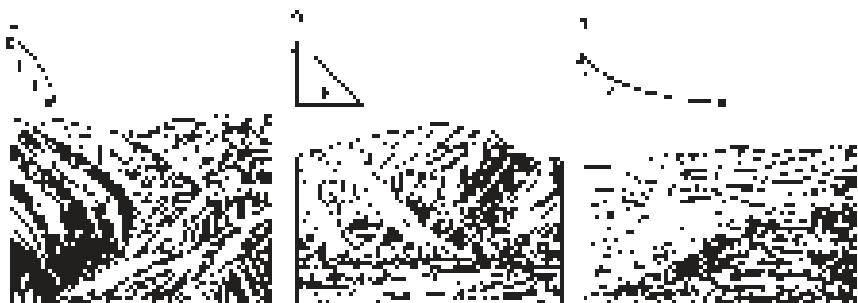
В. Пенк ғылымға беткейлер экспозициясының жаңаруы, жергілікті базис, эрозия және т.б сияқты бірнеше жаңа ұғымдарды енгізді. Ол құрлық бедерінің денудациялық даму тұжырымдамасын ұсынды. Мұнда таулы аймақтардағы жазықтану үдерістерінің әсері, В.Дэвис айтқандай, «жоғары» жағынан емес, «бүйір» жағынан жазық бағытта жүзеге асатындығы берілді. Тегістелу үдерістері тау беткейлерінің ағын су мен атмосфера агенттерінің әсерінен параллельді кейін шегінуі арқылы, яғни өзендердің су алабын бөліп тұратын суайрық қыраттар жан-жағынан жуылып-шайылып, аласарыңқырап, сонымен қатар аңғарлардың біртіндеп кеңеюі нәтижесінде пайда болады. Сөйтіп, тау етегінде гипсометриялық төмен деңгейде сәл еңкіш келген жазық -педиплен қалыптасады.

В. Пенк жерқыртысының көтерілуі мен тау беткейлерінің шайылу процестерінің бір мезгілде болып жатқан құбылыс екеніне анық сипаттама берді. Және ол өзара байланысты шөгінділерді зерттеу арқылы бедердің көнелігін (жасын) анықтауды да дұрыс тұжырымдады.

В. Пенктің зерттеуінде кемшіліктер де болды. Ол бедерді толық қарастырмай, тек беткей процестерін зерттеумен қанағаттанды. Одан басқа ол тау етегінің сатылар идеясын ойлап шығарып, бірақ олардың пайда болуына дұрыс түсінік бере алмады. Оның ойынша, тау етегінің сатылары үнемі таудың көтерілуі нәтижесінде ғана пайда болады. Ал шынына келсек, мұндай жағдайда ешқандай сатылар түзілмеуі керек.

Бедер түзілуінде эндогендік факторлардың рөлі А. П. Карпинскийдің, А.П.Павловтың, И.В.Мушкетовтың және А.Д.Архангельскийдің еңбектерінде атап көрсетілген. XX ғасырдың ортасында өнеркәсіптің өзіндік маңызы өскен сайын, геоморфология қарқынды дами бастады. Халық шаруашылық мұқтаждығы үшін арнайы экспедициялар ұйымдастырылды, мамандар даярлана бастады, геоморфологиялық карталар жасалды, жаңа зерттеу әдістері мен тәсілдері (аэрофотосуреттер т.б.) қолданыла басталды. И. С. Шукиннің «Құрлықтың жалпы геоморфология-

сы» (1936-1964) мен Я. С. Эдельштейннің «Геоморфология негіздері» атты монографиялық еңбектері бұрынғы Кеңес Одағында геоморфологиялық көзқарастардың қалыптасуына әсерін тигізді.



2-сурет. Тау беткейлерінің морфологиялық талдау (В. Пенк бойынша)

1-көтерілу үдерістер (Т) денудациялық үдерістерден (Д) басым болғандықтан, бедердің өрлей дамуы дөңес беткейлерді қалыптастырады; 2-көтерілу үдерістер (Т) денудациялық процестерге тең болғандықтан, бедердің түзу беткейлері қалыптасады. 3-денудациялық үдерістер (Д) көтерілу үдерістерден (Т) басым болғандықтан, бедердің аласара дамуы ойысты беткейлерді қалыптастырады.

Нақтылы ғылыми мәліметтер жиналғаннан соң, геоморфологияда жаңа бағыттар пайда бола бастады. 1948 жылы белгілі орыс ғалымы геолог В. А. Обручев «жанатектоника» (неотектоника) деген ұғымды ұсынды. Автордың айтуынша, қазіргі жер беті бедерінің қалыптасуы жер қыртысы тарихының ең соңғы кезеңінде, яғни неоген-төрттік кезеңінде жүзеге асты. Осылайша, неотектониканың арнайы жаңа саласы – «неотектоника» деген ұғым қалыптасты.

К. К. Марковтың 1948 ж. шыққан «Геоморфологияның негізгі проблемалары» деген еңбегінде бедердің пайда болуына эндогендік және экзогендік үдерістер өзара әсер етті деген ұстанымына негізделген. Автордың тұжырымы бойынша, бедердің қалыптасуында бұл екі фактордың маңызы бірдей. Бедер зерттеуін К. К. Марков төрт геоморфологиялық деңгейлер арқылы қарастырды: абразиялық-аккумуляциялық мұхит жағалау деңгейі, эрозиялық пенеплендік деңгей, таудағы қар шекарасы деңгейі және биік (заңғар) таулардың шыңдар деңгейі.

И. П. Герасимов 1946-1967 жылдары жазған еңбектерінде морфоқұрылым (морфоструктура) деген ұғымды алғашқы рет

қолданды. Морфоқұрылым деп ол геологиялық құрылымның бір түріне сәйкес келген, негізінде эндогендік әрекеттерден түзілген бедер пішіндерін атайды (жоталар, ойпаттар). Басқаша айтқанда, жер бетіндегі эндогендік және экзогендік үдерістердің қарым-қатынас нәтижесінде басты рөлді эндогендік үдерістердің әсерінен құрылған пішіндерді морфоқұрылым деп аталады. Ал экзогендік әрекеттен қалыптасқан бедер пішіндерін «морфо-скульптура» (морфомүсін) деп атаған (өзеннің арнасы, шағыл құмдар, карст шұңқырлары және т.б.).

Педиplenдіру процесін зерттеу жолында аса зор еңбек сіңірген – ағылшын ғалымы Л. Кинг. Ол педиplen мен пенепленнің қалыптасуы әр түрлі жағдайда өтеді деген, өйткені пенеплен өңірінде жазықталу процестері жер бетінің жоғары жағынан тегістелсе, педиplенның қалыптасуы, В. Пенк айтқандай, беткейлердің «параллельді шегіну» жағдайында жүзеге асады.

Кейінгі кездердегі іздестіру жұмыстары геоморфологияның жана бағыттарын белгіледі, оларға жататындар: құрылымдық-геоморфологиялық зерттеу арқылы мұнай мен газды іздестіру (В. Е. Хаин, Ю. А. Мещеряков, Л. Б. Аристархова), мұнай-газ құрылымдарын іздестіру барысында морфометрия әдістерін қолдану (В. П. Философов), кең іздеу және шашылымдарды іздестіру мақсатында бедерге талдау жұмыстарын жасау (М. В. Пиотровский, О. В. Кашменская, З.М.Хворостова), геоморфологиялық карталар жасау (Н. В. Башенина, Г. С. Ганешин, А. И. Спиридонов), антропогендік мұз басу үдерістерін зерттеу (А. А. Асеев, Б. Ж. Әубәкіров), эрозиялық заңдылықтардың дамуын зерттеу (Н. И. Маккавеев, М. Ж. Жандаев), бедердің карстық пішіндерін зерттеу (И. А. Гвоздецкий), шөл аймақтарын зерттеу (Б. Федорович), теңіз бен мұхит түбін, қайраң аймақтарын зерттеу.

Қазақстан аумағының бедер пішіндерін алғашқы рет зерттеген ғалымдар И. В. Мушкетов, В. А. Обручев, Л. С. Берг және т.б. 1940 жылдардан бастап Қазақстанның геологиясы мен геоморфологиясын, бедердің даму тарихын, тектоникасын, соның ішінде неотектоникасын, төрттік шөгінділер сипатын белгілі орыс ғалымдары зерттеді, олар: И. П. Герасимов, Н. Г. Кассин, Д. И. Яковлев, И. С. Яговкин, Б. А. Петрушевский, З. А. Сваричевская, К. В. Никифорова, В. В. Галицкий және т.б.

1947 ж. Н. Г. Кассинның «Материалы по палеогеографии Казахстана» деген еңбегі шықты, 1941 ж. Д. И. Яковлевтің «Голодная степь Казахстана», 1953 ж. А. Л. Яншиннің «Геология Северного Приаралья», 1960 ж. К. В. Никифорованың «Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана», 1965 ж. З. А. Свиричевскаяның «Геоморфология Казахстана и Средней Азии» және 1961 ж. «Древний пенеплен Казахстана» деген кітаптары жарық көрді.

Ленинград университеті, Ломоносов атындағы Мәскеу университеті, Бүкілодақтық геологиялық ғылыми-зерттеу институты (ВСЕГЕИ), Қазақстанның геологиялық басқармалары, Қ.И.Сәтбаев атындағы геологиялық ғылымдар институты ғалымдарының көпжылдық жоспарлы геологиялық түсірімдері мен зерттеулері нәтижесінде Қазақстан аумағының әр масштабтағы геологиялық және геоморфологиялық карталары жасалды.

1950 жылдардан бастап Г. Ц. Медоевтың басшылығымен Қазақ КСР Ғылым Академиясының К. И. Сәтбаев атындағы геологиялық ғылымдар институтының геоморфология бөлімінде бір топ Қазақстан ғалымдары жұмыс істеді. Осының нәтижесінде бүкіл Орталық, Солтүстік, Батыс және Шығыс Қазақстанның әр масштабтағы геоморфологиялық және төрттік шөгінділерінің карталары жасалып шықты. Солардың ішінде Солтүстік Қазақстанды А. С. Сарсеков, Н. А. Горбунов, Ертіс алабындағы жазықтарды Б. Ж. Әубәкіров, Орталық Қазақстанның суайырық аймақтарын А. И. Гуськова, А. С. Сарсеков, С. А. Құсайынов, Ш. З. Қауламбаев, Д. П. Позднышева, Е. Г. Малышев, Г. М. Козловский, Л. И. Платонова, Г. М. Потапова, Ұлытауды Э. И. Нұрмамбетов, Шу-Іле суайырығын Н. М. Владимиров, Н. А. Берқалиев, Л. В. Иванов, П. Ф. Кандауров, Т. Н. Джуркашев, Шу-Сарысу ойпатын Г. М. Козловский, С. А. Құсайынов, Оңтүстік Балхаш маңы ойпатын П. Ф. Кандауров, Мұғалжар тауын Е. Д. Тапалов, Л. Д. Кудерина, М. С. Тэн, Маңғыстау өлкесін В. И. Гохштейн, В. П. Олексенко, Солтүстік Арал және Үстірт аймақтарын Ж. Д. Дүйсебаев және т.б. зерттеді.

Сонымен қатар, институт ғалымдары тақырыптық зерттеу жұмыстарын жүргізді, олар: карст проблемаларын зерттеу (Г. М. Потапова, Э. И. Нұрмамбетов); эолдық массивтерді зерт-

теу (П. Ф. Кандауров); геоморфологиялық әдістер арқылы мұнай мен газды зерттеу (Ж. Д. Дүйсебаев); антропогендік процестер (Д. П. Позднышева); таулы аймақтардағы апатты үдерістерді зерттеу (А. М. Медеу); Амангелді бокситті аймақтарын зерттеу (А. И. Гуськова).

Қазақстанның оңтүстік және оңтүстік-шығыс жағындағы тауларды зерттеген ғалымдар: И. П. Герасимов, С. С. Шульц, Г. А. Авсюк, Л. Н. Диденко-Кислицина, Л. К. Шупарская және т.б.

50-70 жылдарда жүргізілген ғылыми-зерттеу еңбектердің көбі Қазақстанның тектоникасына, мұнай және газ туралы проблемаларға арналды. Бұл еңбектердің авторлары: П. А. Авров, Н. Я. Кунин, В. И. Дитмар, А. Б. Ли, Ф. Е. Синицин, К. А. Айтбаев, С. К. Камалов, К. Х. Боранбаев, М. М. Майлыбаев, Р. А. Шахов, В. А. Шурыгин және т.б.

30- жылдардан бастап Іле Алатауындағы мұздықтарды Н. Н. Пальгов зерттеген, кейін П. А. Черкасов, Г. А. Токмағамбетов, Г. К. Макаревич осы жұмыстарды жалғастырды. Қазақстан тауларының қар көшкін проблемаларын көп жылдардан бері И. В. Северский мен В. П. Благовещенский зерттеп келеді. Соңғы жылдары География институтының ғалымдары (Г. В. Гельдыева) Арал проблемаларымен шұғылданды.

1972 жылы Қазақстанның Оңтүстік бөлігіндегі таулардың геоморфологиясын зерттеген география ғылымының докторы М. Ж. Жандаевтың «Іле Алатауының геоморфологиясы және өзен аңғарларының пайда болу проблемалары» атты күрделі ғылыми еңбегі жарық көрді. 1983 жылы оның «Өзен аңғарларының пайда болу теориясы» деген тағы бір еңбегі шықты.

1991 жылы 1:1500 000 масштабты геоморфологиялық карта және бұған қосымша «Рельеф Казахстана» деген кітап «Ғылым» баспасынан басылып шықты (авторлары: А. В. Вислогузова, Н. М. Владимиров, А. Гуськова, А. М. Медеу, Э. И. Нұрмамбетов, Г. М. Потапова, А. С. Сәрсеков). Бұл бүкіл Қазақстан аумағының геоморфологиялық құрылысы туралы бірінші құрастырылып шыққан еңбек еді. 2006 жылы Қазақстанның география институтының ғалымдары «Қазақстанның ұлтық атласы» деген еңбекте 1: 5000000 масштабты «Қазақстанның геоморфологиялық картасы» жасалып шығарылды.

3. Бедердің пішіндері мен элементтері және оның морфографиясы мен морфометриясы

Бедер – эндогендік және экзогендік үдерістердің өзара қарым-қатынас әрекетінен қалыптасқан құрлық беті және мұхит түбі пішіндерінің жиынтығы. Қысқаша айтқанда, бедер – жер беті пішіндерінің жиынтығы.

Бедер жеке пішіндерден, ал пішіндер элементтерден құралады. Бедер элементтері – жер бетінің жай категориясы, мысалы, жеке беткейлер, шындар, төбешіктің етегі және т.б. Бірнеше бедер элементтері бедер пішіндерін құрайды. Бедер пішіндері – биіктігі немесе тереңдігі, ұзындығы немесе ендігі бар жер бетінің көлемді табиғи құрылысы.

Бедер пішіндері – оңаша (жеке шоқы, төбешік), немесе ашық (сай, жыра), оң (дөңесті) және теріс (ойысты), жай және күрделі болып келеді. Бедер пішіндерінің элементтері көбінесе табиғат агенттерінің әсерінен өздерінің морфологиялық көрсеткіштерін жоғалтып дөңгеленіп қалады, күрделі түрлерінде беткейлердің пішіндері иілу арқылы бір-біріне ауысып тұрады. Экзогендік агенттер әрекетінен борпылдақ тау жыныстары үйіліп, шоғырлану арқылы аккумуляциялық бедер пішіндерін (құм төбе, құмшағыл) және ұзақ уақыт үгіліп, шайылу арқылы денудациялық немесе эрозиялық бедер пішіндерін (денудациялық жазықтарды, жыралар мен өзен аңғарларын) қалыптастырады.

Бедердің пішіндері мен элементтерін зерттеп білу олардың негізгі белгілерін, яғни морфометриясын, морфографиясын, қалыптасу тегін (морфогенезісін) және көнелігін (жасын) анықтауға мүмкіндік береді. Белгілі бір аумақтың бедерін зерттеу үшін ең алдымен оның морфографиялық және морфометриялық сипатын, яғни морфологиясын білу қажет.

Морфография – (гр. *morphe* – пішін + *graphy* – бейнелеу, суреттеу) бедердің сыртқы бейнесін, оның пішінін бейнелеу. Морфометрия (гр. *morphe* – пішін + *metreo* – өлшеу) – бедерге сандық сипаттама беру. Морфометриялық тәсілмен белгілі геоморфология аймақтарының бедер пішіндерін өлшеу үшін олардың ұзындығын, енін, биіктігін, тереңдігін және бедердің тілімделу жиілігін анықтайды. Морфометриялық мәліметтер

көбіне топографиялық және аэрофото- және ғарыш материалдарын талдау нәтижесінде алынады. Жүргізілген өлшеулер мен есептеулер негізінде арнайы морфометриялық карталар жасалынады. Морфометриялық мәліметтер, әсіресе, жол құрылыстарын жобалауға, эрозия процесіне қарсы күрес жүргізуге, мұнайлы-газды тектоникалық құрылымдарды іздестіруге қажет.

Геоморфологиялық зерттеуде және геоморфологиялық картографиялау кезінде жер бедерінің негізгі зерттеу нысаны – жоғарыда айтылған бедердің жеке пішіндері мен элементтері және бедердің генетикалық типтері.

Бедердің генетикалық типтері (генетические типы рельефа) дегеніміз – белгілі бір табиғат әрекетінен қалыптасқан морфографиялық (сырт бейнесі), морфометриялық (мөлшері) және морфогенезісі жағынан ұқсас жер беті пішіндерінің заңды түрде үйлескен табиғат құрылыстары. Мәселен, желдің әрекетінен пайда болған бедердің эолдық типі, мұздың әрекетінен қалыптасқан биік тау өлкелердегі бедердің мұздық типі, теңіз әрекетінен түзілген бедердің теңіздік типі және т.б.

Жер бедер пішіндері өздерінің мөлшеріне қарай төмендегідей топтарға бөлінеді:

а) бедердің планеталық пішіндері, б) мегапішіндер, в) макропішіндер, г) мезопішіндер, д) микропішіндер, е) нанопішіндер

Планеталық пішіндер жер бетінің жүздеген мың, тіпті миллиондаған шаршы километр ауқымын қамтиды. Бұларға мынадай планеталық пішіндер жатады: 1) континенттер (материктер); 2) қозғалмалы белдеулер; 3) мұхит табаны (ложе мирового океана); 4) ортаңғы мұхиттық жоталар.

Континенттер (материктер) – жер бетінің ең ірі дөңес пішіндері. Олардың көп бөлігі құрлықтан тұрады, сонымен қатар материктердің біршама бөлігі дүние жүзі мұхиттық түбін қамтиды. Материктердің маңызды ерекшеліктерінің бірі – жер қыртысының материктік типінен құралуы.

Мұхит түбі немесе мұхит табаны (ложе океана) – дүние жүзі мұхитының негізгі бөлігі, олардың тереңдігі 3 километрден төмен және жер қыртысының мұхиттық түрімен сипатталған. Мұхит түбінің аса маңызды элементтері – мұхит түбінің кең ауқымды қазан-шұңқырлары мен оларды бөліп тұратын суасты жоталар.

Қозғалмалы (геосинклиндік) белдеулер, көбінесе материктер мен мұхиттар арасындағы шекарада және құрлық шегінде орналасады.

Ортаңғы мұхиттық жоталар өздерінің ұзындығымен дүние жүзінде ең кең таралған таулар жүйесі болып саналады.

Мегапішіндер жүздеген және ондаған мың шаршы километр ауқымды қамтиды. Бұларға материктер аумағындағы таулы жүйелер және кең-байтақ жазықтар, мысалы, Гималай, Альпі немесе Кавказ тау жүйелері, Батыс-Сібір жазығы, Орта Сібір қыраты, Тянь-Шань тау жүйесі, Тибет таулы қыраты т.с.с. мұхит өңірінде ірі-ірі суасты ойпаңдар мен көтерілімдер жатады.

Макропішіндер – мегапішіндердің құрамдас бөлігі. Олардың аумағы жүздеген, мыңдаған кейде он мыңдаған шаршы километрге дейін жетеді. Макропішіндерге таулы аймақтардың жеке қыраттары немесе ойыс жерлері жатады (Іле Алатауы, Күңгей және Теріскей Алатау, Ыстықкөл ойысы т.б.).

Мезопішіндердің аумағы әдетте бірнеше шаршы километр немесе ондаған шаршы километр. Бұларға жотаның тарамдары, жыралар, сайлар, жеке аңғарлар, ірі аккумуляциялық пішіндер (шағыл тізбектері) жатады.

Микропішіндер – ірі пішіндердің бөлшегі болып саналатын, кішігірім кедір-бұдыр түрлері, мысалы, карст шұңқырлар, эрозиялық қазбалар, ұсақ құм төбелер, көлдеулер (степные блюдца) және т.б.

Нанопішіндер – макро- мезо- және микропішіндердің үстін шиелендіріп бөлшектейтін өте ұсақ кедір-бұдырлар. Бұларға шалғындық төбешіктер, ұсақ жемірілген қазындылар, кеміргіштердің індері, құм шағылдардың бетінде дамыған құм иіріктері (эоловая рябь) және т.б. жатады (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

И. П. Герасимов пен Ю. А. Мещеряков бедердің генетикалық жіктелмесінде планеталық пішіндер мен мегапішіндерді – геотектура, макропішіндерді морфокұрылым (морфоструктура) деген. Олар көбінесе эндогендік процесс әрекетінен пайда болған. Ал экзогендік процестердің әрекетінен қалыптасқан мезо- және микропішіндерді олар морфоскульптура (морфомүсіндер) деп атаған.

4. Бедердің морфография және морфометриясына байланысты жіктелуі

Гипсометриялық (гр. *hypsos* – биіктік, *metreo* – өлшеу) сипаттама, яғни жер беті биіктігін өлшеп зерттеу, жер бедерінің ең маңызды морфометриялық сипаттамасының бірі. Құрлық бетін мұхит деңгейінен көтерілу мөлшеріне орай ең алдымен жазықтар алып жатыр. Жер бетінің аз тілімденген, тегіс немесе белесті болып келген кең алқабын *жазық* деп атайды. Қазіргі кезде Жер шарындағы халықтың басым көпшілігі жазықтарда қоныстанған, демек жазықтар адамның шаруашылық әрекетіне өте қолайлы, Елді мекендердің көбі жазықтарда орналасқан. Тегіс жерлер егін егуге, тас жолдар мен темір жолдарды, өнеркәсіп құрылыстарын салуға ыңғайлы. Сондықтан адамдар жазықтарды ежелден бері зерттеп, жан-жақты пайдаланып келеді.

Морфологиялық жағынан жазықтар тегіс, бел-белесті, жоңды, жонды-төбелі, сатылы болып келеді. Жазықтардың беті әдетте бір жағына қарай сәл еңістеу (тау алды жазығы) немесе ойысты (тау аралық жазықтар) болады. Абсолюттік биіктігіне қарай жазықтар негізгі үш түрге бөлінеді. Теңіз деңгейінен есептегенде биіктігі 200 м-ден төмен өлкені *ойпатты жазық* (низменная равнина) деп атайды. Абсолюттік биіктігі 200 м-ден 500 м-ге дейінгі жазықтар – *қыратты жазықтар*. 500 м-ден астам биіктіктегі жазықтар жайпақ таулар мен таулы қыраттардың құрамына кіреді.

Ойпатты жазық – көбінесе жазық бағытта жайласқан жас борпылдақ тау жыныстар қабаттарынан тұратын тегіс, жазық алқабы. Олар физикалық картада қою жасыл бояумен белгіленеді. Ойпатты жазықтарының теңіз жағасындағы бөлігі кейде теңіз деңгейінен төмен жатады. Оған біздің еліміздің батысындағы Каспий маңы ойпаты мысал бола алады. Жер шарындағы ең үлкен ойпаттар – Амазонка, Батыс Сібір, Үнді-Ганг, Каспий маңы және т.б.

Қыратты бедер нақты биіктігіне, геологиялық құрылымына және тілімделу сипатына байланысты қыратты жазықтарға, үстірттерге, жайпақ тауларға, таулы қыраттар мен тауларға ажыратылады.

Қыраттар және қыратты жазықтарға нақты биіктігі 200 м-ден 500 м-ге дейінгі жер бетінің кейбір үлкен бөліктері жатады. Олардың үсті тегіс, еңкіш, ойыңқы және дөңесті иілген болып келеді. Морфология жағынан осы екі аймақтардың ішкі өңірі жазықты, ойлы-қырлы, жонды-төбелі немесе белесті, қырқалы және сатылы болады. Геологиялық құрылысына қарай аккумуляциялық және денудациялық жазықтар деп жіктеледі.

Аккумуляциялық жазықтар жер қыртысының иіліп төмен түскен тұстарында борпылдақ шөгінділердің ұзақ уақыт жиналуының нәтижесінде құралады. Басқаша айтқанда, егер қарастырған бедер пішінінің топографиялық беті оны құратын тау жыныстарының геологиялық сипатына сәйкес келсе, бұны аккумуляциялық бедер пішіні дейді.

Жаратылыс тегіне (генезисіне) қарай аккумуляциялық жазықтар теңіздік, аллювийлік, пролювийлік, эолдық, көлдік, флювиогляциалдық жазықтарға бөлінеді.

Денудациялық жазықтар – сыртқы күштердің әсерінен ұзақ уақыт үгіліп немесе су эрозиясына ұшырап тегістелуінен пайда болатын тау жыныстары. Мұндай жазықтықтарда кішігірім таулардың жұрнақтары (останцы) жиі кездеседі. Мысалы, Орталық Қазақстандағы ұсақ шоқылы Сарыарқа даласы. Осы тұрғыдан В.Дэвистің Сарыарқаны кәдімгі пенепленмен тендестіргені де тегін емес.

Үстірт (плато) – француздың *plateau* деген сөзінен шыққан – жазық бағытта жайғасқан тау жыныстар қабаттарынан құралған, тегіс бетті көтеріңкі жазықтар (3-сурет). Бұлар төмендеу жатқан ойпатты жазықтардан құламалы кертпештер арқылы шектеледі.

Геологиялық құрылысына қарай құрылымдық және жанартаулық үстірттерді ажыратуға болады. Жанартаулық үстірт деп магмалық тау жыныстардың берік қабаттарымен тысталып қашалған түрін айтады. Жанартаулық үстірт аса зор көлемді магмалық массалардың жер бетіне шығып, төгілуі нәтижесінде пайда болған. Индиядағы Декан үстірті, Америкадағы Колумбия үстірті, Кавказ сыртындағы кейбір үстірттер осыған жатады.

Ал құрылымдық үстірттің көрнекті үлгісі – Арал және Каспий теңіздерінің аралығын алып жатқан кең байтақ үстірт

жазығы. Оның солтүстік-батыс бөлігі Қазақстанға қарайды, ал шығыс бөлігі Өзбекстанның Қарақалпақстан территориясына кіреді. Үстірт теңіз деңгейінен орта есеппен 200 метрден жоғары биіктікте жатқан жазық. Оның оңтүстік-батыс бөлігі едәуір көтеріңкі. Үстірттің үстінде жазда кеуіп кететін ащы көлді жайпақ келген тау ойпаңдар кездеседі. Геологиялық құрылысында үстірттің астыңғы бөлігінде – горизонталь жатқан палеоген кезеңінің, ал үстіңгі жағында неоген кезеңіндегі әктас, құмтас және әксаздан құралған денудациялық әсеріне төзімді шөгінді қабаттар жайласқан.

Қыратты аймақтардағы бедердің кең тараған шағын пішіндерінің бірі – *төбелер* (холмы). Сырт бейнесі жұмыр, беткейлері жайпақтау, салыстырмалы биіктігі 200 м-ден аспайтын шағын оң бедер пішіндерін *төбелер* дейді. Морфологиялық тұрғыдан жұмыр және сопақша келген оқшауланған төбелерден басқа, қырқалар, жалдар, жондар және шоқыларға ажыратылады. Көлденең қимасы трапеция тәрізді, ұзыннан-ұзақ жалғаса созылған, енсіз шағын қыратты *қырқа* деп атайды. Мейлінше енсіз, тізбектеле созылып жатқан, көлденең қимасы үшбұрышты, сүйір ұштары үшкір тістерге ұқсап иірімделген қыраттың аласа түрін *жал* дейді. *Жон* – дөңестеле түзілген, беткейлері түйетайлы, етегі айқын білінбейтін, тайқы, ұзыннан-ұзақ созыла ұласқан жұмыр баурайлы төбелердің бел-белесті бір түрі.

Үшкір төбелі, конус пішінді немесе жұмыр шыңды күмбез тәрізді төбешіктерді Қазақстанда *шоқылар* дейді. Камчаткада, Курил аралдарында бұл атаумен жекелеген жанартау конустары дараланады. Кавказ бен Қырым өңірінде шоқы сөзімен лай және саз балшықтар атқылайтын жанартау көздерін атайды.

Жайпақ таулар (плоскогорье) – биіктігі 500 м-ден жоғары, терең аңғарлармен тілімденген, төбесі біршама тегіс немесе жайпақ келген сәл деформацияға ұшыраған тау жыныстарынан құралған кең ауқымды өлке. Жайпақ таулар ежелгі таулы аймақтың ұзақ уақыт тегістеліп кейін қайта көтерілуі нәтижесінде түзілген. Бұлардың мысалы - Енисей мен Лена өзендерінің аралығын алып жатқан кең-байтақ Орта Сібір жайпақ таулар, Иран, Анадолы және т.б.

Кейбір зерттеушілер жайпақ тауларға жоғары көтеріліп тегіс-



3-сурет. Құламалы кертпештер арқылы шектелген кең ауқымды Үстірт жазығы (Суретті түсірген Ф. Қабдықайыров, А. Кулиманов, 2011)

телген және деформацияланған тау жыныстарынан құралған денудациялық жазықтарды жатқызады. Мұндай кең ауқымды 3000 м-ден биіктіктегі ежелгі пенепленнің қалдықтарын Тянь-Шань тауларында “сырт” деп атайды.

Беті төзімді платформалық қабаттармен көмкерілген, жазық бағытта жататын, тау жыныстарынан құралған жайпақ таулар мен үстірттер жер бетінде өздерінің жазықтық сипатын сақтайды. Олардың айналасында құламалы немесе сатылы келген шынкемерлер (чинки) дамыған. Бұндай көтеріңкі жазықты өңірлердің оқшауланған қалдықтарын төрткіл өлкесі дейді (Қазақстанның Торғай өлкесі). Ал үсті берік қабаттармен көмкерілмеген, жазық бағытта жатқан палеоген-неоген кезеңінің қатаймаған тау жыныстарынан құралған жазықтықтарды қабатты жазықтар (пластовые равнины) дейді. Мұндай жазықтар Торғай өңірінде көптеп болады және Батыс Қазақстанның едәуір бөлігін қамтиды.

Таулы қырат (нагорье) – мегапішіндердің ерекше түрі. Оның

ішкі биіктік өлкесінде тау жоталары мен таулы массивтерін, жайпақ таулар мен қазаншұңқырларды, көтеріңкі жазықтар мен таулы аңғарларды біріктіретін, түп тұғырының біршама көтеріңкілігімен сипатталатын жер бетінің ауқымды аймағы. Тектоникалық тұрғыдан таулы қыраттар қозғалмалы, яғни таулардың қалыптасу процесі өтіп жатқан өңірлер. Таулы қыраттар көп кездеседі, мысалы – Памир, Кіші Азия, Армения, Иран, Тибет, Цайдам таулы қыраттары.

Таулар деп жоғары биіктікке (8000 м-ге және одан да жоғары) көтерілген, жер қыртысының қатпарлы және қатпарлы-жақпарлы құрылымдармен күрделенген, теңіз деңгейімен және қоршаған жазықтармен салыстырғанда биіктік көрсеткіштері өте жиі және күрт өзгеріп отыратын жер бетінің біршама көтеріңкі аймақтары. Жер бетінде жеке-дара тұрған таулар сирек кездеседі. Әдетте таулар бір-біріне жалғасып ұзындығы ондаған, жүздеген және мыңдаған километрге дейін иіріліп созылып жатады. Өздері алып жатқан аймақтардың жалпылама аумағына орай тау сілемдері, таулы белдеу, тау өлкесі, тау жүйесі, тау алқабы және тау жотасы деген атаулар арқылы дараланады. Бірнеше тау жоталарының түйіскен жерін тау торабы деп атайды. Олар көбінесе мұз басу орталығы болып табылады (мысалы, Орталық Тянь-Шань тау торабына Хантәңірі шыңы жатады). Таулардың пайда болуын қамтамасыз ететін бірден-бір шарт – жоғары бағытталған тектоникалық қозғалыстардың сол таулардың денудациялық процесіне қарағанда әлдеқайда қарқынды болуы. Таулар гипсометриялық өлшем бойынша аласа (1000 м-ге дейін), орташа биік (1000-3000 м) және биік (3000 м) тауларға бөлінеді. Биік тауларға Гималай, Памир, Кавказ, Тянь-Шань (4-сурет), Алтай, Альпі, Анды, Кордильер және басқалар жатады.

Дүние жүзіндегі ең биік тау шыңдары – Гималайдағы Жомолунгма (8848 м), Қаракорымдағы Чогори (8611 м), Памирдегі Коммунизм (7495 м), Тянь-Шаньдағы Жеңіс (7439 м) шыңдары. Биік таулардың морфологиялық түрі нақты биіктігімен, қарқынды және терең тілімделуімен, бедер пішіндерінің күрт өзгеруімен, үшкір басты шыңдармен және айдар тұрқылас жалдармен, құлама құздардың және мұздық әрекеті арқылы қалыптасқан пішіндердің көптігімен сипатталады; кейде аль-

пілік бедер терминінің синонимі ретінде түсіндіріледі. Биік таулы аймақтардың негізгі географиялық заңдылығы – ландшафтардың биіктік белдеулігі (вертикальная поясность), яғни климаттың, топырақтың, өсімдіктер мен жануарлардың биіктікке қарай таумен жоғары көтерілген сайын біртіндеп алмасуы байқалады. Әсіресе Тянь-Шань және Алтай сияқты биік тауларда табиғаттың ландшафтық белдеулері мен сатылы бедер айқын көрінеді. XIX ғасырдың орта кезінде Ш. Уәлиханов пен П. П. Семенов-Тянь-Шанский Іле Алатауының орографиялық сипаттамасын бейнелеп түсіру барысында осы таудың биіктік белдеулерін алғашқы рет ашқан. Таулы бедерінің негізгі элементтері – қыраттар, құламалы беткейлер мен кертпештер, тегістелген беттер, терең шатқалдар мен өзен аңғарлары.

Аласа таулы бедер биігірек таулардың бірте-бірте шайылып, жойылуы нәтижесінде қалыптасқандықтан, бұлардың морфологиясы жұмырланған суайрықтармен, жайпақ беткейлі тау-төбелермен аңғарлардың терең тілімделуімен сипатталады. Мұнда биіктік ландшафты белдеулер аса айқын білінбейді немесе мүлде болмауымен ерекшеленеді. Аласа тауларға Орталық Қазақстандағы Сарыарқаның Баянауыл, Қарқаралы, Кент, Қу, Бектау-Ата, Көкшетау, Семей тауы, Жақсы Абралы, Жаман Абралы, Қызыл-Рай, Шыңғыстау және т.б. жатады.

Орташа биік тауларда айқын байқалатын биіктік белдеулер дамыған. Орташа биік тауларға Түркменстандағы Копет-Даг тауы, Ресейдегі Орта және Солтүстік Орал тауы, Қазақстандағы Тарбағатай тауы, Украинадағы Карпат тауларының бір бөлігі жатады. Мұндай өлкелерде тегістелу жазықтықтар кеңінен етек алған, сондықтан бұларда суайрық қырлары біршама тегістеле жұмырланған.

Басқа жіктеме бойынша, таулар өздерінің биіктік көрсеткіштеріне қарай өте биік, биік, орташа биік және аласа таулар болып төрт түрге бөлінеді.

Таулар жаратылу тегі (генезис) жағынан тектоникалық, эрозиялық және жанартаулық болып үш түрге бөлінеді. Қазақстанда, әдетте, тектоникалық және эрозиялық-тектоникалық таулар жиі кездеседі. Жанартаулық таулар Камчатка түкпірінде,



4-сурет. Іле Алатауының ең биік шыңы – Талғар шыңы.

Жапон аралында (Фудзияма тауы) және жер бетінің қозғалмалы белдеулерінде дамыған.

Теңіз және мұхит түбінің гипсометриясын батиметрия дейді (гр. *bathus* – терең+*metreo* – өлшеу). Батиметрия айырмашылығы бойынша мұхит түбі неритті (0-200 м), батиалды (200-3000 м), абиссалды (3000-6000 м) және гипабиссалды (6000 м-ден терең) тереңдік белдемдерге бөлінеді. Неритті белдем теңіз (мұхит) суының жарық сәулелерімен жақсы қаныққан. Бұл органикалық тіршілікке мейлінше бай, біршама саяз өңірлерін біріктіретін, жағалауға жақын орналасқан, яки шекарасы шамамен қайраң шельф жиегіне сәйкес келетін зона. Батиалды белдем материктік қайраң мен теңіз түбі (табаны) аралығын қамтитын, яки негізінен материктік беткейге жапсарлас орналасқан батиалды фаунаның тіршілік етуіне қолайлы теңіз (мұхит) деңгейі. Абиссалды белдем мұхиттар мен терең теңіздердің абиссалдық фауна тіршілік ететін терең ойпаңдары.

5. Бедердің генезисі мен жасы

Қазіргі геоморфологияның негізгі анықтамасының бірі – эндогендік және экзогендік үдерістердің өзара әрекетінің нәтижесінде қалыптасқан бедер пішіндері. Бұл түсінік жер бедер

генезисінің жалпы ұстанымы, дегенмен, жеке бедер пішіндерін зерттегенде оларды нақты талқылап, мұқият талдау қажет.

Жоғарыда айтылғандай, жер бедерінің ең ірі пішіндері – планетарлық мега- және макропішіндер, ал кейбір жағдайда бедердің мезопішіндері де өздерінің генезисі жағынан эндогендік пішіндерге жатады. Ауқымы жағынан майда келген микропішіндер көбінесе экзогендік бедер пішіндеріне жатады. Эндогендік және экзогендік үдерістер бедердің қалыптасуында өзара тығыз байланысты. Әдетте эндогендік үдерістерден қалыптасқан ірі бедер пішіндерінен экзогендік үдерістер арқылы одан әрі күрделеніп, жаңадан мезопішіндер және микропішіндер құрылады немесе, керісінше, жер бетіндегі кедір-бұдырларды тегістеп, жазықтандырады.

Қазіргі ғалымдар арасындағы көзқарас бойынша, эндогендік бедер түзілу үдерістерінің қайнар көзі – жердің жылулық энергиясы. Осы табиғат күшінің әрекеті жер қойнауындағы заттардың гравитациялық дифференциясы және радиоактивтік ыдырауының нәтижесінде туындайды. Ол жер қойнауындағы гравитациялық үдерісінен және радиоактивтік ыдырауынан, магманың қызуы және одан кейінгі салқындауынан туындаған, жер қыртысын құрастырған заттар көлемінің өзгеруінен пайда болады. Соның салдарынан жер қыртысы қабаттарының тұтастығы айырылып-ажырауына және қалыптасқан тектоникалық жарылымдар бойымен блоктардың әр бағытта ауысуына, яғни дизъюнкциялық немесе пликативтік дислокация құрылуына әкеп соғады. Кейбір тектоникалық жарылымдар жер қыртысының төменгі қабаттарын жарып өтіп, тау жыныстарының балқыған ошақтарына дейін жетуі ықтимал. Мұндай жарықтар жер беті мен оның қойнауларын жалғайтын түтіктер іспетті және осы каналдар бойымен жер қойнауындағы балқыған заттар жоғары қарай ұмтылады. Егер магма жердің бетіне шықпай, жер қыртысының ішкі қабаттарында қатып қалса, онда интрузиялық шоғырлар қалыптасады. Ірі интрузиялардың (батолиттер, штоктар) пайда болуы, олардың үстінде жатқан тау жыныстарының (ағастасу түрлерінің өзгеруіне және механикалық ауысуына, яғни пликативтік немесе дизъюнкциялық бұзылуына мүмкіндік туғызады. Енген магмалық шоғырлар кіріктіруші тау жыныстарына динамикалық қысым, жылу және химиялық

әсер ету нәтижесінде, оларды метаморфты тау жыныстарына ауыстырады.

Жанартау каналымен жер қыртысындағы жарықтарды бойлап жер бетіне газ, су буымен қоса шығып, төгілген магманың қатаю процесі эффузиялық магматизм немесе вулканизм деп аталады.

Жер сілкірудің көпшілігі – жер қыртысының терең қойнауларындағы тектоникалық қозғалыстардың, нақты айтқанда, дислокацияларының нәтижесі. Жер қойнауынан босаған энергия серпінді толқындар түрінде тектоникалық жарылымдар бойымен жан-жаққа тарап, жер бетінің тербелуі түрінде сезіледі. Жер сілкіну – планета қойнауындағы болып жатқан қазіргі тектоникалық үдерістердің айқын көрінісі.

Сайып келгенде, жер қыртысындағы тектоникалық қозғалыстар және олармен қоса тектоникалық жарылымдардың пайда болуы, блоктардың алмасуы, қатпарлы қозғалыстар, тереңгі магматизм, вулканизм әрекеті және жер сілкіну – міне, осылар жердің ішкі энергиясының көзі болып табылатын бедер түзу үдерістері. Дегенмен, осы үдерістер әсерінен құралған бедер пішіндері жер бетінде өзгеріссіз түрде қала бермейді, олар өздерінің пайда болу кезеңінен бастап экзогендік үдерістердің әсеріне ұшырайды және соған байланысты өзгереді.

Экзогендік үдерістердің негізгі қайнар көзі – жер бетіндегі су, ауа, литосфера материалының қозғалу энергиясына ауысқан күн сәулесінің энергиясы. Экзогендік үдерістердің қатарына жер бетінің ағын суларының, мұхиттың, теңіздің және көлдің су массаларының бедер түзілу әрекеттері, жерасты суларының, жел мен мұздың әрекеттері жатады. Аталған үдерістерге гравитациялық энергия (ауырлық күші) қатысады, сондықтан осы процестер таза экзогендік үдерістер болып саналмайды. Бұған бедер пішіндерінің беткейлерінде жүріп жатқан бір топ беткейлік процестерді айтуға болады. Ақырында, ғылым мен техниканың қарыштай дамуына орай, адамдардың шаруашылық әрекеттерінің бедер түзілу факторы ретіндегі рөлі жылдан-жылға нығайып өсіп келеді.

Жоғарыда айтылғандай бедер түзілу үдерістер сирек жағдайда ғана жеке өтуі мүмкін. Бедер генезисін зерттеу кезінде

зерттеуші әр уақытта бедер пішіндерінің қалыптасуында геоморфологиялық үдерістердің қайсысы басымдау және олардың қалыптасу тегін қалай дұрыс анықтауға болады деген сұрақтарға тап келеді. Сондықтан, мұндай мәселені зерттеу барысында төмендегі жағдайларға көңіл аудару қажет (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988):

1. Жер бетінің бедер пішіндері эндогендік және экзогендік үдерістердің өзара қарым-қатынас әрекетінің нәтижесінде қалыптасқан. Бұл тұжырым жалпы дұрыс болғанмен, әр жағдайда анықтап дәлелдеуді қажет етеді. Осы проблеманы талдау алғашқы кезеңінде алдымен геоморфологиялық үдерістердің қайсысы басымдау екендігін анықтау керек. Бұл өте күрделі мәселе, демек, тектоникалық және экзогендік үдерістердің қарқындылығы өзара шамалас. Мысалы, тектоникалық көтерілудің орташа жылдамдығы жылына миллиметр немесе миллиметрдің оннан бірі болса, онда жер бетіндегі денудация үдерісінің орташа жылдамдығы немесе шайылған материалының шоғырлануы сол қатарлы мөлшерде саналады.

2. Бұрын бір агенттердің әсерінен қалыптасқан бедер пішіндері қазіргі кезде басқа агенттердің ықпалына ұшырап кетуі ықтимал.

3. Алайда көбінесе жер бетіндегі бедер пішіндері бірнеше табиғи процестердің қатар ықпал ету әсерінен қалыптасады.

4. Әр қатарлы бедер пішіндерінің қалыптасу генезисін анықтау жолында мынандай заңдылықтарды байқауға болады: бедердің ірі пішіндері жалпы эндогендік процестермен байланысты, ал оның бетінде дамыған кішігірім пішіндер – экзогендік процестердің нәтижесі. Мұндай жағдайда алдымен бедер пішіндерінің мөлшеріне назар аударылуы тиіс.

Әдетте, планетаның ірі пішіндері (мегабедер және макробедер) эндогендік үдерістер нәтижесінде қалыптасады. Мезопішіндердің морфологиясы тек сирек жағдайларда ғана тектоникалық үдерістерге байланысты. Ұсақ бедер пішіндердің басым көпшілігі экзогендік үдерістерге байланысты.

Ежелгі заманда бастаушы бедер түзілу үдеріс ретінде бола тұрып, қазіргі кезде оның әсері тоқталса да, түбінде сол үдерістің әсері қазіргі жер беті пішіндерінің бейнесінде сақталып, ай-

қын көрініс беруі мүмкін. Мысалы, ежелгі (кеш плейстоцен) мұз басу аймақтарының мұзды-аккумуляциялық пішіндерін келтіруге болады. Қазіргі кезде бұлар басқа үдерістерге ұшыраған, бірақ олар бұрынғы әсер еткен үдерістерден қалыптасқан сол морфологиялық бейнесін айтарлықтай сақтаған.

Егер бедер пішіндерінің қалыптасуында бір, екі немесе бірнеше факторлар қатынасса, онда бедердің кешенді жолмен қалыптасқандығын айтуға болады.

Жер бедерінің генезисі көбінесе далалық зерттеу мәліметтері арқылы анықталады. Бедердің аккумуляциялық пішіндерінің генезисін белгілеу үшін оларды құрайтын шөгінділерді жан-жақты зерттеудің маңызы зор. Аллювийлік, пролювийлік, теңіз және тағы басқа шөгінділер көп жағдайларда ерекше өздеріне тән литологиялық және морфологиялық қасиеттерінің кешеніне ие және олар құраған аккумуляциялық пішіндердің қалыптасу тегі туралы белгілі дәрежеде мәлімет алуға мүмкіндік береді.

Геоморфологиялық зерттеуінің негізгі мақсаты – жер бедерінің морфография, морфометрия және генезисін белгілеумен қатар, оның жасын анықтау. Ал геологияда тау жыныстарының жасы жалпы геологиялық карталардың негізгі мазмұны болып саналады.

Тау жыныстарының геологиялық жасы стратиграфиялық және палеонтологиялық әдістермен анықталады. Соңғы кездері тау жыныстарының геологиялық жасы нақтылы (абсолюттік) геохронология тәсілдерімен де толықтырылуда. Геоморфологияда бедер пішіндерінің жасын белгілеу күрделі мәселе, өйткені геологиялық әдістер тек бедердің аккумуляциялық пішіндерінің жасын анықтауы мүмкін, ал денудацияланған бедер пішіндерінің жасын белгілеу қиынға түседі. Сондықтан геоморфологияда геология ғылымына ұқсас бедердің “салыстырмалы” және “нақтылы жасы” сияқты ұғымдар қолданылды (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

Бедердің салыстырмалы жасы. Геоморфология ғылымында бедердің салыстырмалы жасы туралы бірнеше түсініктер бар.

1. Кез келген аумақ бедерінің дамуы, В. Дэвистің айтуынша, бір кезеңнен екінші кезеңге өту процесі, яғни сатылы процесс болып табылады. Сондықтан бедердің салыстырмалы жасын

белгілеу деген ұғымды сол бедер пішіндер дамуының кезеңін анықтау деп түсінеді. Мысал ретінде, өзен аңғарларының дамуын қарастыруға болады. Алғашқы кезеңде өзеннің шамалы мөлшерлі, аздап қана ойдымдалған, тілімделген, яғни эрозиялық процеске аса ұшырамаған аңғары болады. Кейіннен арна өзінің даму барысында астында жатқан түпкі тау жыныстарының тілімделуі нәтижесінде тереңдей түседі, бірақ оның бойлық бейіні тегіс болмай, ойлы-қырлы жерлері көптеп кездеседі. Бұл өзен аңғарының жастық кезеңі. Арнаның одан әрі тілімделуі өзеннің ұзынбойлық тепе-теңдік кескінінің қалыптасуына әкеліп соғады. Сондықтан аңғардың тереңделу процесі оның жағалауларын шаю арқылы кеңею процесіне ауысып, өзен жайылмалары мен террасалар қалыптаса бастайды. Нәтижесінде өзен аңғары өзінің қалыптасқан жетілу кезеңіне көшеді. Одан кейін өзеннің бүйірлік эрозия әрекетінен жайылмалар кеңейе береді. Қалыптасқан кең жайылмалардың үстінде өзен иіріліп ағып, ағыны бірте-бірте баяулап, арнасы одан әрі иірімделе түседі. Ақырында өзен өзінің дамуының соңғы кезеңіне, яғни шөгү кезеңіне тап келеді.

Сөйтіп, бедердің салыстырмалы жасын білу – бұл оның өзіне тән морфологиялық және динамикалық белгілеріне қарай даму кезеңін анықтау.

2. “Бедердің салыстырмалы жасы” деген түсінік жер бедері пішіндерінің өзара қарым-қатынасын зерттеуде қолданылады. Жалпы айтқанда, кез келген бедердің пішіні оның бетін күрделендіретін және кейінгі кезде қалыптасқан пішіндермен салыстырғанда көнелеу болып келеді. Мысалы, Каспий маңы ойпатында төрттік кезеңнің соңғы (хвалындық) кезінде қалыптасқан теңізді жазықтық кең ауқымды алып жатыр. Бұл жазықтықтың Хвалын теңізі шегінгеннен кейін алдымен теп-тегіс болған беті, кейін эрозиялық тілімделуге ұшырады, ал кейбір өлкелерінде эолдық процестердің әсерінен қайталап ұйытқылуынан түрлі құмды пішіндер қалыптасқан. Сөйтіп, бедердің осы эрозиялық және эолдық түрлері алғашқы хвалындық теңіз жазығымен салыстырғанда жас болады.

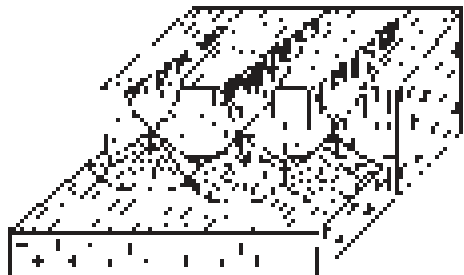
3. Егер әңгіме бедердің аккумуляциялық пішіндері туралы болса, онда осы пішінді құрайтын шөгінділердің жасы кәдімгі

геологиялық тәсілдер арқылы анықталады. Мысалы, орта төрттік кезеңдегі шөгінділерден құралған өзен террасаның жасы орта төрттік кезеңіне жатады. Ал бедердің өңделген, яғни денудацияланған пішіндерінің жасын анықтау қиынға түседі. Бұл жағдайда К. К. Марков төменгі әдістерді ұсынады:

1) сәйкестендірілген шөгінділер арқылы бедер пішіндерінің жасын анықтау (определение возраста рельефа по коррелятным отложениям). Кореляттық шөгінділер дегеніміз – қатар жасты шөгінділер деген ұғым. Кореляттық тәсіл – шөгінділердің және бедер пішіндерінің көнелігі бір мезгілде пайда болғандығына негізделген. Мәселен, жыра қалыптасу кезінде оның сағасында жыраның тілімделуінен борпылдақ тау жыныстардан жиналған ысырынды конус пайда болады. Осы ысырынды конусты құраған шөгінділердің жасын геологиялық тұрғыдан анықтау жыраның жасын анықтаудың кілті болып табылады (5-сурет);

2) жастық шектелу әдістері арқылы бедер пішіндерінің жасын анықтау (определение возраста рельефа методом возрастных рубежей). Оның мағынасы осы өңделген бедер пішінінің төменгі және жоғары шектерін белгілейтін шөгінділердің жасын анықтау. Бұны түсіну үшін төменгі суретті қарастырайық (6-сурет).

Өзен аңғары неоген кезеңіндегі теңіз шөгінділерінің үстіне түзілген. Аңғардың түбінде қазіргі заманғы аллювий түзілімдерінің астында ежелгі төрттік кезеңнің мұздық шөгінділері қалыптасқан. Олай болса, біз қарастырып отырған аңғар неоген және ежелгі төрттік кезеңнің аралығында қалыптасқан, демек, ол неогендік теңіз шөгінділерін тілімдеген, яғни одан жас және де түбінде қазіргі аллювийдің астында ежелгі төрттік кезеңдегі мұздық шөгінділері жатыр, сөйтіп, өзен аңғары одан көнелеу болады;



5-сурет. Корреляттық шөгінділер арқылы бедер пішіндерінің жасын анықтау. Ысырынды конустарды құраған шөгінділер мен тілімделген жыралар бір мезгілде пайда болған.



6-сурет. Өңделген бедер пішіндерін (өзен аңғарының) жастық шектелу әдісімен анықтау: 1) неоген кезеңіндегі теңіз шөгінділері; 2) ежелгі төрттік кезеңдегі мұздық шөгінділер; 3) қазіргі аллювийлік шөгінділер (О. К. Леонтьев, Г. Н. Рычагов, 1988).

3) денудациялық бедердің «бекітілген» мезгілін анықтау (определение времени “фиксации” денудационного рельефа). Кейбір жағдайда денудациялық процеске ұшыраған жазықтардың үстінде үгілу қабығы дамиды. Палеонтологиялық, палеоботаникалық және басқа әдістермен анықталған үгілу қабығының жасы сол денудацияға ұшыраған жазықтың жасы туралы сұраққа да жауап береді;

4) фация ауысу әдісі (метод фацальных переходов). Бұл әдіс палеонтологиялық қалдықтар кездеспейтін шөгінділерден құралған аккумуляциялық пішіндердің жасын анықтау барысында қолданылады. Қарастырған шөгінділерді палеонтологиялық қалдықтары бар фация ауысқан шөгінділерге дейін кеңістікте бақылау барысында осы екі шөгіндінің жасы бірдей екендігін анықтайды, олай болса, олардан құрылған пішіндер де бір мезгілде пайда болғанын көрсетеді. Мәселен, өзен террасаларының жасын оларды құрайтын тылсым аллювийлік шөгінділердің көнелігі, палеонтологиялық әдіспен анықталған теңіздік-жағалаулық шөгінділерге ауысуын қадағалау нәтижесінде анықтауға болады. Сол сияқты денудациялық пішіндердің жасы, мысалы, абразиялық теңіздік террасаларды олардың аккумуляциялық шөгінділермен ауысу өңіріне шейін қадағалау арқылы анықталуы мүмкін.

Бедердің нақты жасы. Соңғы он шақты жылда радиоизотоптық зерттеу әдістерінің дамуы нәтижесінде шөгінділердің және бедер пішіндерінің жасын астрономиялық бірлік есебімен,

яғни нақтылы жылдар санымен анықтау қолданылып жүр. Бұл үшін радиоактивтік элементтердің жартылай ыдырау мерзімін білу керек. Ал радиоактивтік элементтердің жартылай ыдырау мерзімі дегеніміз – бұл кез келген радиоактивтік элементке тиесілі барша атомдардың тең жартысы ыдырауға кететін уақыт мөлшері. Ыдырау мезгілі радиоактивтік ядролардың ішкі қасиеттерімен анықталады, ол қоршаған орта көрсеткіштеріне (температура, қысым, заттың физикалық және химиялық жағдайы және т.с.с) тәуелді емес. Сондықтан бұл айтарлықтай сенімді тәсіл. Қазіргі кезде тау жыныстарының нақтылы жасын анықтау үшін радиокөміртектік (радиоуглеродный), калий-аргондық, фторлық, термолюминисценттік және т.б. әдістер кең қолданылып жүр. Осылардың әрқайсысының қолдану шегі бар. Мысалы, радиокөміртектік (C^{14}) изотоптың жартылай ыдырау мерзімі 5570 жыл. Ежелгі шөгінділердің және бедер пішіндерінің нақтылы жасын палеомагниттік әдіс арқылы анықтауға болады.

Сайып келгенде, бедердің морфологиялық және морфометриялық сипаттамасын, оның генезисін, жасын және даму тарихын анықтау – геоморфология зерттеулерінің негізгі мақсаты (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

6. Бедерді зерттеуінің әдістемелік ұстанымдары мен практикалық маңызы

Жер бедерін зерттеудегі жалпы ұстаным материалистік философияның диалектикалық әдістеріне негізделген. Сондықтан біз бедерді екі тұрақты ажырамас қасиеттерге, яғни сыртқы пішін мен мазмұнға ие ақиқат шындық немесе материалдық болмыс ретінде қарастыруымыз керек.

Белгілі қазақ географы М. Ж. Жандаевтің (1994) пікірі бойынша, бедердің сыртқы пішіні – бұл бедердің әр түрлі категорияларының сыртқы түрі (сыртқы бейнесі), ал мазмұны (материалдық негізі) сол пішінді құрастырған тау жыныстары және солардың ішінде жүріп жатқан әр түрлі үдерістер. Ескеретін бір жай, бізді қоршаған материалдық дүниеде сыртқы пішін өзінің материалдық негізіне сәйкес болуы шарт. Шын

мәнінде, жер бедер пішіндерінің әр категориясын нақты бір физикалық-механикалық қасиеттерге ие болған тау жыныстары құрайды. Мысалы, борпылдақ, құм тек сусымалы материалдың табиғи құлама бұрышынан аспайтын бедер пішіндерінің (шағыл, құмды тізбектер) беткейлерін құрайды, ал төзімділеу келген қатты түп тау жыныстар биік төбелі, сүйір шыңды және тік немесе қия беткейлі, кедір-бұдырлы, жарлы-құзды бейнелі бедер пішіндерін құрастырады. Мұндай қасиетке ие тау жыныстары шағылдар немесе құмды тізбектерді құрастыра алмайды. Демек, тау жыныстарының физикалық-механикалық қасиеттері қандай да бір жер бедерінің пішінін, сипатын және оның қалыптасу ерекшеліктерін белгілейді. Былайша айтқанда, бедердің әр категориясы тау жыныстарының алуан түрлі көрініс беретінін көрсетеді.

Диалектикалық материализм материалдық дүниенің сыртқы пішіні мен мазмұнын диалектикалық бірлікте қарастырады, мұнда мазмұны негізгі болып табылады. Бұл бірлік заттың сыртқы түрі мен мазмұны өзінің даму барысында қарама-қарсы ауысып, соңында ескі түрлер жойылу жолымен шешіледі деп пайымдалады. Сонымен, заттың дамуынан сыртқы бейнесінің пайда болуы әрқашан мазмұнының дамуымен басталады. Осыдан мынадай шешімге келеміз – ескі бедер элементтерінің жойылуы және жаңа бедер пішіндерінің пайда болуы әрқашан соларды құрған жер қыртысындағы заттардың, яғни тау жыныстарының ауысу, араласу үдерістерінен басталады.

Сөйтіп, қазіргі геоморфологияның ең негізгі тұжырымы болып табылатын және осыдан шығатын материалдық дүниенің дамуындағы диалектикалық заңдылықтар – қарастырып отырған алуан түрлі бедер пішіндері – бұлар жер бетіндегі дамыған объективті ақиқат болмысы. Бұл бірінші қағида.

Геоморфологияның келесі негізгі ерекшеліктерінің бірі – бедердің дамуында философияның “қарама-қайшылықтардың бірлігі және күрес” деген диалектикалық заңына бағынуы. Біздің планетамыздың ғарышта физикалық дене ретінде дамуына, бір жағынан, сыртқы ғарышты күштер немесе факторлар, екінші жағынан, жер қойнауында болып жатқан ішкі

эндогендік үдерістер әсер етеді. Бұл күштердің соқтығу арена-сы – жер қыртысы, ал олардың өзара әрекеттерінен қалыптасқан морфологиялық нәтиже – жер бетінің бедер пішіндері. Жоғары тақырыпта айтылғандай, эндогендік бедер түзілу факторларына жер қыртысының тербелмелі және орогендік қозғалыстары, сейсмикалық және жанартау (вулканизм) әрекеті жатады. Сонымен қатар, эндогендік күштерге литосфералық тақталар тектоника немесе континенттік ығуынан туындаған спрединг, субдукция, обдукация және коллизия құбылыстар жатады. Сыртқы күштердің көрініс беруі, негізінен, күннің жылу энергиясының өзге күштерге айналуынан өзгеріп туындайды. Ішкі күштер мен сыртқы күштер әрдайым өзара қарама-қарсы бағытта әсер етеді. Біріншілері үздіксіз түрде жер бетінің тау қыраттары мен ойыстарын түзесе, екіншілері оларды жоюға ұмтылады. Экзогендік күштер жер қыртысы материалын гравитациялық тепе-теңдікке алып келіп, жер бетіндегі кедір-бұдырларды тегістеп жазықтандырса, эндогендік күштер, керісінше, бұл тепе-теңдікті бұзады. Осындай өзара күрделі қарым-қатынас нәтижесінде жер қыртысының материалы әр уақытта ауысып, бедердің ескі түрлері жойылып, жаңалары пайда болады. Жалпы айтқанда, табиғат құбылыстарының қарама-қайшылықта дамуы – жер бетінің алуан түрлі болуының негізгі заңдылықтарының бірі.

Геоморфологияның үшінші негізгі қағидасы – жер беті пішіндерінің белгілі бір кеңістікте дамуы. Бедердің өзіне тән сыртқы ерекшеліктері мен геометриялық көріністері яғни бедер пішіндерінің морфографиясы нақты кеңістікте көрініс береді. Осыдан бедер пішіндерінің даму процесін білу үшін оның әр категориясының кеңістіктегі өзара қарым-қатынасы, яғни морфологиялық және морфометриялық ерекшеліктері зерттелуі тиіс.

Төртіншіден, жер бедерінің негізгі ұғымының бірі – әр пішіндердің өз уақытына (мезгіліне) сәйкес өзгеруі. Бедердің әрбір элементтері тап осы кезде қандай тұрақты болса да, келешекте өзгеріске және жойылуға ұшырайды. Сондықтан бедердің әр пішіні жер тарихының белгілі бір уақыт бөлігінде өзгеріп,

басқа бір түрлердің дамуы нәтижесінде пайда болғанын, яғни кез келген бедер пішіндері атақты американдық ғалымы Вильям Девистің пайымдауы бойынша, өзінің бастапқы кезі, қалыптасқан жетілу кезеңі және соңғы кезі бар уақытша объект екенін түсіну керек. Бедердің пайда болуы және дамуы уақыттың функциясы болып есептеледі. Олай болса, бедер тек мезгіл шеңберінде дамуы тиіс. Сөйтіп, бедерді тарихи категория деп санауға болады. Уақыт пен кеңістіктен тыс бедердің дамуы мүмкін емес. Сол себептен бедердің жаратылыс тегін (генезисін) дұрыс білу үшін оның дамуының тарихи дәйектілігін зерттеп, жасын анықтау қажет.

Бесіншіден, бедер табиғи ортадағы элементтердің бірі болып, ол басқа да компоненттермен бірге, яғни геологиялық құрылымымен, климатпен және т.б. географиялық ғылымының салаларымен тығыз байланыста дамиды. Сондықтан бедерді осы қоршаған ортадан бөлмей, кешенді түрде зерттеу керек. Сонымен қатар бедер өзінің даму барысында табиғи ортаға да әсер етеді. Жер беті бедерін кешенді әдіспен зерттеу (табиғи элементтерінің өзара байланысы) қазіргі геоморфологияның маңызды әдістемелік ұстанымдарының бірі болып табылады.

Алтыншыдан, геоморфологияда бұрынғы геологиялық дәуірде болған бедер құратын үдерістер қазіргі замандағы байқалып жатқан үдерістермен ұқсастығы бар деген қағидаға негізделген. Бұл палеогеографиялық қайта қалпына келтіруінің (палеографиялық реконструкциялынуының) негізгі кілті болып саналады.

Бұл тақырыпта жер бедер пішіндерін зерттеудегі жалпы әдістемелік тәсілдер қарастырылды. Олар бедердің өте күрделі қалыптасу үдерісін аңғару үшін эндогендік және экзогендік бедер құратын факторларды кешенді түрде талдау нәтижесінде ғана, материалдық дүниені танып-білудің диалектикалық әдісі негізінде қорытынды жасауға мүмкіндік береді. Тек осы жағдайда ғана біз табиғат құбылыстарының объективті зерттеуін жүргіземіз және зерттеулердің нәтижесіне сенімді боламыз.

Геоморфология халық шаруашылығында бірнеше бағыттарда қолданылады:

- геологиялық-іздігіру жұмыстарында геоморфологиялық зерттеу бедердінің өзгешелігіне жан-жақты талдау беріп, табиғи процестердің генезисін және дамуын анықтап, кейбір пайдалы қазбалардың кен орындарын тура немесе жанама түрде көрсетіп береді және іздігіру жұмыстарының бағытын анықтайды;

- бедер пішіндері мен тау жыныстары өзара тығыз байланысты. Тау жыныстары өздерінің тасымалданып араласуында жаңа бедер пішіндерін құрады. Сонымен қатар бедер әр түрлі факторлар әсерінен өзгеріп, тау жыныстарының араласуына және өзгеруіне өз әсерін тигізеді. Бұл түсінік, яғни жердің минералдық массасының жер беті пішіндерімен байланыстылығы кен көздерін іздігірудің негізгі бір белгісі болып табылады;

- сыртқы күштер, яғни су, мұз, жел және т.б. тектоникалық күштер арқылы пайда болған жер бедер пішіндерін бұзып, тау жыныстарын тасымалдап, оларды төмен, ойыс жерлерге әкеліп шоғырлайды. Сөйтіп, борпылдақ шөгінділерден құралған бедердің жаңа пішіндері қалыптасады. Пайдалы қазбалардың қалыптасуы және сақталуы осы бедер пішіндеріне және климат жағдайларына тікелей байланысты;

- шашылымды кен орындарының іздігіру (поиски россыпей) – геоморфологияның іс жүзінде қолданылатын негізгі салаларының бірі, сондықтан сирек кездесетін металдар мен бағалы тастарды іздігіру барысында геоморфологияның маңызы өте зор;

- соңғы кездері мұнай мен газ іздігіру жолында геоморфологиялық әдістер, нақты айтқанда, құрылымдық-геоморфология әдістері жиі қолданылып жүр;

- гидротехникалық құрылыстарды, гидроэлектростанцияларды, каналдарды, су қоймаларын, көпірлерді, суландыру жүйелерін салу барысында геоморфологиялық зерттеу жұмыстары да жиі қолданылады. Бұл жерлердегі негізгі зерттеу нысаны – ежелгі және қазіргі өзен аңғарлары, олардың генезисі бедер пішіндерінің морфометриясы мен морфографиясы, қиратқыш үдерістер, карстық құбылыстар;

- жолдарға тас төсеу және темір жолдар салуда геоморфологияның атқаратын қызметі өте зор. Әсіресе таулы жерлер-

де, тайгада және шөлді жерлерде геоморфологияның зерттеу әдістері кең қолданылады;

- қала және ауылдық елді мекен салу барысында бедерді толығымен ұқыпты зерттеудің маңызы зор. Мұнда карталарды жасау кезінде барлық қиратқыш құбылыстарды енгізуді және инженерлік-геоморфологиялық зерттеулерді жүргізуді қажет етеді;

- эрозия, қар көшкіні, жылжыма, опырылма, сел құбылыстарын зерттеу және оларға қарсы күрес жүргізу әдістерін қолдану.

Сайып келгенде, табиғи ресурстарды игеруде геоморфология халық шаруашылығының барлық салаларында қолданылатын және үлкен маңызы бар ғылым екендігін айта аламыз.

II бөлім

ЭНДОГЕНДІК (ҚҰРЫЛЫМДЫҚ-ТЕКТОНИКАЛЫҚ) БЕДЕР

Жердің беті ешқашан тыныштық қалпында болмайды. Жер бетінің бір бөлігі баяу көтеріледі де, басқа бөлігі баяу ойысып, төмен түседі, ал үшінші жерде қарқынды қатпарлы процестер жүріп жатады. Тектоникалық қозғалыстардың негізгі қайнар көздері – жер айналуының механикалық энергиясы, радиоактивтік заттардың ыдырауы, гравитациялық (ауырлық күші) энергия және жер қойнауындағы жылу ағындары мен әр түрлі физикалық-химиялық үдерістердің қуаты.

Осы аталған табиғи күштердің әрекетінен таулар құрылу, жанартау атқылау және жер сілкіну үдерістері бастау алады.

Жер қыртысының көтеріле дамуы барысында ірі континенттік массивтер құрылады, ал төмен ойысқан кезінде мұхит және теңіз қазаншұңқырлары түзіледі. Құрлықтың төмендеуінен трангрессия (теңіздер мен мұхиттар аймағының ұлғаюы), ал көтеріле дамуына байланысты регрессия (құрлық аймағының ұлғаюы) және теңіздердің кейін шегіну құбылыстары туындайды. Өзендердің, көлдердің және теңіздердің терраса кешендерінің пайда болуы жер қыртысының тербелмелі тектоникалық қозғалыстарына байланысты.

Эндогендік үдерістер түрлі тектоникалық қозғалыстармен, сонымен қатысты жер қыртысының әр түрлі деформациясымен тікелей байланысты. Олар – жер сілкірудің, эффузиялық және интрузиялық магматизмнің және гидротермалды ерітінділер қозғалысының басты себептері. Эндогендік үдерістер жер қыртысы қалыптасуының және жер қойнауындағы заттардың бөлшектенуінің негізгі қозғаушы көзі болып саналады. Бұл үдерістер экзогендік үдерістермен қосарлана әсер етуі нәтижесінде түрлі бедер пішіндерінің қалыптасуына мүмкіндік туғызып қана қоймай, көп жағдайда экзогендік процестердің қарқынын және сипатын белгілейді. Бұның барлығы эндогендік үдерістердің бедер түзілудегі ерекше рөлін көрсетеді.

Сөйтіп, эндогендік үдерістер – жердің ішкі энергиясына, ауырлық күшіне және Жер айналған кезде пайда болатын күштерге байланысты оның қойнауында жүретін геологиялық процестер. Эндогендік үдерістерге радиоактивті заттардың ыдырауы, әр түрлі химиялық реакциялар және жер қыртысының астындағы массалардың өзгеруі және т.б. жатады. Эндогендік үдерістер тектоникалық қозғалыстар (жер қыртысының баяу көтерілуі мен төмендеуі, қатпарлану, бедердің ірі элементтерінің пайда болуы, жер сілкіну), вулканизм әрекеттері (магманың көтерілуі, бедердің жанартаулық пішіндерінің құрылуы мен жанартаудың атқылауы), тау жыныстарының метаморфизмі және пайдалы қазбалар кенорындарының қалыптасуы түрінде көрініс береді. Эндогендік үдерістер жер бетінің морфоқұрылымдарының пайда болуына себепші болады және экзогендік үдерістермен бірге Жер бедерінің қалыптасуына қатысады.

7. Бедер және тау жыныстары

Геологиялық үдерістер нәтижесінде қалыптасып, жеке-дара шоғырлар түріндегі жер қыртысының құрамбөлшектері болып табылатын, нақтылы құрам және құрылыс ерекшеліктерімен сипатталатын табиғи минералдық агрегаттарды тау жыныстары деп атайды. Тау жыныстары өздерінің жаралу (қалыптасу) тегіне орай шөгінді, магмалық және өзгерген метаморфтық болып ірі үш топқа бөлінеді. Әрбір тау жыныстары өздерінің сыртқы күштердің ықпалына қарсылық көрсету қабілеті тұрғысынан түрліше болып келеді. Әдетте, тау жыныстары өздерінің төзімділік дәрежесіне қарай өте төзімді, төзімді, бейімделген және азырақ бейімделген болып бөлінеді. Тау жыныстарының төзімділік қасиеті дегеніміз – олардың үгілу, яғни морылу үдерістеріне беріктігі, ал бейімделу қасиеті – ағынды сулардың, желдің және басқа экзогендік күштердің ықпалына бейім болуы (О. Леонтьев, Г. Рычагов).

Тау жыныстарының әрбір генетикалық топтары сыртқы күштердің әсеріне түрліше бейімделеді. Мысалы, шөгінді тау жыныстары (лесс, құмдар, малтатастар) үгілу үдерістер әсеріне төзімді, алайда олардың көбісі ағынды сулардың, желдердің

бұзу, қирату әрекетіне бейімделген. Ал магмалық және метаморфтық тау жыныстары, керісінше, ағынды сулардың шаюына аса бейімделмейді, ал үгілу үдерістерінің әсерінен тез бұзылады. Мұның себебі – магмалық және метаморфтық тау жыныстар жердің терең қойнауында белгілі термодинамикалық және химиялық элементтердің қатынасуы жағдайында түзілген. Жердің бетіне шыққаннан кейін бұлар басқа жағдайға тап болады да, түрлі процестердің әсерінен (тотығу, гидратация, еру, гидролиз) бұзыла бастайды. Демек, тау жыныстардың бұзылу қарқыны, олардың физикалық-химиялық қасиеттерімен қатар, нақты физикалық-географиялық жағдайларына байланысты, өйткені әрбір табиғи аймақтың тек өзіне ғана тән үгілу ерекшеліктері бар.

Кристалды тау жыныстарына қарағанда мономинералды, майда түйіршікті тығыз орналасқан массивті ақшылдау тау жыныстары физикалық үгілуге төзімді келеді. Сондай-ақ, полиминералды гранит мономинералды кварцитке қарағанда тез бұзылады. Ал гнейс минералдық құрамы жағынан гранитке ұқсас болса да, жіңішкetalшықты, жолақты бітімді, яғни әр түрлі минералдардың алма-кезек ауысуымен сипатталғандықтан, үгілу әсеріне өте икемді болады. Негізгі және ультранегізгі магмалық тау жыныстары, орта және қышқыл тау жыныстармен салыстырғанда тез үгіледі.

Физикалық үгілу қарқындылығына тау жыныстарының жылусыйымдылық (теплоемкость) пен жылуөткізгіштік (теплопроводность) қасиеттері елеулі әсер етеді: жылусыйымдылық төмен болған сайын көрші тау жыныстары бөлікшелерінің қызу мен салқындау кезіндегі температураның айырмашылығы едәуір болғандықтан, олардың тез бұзылуына әкеп соқтырады. Тау жыныстарының сүеткізгіштік қасиеттері де айтарлықтай морфологиялық рөл атқарады. Әдетте, су өткізгіш тау жыныстары жаңбыр және еріген сулардың жер астына сіңуіне қолайлы жағдай жасайды. Соның нәтижесінде су өткізгіш тау жыныстары кең тараған аймақтарда эрозиялық пішіндер сирек дамыған. Керісінше, су өтпейтін қатты тау жыныстарынан құралған аймақтарда, жер бетіндегі ағыстар жиі болып, эрозиялық пішіндердің көптеп дамуына жағдай жасайды. Тау

жыныстарының суөткізгіштік қасиеті олардың құрамына, нақты айтқанда, қатаю дәрежесіне (құмдар, малтатастар), кеуектілігіне (әктас, ұлу-тастар, әр түрлі туфтар, пемза) немесе жарықшақтылығына (әктас, доломит тау жыныстармен) байланысты. Айта кету керек, тау жыныстарының жарықшақтық қасиеті бедер пішіндерінің құрылуы мен дамуына ерекше жағдай жасайды, көбінесе гидрографиялық торлардың жазық беттегі келбетін қалыптастыруға едәуір әсер етеді.

Тау жыныстарының ерігіштік қасиетінің де зор морфологиялық мағынасы бар. Жеңіл немесе салыстырмалы жеңіл еритін тау жыныстары қатарына ас тұзы, гипс, әктастар, доломиттер жатады. Бұл тау жыныстарының кең таралған өңірлерінде карст үдерістеріне байланысты ерекше карстық бедер пішіндері түзіледі.

Тау жыныстарының тағы бір қасиеті – шөгу құбылысы, яғни топырақтың ылғалдануынан нығыздалып, көлемі едәуір кеміп, соның нәтижесінде жер бетінің кейбір бөлікшелері төмен опырылып түсіп, көптеген шұңқыр пішіндерді құрайды. Шөгу процесі кеуек топырақтарда, лессте және лесс тәрізді тау жыныстарында байқалады. Ылғалдығы аз қалыпты жағдайда бұл тау жыныстарының механикалық беріктігі айтарлықтай. Ал ылғалданғанда олардың беріктігі кеміп, шөге бастайды. Сондықтан лесстің үстіне салынған ғимараттар мен құрылыстар лесстің ылғалдануы салдарынан лезде отырып, тіпті мүлдем шөгіп кетуі мүмкін. Бұл ғимараттардың қирауына әкеліп соқтырады.

Сонымен, тау жыныстарының физикалық және химиялық қасиеттерінің жиынтығы мынадай заңдылықты қамтамасыз етеді: тұрақты тау жыныстары жер бетінде төбе, төбешік, қыраттар және таулар сияқты оң пішіндерді құрайды, төзімсіздер – теріс пішіндерді құрастырады. Тағы да айта кететін бір жай, тау жыныстарының салыстырмалы тұрақтылық қасиеті олардың химиялық және минералдық құрамына ғана байланысты емес, олар көп жағдайда қоршаған орта жағдайларына да тәуелді. Кейбір тау жыныстары бір жағдайда тұрақты болып, басқа жағдайда тұрақсыз, икемділеу болуы ықтимал. Сондықтан, И. С. Щукин айтқандай, зерттейтін аймақтың, бедер түзілуінің

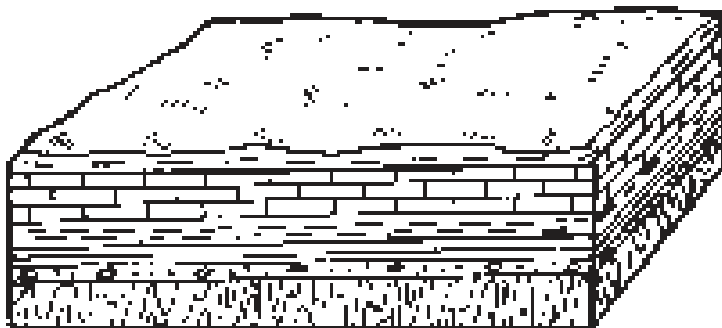
морфологиялық мағынасын білу үшін міндетті түрде нақты физикалық-географиялық жағдайда тау жыныстарының бүкіл қасиеттерінің жиынтығын білу қажет.

8. Бедер және геологиялық құрылымдар

Тау жыныстары өздеріне тән қасиеттерімен бірге жер қыртысында әр түрлі жатысымы, яғни астасу жағдайларымен бір-бірімен әр алуан қатынаста болып, литосфераның қандай да бір бөлігіндегі геологиялық құрылымын белгілейді. Тау жыныстарының қасиеттеріне байланысты экзогендік процестер әсерінен туындаған талғамдық денудация (селективная денудация) салдарынан геологиялық құрылымдардың қашалау (препарировка) процесі жүзеге асады. Нәтижесінде сырт бейнесі тау жыныстарының құрылымымен белгіленген әр түрлі бедер пішіндері пайда болуы ықтимал, сондықтан мұндай пішіндерді құрылымды бедерлер деп атайды. Сөйтіп, тау жыныстарының қасиеттері, олардың сыртқы күштерге төзімділігі геологиялық құрылым арқылы жер бетінде көрініс береді. Сондықтан бедердің қалыптасуында – геологиялық құрылым ең маңызды факторлардың бірі (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

Тау жыныстарының әр түрлі геологиялық құрылымдары алуан түрлі құрылымды денудациялық бедер пішіндерінің қалыптасуын қамтамасыз етеді. Сонымен қатар құрылымдық-денудациялық бедердің сырт бейнесі, тек геологиялық құрылымы мен байланысынан басқа, сыртқы күштер әсерінің сипатына және олардың қарқындылығына, құрылған қабаттардың төзімділігіне, олардың қалыңдығына және т.б. факторларға тәуелді. Төменде геологиялық құрылымдардың түрлерін және олардың құрылымдық-денудациялық бедер пішіндерімен өзара байланысын қарастыралық.

Әдетте, тау жыныстарының кеңістіктегі бастапқы жатыс жағдайы – қабаттардың жазық бағытта жайғасуы. Мұндай жағдай шөгінді тау жыныстардан құралған платформаның үстіңгі құрылымдық қабатында яғни платформаның тыс қабаттарында дамыған (7-сурет). Олар платформаның тақтасына сәйкес келіп жер бетіндегі көптеген кең-байтақ өлкелерде тегіс



7-сурет. Платформаның құрылысы. Жоғарғы платформа жамылғы қабатына тән шөгінділердің жазық бағытта жайғасуы.

бетті үстірттер, қабатты жазықтар (пластовые равнины) және төрткіл өлкелер түрінде көрініс береді. Үстірттер мен төрткіл аймақтары Қазақстанның оңтүстік және батыс жағында дамыған (Бетпақдала үстірті, Үстірт жазығы, Жем үстірті және т.б.). Ресейде (Орыс жазығы, Орта Сібір жайпақ таулар) және т.б. өлкелерде кең алқапты алып жатыр.

Үстірт (плато) – жазық бағытта жатқан қабатты тау жыныстарымен көмкерілген, қоршаған ортамен салыстырғанда біршама биік орналасқан көтеріңкі өлке. Олардың айналасындағы шет жақ өңірлері сәл тілімделген, біршама тік құламалы, кертпештене еңістелген. Үстірттің үстіңгі қабаттары тұрақты тау жыныстарынан тұратын байырғы сауыт рөлін атқара отырып, оның бетін біршама тегіс күйінде ұдайы сақтайды. Тектоникалық тыныштық жағдайларында және ұзақ уақыт эрозиялық және денудациялық үдерістері әсерінен үстірт аймақтарының бедер пішіндері төрткіл өлкелеріне (рельеф островных столово-останцовых возвышенностей) айналуы ықтимал (8-сурет).

Оның бұлай аталуының себебі, үстірт сияқты көтеріңкі өлкелерінің шет жақтарында кең жазықтың үстінде төбесі жайпақ, айналасы құламалы үстірт жазықтардың кішігірім жұрнақтары (столовые останцы) шошайып шығып тұрады. Олар кең даланың ортасында оқшау таулар сияқты алыстан көрініп тұрады. Мұндайларды Қазақстанда төрткіл (қазақтың “төрткіл” – төрт бұрышты, яғни төрт жағынан құламалы кертпештермен шектелген тегіс бетті тау жұрнақтары деген сөзден шыққан) деп



8-сурет. Төрткіл аймақтардың бедер пішіндері (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов), 1988

атайды. Осындай төрткіл өлкелер (столовые страны) Африканың шөл және шөлейт жерлерінде, Қазақстанның Торғай өңірінде, Маңғыстау, Үстірт және Бетпақдала өлкелерінің шеткі жағында кездеседі (9-сурет).

Егер жазық бағытта жатқан тұрақты және икемді, жұмсақ тау жыныстары жоғарыдан төмен қарай бір-бірімен кезектесіп ауысып жатса, көтерілген өлкелердің денудацияланған беткейлерінде сатылы бедер (ступенчатый рельеф), немесе құрылымдық террасалар (структурные террасы) түзіледі.

Кейде тау жыныстарының қабаттары тектоникалық қозғалыстардың әсерінен бір жаққа қарай құлап, еңкіш орналаса-



9-сурет. Маңғыстау түбіндегі окшауланған тау жұрнақтары (суретті түсірген В. Якушкин, 2005)

ды. Мұндай жатысты моноклинді дейді (гректің *monos* – бір, жалғыз және *klino* – еңкею, иілу деген сөздерінен шыққан). Егер бір бағытта еңістенген қабаттардың төзімділігі әр түрлі болса, онда таңдалмалы денудация әсерінен қабаттардың екі жағы ассиметриалы болып ерекше құрылымды-денудациялық бедер – куэста (испанның тілінен *cueta* – қия беткей деген сөзінен шыққан) қалыптасады. Мұнда куэстаның жайпақ беткейі төзімді қабатының еңістену бұрышымен сәйкес келсе, қарама-қарсы жақ қабаттары тілгіленген құламалы жартасқа ұқсайды (10-сурет).



10-сурет. Куэста тауы. Суретті түсірген В. П. Бондарчук

Куэста қырқаларының мөлшері әр түрлі болуы ықтимал. Бұлардың мөлшері тілімделу тереңдігіне, төзімді және икемді қабаттардың қалыңдығына және олардың еңістену бұрышына байланысты. Бірқатар жағдайларда куэсталар биік тау қыраттарын, мысалы, Үлкен Кавказ тауының Солтүстік баурайындағы Сеңгір тауларының жотасын (Скалистые горы северного склона Большого Кавказа) құрайды. Ал кейбір жағдайларда биіктігі

бірнеше метрге жетер-жетпес төбелер түрінде кездеседі. Куэста бедер пішіндері Қазақстанның көп аймақтарында да кең тараған.

Куэста бедер пішіндері дамыған аймақтарда эрозиялық торлардың бейнесі өзіндік ерекшелігімен сипатталады. Өзен аңғарларының куэста элементтеріне және тау жыныстары қабаттарының жату элементтеріне байланысты консеквенттік және субсеквенттік аңғарларды даралауға болады. Консеквенттік аңғарларда оның топографиялық бетінің еңкіштігі және қабаттарының құлау бағыты бір-біріне сәйкес келеді. Субсеквенттік аңғарлардың ағу бағыты моноклинді жатқан қабаттардың сағалану сызығымен сәйкес келеді, сондықтан олар консеквенттік аңғарлармен тік бұрыш арқылы қиылысады. Субсеквенттік аңғарлардың көлденең қимасы ассиметриялы. Олардың екі жағасында жаңа салалар мен тармақтар пайда болуы ықтимал. Куэстаның ұзын және жайпақ жағасымен аққан тармақтардың аңғарларын ресеквенттік аңғарлар деп атайды, ал қарама-қарсы бағыттағы қысқа және көлбеу жағалардан аққан тармақтардың аңғарларын обсеквенттік аңғарлар дейді (11-сурет). Қабаттардың моноклиндік құрылымдары ірі антиклиндік қатпарлардың қанаттарында және периклиндерінде жиі кездеседі.



11-сурет. Куэста бедерінің пішіндері және оларға сәйкес эрозиялық торлардың бейнесі: к – консеквенттік аңғарлар; р – ресеквенттік аңғарлар; с – субсеквенттік аңғарлар; о – обсеквенттік аңғарлар.

Сондай-ақ, моноклиндік құрылымдар тұзды күмбез құрылымдарының жиектерінде қалыптасады.

Аса күрделі жер бедері қатпарлы құрылымдардың дамыған аймақтарында болады. Мұндай өңірлерде бедер сипаты көбінесе қатпарлардың түріне, мөлшеріне, қабаттардың литологиялық құрамына, экзогендік үдерістер әсерінің ұзақтығына байланысты. Осындай жағдайларда бедер пішіндері мен қатпарлы

құрылымдар арасында әр түрлі байланыс болуы ықтимал. Әдетте, геологиялық құрылым мен бедер пішіндерінің арасында тікелей немесе тура сәйкестік байқалады, мысалы, антиклиндерге (оң геологиялық құрылымдарға) жер бетінде төбелер мен қыраттар сәйкес келеді, ал синклиндерге (теріс геологиялық құрылымдарға) ойыстар сәйкес келеді.

Сөйтіп, оң геологиялық құрылымдарға лайықты бедердің оң пішіндері, ал теріс геологиялық құрылымдарға жер бетінде гипсометриялық төмен жатқан бедердің теріс түрлері жатады. Жер бедерінің мұндай пішіндері тура пішіндер деп аталады. Мысалы, Керчь, Тиман және Апшерон түбектеріндегі брахиантиклиндік қатпарларға төбешіктер және шамалы мөлшерлі қыраттар сәйкес келеді.

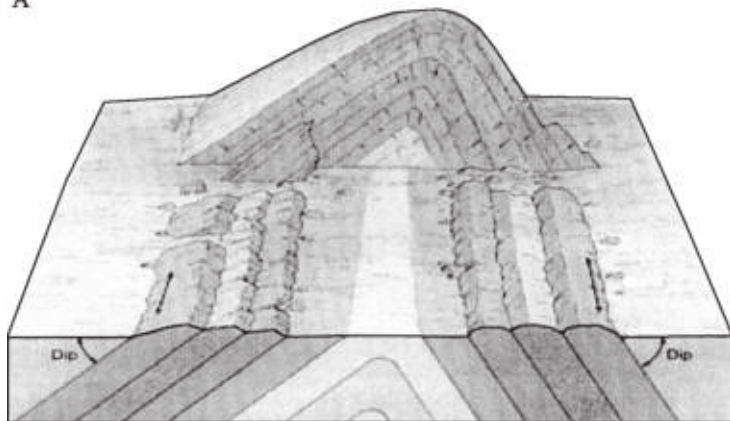
Кейде қатпарлы аймақтарда топографиялық беті мен геологиялық құрылымының арасында кері байланыспен сипатталатын айналмалы немесе инверсиялық бедер пішіндері кездеседі. Мұнда оң геологиялық құрылымның орынында жер бетінде теріс пішіндер түзіледі (антиклиндік құрылым – ойыс), ал, керісінше, теріс геологиялық құрылымының орнында (синклиндік құрылым – төбе немесе жота) бедер пішіндері қалыптасады. Бұл жағдайда антиклиндердің өзектері (ядро антиклинали) синклиндердің орта бөліктеріне салыстырғанда ерте үгілу әсерінен тез бұзылып шайылады. Сонымен қатар антиклиндік құрылымдардың өзектеріндегі қабаттардың иілуі салдарынан қарқынды бөлшектенуіне ұшырайды, ал бұл нақ сол өзектегі тау жыныстарының сыртқы күштерінің әсерінен тезірек бұзылуына әкеліп соқтырады (12-сурет).

Жоғарыда айтылған құрылымдар тектоникалық жарылымдармен күрделенуі ықтимал. Мұндай жағдайда жер қыртысының блоктары бір-біріне қарама-қарсы бағытта жылжи отырып, жер бедер бейнесіне әр түрлі көріністер береді. Жер қыртысының құрылысы интрузиялық және эффузиялық магмалық тау жыныстарының әсерінен одан әрі күрделене түседі. Олар жер бетінде жиі ұшырасатын магмалық шоғырлар мен шөгінді қабаттар арасындағы әр түрлі қарым-қатынастардың етек алуына әкеліп соқтырады. Геологиялық құрылымдар бедер пішіндерінің қалыптасуында бір жерден екінші жерге дейін біркелкі болып сақталып қалмайды және олар эндогендік және экзогендік процестермен қатар нақты физикалық-географиялық жағдайларға байланысты қалыптасады.

Жер бедері мен геологиялық құрылымдар арасындағы өзара байланысты зерттеудің ғылыми және практикалық маңызы өте зор. Бедердің сырт бейнесіне қандай да бір геологиялық құрылымдар тектоникалық қозғалыстарымен қатар әсер ететінін біле отырып, жеке аймақтың бедер пішіндерінің сипатынан геологиялық құрылымдар туралы және тектоникалық қозғалыстардың бағыты мен қарқыны жайлы болжамдар жасауға болады. Жер қыртысының тереңдік құрылысын геоморфологиялық әдістер арқылы зерттеу соңғы кездерде геологиялық-іздеу жұмыстарының практикасында кең етек алған. Әсіресе геоморфологиялық әдістер арқылы мұнай мен газдың геологиялық құрылымдарын зерттеудің болашағы бар, сон-



А



В

12-сурет. Антиклиндік құрылымның жер бетіндегі көрінісі. (Edward J.Tarback, Frederick R.Lutgens, 1990).

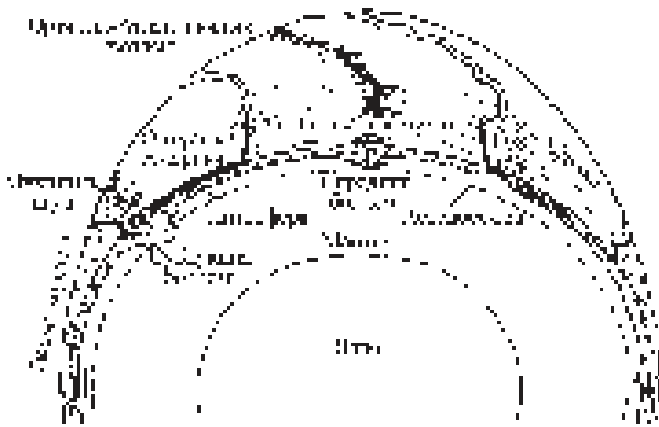
дыктан соңғы кездері геоморфологияда жаңа ғылыми бағыт – құрылымдық геоморфология (структурная геоморфология) – дамығаны кездейсоқ емес.

9. Жер қыртысындағы тектоникалық қозғалыстардың бедер құрудағы рөлі

Соңғы кездерге дейін ғалымдар тектоникалық қозғалыстарды үш түрге бөлетін: қатпарлану қозғалыстары, айырылымды дислокациялары және қабаттардың жатыс пішінін бұзбай өтетін, кең аумақты кеңістікті қамтитын баяу тік бағыттағы тербелмелі қозғалыстар. Кейіннен тектоникалық қозғалыстардың негізгі бағыттарына сәйкес, ғалымдар жер қыртысының екі типті тектоникалық қозғалыстарын бөлетін болды, олар – тік яғни вертикаль бағыттағы (радиалдық) және жазық - горизонталь бағыттағы (тангенциалдық) қозғалыстар. Осы екі қозғалыстар жеке өз алдына бөлінуімен қатар, өзара байланысты, әдетте қозғалыстардың бір түрі екіншісінің қалыптасуына себепкер болады. Бұлар жер қыртысы ірі блоктардың вертикаль бағытта және жазық бағытта жылжып ауысуымен ғана сипатталып қоймай, әр масштабты қатпарлы және дизъюнкциялық, яғни айырылымды дислокацияларын да туғызады.

Литосфералық тақталар тектоника деп аталған тұжырымдарға сәйкес балқыған мантия заттарының конвекциялық ағындары су астында ірі орта мұхиттық жоталардың қалыптасуына әкеліп соқтырады. Конвекциялық ағындар дамуының келесі кезеңдерінде осындай жоталардың орталық бөлігінде үзілмелі процесіне байланысты грабен іспетті теріс бедер пішіндері – рифтер қалыптасады (мысалы, орта Атлант жотасының рифт белдемі). Рифт түбіндегі тектоникалық жарылымдар бойымен мантия заттарының үздіксіз жоғары шығуы “спрединг” құбылысын тудырады, яғни рифтердің орталық осі бөлігінен литосфералық тақталар бөлшектеніп, бір-бірінен қарсы жаққа ысырылып алшақтайды. Сонымен, мұнда тік бағыттағы тектоникалық қозғалыстардың жазық бағыттағы қозғалыстарға ауысқанын көреміз (13-сурет).

Астеносфера қабатының бетімен жазық бағытта жылжыған литосфералық тақталар бір-бірімен кездесіп, қақтығысып-соқтығысу кезінде бір тақтаның екінші тақтаның астына сүңгуіне, яғни «субдукция» құбылысына немесе бір тақтаның екіншісінің



13-сурет. Жаһандық тақталар тектоникасы тұрғысынан жасалған литосфераның геодинамикалық моделі (К.Оллиер 1994)

үстіне жылжып шығуына, яғни «обдукция» құбылысына әкеп соқтырады. Сөйтіп, ортамұхиттық жоталар аймағында түзілген мұхиттық литосфералық тақталар құрлықтық тақтаға қарай дамылсыз жылжи отырып, мұхиттар мен құрлықтардың жапсарлау өңірінде қайтадан еңіс бағытта жер қойнауларына батып кетеді. Соның нәтижесінде мұхиттектік және құрлықтектік тақталар жапсарласу өңірінде мұхит жағынан тереңдігі 11 км-ге жететін шұңғыл науалар (Мариан, Филиппин шұңғыл науалары), оларды қамтитын аралдық иіндер (Филиппин - Жапон - Курил - Камчатка аралды тізбектер), құрлық жағында зәулім тау жоталары (Анд, Кордильер) түзіледі. Осы мұхитпен құрлық жапсарында терең, мантияға дейін жеткен, мұхиттан материкке қарай құлаған көлбеу жарықтар зонасын Вадати-Заварицкий-Беньоф белдемі деп атайды. Осындай тектоникалық белдемін бойымен әр тереңдікте жер сілкіну ошақтары таралған. Мұнда мантияға кірген мұхит қабығы балқып, базальт құрамды магмаға көшеді. Міне, сол магма қысымының әсерінен балқыған заттар көтеріліп, жанартаулар тізбегін құрады. Ал екі құрлықтектік литосфералық, мысалы, Үндістан, Австралия және Еуразия тақталарының соқтығысуы нәтижесінде Гималай сияқты биік доға тәрізді қатпарланып иілген зәулім таулар қалыптасады. Субдукция және обдукция процестері нәтижесінде кең аумақты таулар құрылуымен қатар, олардың қатпарлануы және айырылымды деформациялары да байқалады.

10. Қатпарлы (иілмелі) деформациялар және олардың жер бетіндегі көрінісі

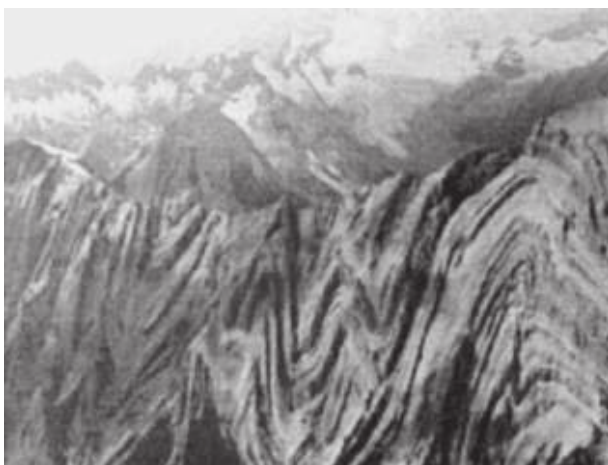
Тау жыныстарының бастапқы жазық бағыттағы жату жағдайының бұзылуы дислокация (лат. *dislokatio* – ауысуы) деп аталады. Тектоникалық дислокациялар көбіне екі түрге бөлінеді – қатпарлы (яғни пликативтік (лат. *plicatio* – бүктеу) және дизъюнкциялық (лат. *disjunctio* – ажырама) яғни айырылымды дислокациялар. Қатпарлы дислокация тау жынысы қабаттарының иілуі барысында өз тұтастығын сақтау нәтижесінде қалыптасқан.

Қатпарлы деформациялардың жай түрлері антиклиндік және синклиндік құрылымдары екені белгілі. Бұлар қабаттардың толқын тәрізді иілуі. Антиклиндік құрылымы деп иіні жоғары қараған, қанаттары қарсы жаққа көлбеген оң мағыналы (дөңес) иілімді атайды. Синклиндік құрылымы – иіні төменге қараған, қанаттары бір-біріне қарай еңкіш келген, теріс мағыналы (ойыс) иілім.

Қатпарлар өздерінің жату пішініне байланысты созылмалы немесе сызықты және үзілмелі болып екі түрге бөлінеді. Созылмалы қатпарлардың ұзындығы көлденеңнен әлдеқайда артық, сондықтан олар көпке дейін бір-біріне параллель бағытта ұзаққа созылып, геосинклиндік аймақтарда тұтасып жатады. Үзілмелі, қысқа пішінді қатпарлар немесе брахиантиклиндер мен брахисинклиндер және күмбез тәріздес геологиялық құрылымдар платформа аймақтарына тән. Әдетте, антиклиндер мен синклиндер көп жағдайда жер бетінде төбе немесе ойыс түрінде көрініс береді, бірақ көбінесе қатпарлы құрылымдар мен бедердің өзара байланысы өте күрделі (14-сурет).

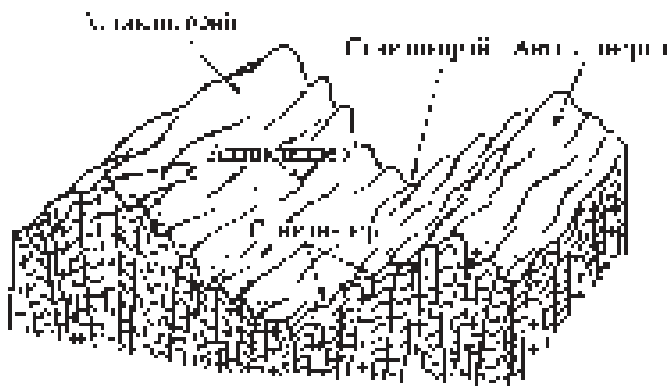
Қатпарлы аймақтардың бедері тек қана қатпарлардың түрлеріне және олардың кескініндегі және пландағы сыртқы бейнесіне ғана емес, сонымен қатар тау жыныстардың құрамы мен сыртқы күштер әрекетінің қарқындылығына және тектоникалық жағдайларға байланысты. Кішігірім және қарапайым қатпарлы құрылымдар жер бетінде биік емес аласа жоталар түрінде байқалады. Әр түрлі иілімдерден құралған, жер қыртысының көтеріле даму нәтижесінде түзілген, ішкі құрылысы өте күрделі, ауқымы біршама ірі (жүздеген километрге созылатын) жалпы пішіні антиклинды болып келетін құрылымды антиклинорий дейді. Жер бетінде антиклинорий кең ауқымды жоталарды құрады (15-сурет).

Мысалы, Кавказдағы Басты және Шеткі жоталар, Маңғыс-



14-сурет. Оңтүстік Британиялық Колумбия таулар жүйелерінің жалпы және қима көрінісі (Edward J.Tarback, Frederick R.Lutgens, 1990).

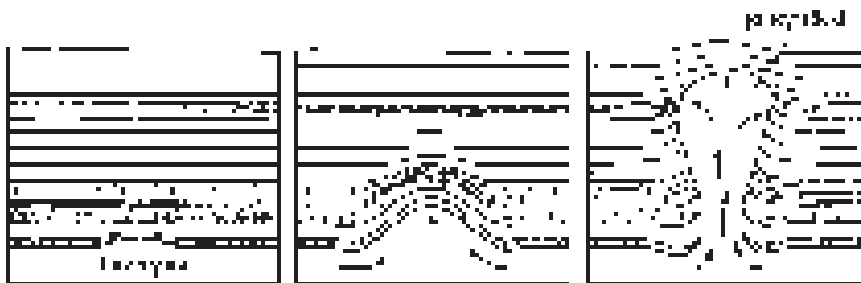
таудағы Қаратау және Ақтау, Орталық Қазақстандағы Ұлытау және Шыңғыстау, Шығыс Қазақстандағы Тарбағатай таулары. Бірнеше антиклинорий мен синклинорийдан құрылатын бұлардан да ірі тектоникалық көтерілімдерді мегантиклинорий деп атайды. Олар бедердің бірнеше жоталардан және жоталарды бөлетін ойыстардан тұратын зор ауқымды тау алқаптарын құрайды (мегантиклинорийге сәйкес атаулы Үлкен және Кіші Кавказдың тау алқаптары жатады). Қатпар құру процестері жер қыртысының қозғалмалы белдемдерінде кеңінен дамыған.



15-сурет. Антиклинорий және синклинорий құрылымдарынан құралған тау жоталарының сұлбасы (В. О. Мильничук, М. С. Арабаджа, 1979).

Мұндағы қатпар құрылу құбылыстары процестерімен айырымдық дислокациялар, интрузиялық және эффузиялық магматизм қосарласа жүреді.

Күмбез (купол) тәріздес немесе диапирлік құрылымдардың өзегінде (ядросында) әдетте тұз, саздар, гипс және ангидрит секілді созылмалы тау жыныстары орналасады. Бастапқы кезде тұз қабаттары жер бетінен біршама төмен өңірлерде шоғырланады. Олардың меншікті салмағы, көмкерме тау жыныстарымен салыстырғанда аз, яғни жеңіл болады. Соның нәтижесінде олар жоғары көтеріліп, көмкерме қабаттың тұтастығын жарып өтеді, сөйтіп жердің бетінде анық байқалатын күмбездерді (шоқаттарды) немесе төбешіктерді құрады (16-сурет).

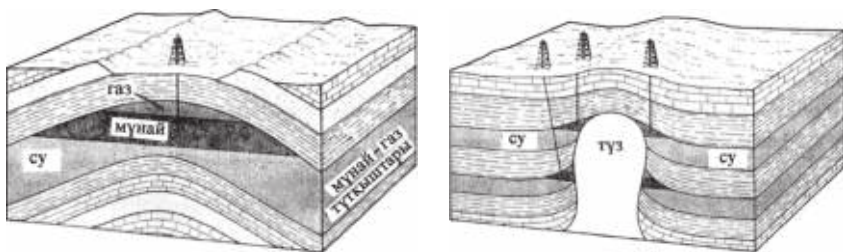


16-сурет. Тұз күмбездерінің қалыптасуы (Edward J. Tabruck, Frederick, k.Lutdens, 1990).

Тұз күмбездердің пішіні мен мөлшері сан түрлі болып келеді; жекелеген тұз күмбездерінің ауқымы 1-100 км² аралығында болса, биіктігі жүз метрден бірнеше километрге шейін жетеді. Күмбезді құрайтын тұз қабаттарының еңістену бұрышы 10⁰-тан 60-70⁰-қа шейін жетуі мүмкін. Осындай диапирлік құрылымдардың ең айқын мысалы – Каспий маңы ойпатының көптеген тұз күмбездері және Шу-Сарысу алабындағы Көктөбе, Бөріойнақ, Рахметнұра, Үшарал, Кемпіртөбе, Тантай, Кеңтарал және т.б. күмбездер (17-сурет). Тұзды күмбездер және брахиантиклиндік құрылымдары, әдетте, мұнай және газ шоғырларының тұтқыштары (ловушки) болып саналады (18-сурет). Сол себептен қарастырып отырған диапирлік және брахиантиклиндік құрылымдарды құрылымдық-геоморфологиялық әдістер арқылы іздеудің едәуір практикалық маңызы бар.



17-сурет. Шу-Сарысу ойпатындағы Кентшал тұзды күмбесі. 1 – күмдір; 2 – күмдіктер; 3 – саздақтар; 4 – қиыршақтар; 5 – малта тастар; 6 – тас тұз; 7 – кепрок; 8 - әктас; 9 – күмтастар; 10 – бұрғылау ұңғырлары және олардың нөмірлері; 11 – тектоникалық жарылымдар.



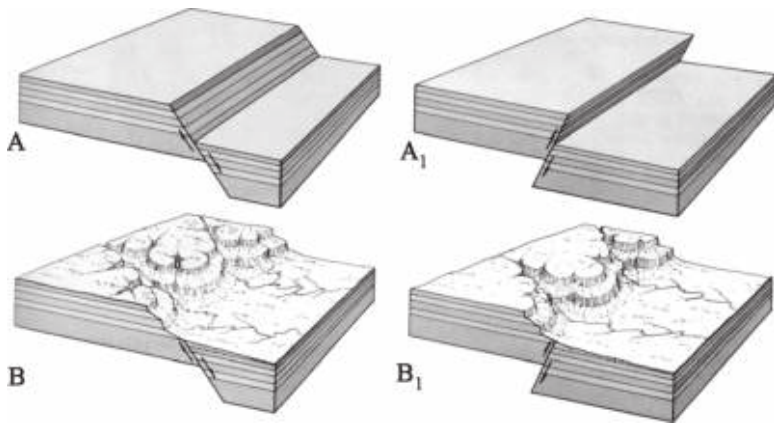
18-сурет. Мұнай мен газ шоғырларының тұтқыштары, антиклин мен тұзды күмбез құрылымы (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990).

11. Дизъюнкциялық дислокациялар және олардың жер бетінде көрініс беруі

Дизъюнкциялық яғни айырылымды дислокациялар – омырылмалы деформацияға жататын тау жыныстарының өз тұтасығынан айырылуы. Бөлінген геологиялық блоктардың тектоникалық жарылым бойымен орын ауыстырып жылжуы. Блоктардың бір-бірімен үйкеленуі арқылы пайда болған жылжытушы бетті, әдетте, жыртылу беті немесе жыртылу жігі дейді, жыртылу беті еңкіш болса, оның үстіңгі жағында орналасқан тау жыныстарының жеке блоктарын – аспалы қаптал (висячее крыло), ал астыңғы жағындағы блоктарын жатаған қаптал (лежащее крыло) деп атайды. Жыртылу жігі бойымен алшақтап кету қашықтығы ажырау амплитудасы деп аталады.

Жыртылу жігі бойымен қозғалу бағытына байланысты айырылымды құрылымдар бірнеше түрге бөлінеді (лықсыма – сброс, қаусырма – взброс, бастырма – надвиг, ығыспа – сдвиг, тектоникалық бүркеме – шарьяж және т.с.с). Егер жыртылу жігі бойымен аспалы қанат төмен қарай ығысып ауысса, ондай дислокацияны лықсыма деп атайды (19(A)-сурет); ал кейде керісінше, аспалы қанат жатаған қанатпен салыстырғанда жоғары қарай ығыса көтерілсе, ондай жарылымды қаусырма дейді (19 (A₁)-сурет). Осындай, бірақ жыртылу бетінің еңкіштігі 45°-тан кем болған жағдайда бастырма құрылым қалыптасады.

Тау жыныстарының жеке блоктары тек тік бағытта ғана емес, сонымен қатар жыртылу беті бойымен жазық бағытта да орын ауыстырады. Мұндай қозғалыстарды *ығыспа* деп атайды.



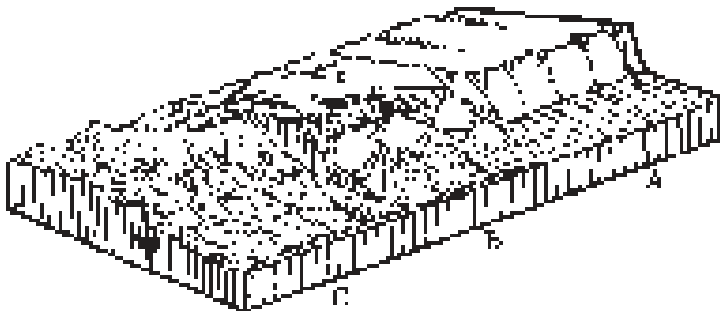
19-сурет. Дизъюнкциялық дислокациялары (Edward J.Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990). А - лықсыма; В – жер бетіндегі көрінісі; А₁ – шапшыма; В₁ – жер бетіндегі көрінісі.

Дизъюнкциялық құрылымдар қатарында терең қабаттық тектоникалық жарылымдардың алатын орны ерекше. Ұзақ уақыт бойы дамып-жетілген жүздеген, тіпті мыңдаған километрге созылатын осы тектоникалық жарылымдар сол аймақтың геологиялық тұрғысын ерекшелейді. Олардың тереңдігі кей жерлерде жер қыртысын түгел жара отырып, жоғары мантияға дейін жететінге ұқсайды. Ендеше мұндай тектоникалық жарылымдар – жер беті мен оның қойнауларын жалғайтын “құбырлар”. Бұл “құбырлар” магмалардың жоғары жылжуына, әр түрлі қазба байлық түрлерімен байыған ерітінділердің жер бетіне жақындай түсуіне мүмкіндік жасайды.

Тектоникалық жарылымдарды жер бетінде ашылып жататын жарықтар деп ойлап қалмау керек. Бұл жарылымдарды ұзынынан-ұзаққа созылып жатқан енді және еңсіз болып келетін тау жыныстарының мейлінше майдаланған зоналары деп түсінген ләзім.

Қатпарлы деформациялар сияқты айырылымды дислокациялар жер бетінде тікелей және жанама түрде көрініс береді. Мысалы, лықсыма және қаусырма деформациялары дамыған белдемде біршама тік құлайтын кертпештер байқалады. Олар айырылып көтерілген блоктың қыр бөлігінде жыртылу жігінің созылу (сағалану) бойымен параллель қалыптасады. Кейін

гравитациялық және эрозиялық процестерге ұшырап, құламалы кертпештердің ернеулері (жиектері) алғашқы морфологиялық көрсеткіштерін жоғалтып жайпақталады да, денудацияланған тектоникалық кертпештерге ауысады (20-сурет).

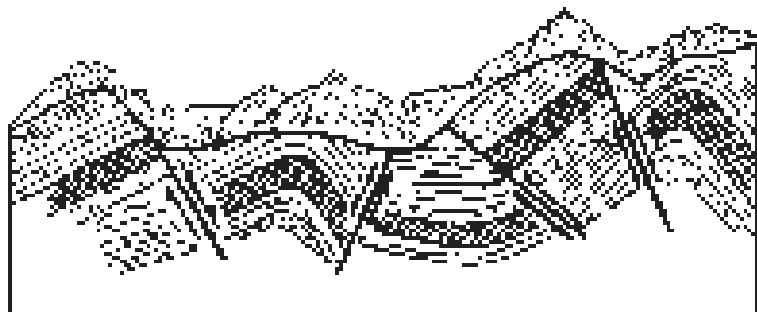


20-сурет. Денудацияланған тектоникалық кертпештердің даму кезеңдері. А - алғашқы кезеңі; Б – эрозиялық тілімдену нәтижесінде кертпештер жеке-жеке фасетті ұшбұрыштыларға айналып кертпештер етегінде ысырынды конустардың қалыптасу кезеңі; С - кертпештің әбден денудацияланған кезеңі (Геологиялық сөздік. Пекин, 1983).

Кертпештердің биіктігі белгілі дәрежеге блоктардың тік бағыттағы жылжу мөлшерін сипаттайды. Егер блоктар бір бағытта жылжып ауысқан болса, онда лықсу жүйесінде сатылы бедер пішіндері пайда болуы ықтимал, ал блоктар бір-біріне қарама-қарсы ауысқан жағдайда жақпарлы-тектоникалық (глыбово-тектонические) немесе лықсыма-тектоникалық (сбросово-тектонические) таулы өлкелер құралады.

Ауысқан блоктарды құрылымына қарай – төрткіл-жақпарлы (столово-глыбовые) және қатпарлы-жақпарлы (складчато-глыбовые) тауларға айырады. Төрткіл-жақпарлы таулар жаншылмаған, жазық бағытта созылған қабаттардан құралған жеке таулардан және қыраттардан тұрады. Бұларға, мысалы, Еуропадағы Юра таулары, Африкада кең тараған төрткіл-жақпарлы таулар жатады. Ал қатпарлы-жақпарлы таулар, әдетте, ежелгі қатпарлы құрылымдардың орнында пайда болады (21-сурет). Бұл жағдайда тектоникалық жарылымдарды бойлап тау жыныстары қабаттарының бір бөлігі тұтасынан жоғары көтеріледі де, оған көршілес екінші бір бөліктері опырылып төмен түседі. Көтерілген блоктар – жоталарға, ал опырықтар, тау аралық ірі

ойыстарға сөйкес келеді. Мұндай тау жыныстары қабаттарының қатпарланудан кейін тектоникалық жарықтарды бойлап жоғары-төмен лықсуынан қатпарлы-жақпарлы таулар пайда болды. Олардың қатарына Алтай, Тянь-Шань, Саян және т.б. таулар жатады.



21-сурет. Қатпарлы-жақпарлы бедер (Геологиялық сөздік. Пекин, 1983).

Жер бетіндегі аумағы жағынан қатпарлы-жақпарлы таулар қатпарлы таулардан кем түспейді. Қатпарлы тау аймағында да айырылымды тектоникасының рөлі айтарлықтай. Ірі қатпарлы деформациялар айрылымды (үзілмелі) бұзылыстармен күрделенеді. Жекелеген антиклиндер (антиклинорийлер) және синклиндер (синклинорийлер) кейде оларды шектеген тектоникалық жарылымдармен қосарласа жатады.

Көп жағдайда тектоникалық жарылымдар жер қыртысында жалғыз-жарым болмай, топталып жаралады. Егер екі немесе бірнеше лықсымадан тұратын жарылымдар жүйесі арасынан ортаңғы бөлігі төмен құлдыраса, оны опырық немесе грабен (нем. *Graben*) дейді. Грабендер көбінесе ұзыннан-ұзаққа созыла отырып, жүздеген километрге дейін жетеді, алайда олардың ені ондаған километрден аспайды. Ірі-ірі грабендер, әдетте, суға толы ойыстар (мәселен, Байкал және Телецк көлдері) немесе аңғарлар түрінде (Рейн аңғары) дараланады. Егер жарылымдар жүйесінің ортаңғы бөлігі өзін шектейтін қарсы жақтарға құлаған тектоникалық жарылымдар бойымен жоғары көтерілсе, онда мұндай жақпарлы құрылымды горст (нем. *horst* - төбе) дейді (22-сурет). Осы тектоникалық құрылымдардың қатарына Рейн аңғарының айналасындағы Гарц, Шварцвальд, Вогезы горст

таулары жатады. Әрине, барлық жағдайда айырылымды дислокациясына байланысты тектоникалық құрылымдар жер бетінде тікелей көрініс бермей, кейбір жағдайда инверсиялық пішіндері де қалыптасуы ықтимал. Айырылымды дислокацияның бедер құрушы рөлі, сонымен бірге, жер қыртысының көп икемделген және майдаланған зонасы ретіндегі әр түрлі эрозиялық пішіндердің қалыптасқан және дамыған орындары болып табылады. Бұған тек қана бұзылу белдемі бойындағы тау жыныстарының жаншылып майдалануымен қатар, олардағы жер беті және жерасты суларының шоғырлануы себеп болады. Тектоникалық жарылымдар бойымен құрылған эрозиялық пішіндер сол жарылымдар бағытына сәйкес келеді және планда ортогональдық сипат алады. Тектоникалық жарылым жүйелері көл мен теңіз және құрлықтар жағалауларының тура сызықты көрінісін белгілейді (мысалы, Байкал көлінің жағасы, Сомали, Синай түбектерінің, Мадагаскар және Тайвань аралдарының тура сызықты жағалары).



22-сурет. Габен (опырық) және горстың (оркаштаудың) кескін-пішіні.

Әдетте, ұзыннан-ұзақ созылған тектоникалық жарылымдар бойында сол ортаға тән емес магмалық тау жыныстарын, ыстық және минералды сулардың қайнар көздерін, бедердің түрлі мезопішіндерімен микропішіндерін жиі кездестіруге болады. Кейде тектоникалық жарылымдар бойында жанартау тізбектері байқалады. Терең тектоникалық жарылымдарға жер сілкіну ошақтары да байланысты.

Көптеген тектонистер тік бағыттағы қозғалыстармен қатар, жер қыртысының жазық яғни горизонталь бағыттағы қозғалыстарының да үлкен маңызы бар деп есептейді. Олардың

топшылауларына сәйкес, жазық бағыттағы қозғалыстар Атлант және Үнді мұхиттарының пайда болуына және материктердің жазық бағытта ығысуына себепкер. Бұл мәселеге Вегенердің материктердің жазық бағытта қозғалуы туралы болжамында, ал соңғы кездерде “жаңа жаһандық тектоника” немесе “литосфералық тақталар тектоникасы” деп аталатын жаңа концепциялар жиынтығында толық сипаттама берілген.

Кейбір зерттеушілер жер қыртысының жазық бағыттағы қозғалысын мойындай тұрса да, оны асыра бағалауға болмайды деп тұжырымдайды. Демек, тіпті қаусырма және бастырма тектоникалық процестерде де жазық бағыттағы қозғалыс элементтері бар дейді. Жоғарыда айтылып кеткендей, егер тектоникалық жарылым бойымен жылжу тек қана жазық бағытта болса, ондай қозғалыстарды ығыспа (сдвиг) деп атайды. Бірқатар зерттеушілер жер қыртысының қабаттары көлбеу келген жыртылу беті бойымен горизонталь бағытта оңдаған тіпті жүздеген километрге жылжитын өте ірі пликативті дислокация болуы мүмкін деп есептейді. Бұл жағдайда жас тау жыныстары жазық бағытта ығысқан ежелгі дәуірдегі қатпарлы сериялы тау жыныстарының астында көміліп қалуы ықтимал. Осындай өте ірі қаусырма қатпарларды тектоникалық бүркеме немесе шарьяж дейді.

Шарьяждық дислокацияларда орнынан жылжымай қалған астыңғы жатаған тау жыныстарын “автохтон” (грекше *avto* – өзім, *chton* – жер) дейді де, оны көмкерген аспалы жамылғы қанатын “аллохтон” (грекше *allos* – бөтен, *chton* – жер) дейді. Альпі тауларының құрылымын зерттеуші ғалымдар олардың құрылымында шарьяждың маңызы орасан зор деп тұжырымдайды. Жер қыртысының жазық бағыттағы қозғалыстары горстар (оркаштаулар) және грабендер түзілген кезеңінде де пайда болады. Мысалы, аса ірі грабен – рифт болып саналатын Қызыл теңіз ойпаңы жер қыртысының көбінесе горизонталь бағытта созылуы нәтижесінде қазіргі кезеңге кеңейе түсуде. Оның лықсымалармен шектелген екі жағы рифтің орталық ось сызығынан қарсы бағытта ығысып бір-бірінен жылына бірнеше миллиметрге алшақтайды. Жер қыртысының жазық бағыттағы орын ауыстырып ығысуы мұхит түбінде,

ортамұхиттық жоталардың трансформалы жарылымдар деп аталатын терең тектоникалық жарылымдармен қиылысқан жерінде байқалады. Осы трансформалық жарылымдар бойындағы жазық бағыттағы ығысу бірнеше жүздеген километрге дейін жетеді.

Канаданың ғалымы Дж. Т. Уилсон бүкіл ортамұхиттық жоталар жүйесін көлденең тіліп өтетін трансформалы жарылымдар туралы барлық мәліметтерді мұқият талдап, 1965 жылы бұл жарылымдардың құрлықтар өңіріндегі ығыспалардан (сдвиги) айтарлықтай айырмашылығы бар екенін дәлелдеген.

Құрлықтар өңіріндегі тектоникалық ығыспалар жер бетінде жиі кездеседі. Мысалы, Оңтүстік Қазақстанда Қаратауды диагональ бағытта түгел кесіп өткен тектоникалық жарылымды Қаратаудың Басты жарылымы (Главный Қаратауский разлом) деп атайды. Мұнда жарылымның екі блогы бір-бірінен 500-700 км жазық бағытта алшақ ысырылған.

Дизъюнкциялық дислокациялардың геологиялық және геоморфологиялық белгілері

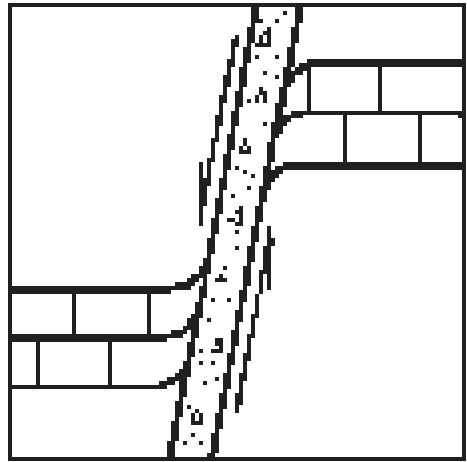
Дизъюнкциялық дислокациялардың жер бетіндегі көріністері әр түрлі. Оларды геологиялық және геоморфологиялық белгілеріне қарай жіктеуге болады. Дизъюнкциялық дислокациялардың геологиялық белгілері:

1) ұзыннан-ұзаққа созылған тау жыныстарының мейлінше майдаланған және икемделген белдемдері;

2) сырғанау айнасы (зеркало скольжения); жер қыртысы жарылып айырылған кезде блоктардың бір-біріне үйкелеуінің нәтижесінде жарық беттері айнадай жарқырап тұрады да, оларды сырғанау айнасы деп атайды. Айна бетінде блоктардың жылжу бағытына қарай түзелген айғыздар қалады, соларды алақанмен сипап, жарық қанаттарының қай жаққа қарай ығысқанын анықтауға болады. Сырғанау айнасы блоктардың шамалы ғана ауысқан кезінде пайда болады;

3) тектоникалық женттастар (тектоническая брекчия). Блоктар ондаған, немесе жүздеген метрге жылжыған кезде, сырғанау айнасынан басқа жылжу беттерінің бойындағы кедір-бұдырлары жойылып, тау жыныстары жаншыла уатылып, тектоникалық женттасқа айналады (23-сурет).

Женттастардың қалыңдығы біркелкі емес, кейде бірнеше метрден оншақты метрге дейін жетеді. Тектоникалық женттастарға, әдетте, гидротермалдық ерітінділер шоғырланып, рудалы минералдар түзеді. Кейде мұндай майдаланған және жаншылған зонадер жерасты суымен мейлінше толады. Түйірлердің мөлшеріне қарай әр түрлі женттастарды ажыратады. Уатыла

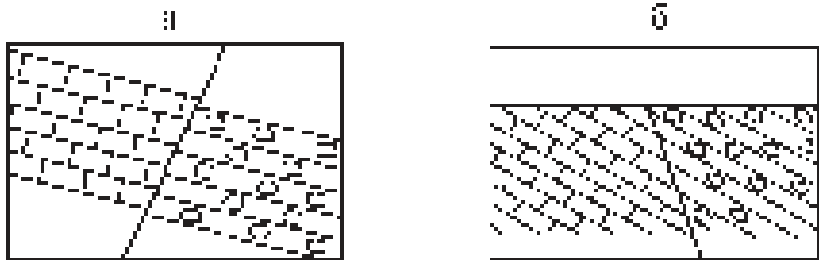


23-сурет. Тектоникалық женттастар.

ұнтақтау біршама жоғары

болған жағдайда ұндай майда женттастар – милонит (грекше “милон” – диірмен) пайда болады. Егер женттастар сазды үгінділердің қоспасынан құралса, оны тектоникалық меланж (французша “мелонис” – қоспа) дейді;

4) фациялардың кеңістікте кенет өзгеруі. Бұл тау жыныстарының литологиялық құрамы, жату жағдайы және қалыңдығының кеңістікте бірден өзгеруі. Мұндай құбылысты кейбір орыс құжаттарында “сближение фации” деп атайды (24-сурет);



24-сурет. Тау жыныстарының литологиялық құрамы мен қалыңдығының кенет өзгеруі: а - планда; б - қимасы.

5) иілім құрылымдарының сыртқы морфологиясының бұзылуы (нарушение морфологии складчатой структуры);

б) тастамыр шоғырларының және өзгерген ақшыл тау жы-

ныстарының жыртылу жігі бойымен ұзыннан-ұзаққа созылып жатуы;

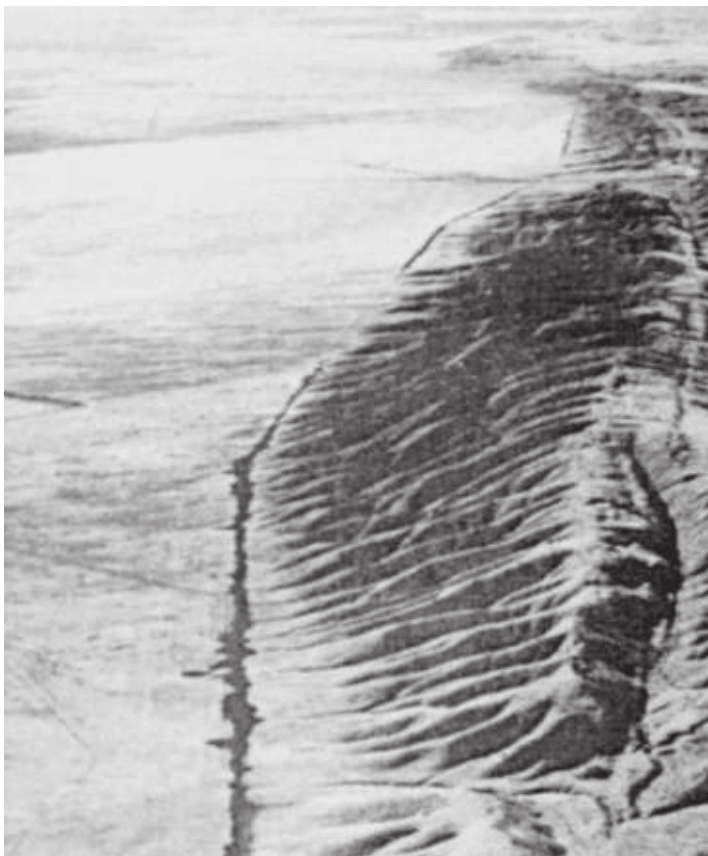
7) кен шоғырларының және минералданған тау жыныстарының тектоникалық жік бойынан орын тебуі;

8) блоктардың өзара жапсарлау тектоникалық жігі бойымен біршама ұзаққа (ондағы, тіпті жүздеген километр) созылған жаншылу белдемі (зона смятия).

Дизъюнкциялық дислокациялардың геоморфологиялық белгілері:

1) жер бетіндегі ашылып қалған жарықтар (25-сурет);

2) денудацияланған тектоникалық кертпештер. Бұлар айы-



25-сурет. Солтүстік Америка. Сен-Андреас тектоникалық жарылымының жер бетіндегі көрінісі (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990).

рылып көтерілген блоктың қыр бөлігінде түзеліп, жылжытушы бетінің созылу бойымен параллельді қалыптасады;

3) сатылы жер бедер пішіндерінің түзілуі. Егер блоктар тектоникалық жарылымдар бойымен бір бағытта жылжыған болса, онда лықсу жүйесінде сатылы жер бедер пішіндері пайда болуы ықтимал;

4) жарылу белдемдері жер қыртысының көп майдаланған және икемделген белдемі ретінде әр түрлі бедер пішіндерінің орын тепкен жері болып табылады. Кейде тектоникалық жарылым бойымен құралған бедер пішіндері солардың бағытына қарай, планда немесе аэрофотосуреттерінде тік бұрышты (ортогональдық) сипат алады: аңғарлардың түзу бағытта созылған бөлікшелері тік және сүйір бұрышты иілістермен алмасып отырады;

5) тұмалар, қайнар бұлақтар және термальды бұлақтардың тізбегі майдаланған тектоникалық бұзылымдар бойымен ұштасып жер бетіне шығады. Кейде бүкіл жарылымдар белдемдер жербеті және жерасты суларымен қанығып, олардың бойында ағаштар, талдар, бұталар және көк шөптер өседі;

6) тектоникалық жарылым жүйелері көл мен теңіз және құрлықтар жағалауының түзу сызықты бейнесін белгілейді.

12. Неотектоникалық қозғалыстардың бедер құрудағы рөлі

Тектоникалық құрылымдар мен бедер пішіндерінің қалыптасуын қамтамасыз еткен, олигоцен-төрттік кезеңде етек алған тектоникалық қозғалыстарды неотектоникалық қозғалыстар деп атайды. Неотектоникалық қозғалыстар – қазіргі кезде бедердің құрылуына ең басты себепкер. Бұл жердің дамуындағы ең соңғы кезеңі, яғни олигоцен-төрттік кезеңде орын алған қозғалыстар. Мұны дәлелдеу үшін ТМД елдерінің гипсометриялық картасы мен неотектоникалық қозғалыстар картасын салыстыруға болады (О. Леонтьев, Г. Рычагов 1981). Осы карталарда оң бағыттағы баяу вертикаль тектоникалық қозғалыстар аймақтарына жер бедерінде жұқа қабатты төрттік шөгінділермен көмкерілген кең жазықтар мен үстірттер сәйкес келеді. Бұған Шығыс Еу-

ропа жазығы, Батыс Сібір жазығының оңтүстік бөлігі, Үстірт, Орталық Сібір тау қыраты жатады. Қарқынды тектоникалық төмен ойысқан аймақтарға олигоцен-төрттік кезеңнің қалың қабаттармен шоғырланған ойпатты жазықтар сай келеді, мысалы, Каспий маңы ойпаты, Тұран ойпатының көп бөлігі, Батыс Сібір жазығының солтүстік бөлігі, Колыма ойпаты. Ал қарқынды, көбінесе оң бағыттағы тектоникалық қозғалыстар аймақтарына биік таулы өлкелер сәйкес келеді. Бұған Гималай, Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Байкал маңындағы таулар, Копетдаг, Карпат таулары және т.б. жатады.

Сөйтіп неотектоникалық қозғалыстар әсерінен ең алдымен жер қыртысының топографиялық беті өзгеріп, деформацияға ұшырайды да әр түрлі оң және теріс бедер пішіндері қалыптасады. Жердің топографиялық бетінің өзгерілуі арқылы тектоникалық қозғалыстар ондағы шайылу және шоғырлану аймақтарын белгілеп және соның салдарынан жер бетінде денудациялық және аккумуляциялық аймақтарының орналасуын алдын ала белгілеп береді. Неотектоникалық қозғалыстардың жылдамдығы және амплитудасы экзогендік процестердің қарқынына елеулі әсер етіп, бедер пішіндерінің морфологиясымен морфометриясына жаңа көрініс береді.

Геологиялық құрылымдардың жер бетінде көрініс беруі неотектоникалық қозғалыстардың сипаттамасына, олардың әрекеттілігіне, тау жыныстарының литологиялық құрамына және нақты физикалық-географиялық жағдайларға байланысты. Кейбір құрылымдар жер бетінде тура, яғни қаз-қалпында көрініс берсе, екінші өңірлерде айналмалы бедер пішіндері қалыптасады, ал үшінші жағдайда жер бетінде әр түрлі өтпелі бедер пішіндері, яғни қаз-қалпында көрініс берген пішіндерден айналмалы бедер пішіндеріне дейін кездестіруге болады. Жер бедер мен геологиялық құрылымдардың өзара байланысы әр түрлі болуы, әдетте, шағын құрылымдарға ғана тиесілі, ал ірі құрылымдар жер бетінде көбінесе қаз-қалпында көрініс табады.

Жер бетіндегі эндогендік және экзогендік үдерістердің өзара қатынасы нәтижесінде басты рөлді эндогендік үдерістер атқарған жағдайдағы пішіндерді морфоқұрылым (морфоструктура) деп атайды. Осы түсінікті алғашқы рет И. П. Герасимов енгізген.

Бірқатар зерттеушілер морфоқұрылымдар тек қана әрекетті геологиялық құрылымдарды құрайды, ал қашаланған (отпрепарированные) әрекетсіз (пассивті) құрылымдарды литоморфоқұрылымдар деп атайды.

Қазіргі кездегі геологиялық және геоморфологиялық деректерге қарағанда, жер қыртысы әр жерде әр түрлі деформацияларға, яғни тербелмелі, қатпарОтүзетін және айырылымды қозғалыстарға ұшырайды. Мысалы, Қазақстан аумағындағы көптеген аймақтарда жоғарыдағы айтылған деформациялардың ізі айқын көрінеді. Қазіргі замандағы Каспий теңіз суының көтерілуі көптеген ғалымдардың тұжырымдары бойынша, Каспий түбінің неотектоникалық көтеріле дамуына байланысты. Фенноскандинавия аумағы және Гудзон шығанағына жанысып тұрған Солтүстік Американың көп бөлігі жоғары көтерілу үстінде. Бұл тектоникалық көтерілудің жылдамдығы өте зор, Фенноскандиновия жағалауында жылына 10 мм-ге дейін жетеді (Балтика шығанағының жағалауындағы XVIII ғасырда орнатылған белгілер, қазіргі заманда теңіз деңгейінен 1,5-2,0 м жоғары тұр). Керісінше, Голландия шегіндегі Солтүстік теңіз жағалауы және онымен көршілес жатқан аймақтар соңғы кезде батып кетіп, теңіз деңгейінен төмен ойысқан жағдайларда, теңіз жағасындағы тұрғындар ежелден бері бөгеттер салуға мәжбүр болған.

Қарқынды тектоникалық қозғалыстардың іздерін альпілік қатпарлы және қазіргі геосинклин белдемдерінде байқауға болады. Алынған мәліметтер бойынша, Альпі таулары неоген-төрттік кезеңінде 3-4 км-ге дейін жоғары көтерілген, Кавказ бен Гималай таулары төрттік кезеңінің өзінде ғана 2-3 км-ге, ал Памир тауы 5 км-ге дейін жоғарылаған. Жалпы өрлеу барысында альпілік қатпарлы зоналардың шегінде кейбір бөліктері төмен ойысу жолында. Мысалы, Үлкен және Кіші Кавказ жоталар арасында жатқан Қура-Аракс ойпаңы қарқынды түрде төмен түсуде. Тік бағыттағы тектоникалық қозғалыстардың болуын ежелгі теңіз жағалау сызықтарының қазіргі кездегі деңгейінен де байқауға болады. Мәселен, Каспийдің ежелгі, төменгі төрттік (Q₁) жағалау шөгінділерінің деңгейі Үлкен Кавказдың Оңтүстік-Шығыс периклинінде +200-300 м абсолюттік биіктікте болса, ал

Кура-Аракс ойпатында - 250-300 м деңгейде екендігі бұрғылау нәтижесінде анықталған.

Н. И. Николаевтың және тағы басқа зерттеушілердің пікірі бойынша, жер бетінің қалыптасуында тік бағыттағы тектоникалық қозғалыстардың маңызы өте зор. И. П. Герасимов литосфералық тақталар тектоникасы тұжырымдамасына сүйене отырып, қазіргі бедердің құрылу тарихын үш макрооралымға (макроциклге) бөлген. Бірінші оралымға мезозой кезінде болған, біртұтас Пангея материгі шегінде қалыптасқан, глобалдық пенепленді жатқызады.

Мезозой дәуірінің соңғы кезіндегі екінші (кайнозойлық) макроцикл – Пангеяның ыдырауы, материктер бедерінің өзгеруі және мұхит ойпаңдарының пайда болуы. Осы кезде мезозойлық пенепленнің орнында құрлықты платформаның қазіргі бедерінің ежелгі фрагменттері түзілген, ал тақталар жапсарланған жікті белдемдерде-мезозой-кайнозой дәуірінің орогендік белдемдері құрылды. Үшінші оралым плиоцен-плейстоцен кезеңін қамтиды. Бұл кезде жаңа динамикалық факторлар пайда болды. Яғни ежелгі мұздық жамылғысының және сол себепші болған дүние жүзінің мұхит деңгейінің эвстатикалық тербелісінің әсерінен кең аумақты аккумуляциялық жазықтар қалыптасқан.

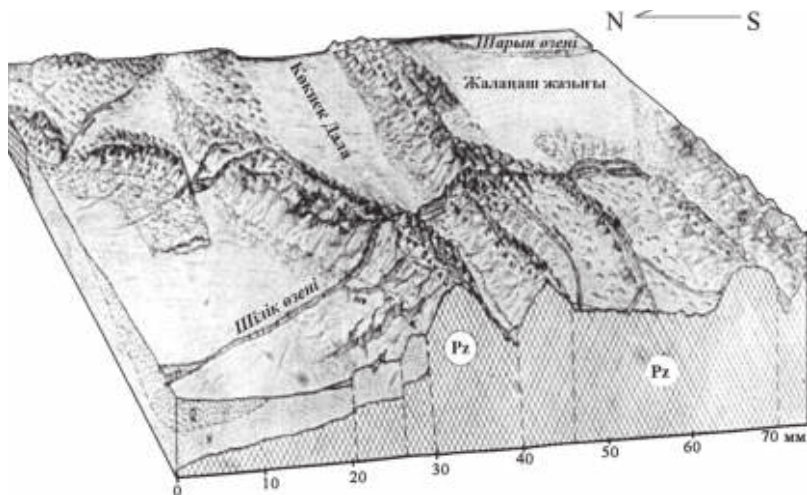
Бедер пішіндерінің қалыптасуына осындай түсінік бере отырып, И. П. Герасимов жердің геологиялық тарихында неоген-төрттік кезеңдердің шегінен тыс ерекше геоморфологиялық кезеңді белгіледі. Ол қазіргі бедердің морфогенезіне жер қыртысының тік бағыттағы және жазық бағыттағы қозғалыстарының бірдей әсер еткеніне ерекше назар аударады.

Неотектоникалық қозғалыстардың пайда болуын әр түрлі геоморфологиялық белгілер арқылы анықтауға болады. Олардың кейбіреулеріне мынандай мысалдарды келтіруге болады: а) климаттың өзгеруі әсеріне байланысты емес теңіз және өзен террасаларының қалыптасуы; ә) теңіз және өзен террасаларының және ежелгі денудациялық тегістелген аймақтардың деформациялануы; б) жоғары көтерілген, терең және жиі ойдымдалған (тілімделген) тау алқаптары; в) пенеплен үстіндегі тектоникалық жарылымдардың болуы; г) денудацияланған тектоникалық кертпештер; д) сатылы бедер пішіндерінің түзілуі; е) теңіз

эвстатикалық тербелуіне байланысты емес теңіз жағалауындағы пішіндердің төмен батып кетуі; ж) теңіз деңгейінен төмен түсіп немесе жоғары көтерілген сатылы маржан кедертастары; з) сатылы карстық үңгірлері мен биік тау беткейлерінде қар пішіндерінің түзілуі; и) аңғарлардың антецеденттік телімдерінің қалыптасуы. Антецеденттік аңғарлар – өзен суының жолындағы кездескен тектоникалық көпимелерді (антиклинді қабаттар, немесе блоктарды) тіліп, шаюынан қалыптасқан аңғарлар (26(а)-сурет). Антецеденттік аңғарлардың негізгі белгісі: түбі терең, тік жағалы, тар шатқалды морфологиясымен сипатталады (26(б)-сурет)

Жоғарыда атап айтқандай, неотектоникалық қозғалыстарды, олардың тікелей белгілерінен басқа, жанама белгілері арқылы да байқауға болады. Мысалы, тектоникалық көтеріліске ұшыраған аңғар бөліктері тектоникалық тұрақты бөлікшелерімен салыстырғанда тілімдену жиілігімен және едәуір тереңділігімен сипатталады. Мұндай өңірлерде аңғарлардың көлденең және бойлық кескіні – түбі терең, жағалары құламалы, шатқал тәрізді аңғарлардың морфологиясына ұқсап кетеді.

Сөйтіп, қазіргі бедер пішіндерінің қалыптасуы негізгі бедер түзілу факторларының үздіксіз динамикалық әрекетінен,



26(а)-сурет. Іле Алатауының шығыс сілемдеріндегі өзендердің антецеденттік бөлікшелері (М. Ж. Жандаев, 1972).



26(б)-сурет. Янцзы өзенінің антецеденттік бөлігінің жағалары тік, тар шатқалды морфологиясымен ерекшеленеді (Санься шатқалы)

яғни тектоникалық процестер мен денудациялық және аккумуляциялық процестердің өзара байланысты нәтижесінде жүзеге асады.

Қазіргі кездегі тектоникалық қозғалыстардың бедер түзілуіндегі орны

Неоген-төрттік кезеңде орын тепкен неотектоникалық қозғалыстардан басқа, ғалымдар қазіргі тектоникалық қозғалыстарды ажыратады.

Қазіргі кездегі тектоникалық қозғалыстар деп қазіргі кезде тікелей көзбен шолып байқалатын, сонымен бірге аспапты бақылаумен зерттелетін жер қыртысының қозғалысын айтады. Мұндай қозғалыстар әр түрлі аспаптарды қолдану арқылы зерттеледі. Бұл қозғалыстардың бірнеше зерттелу әдістері бар, солардың ішінде:

Тарихи-археологиялық әдіс. Голландияда теңіз деңгейінің ұдайы көтерілгендіктен, Х ғасырдан бастап, онда тұратын халықтар теңіз шарпуынан қорғану үшін жағалар бойында бөгеттер орнатқан. Теңіз жағасы төмен түскен сайын бөгеттерді үстінен құм, тас салып жалғастыра берген. Сол кездегі салынған

қорғаныс бөгеттердің биіктігі қазіргі кезде 15 метрге дейін жеткен. Сонда, есептей келгенде, осы аймақтың жылдағы төмендеу жылдамдығы 0,5-0,7 миллиметр шамасында болған. Қара теңіз жағалауындағы ежелгі гректер отарларының теңіз астында қалғаны баршамызға аян. Сондай-ақ Индияда теңіз жағасындағы кемелер тоқтайтын гавандар жердің көтерілуі нәтижесінде біртіндеп тайыздап, порт құрылыстары теңіз жиегінен бірнеше километрге дейін алыстай берген.

Құрылыстық-картографиялық әдіс. Балтық теңізінің деңгейі неотектоникалық қозғалыстар әсерінен өзгерілуінен Аланд аралдарының ХІХ және ХХ ғасырларда сызылған карталарын салыстырғанда құрлықтың көлемі өткен ғасырға қарағанда едәуір ұлғайғаны байқалған.

Судеңгейін өлшейтін бақылау әдісі. Теңіз деңгейінің көтеріліп-төмендеуін жағаға орнатылған, тең сызықтарға бөлінген рейкалармен өлшеп отырады. Әдетте, теңіз деңгейінің қалпын өзі қағазға түсіріп отыратын *мареограф* деген аспап қолданылады.

Қайталанып жүргізілетін жоғары дәлдікті нивелирлеу әдісі. Құрлықтағы жер қыртысының қазіргі кездегі тербелмелі қозғалыстары дүркін-дүркін қайталанып жүргізілетін нивелирлеу әдісі арқылы өлшенеді. Осы әдіс бойынша екі кезеңнің арасындағы жер бетінің биіктік пунктері салыстырылады.

Қазіргі кезде көп елдердің өлкелерінде өте дәл аспаптар қойылған арнаулы полигондар құрылып, оларда тік бағытты тербелістермен қатар көлденең бағыттағы қозғалыстар да зерттелінеді. Әсіресе қазіргі тік бағыттағы тербелмелі қозғалыстар туралы қажетті деректер темір жол бойымен қайталанып жүргізілген нивелирлеу арқылы алынады. Осындай нивелирлеу жұмыстары Мәскеу-Ленинград, Мәскеу-Одесса, Мәскеу-Керчь, Мәскеу-Таллин, Алматы-Новосибирск темір жолдары бойымен жүргізілген. Бұрынғы КСРО аумағының Еуропалық бөлігінде бірінші нивелирлеу жұмыстары 1913-1932 жылдары өткізілген, ал 1945-1950 жылдары ол қайталанып жүргізілді.

Құрлық ішіндегі неотектоникалық туралы алынған деректер теңіз жағалауында орналасқан Таллин, Одесса, Ленинград, Керчь қалаларының футштоктарымен салыстырылды. Соның нәтижесінде 1963 жылы Кеңес Одағы аумағының Еуропалық

бөлігінің қазіргі тектоникалық қозғалысының картасы жарық көрді. Осы картаның деректері бойынша, Каспий маңы көтеріліп, Орал аймағы төмендеген. Орыс тақтасының кейбір аймақтары жылына 10 мм көтеріліп, ойпаттар 5 мм-ге төмен ойысқан, Кавказ жотасы орта есеппен жылына 10 мм-ге дейін жоғары көтерілген, ал Колхида және Кура ойпаттары 6,2 мм-ге дейін төмендеген. Тянь-Шань, Іле Алатауының жылдық көтерілуі Кавказ тауынан кем түспейді.

Әр аймақтарының қазіргі көтерілу мөлшеріне қарасақ, ауыз толмас жартымсыз сияқты. Бірақ тербеліс құбылыстары жүздеген, мыңдаған, тіпті жүз мыңдаған жылдар бойы үздіксіз болып тұратынын ескерсек, жылына 10 мм қозғалыстан бір миллион жылда, біздің Іле Алатауы сияқты және одан да аса биік таулардың қарқынды көтерілгеніне көз жеткізуге болады.

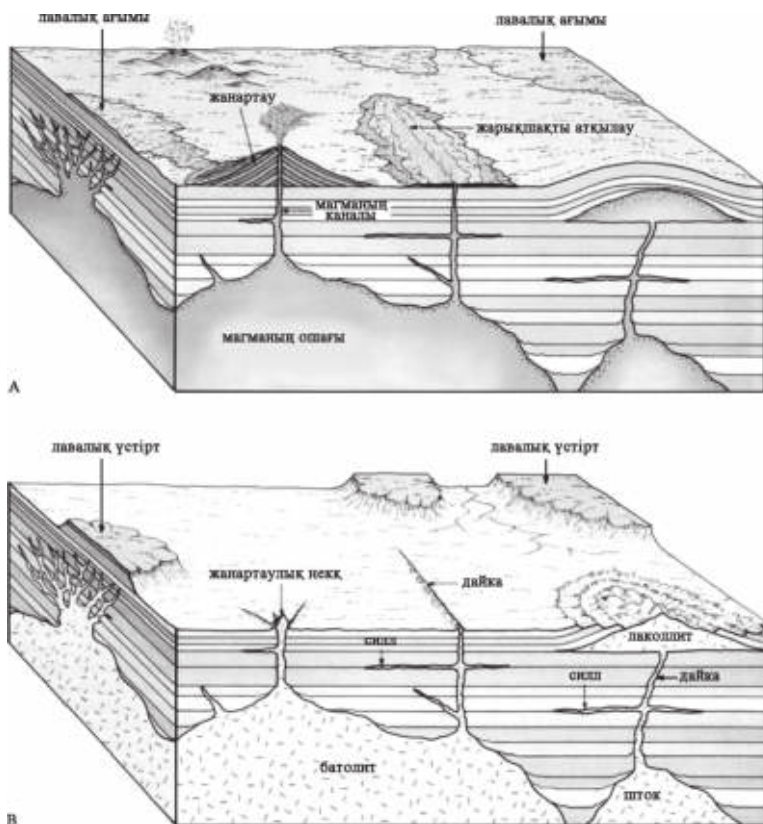
Қазіргі заманғы тік бағыттағы қозғалыс қарталары шетелдерде де, мысалы, АҚШ-та, Канадада, Ұлыбританияда, Жапонияда және т.б. елдерде жасалып шығарылған.

Қайталап нивелирлеу жұмыстары, сонымен қатар, сейсмикалық аймақтарда жер беті деформациясын арнайы зерттеу үшін жүргізіледі. Осы жағдайда жер сілкіну аймақтарында қатпарлану және айырылымды деформацияның зерттеліп айқындалуына мүмкіндік береді.

13. Магматизм және бедер пішіндерінің құрылуы. Интрузиялық және эффузиялық магматизм және бедер

Магматизм жер бедерінің құрылуында маңызды және әр түрлі рөл атқарады. Магма өзінің жер қойнауынан көтеріліп шығуы, суып қатаюы жағдайларына байланысты интрузиялық және эффузиялық тау жыныстарына бөлінеді. Интрузиялық тау жыныстары (лат. *intrusio* - итеру) – магманың жер бетіне шығып үлгермеген жер қыртысы қабаттарына еніп, кристалданған магма есебінен қалыптасқан тау жыныстары. Жердің ішкі қабатында қатқан магма баяу суиды да, оның толық кристалдануына жағдай туады. Бұған гранит, сиенит, диорит, габбро, дунит және т.б. жатады. Бұлар жер қыртысында түрлі пішінді интрузиялық шоғырларды (батолиттер, лакколиттер т.б.) құрайды (27-сурет).

Батолиттер негізінен гранитоидтерден тұратын, қатпарлы құрылымдар өңірінде біршама жиі ұшырасатын, ауқымы жүз-



27-сурет. Негізгі интрузиялық және эффузиялық құрылымдар суреттейтін сұлба. А - жанартау және интрузия әрекеттерінің өзара байланысының кескін-пішіні. Б - ұзақ уақыт денудация нәтижесінде жер бетіне көрініс берген негізгі интрузиялық және эффузиялық құрылымдар (Edward J.Tarbuk, Frederick K.Lutdens, 1990).

деген км²-ге жететін интрузиялық шоғырлар (28-сурет). Бұлар жер қойнауларында суынып кристалдануы нәтижесінде қалыптасып, кейіннен олардың үстіндегі тау жыныстар қабаттарының денудацияға ұшырап шайылу нәтижесінде ашылып, сыртқы күштердің әсеріне төзімділеу болғандықтан, жер бетінде қоршаған ортадан анық дараланатын тау жотасы түрінде көрініс береді. Ірі граниттік батолиттерге, мысал ретінде, Зеравшан жоталарының батыс жағындағы массив, Кавказдағы Конгур-Алагез жотасының және Солтүстік Америка Сьерра Невададағы жоталардың сілемдері жатады (28-сурет).

Лакколиттер – саңырауқұлақ пішінді, үсті күмбез тәріздес, асты тегіс магма шоғырлары. Магма сиыстыру қабаттары арасына жарып кірген кезде кейінгілер күмпиіп жоғары көтеріледі де, сонда пайда болған қуысқа кептеледі. Сөйтіп, мұндай интрузия кіріккен тау жыныстары қабаттарымен үйлесімді жатқан үстіндегі шөгінді тау жыныстары экзогендік процестер әсерінен шайылып кетсе, лакколиттер жердің бетінде түрлі пішіндегі аласа тауларды құрады. Солтүстік Кавказдағы Минеральные воды қаласының маңындағы баршаға аян Бештау, Тақыр, Темір Жыланды, сонымен қатар Қырымның оңтүстік жағалауындағы Аюдаг (Аютау), Кастель тауы осындай жолмен пайда болған. Әдетте, лакколиттерден құралған мұндай күмбез тәрізді таулар жеке-дара немесе тобымен кездеседі.



28-сурет. Солтүстік Америка батысындағы Сьерра Невада өлкесінде дамыған күмбез тәрізді батолиттер (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)

Лакколиттерден басқа жер қыртысында тастамыр (жила) тәрізді интрузиялық шоғырлар кездеседі. Олар сыйыстыру тау жыныстарын әр түрлі бағыттарда кескілейді. Сыртқы күштердің әсерінен қашаланып өңделген магмалық тастамырлар жердің бетінде қабырға тәрізді тік жатқан тақташа пішіндес *дай-ка* (ағылшын. *dike* – тастан тұратын қабырға) немесе *сығылма*

деп аталатын геологиялық құрылымдарды құрады. Бұл жер қыртысындағы тік немесе көлбеу бағыттағы тектоникалық жарылымдардың магма балқымаларының толуынан, кейінірек суынып қатаюынан пайда болған интрузиялық дене. Оның қалыңдығы бірнеше мм-ден бірнеше м-ге дейін болады (29-сурет).

Тақташа интрузиялар немесе силл (пластовые интрузии) жер бетінде саты тәрізді болып келеді. Мұндай пішіндер талғамды денудация әсерінен құрылады. Осындай қашалған қабатты интрузиялар Орталық Сібір қыратында кең тараған (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).



29-сурет. Дайка (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)

Интрузиялық магматизмнен басқа эффузиялық магматизм немесе вулканизм жер бетінде жиі кездеседі және ерекше көрініс береді. Эффузиялық тау жыныстары (лат. *effusio* төгілу, жайылу) – жанартау өңешінен немесе жер қыртысындағы тектоникалық жарылымдарды бойлап жер бетіне шығып төгілген магманың суып қатаюы есебінен пайда болған тау жыныстары.

Эффузиялық магматизм (вулканизм) – арнайы жанартаутану (вулканология) деген геология ғылымының зерттеу нысаны. Бірақ бірқатар жанартаулар құбылыстарының геоморфологияға тікелей қатынасы бар. Жанартау каналдарының жер бетінде шығу мұржасына орай олар *кеңістікті, жарықшақты және орталықты* деп үш түрге бөлінеді. Жанартаулардың кеңістікте атқылаулары ауқымы жағынан кең таралған лавалық үстірттерді (платоларды) құрайды. Оларға Британиялық Колумбы және Индияның Декан лавалық үстірттері жатады.

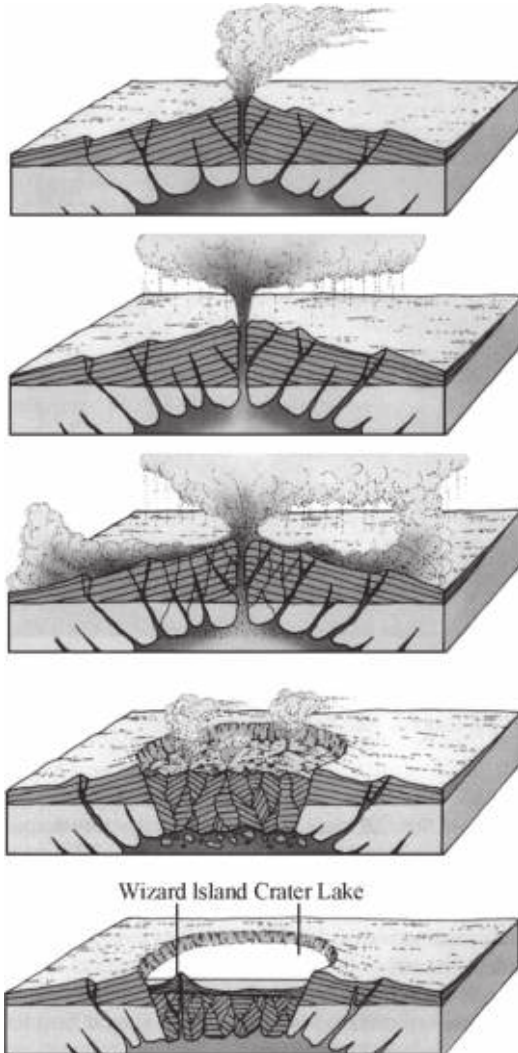
Алайда қазіргі геологиялық кезеңде жанартау атқылауының орталық түрі жиі кездеседі. Бұл жағдайда магма жер қойнауынан беткі қабатына белгілі бір нүктелерге бейімділіп шығады. Бұл “нүктелер” негізінен бірнеше тектоникалық жарылымдардың қиылысуында орналасады. Магманың жер бетіне шығуы жанартау өңештері арқылы жүзеге асады. Атқылап шыққан балқыған лавалар және олардың қатты бөлшектері жер бетінде конус тәрізді жанартау пішінін құрайды. Оның төбесі дөңестеу келеді де, орта тұсында тостаған тәрізді ойыс – жанартау көзелігі (кратер) пайда болады. Көзелік түбіндегі көмейі (жерло) магманың каналымен ұштасады.

Жанартау өнімдерінің жер бетінде көрініс беру ерекшелігіне орай төрт морфогенетикалық түрлерге бөлінеді, олар: экструзиялық, эксплозиялық, эффузиялық және эффузиялық-эксплозиялық түрлер.

Экструзиялық (латын. *extrusio* – сығу, итеру) жанартаулар – қышқыл липариттік лавалардың сығымдала көтерілуі нәтижесінде қалыптасқан күмбезді пішіндер. Мұндай лавалардың тез сууы салдарынан және өте тұтқыр болғандықтан, ағуы күрт бәсеңдейді де, жалпы лавалық ағымдары болмайды. Бұлар тікелей жанартау көмейінде шоғырланады және сол жанартау ернеулері өңіріндегі күмбездерді құрайды. Осын-

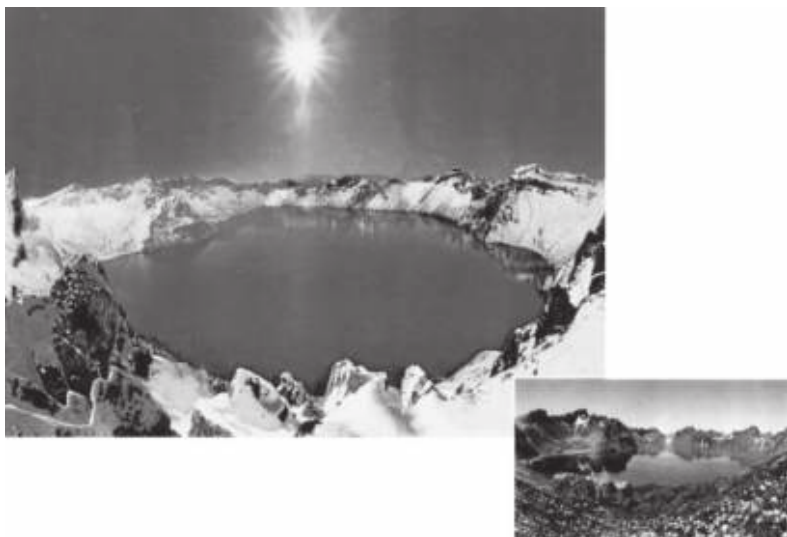
дай күмбездердің ауқымы көлденеңінен бірнеше шақырым, биіктігі 500 м-ден аспайды. Мұндай экструзиялық күмбездер Франциядағы Орталық массивте, Арменияда және басқа жерлерде кездеседі.

Жанартаудың эксплозиялық әрекеті жарылыстар мен қопарылыстардың кеңінен етек алуымен, сөйтіп ірілі-ұсақты



30-сурет. Маар жанартауының қалыптасу кезеңдері (Edward J.Tarbuk, Frederick K.Lutdens, 1990)

кесектер мен күлдердің және жанартау газдарының аспанға атқылауымен ерекшеленеді. Бұған мысал – Маар жанартауы (30-сурет). Маар (нем. Маар-шұңқыр) лавасыз газ атқылаған кезде жер бетінде пайда болған шұңқыр немесе цилиндр тәріздес жанартаулық ойпаңдар. Көбінесе тау жыныстарының сынықтарынан тұратын сақина тәріздес белестермен қоршалған жайпақ түпті қопарылыс көзелігі (кратер). Қазіргі дүние жүзіндегі белгілі маарлар – сөнген, қалдық құрылымды пішіндер. Көптеген маарлар ылғалды климаттарда сумен толып, көлдерге айналған (31-сурет). Маарлардың ауқымы көлденеңінен 200 м-ден 3,5 км-ге дейін, тереңдігі 60-тан 400 м-ге дейін барады. Ұзақ уақытта денудация әсерінен жанартау аппаратының беткі бөлшегі жойылған қопарылыс көзелігін қопарылыс құбыры (трубки взрыва) деп атайды. Бірқатар жағдайларда ертедегі қопарылыс құбырлары аса негізді (ультранегізді) магмалық тау жыныстарымен – кимберлитпен толықтырылған. Кимберлит – алмас түйірлерін кіріктіретін женттастар. Алмас кенорындары (Оңтүстік Африка, Бразилия, Якутия) негізінен кимберлиттік құбырлармен байланысты. Ендеше қопарылыс құбырлары алмас кендерін іздестіруде сілтеме рөлін атқарады.



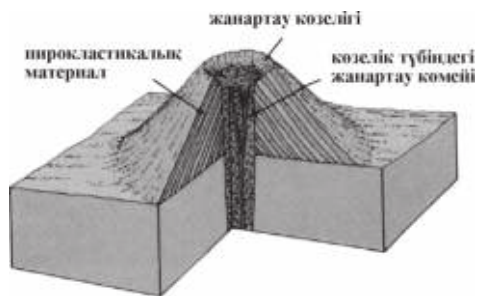
31-сурет. Чанбайшань жанартауының көзелігі (суретті түсірген Сань Юйчжу, 2005)

Жанартаудың эффузиялық түрі оның көмейінен көтерілген сұйық лава тасқындарының лақылдай төгілуімен сипатталады. Бұған *қалқанды жанартаулар* жатады. Базальт құрамды лава тасқындары атқылау ортасынан едәуір қашықтыққа жайылып кетіп, кең ауқымды қалқан тәрізді жайпақтау келген жанартау төбелерін құрайды.

Қалқанды жанартаулардың кең тараған жері – Исландия аралы. Бұл жерде олардың кіші көлемді түрі көп кездеседі. Мысалы, Диньгия жанартауының көлденеңі – 6 км, биіктігі – 500 м, көзелігінің көлденеңі – 500 м. Осы жанартаулардың геологиялық кимасы лавалардың бірнеше мәрте жер бетіне құйылуына байланысты жанартау жыныстарының қабатталуымен сипатталады.

Қалқанды жанартаулардың бұдан басқа кең тараған жері - Тынық мұхиттағы Гавай аралдары. Гавай жанартаулары Исландия жанартауларымен салыстырғанда ауқымы жағынан ірілеу. Гавай аралдарының ең ірісі қалқан текті үш жанартаудан құралған. Соның ішіндегі Мауна-Лоа жанартауы теңіз деңгейінен 4170 м биіктікке көтерілген, ал түбі 5000 м тереңдікте жатыр. Олай болса, оның жалпы биіктігі 9000 м-ден асып тұр, демек, ауқымы жағынан бұл дүние жүзіндегі ең үлкен жанартау болып саналады. Аса зор мөлшеріне қарамастан, Гавай жанартауларының жоталары жайпақтау, беткейлердің еңісі 3-10°-тан аспайды. Лавадан құрылған жайпақ жанартау төбесінің ортасында өте зор көзелік орналасқан.

Эффузиялық-эксплозиялық жанартаулардың қалыптасқан кезінде лавалардың жай-барақат төгілуі және ірілі-ұсақты материалдарының атқылауы бір-бірімен алмасып отырған жағдайда және лава тасқындары мен пирокластикалық материалдардың бір-бірімен қабаттала жатуы нәтижесінде қабатты жанартаулар (стратовулканы) пайда болады (32-сурет).



32-сурет. Қат-қабатты жанартаудың (стратовулканның құрылысы (Edward J.Tarbuk, Frederick K.Lutdens, 1990)

Мұнда қатқан лавалық тасқындар және пирокластикалық материал (жанартау атпалары, шемектастар, жанартау күйінділері, құмдар, пемза т.с.с) есебінен жанартау көмейінің төңірегінде конус пішінді құрылымдар құрылады. Қабатты жанартаулар жанартау құрылымдарының ішінде ең ірілерінің бірі болып саналады. Бұлардың ішіндегі биіктігі 3-4 км-ге жеткен таулар да бар. Кейбіреулері тіпті 6 км-ге дейін жетеді. Оларға Жапониядағы Фудзияма, Камчаткадағы Ключевск, Корякск, Авача және Козельск, Мексикадағы Попокатепетль жанартаулары және т.б. жатады. Көптеген жанартаулардың шыңдарында мәңгілік қарлар мен мұздықтар бар.

Жоғарыда айтылғандай, көптеген жанартау төбесінде тостаған тәрізді кіші-гірім қазаншұңқырлар бар. Оларды жанартау көзелігі (вулканический кратер) дейді. Осы көзелік түбіндегі көмейі арқылы жанартау заттары жер қойнауынан көтеріліп атқылайды. Ірі жанартауларда бірнеше көзеліктер пайда болуы мүмкін, олар көбінесе жанартау беткейлерінде дамыған. Бұларды қосарлас (паразитті) жанартаулар деп атайды. Көзеліктердің түбі лава және көзелік қабырғаларынан құлаған тау жыныстарымен толады. Өте ауқымды көзеліктер гаваитекті жанартауларда кездеседі. Мысалы, Мауна-Лоа көзелігінің диаметрі 2400 м. Сөнген немесе уақытша сөнген жанартаулардың көзеліктері суға толып көлге айналады.

Жанартау көзелігінің атқылау саны жиілеген кезде оның жан-жағы опырылып кетіп, кеңейіп үлкен қазаншұңқыр пайда болады да, оны *кальдера* деп атайды. Көлденеңі 30 км кальдерлер қазіргі кезде ғылымға белгілі. Кейде кальдера орасан зор қопарылу әсерінен пайда болады. Кейіннен атқылау қайта басталса, кальдераның түбінде жаңа жанартау конусы түзіледі.

Жанартаулардың атқылау кезінде шығатын сұйық лава тау жыныстары жер бетінде ерекше бедер пішіндерді құрайды, бұл лаваның ағу бейімділігі (аққыштығы) мен оның құрамына байланысты. Өте қою және тұтқыр лава төскейдің жоғарғы жағында ақ қатып үлгереді. Ал лаваның тұтқырлығы өте жоғары болса, ол жанартаудың көмейінде-ақ қатады да, “лавалық бағана” немесе “лавалық бармақ” құрайды. Бұған Антил иініндегі Мартиника аралының Мон-Пеле жанартауы жатады. 1902 ж. 23 көкекте осы

жерде екі апта бойы жер сілкініп, күл, су буы, улы газдар көкке атқылады. 8 мамыр күні қопарылыс басталды. Тау басының тас-талқаны шығып, отты газ бұлтты мен лава бөлшектері төмен құлап, Сен-Пьер қаласын қиратып, 30 мың тұрғын құрбан болды. Бірнеше айдың ішінде жанартау өзегінен биіктігі жүздеген метрге жеткен бармаққа ұқсас лава күмбезі көтеріліп, онысы біраз жылдан кейін бұзылып бітті. Осындай сығылып көтерілу әрекетінен пайда болған жанартауларға Камчаткадағы Безымянный, Шивелуч, Аляскадағы Катмай жанартаулары жатады.

Базальтты лавалар, керісінше, ондаған км-ге созылған тасқындарды құрауы ықтимал. Мысалы, Гавай және Исландияда ұзындығы 60-70 км-ге жететін лава тасқындарының кездесуі ғажап емес.

Лавалық тасқындар қатая бере үстінен күйінді кабыршақпен қапалады. Егер қабыршақтың астынан қатпаған лава ағып шықса, онда лаваның ішінде *грот* немесе лавалық *үңгірлер* пайда болады. Үңгірлердің күмбез жағы қопарылып құлайтын болса, олар бедердің теріс пішіндеріне айналады. Осындай қуыстар мен теріс пішінді лавалық науалар (лавовые желоба) Камчатканың жанартау ландшафтарына тән.

Қатқан лава тасқыны беті ерекше бедер микропішіндерін түзеді: жақпартасты микропішіндер (глыбовый микрорельеф) және ішек тәріздес лава (кишкообразная лава). Жақпартасты микропішіндер қырлы немесе балқыған жақпартастардың ретсіз үйілуінен және көптеген үңгірлерден құрылады. Мұндай пішіндер лаваның құрамында газдың аса көп болуынан және тасқын температурасының төмен болғандығынан пайда болады. Ішек тәріздес лавалар, шынымен, өте зор ішектерді немесе бұратылып жатқан арқандарды көзге елестетеді. Мұндай көрініс температурасы жоғары лаваларға тән.

Газ лаваның арасынан атқылап шыққан кезде, оның бетінде кішкене шоқы тәрізді үйінділер қалыптасады. Мұндай бедерлерді *горнито* деп атайды. Атқыламай, бір қалыпта баяу шыққан газдарды *фумаролла* дейді. Одан бөлінген бірқатар заттар атмосфералық жағдайларда қоюланады да, газ шығып жатқан жердің айналасында шоғырланады. Жанартау атқылауының жарықшақты түрі Исландияда кең тараған. Мұнда

жанартаулардың жарықшақты тізбегі аралды оңтүстік-батыстан солтүстік-шығысқа дейін бөлген. Исландияның Үлкен грабені деген тектоникалық қазаншұңқырлар жер қойнауында терең тектоникалық жарылымдарымен ұштасқан. Осы тектоникалық жарылымды бойлап жер қойнауынан шыққан лава жан-жағына тарап, төңіректің барлығын түгел қамтыған. Лаваның жайылған аумағы – 565 км², көлемі – 12 км³. Орасан зор жарықтардан төгілу әрекеті геологиялық соңғы кезеңде Жаңа Зеландияның солтүстік аралдарында, Армения тауларында, Британиялық Колумбияда, Оңтүстік Патагонияда, Декан үстіртінде болған. Әр мезгілдегі лавалық тасқындар бірінің үстіне бірі қабаттасып, аумағы бірнеше ондаған және жүз мыңдаған шаршы км-ге дейін жететін тұтас үстірттерді қалыптастырған. Мысалы, Колумбия лавалық үстіртінің аумағы 500 мың шаршы км-ден артық, ал оның қалыңдығы – 1100-1800 м. Лава бұрын болған жер бетіндегі теріс бедер пішіндердің барлығын қамтып, биіктігі 400-1800 м-ге жеткен теп-тегіс үстіртті құрған.

Теңіз түбіндегі жанартаулар атқылаған кезде лаваның беткі қабаты судың әсерінен тез суиды. Оған қоса су қабатының едәуір гидростатикалық қысымы лаваның жарылу процесіне кедергі болады. Соның себептерінен су түбіне төгілген лавалар есебінен қалыптасқан эффузиялық тау жыныстары сырт пішіні шар тектес немесе көпшік тұрқылас шоғырларды құрайды. Әрбір шар тектес құрылымдардың ішкі құрылысы концентрлі болып келеді, ал олардың сыртқы бейнесі кеуек пішінді немесе шыны тектес қабатшамен қапталған.

Жер бетіне төгіліп шыққан лавалар ерекше бедер пішіндерін құрғаннан басқа, бұрыннан қалыптасқан бедер пішіндеріне де әсер етеді. Мысалы, лавалық тасқындар өзен аңғарларын бөгеп, оның бағытын өзгертуі ықтимал.

Эффузиялық магматизмнің бедер құрайтын рөлін айта отырып, жанартаулардың атқылау кезіндегі жер бетінің кенет өзгеріп кетуін де айту керек. Осыған байланысты қоршаған ортаның жалпы табиғат жағдайы да өзгереді. Мұндай өзгерістер эксплозиялық жанартаулар атқылаған кезінде өте көп болады. Мысалы, Зонд бұғазындағы Суматра мен Ява арасындағы Кракатау жанартауы 1883 ж. 26 тамызда атқылағанда аумағы 75

шаршы км шамасындағы аралдың үштен екі бөлігі жарылысқа ұшырап, күл-қоқысқа айналған, атқылау материалдары аспанға 16 км-ге дейін көтерілген. Оның орнында тереңдігі 270 м теңіз шығанағы пайда болған. Жанартаудың қопарылуынан теңізде биіктігі 300 м-ге жеткен *цунами* деген алып теңіз толқындары қалыптасып, соның кесірінен ондаған кемелер суға кеткен, Ява мен Суматра аралдардың жағалауында 37 мың адам қаза тапқан. Осыған ұқсас мысал Аляскадағы Катмай жанартауының 1912 жылғы атқылауы. Атқыламай тұрғанда таудың биіктігі 2286 м. дұрыс конус тәрізді болған, атқылағаннан кейін конустың шыңы қирап, көлденеңі 4 км және тереңдігі 1100 м кальдера пайда болған.

Жанартау аймақтарының да өзіне тән ерекше флювийлік бедер пішіндері қалыптасқан. Еріген сулар, сазды тасқындар, атмосфералық сулар жанартаулардың баурайларын шайып, радиалды жыра жүйесін құрайды. Оларды *барранкостар* деп атайды. Бұлар жанартау төбесінен радиалды таралған терең эрозиялық жыралар. Жалпы айтқанда, жанартаулы аймақтарда өзен торап-тарының бейнесі радиалды сипатымен ерекшеленеді.

Көптеген жанартау аймақтарында, жер бетіне дүркін-дүркін ыстық су мен бу атқылап тұратын көздер кездеседі. Оларды *гейзер* (ислан тілінде *geyser* - құйып кету) деп атайды. Жер қойнауындағы жарықты бойлап, температурасы 100°-қа дейін жеткен ыстық су тереңнен жоғары көтеріледі. Гейзердің көмейінен алдымен ыстық бу шоғырлары шығады, оған ілесе бірнеше ондаған метр биіктікке ыстық су атқылайды. Сонымен бірге қатты күркіреген дыбыс шығады. Олардың атқылау мерзімі өте тұрақты болып, бірнеше минуттан бірнеше сағатқа дейін жетеді. Ыстық су натрийдің, магнийдің, калийдің, кремнийдің тұздарын көптеп ерітеді. Арасан шыққан маңда бұлар судан шөгіп, қуыс-кеукті ізбесті не кремнийлі туфтар түзеді. Гейзерлер Камчаткада (гейзер аңғарлары), Исландияда, Солтүстік Америкада (Иеллоустон ұлттық паркі), Жаңа Зеландияда байқалады. Гейзердің ыстық суы үйлерді, жылыжайларды (тепицаларды) жылыту, электр қуатын алу үшін пайдаланылады.

Эффузиялық жанартау әрекеті дамыған аймақтарда жер бетінде денудациялық және қашаланған бедер пішіндері жиі

тарайды. Мысалы, қалың базальтты тасқындар мен жамылғылар салқындағаннан кейін атмосфералық агенттер әсерінен үгіліп, жарылып жеке-жеке бағаналарға айналады. Осындай тік бағыттағы, кейде көп қырлы бағаналар өзен немесе теңіз жағаларында толқын су әрекетінен тілімделіп керемет көріністерді елестетеді. Кейбір лавалық жамылғылардың үсті көпбұрышты бөлшектерге жарылып, көптеген полигоналды микропішіндер құрайды.

Жанартау бедері ұзақ уақыт үгілу әрекетінен, ең алдымен, пирокластикалық материал (кесек бөлшектер мен түйірлер) бұзылады. Одан кейін лавалық және басқа төзімді магмалық заттар экзогендік қашалу әрекетіне ұшырап бұзыла бастайды. Ең соңында, жанартау көмейінде кептеліп қалған тік бағандарға ұқсаған көмейтас (некк) сақталып қалады.

Мұхит түбінде, морфологиялық жағынан құрлық бетіндегі жанартаулық жарылымдарға ұқсаған суасты жанартаулары, жанартау қыраттары және басқа да жанартаулы ірі құрылымдар жиі тараған. Тынық мұхит түбіндегі оңашаланған суасты жанартауларын “*гайота*” деп атайды. Олар 250-2500 м тереңдіктегі өңірде байқалады. Кейбір ғалымдар гайоталарды кезінде су бетіне шығып тұрған жанартаулы аралдар қалдығы деп есептейді. Бұл ғалымдардың түсінігі бойынша, үшкір төбесін су бетіне жақын деңгейлердегі абразия әсерінен жоғалтқан бұл көне жанартаулар кейіннен төмен қарай лықсып кеткен деген тұжырымға келеді (О. еонтъев, Г. Рычагов, 1988).

Жанартаулардың жер бетінде таралуы және лайлы жанартаулар

Жанартаулар жер бетінде кең тараған. Құрлықтан басқа, жанартау пішіндері, жоғары айтылғандай, мұхит түбінде де бар. Кейінгі зерттеулердің мәліметтеріне қарағанда, тек Тынық мұхит ауқымында 3 мыңнан астам суасты жанартаулары кездеседі.

Жер үстінде жанартаулар біркелкі тарамай, белгілі бір зоналарға жинақталған. Осы белдеудің біреуі негізінен бойлық, меридиандық бағытта Солтүстік және Оңтүстік Американың батыс жағалауларында орын алған. Екінші зона Тынық мұхиттың

батыс жағалауындағы аралдық иіндерге шоғырланған. Жалпы айтқанда, Тынық мұхит шеңбері жұқа мұхиттың қыртысы мен құрлықтың қалың қыртысының жапсарын шектейді. Белдеудің мұхит жағындағы тереңдігі 7 км-ден 11 км-ге дейін жеткен терең науалар, ал құрлық жағында биік тау жоталары (Кордильер-Анды) немесе арал иіндері (Курил, Жапон, Филиппин, Тайвань) орналасқан. Осылардың пайда болуы мұхит пен құрлық жапсарында материкке қарай еңкіш құлап, Ожер мантиясына дейін жеткен терең тектоникалық жарылымдарға байланысты. Мұндай терең және көлбеу жатқан сейсмоактивті жарылымдарды 1938 ж. жапон сейсмологы К. Вадати ашқан. 1946 ж. совет ғалымы академик А. Н. Заварицкий осы жарылымдардың бойымен Тынық мұхиттың отты шығыршығы деген жанартау белдеуі орын тепкенін көрсетті. 1949 ж. америкалық сейсмолог Х. Беньофф бұның толық сипаттамасын берген. Қазір солардың құрметіне мұны Вадати-Беньофф-Заварицкий зонасы деп атайды. Осы тектоникалық жарылымдарды бойлап мұхиттық тақта (плита) төмен қарай құрлық астына ығысады. Сонда мантияға кірген мұхит қыртысы балқып, базальт құрамды магма береді. Сол магма жоғары қысымнан көтеріліп, жанартаулардың тізбегін құрайды.

Үшінші жанартау белдеуі – Жерорта теңізінен Индонезияға дейін созылған ендік бағыттағы белдеу. Бұл кайнозой эрасының соңында жойқын Альпі қатпарлану әрекетінен пайда болған. Қазіргі заманда тау қатпарлану процестері бәсеңдеген. Белдеудің орта шегіндегі Қарпат, Кавказ, Қарақорым тауларында жанартаулар сөнгенімен, оның батыс (Везувий, Этна) және Шығыс жағында (Кракатау, Тамбора т.б.) жанартаулар қазіргі заманға дейін атқылап тұр. Атлант белдеуін құрған, осы мұхиттың орталық жотасында орналасқан төртінші жанартау белдеуі бар. Мұнда тектоникалық жарылымдар бойымен тізелген жанартаулардың көбі су астында атқылайды.

Бойлық бағытта созылған Шығыс Африка жанартау белдеуі құрлықтық рифтер жүйесінің терең тектоникалық жарылымдарымен байланысты. Бұл белдеудің жанартаулары қазіргі заманда сөнген. Сондай-ақ сөнген жанартаулар Байкал ойпаңының

маңында және Қытайдағы Санганхэ аңғары мен Хинган тауларында кездеседі.

Жоғарыда сипатталған интрузиялық және эффузиялық магматизмдерден басқа лайлы вулканизм құбылыстарды да атап кеткен жөн. Бұл жер бетіне су буы шоғырлары мен газдар, кейде лаймен қоса тау жыныстары кесектерінің дүркін-дүркін атқылап шығу әрекетін лайлы вулканизм дейді. Егер лаймен бірге шығатын газ бен су мөлшері артығырақ болса, онда жердің бетінде “сальза” деген лайлы сумен толған көлшік тәрізді түтік (сифон) пайда болады. Осы түтіктен лайлы су дүркін-дүркін гуілдеп атқылап тұрады. Ал егер атқылаған заттардың құрамында лаймен бірге басқа да кесекті тау жыныстары басымдау болса, онда сальзаның орнында үйінділер жиналып, женттастардан (брекчиядан) құрылған лайлы төбешік пайда болады. Женттастардың құрамында сазды цементпен және карбонатты материалмен дәнекерленген, сүйір бұрышты, өңделмеген және іріктелмеген әр түрлі тау жыныстарының түйірлері болады. Лайлы жанартаулардың көмейі (жерло) жер қойнауымен ұштасып, жер бетінде кіші-гірім, яғни диаметрі ондаған сантиметрден бірнеше метрге дейін жететін жанартау көзелігін (кратерді) құрайды. Лайлы төбешіктердің биіктігі 1-2 метрден оншақты метрге, диаметрі 20-30 м дейін жетеді. Кейде лаймен бірге мұнай белгілері де шығады. Жер қойнауында көмірсутекті газдар шоғырланса, солардың қысымынан лай жанартауының құрылымы қопарылып, баршасы да жоғары атқылауы ықтимал. Бірақ мұндай құбылыстар сирек кездеседі.

Лайлы жанартаулардың пайда болуы қазіргі кезге дейін айқын анықталған жоқ. Бұл туралы зерттеу жұмыстары әлі жүргізілуде.

Дегенмен, бұлардың көбі тектоникалық жарылымдар бойына тізбектеле орналасады. Алғашқы зерттеу кездерінде лайлы жанартаулар магмалық ошақтармен байланысты деп есептелген. Бірақ белгілі орыс ғалымы И. М. Губкин лайлы жанартаулар негізінде көптеген мұнай-газ кендері дамыған аймақтарда, яғни Апшерон, Батыс Түркменстан түбектерінде, Сахалин аралында орын тепкен дейді. Ендеше, олар генезисі тұрғысынан мұнай

мен газ кендерімен байланысты деп тұжырымдаған. Кейін осы көзқарасты көптеген ғалымдар дәлелдеді.

Лайлы жанартаулар пайда болу үшін газ, су, жұқа дисперсиялы сазды материал және түтік рөлін атқаратын жер қойнауындағы тектоникалық жарылымдар болуы шарт. Ал мұндай қосалқы факторлар мұнай мен газ дамыған аймақтарда ғана болады. Сондықтан қазіргі кезде лайлы жанартауларды, мұнайлы және газды кен орындарын іздестірудегі болжау белгісі деп санауға болады.

Біздің елімізде лайлы жанартаулар Каспийдің солтүстік-шығыс жағалауындағы Бозащы түбегінде және Қолтық шығанағының Қайдақ сорының бетінде кең дамыған.

14. Сақиналы құрылымдар

Сақиналы құрылымдар (кольцевые структуры) жаратылысына қарай екі түрге бөлінеді: плутонды, яғни магма әсерінен қалыптасқан интрузиялық шоғырлар немесе денудациялық әсерінен қашаланған жанартаулар (отпрепарированные вулканы) және жасынтастардың (метеориттердің) жер бетіне құлауы әсерінен пайда болған құрылымдар.

1966 ж. Г. З. Попованың “Қазақстанның қатпарлы аймақтарының шеңберлі және сызықты морфоқұрылымдары” (“Кольцевые и линейные морфоструктуры казахстанской складчатой страны”) деген монографиясы жарыққа шықты. Бұл еңбекте Сарыарқа территориясындағы планда дөңгелек немесе сопақ пішінді интрузиялық құрылымдарға алғашқы рет талдау берілген. Жанартаутекті сақиналы құрылымдарды көне римдіктердің жерасты күдіретінің атына ұқсас “Плутон” деп атап кеткен. Қазіргі кезде Орталық Қазақстан аумағында Бурабай, Машанск, Сарысу, Екібастұз және т.б. жанартаутекті сақиналы морфоқұрылымдар анықталған. Олар бір-бірінен геологиялық құрылыстарымен, морфометриялық және морфологиялық көрсеткіштерімен жер бетінде айқын ажыратылады.

Мөлшері жағынан плутонды сақиналы құрылымдар әр түрлі болады. Зор көлемді сақиналы морфоқұрылымдар екінші, үшінші, төртінші, бесінші және одан да жоғары кіші морфоқұ-

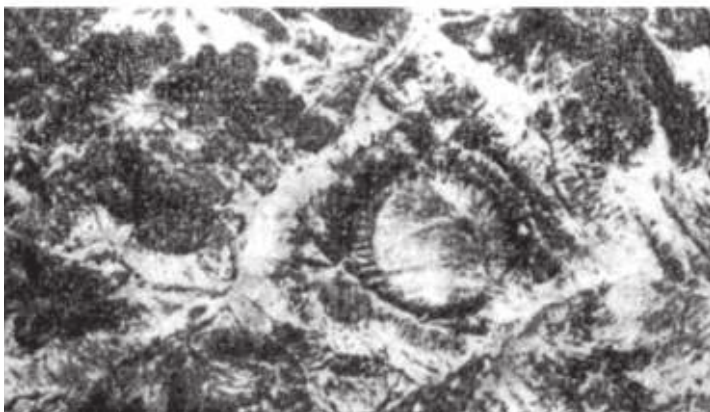
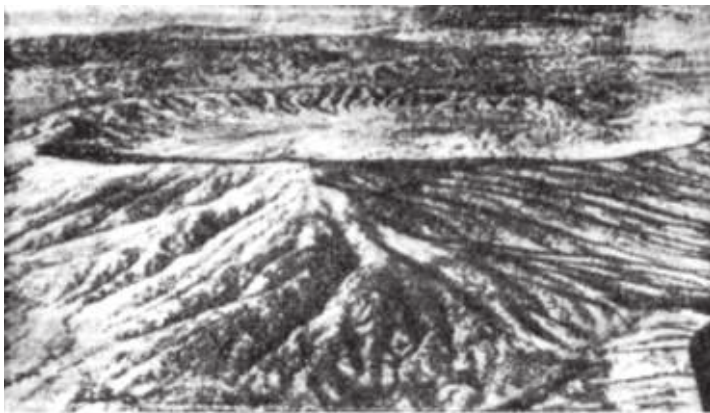
рылымдармен күрделенеді. Олардың көлденеңі 10 км-ден 1000 км-ге дейін және одан да жоғары. Г. З. Попованың айтуынша, осындай концентрлі морфоқұрылымдар литосфераның тектоникалық-магмалық режимінің оралымды (циклды) өзгеруі жағдайында дамыған.

Жанартаутекті сақиналы құрылымдармен қатар, жер бетінде космогендік факторлардың әсерінен пайда болған метеориттік кратерлер – астроблемалар жатады. «Астроблема» грек тілінен аударғанда «жұлдыз жаралары» деген сөзді білдіреді. Мұндай бедер пішіндері жасынтастардың (метеориттердің) жер бетіне құлауы кезінде түзіледі. Астроблемалар немесе метеориттік кратерлер әр аумақтағы және әр жастағы сақиналы құрылымдар түрінде болады. Жер бетіндегі 5000-нан астам сақиналы құрылымдарды ғалымдар метеориттік кратерлерге жатқызады. Қазіргі уақыттағы мәліметтер бойынша, шамамен 150 жуық метеориттік кратерлер толық белгіленген. Олар жер бетінде әркелкі таралған. Солтүстік Америкада олардың саны – 62, Еуропада – 30, Азияда – 26, Африкада – 16, Австралияда – 8, Оңтүстік Америкада – 5. ТМД аумағында әр түрлі сақталған 29 метеориттік кратер зерттелген. Қазақстанда белгілі космогендік сақиналы құрылымдарға Балқаш көлінің солтүстік-батысында Баяулысай және Алтай өзенінің аралығында орналасқан Шұнақ (33-сурет) және Солтүстік Арал маңындағы Жаманшын метеориттік құрылымдары жатады.

Бұрын ғалымдар Шұнақ сақиналы құрылымды ежелгі қашаланып өңделген жанартау (отпрепарированный вулкан) деп санаған. 1977 жылы бұрғыланған ұңғымалардан алынған тасбағанды (кернді) мұқият зерттегеннен кейін бұл құрылым жанартау емес, метеориттік кратер екендігін Қазақстан геологы Б. С. Зейлик дәлелдеп шықты. Осы метеориттік кратердің үстінде теріс магниттік аномалия байқалған. Сонымен қатар мұнда аллогенді брекчиялар да кездеседі. Олар әр дәрежеде соғылып жарылған және өзгерілген жергілікті тау жыныстары сынықтарынан тұратын импактиттер.

Сақиналық құрылымдар дөңгелек немесе сопақ пішінді болып келеді, олардың диаметрі бірнеше метрден 100 км-ге дейін және одан да жоғары болады (Шұнақ құрылымының

көлденендігі 0,32 км, Жаманшын құрылымының көлденендігі – 5 км). Сонымен қатар олар күрделі морфологиялық сипатымен ерекшеленеді. Геологиялық жастары әр түрлі: төрттік кезеңнен 200 млн жылға дейін. Мәселен, Шұнақ сақиналы құрылымының жасы – миоцен, ал Жаманшын құрылымының жасы 0,69-0,85 млн жылдар шамасында.



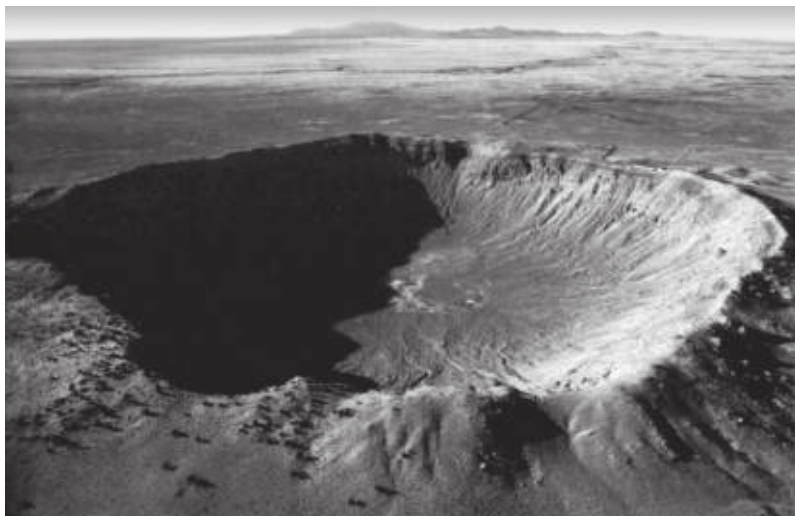
33-сурет. Қазақстандағы Шұнақ сақиналы құрылымның әуеден түсірілген суреті.

Қазақстан геологы Б. С. Зейлик метеориттік құрылымдарға Мексика шығанағын, Охот және Беринг теңіздерін жатқызады. Дүние жүзіне белгілі жасын-тастық кратері Солтүстік Американың, Аризона штатынан кездеседі (34-сурет). Аризона көзелігінің (кратерінің) диаметрі – 1,2 км, максималды тереңдігі

– 180 м, айналасында қопарылыс сынықтарынан түзілген салыстырмалы биіктігі 30-65 м сақиналы белестермен қоршалған дөңгелек пішіндес ойпаң.

Плутондық сақиналы құрылымдар ұзақ уақыт денудациялық процестерге ұшырап мүжілген жанартаулардың өзінен немесе интрузиялық (негізінде гранитты массивтерінен құралған) тау жыныстарынан тұрады.

Сақиналы құрылымдарды зерттеудің ғылыми ғана емес, практикалық мағынасы да зор. Осы геологиялық құрылымдарына әр түрлі кен орындары байланысты. Алмалы, Ақтоғай, Бөрлі, Саяқ және т.б. белгілі кен орындары сақиналы құрылымдарға жатады. Сақиналы құрылымдармен Қазақстанның алмас кен орындарын байланыстырады.

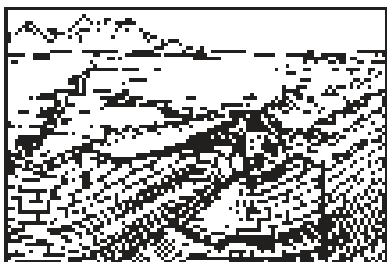


34-сурет. Жасынтастық (метеориттік) кратер. Солтүстік Американың, Аризона штаты (Michael Collies).

Жер бедерін одан әрі зерттеуде ғарыш мәліметтерін пайдалана отырып, жер бетінің сақиналы морфоқұрылымдарын анықтау және қазба байлықтарын іздестіру болашақтағы іс болып табылады. Сақиналы құрылымдар барлық күн жүйесінің планеталарына тән.

15. Бедер түзілуіндегі жер сілкіністерінің рөлі

Жер сілкінуі деп жер қойнауының потенциалдық энергияларының кездейсоқ, кенеттен босанып шығуын және қазіргі тектоника процестерге байланысты жер бетінің тербелуін, жойқын шайқалуын айтады. Тектоникалық процестерге байланысты қуатты кернеулер жердің астында ондаған, жүздеген жылдар бойы жиналады. Сол қуаттардың босап шығуы, жер сілкіну ошақтарындағы тау жыныстарының тектоникалық бұзылысына және ошақтар маңындағы қайтымды деформацияларға байланысты. Қайтымды деформациялар серпінді тербелу күйінде тарайды. Сөйтіп жердің тереңдіктерінде үнемі кернеулер жиналып, олар тау жыныстарының беріктік шегіне жеткен кезде жарылу пайда болады, потенциалдық қуат (энергия) кинетикалық қуатқа ауысып, кернеулер бәсеңдейді, ал жер қойнауынан босаған қуат серпінді толқындар түрінде тектоникалық жарылымдар бойымен жер сілкініс ошақтарынан жан-жаққа тарап, жер бетіне дейін жетіп, жерасты дүмпуі немесе жер бетінің тербелуі түрінде сезіледі. Негізгі жерасты дүмпуімен қатар, алдын ала дүмпулер – форшоқтар (ағылш. “фор” – алдыңғы, “шок” – соққы) және кейінгі – афтершоқтар (ағылш. “афтер” – соңғы, кейінгі) дүмпулер болады. Осылайша, әрбір жер сілкінісі серпінді энергиялардың босануынан пайда болады. Бұл жағдайда бір-біріне қатысты жер қыртысының блоктары жыртылу жігі бойымен бірден ауысады



35-сурет. Жер сілкінудің әсерінен жер бетінің өзгерілуі (геологиялық сөздік, Пекин, 1983).

(35-сурет). Ал серпінді толқындар кума (P), көлденең (S) және үстіңгі (L) толқындарға бөлінеді.

Басқа эндогендік факторларға карағанда, жер сілкінісі жер бедерінің қалыптасуында айрықша рөл атқарады. Жер сілкінісінің геоморфологиялық белгісі тектоникалық жарылымдардың жер бетінде сейсмикалық жік (сейсмошов) түрінде пайда болуымен сипатталады. Жер қыртысының блоктары тік бағытта және жазық бағытта ауысуынан, кейде тіпті иілім деформациясының қалыптасуынан көрінеді. Мысалы, 1931 жылы Қытай Халық Республикасының батыс бөлігіндегі Шынжан өлкесінің Фуюн аймағы маңында болған жер сілкінісі кезінде жерасты дүмпуінің нәтижесінде жердің бетінде көптеген жарықтар пайда болған. Олардың кейбіреулерінің ұзындығы жүздеген метрден бірнеше километрге дейін жетіп, көптеген төбелер мен аңғарларды қиып өткен. Жарық бойымен жылжып кеткен массалардың тік бағыттағы амплитудасы 1,4 метрге дейін, жазық бағыттағы ығысуы 14 метрге дейін жеткен.

Ал Ашхабад жер сілкінісі кезінде блоктардың тік бағыттағы ауысу амплитудасы 1 метр болған. 1911 жылғы жер сілкінісі әсерінен Верный (Алматы) қала-сының көшесінде әр бағытта созылған жарықтар пайда болған (36-сурет).

Сонымен қатар көтерілген блоктардың қыр бөліктерінде ұзыннан-ұзаққа созылып жатқан біршама тік құлаған кертпештер де кездеседі. Мұндай сейсмикалық-тектоникалық кертпештер жарылымның жыртылу жігінің созылу бағытына параллель қалыптасады, кертпештердің биіктігі белгілі дәрежеде блоктардың тік бағыттағы орын ауысу мөлшерін сипаттайды. Қырғызстандағы 1885 ж. Беловодский жер сілкінуі кезінде жер қыртысы блоктарының тік бағытта жылжуы нәтижесінде жер бетінде биіктігі 2,5 метрге жететін кертпештер мен төбешіктер түзілген. Фуюн жер сілкінісінен кейін 140 км-ге созылып жатқан, тектоникалық жарылымдар бойында қалыптасқан кертпештердің биіктігі 1 метрден 10 метрге дейін жеткен. Португалияның Лиссабон қаласында 1775 ж. жер сілкінісі болған кезде теңіз жағалауында орналасқан қаланың бір бөлігін тез арада су алып кетіп, оның орнына тереңдігі 200 метрге дейін жететін шығанақ пайда болған. Жапонияда 1923 ж. жер сілкінісінен То-

кио қаласынан оңтүстікте жатқан Сагами шығанағының бір бөлігі (150 км² аймақ жер) бірден 200-250 м биіктікке көтеріліп, басқа бөлігі 150-200 метрге төмен түсіп кеткен.

Жер сілкінгеннен кейін көп жағдайда жер бетінде опырық, яғни грабен тектес тектоникалық құрылым пайда болады. Жер бетінде олар әр мөлшердегі ойпаң түрінде түзілетін пішіндер. 1957 ж Гоби-Алтай жер сілкінісі болған аймақтарда ұзындығы 2,7 километр, ені 800 метр грабен түзілді. Оның жыртылу жігі бойындағы қозғалыс амплитудасы 4 метрге жеткен. Түзілген кертпештердің ұзындығы 500 километрге дейін созылып, үңірейген жарықтарының ені 20 метрге, кейбір жерлерде 60 метрге жеткен. Қара-Ертіс өзенінің бастауындағы аймақтарда тереңдігі 14 метрге жеткен грабендер Фуюн жер сілкінісінен кейін пайда болған. 1962 ж. Байкал маңында болған жер сілкінуден кейін аумағы 260 километрге жеткен Селенга атырауының солтүстік-шығысындағы едәуір бөлігі кенет құлдырай құлап, оның орнына тереңдігі 8 метрге жеткен Провал шығанағы қалыптасқан. 1976 ж. Қытай халқы қуаты Рихтер шкаласы бойынша 8 баллға сәйкес келетін өте ауалды жер сілкінісін басынан өткерді. Оның сырткіндігі (эпицентрі) Қытай астанасы Пекиннен шығысқа қарай небары 150 километр жерде, Солтүстік Қытайдың халқы қалың орналасқан аймағында болған. Бұл жер сілкінісінің зардабы бүкіл әлем халқының зәресін алып, жандарын түршіктірді. 242000 адам бірден қаза тапты, Таншан қаласы тұтасымен қирап, жердің бетінде көптеген жарықшақтар пайда болды.

1556 ж. қаңтардың 23 күні Шэньси өлкесінде Хуасянь жойқын жер сілкінісі болды. Оның эпицентрі Сиань қаласының шығысында 70 километр қашықтықта лесс топырағы кең тараған жерде болды. Қытай құжаттарында сол жер сілкінісі салдарынан шамамен 830 мың адам құрбан болды деп жазылған. Кейде жер сілкінісі әсерінен жер бетінде ерекше бедер пішіндері пайда болады. 1887 ж. Мексиканың солтүстігінде тектоникалық лықсу нәтижесінде биіктігі 7 м-ге жететін төбешік тізбектері қалыптасты, ал Индиядағы Ассам жер сілкінісі кезінде теңіздің бетінде жаңа аралдар пайда болып, олардың біреуінің ұзындығы 150 метрге, ал ені 25 метрге жеткен. Кейбір жерлерде жер сілкінісінен түзілген жарықтар жігінен су көтеріліп, олар

жер бетіне құм мен саз үйінділерін қалыптастырған. Соның нәтижесінде биіктігі 1-1,5 метрлік үйме сазды конус тізбектері түзілген. Сонымен қатар жер бетінде иілім тәрізді деформациялар да болады. 1892 ж. Жапонияда жер сілкінген уақытта жердің бетінде биіктігі 30 см, ұзындығы 3-10 метрге жететін белестер пайда болған.

Жер сілкіну әсерінен қоздырылған кейбір табиғат құбылыстары өте маңызды бедер түзілу рөлін атқарады. Жерасты қатты тербелістерінің әсерінен тауларда құламалы тік жарлар, өзен және теңіз жағаларындағы опырылмалар, сусымалы түзілімдер, ал ылғалды жерлерде – жылжымалар мен топырақ қалқымалары қалыптасады. Осы сияқты Тәжікстандағы (1949 ж.) Хант ауылының маңында жер сілкіну нәтижесінде ірі опырылмалар мен сусымалы тас шөгінділері пайда болды, ал ауыл тұрғындарының үйлері түгелімен дерлік көшкіннің астында қалған. Аса үлкен опырылмалы құбылыс 1911 жылғы Памирдегі жерсілкінісі кезінде болды. Опырылған тау жыныстары Мургаб өзенінің аңғарына қопарыла құлап, ені шамамен 5 километрге, биіктігі 600 метрге жететін бөгет құрды. Осының салдарынан ұзындығы 60 км, тереңдігі 500 м Сарез көлі пайда болған. Осындай үлкен бөгеттің түзілуі Кавказдағы Баксан өзенінің бастауында да бар. 1887 ж. Верный жер сілкінісінен кейін Іле



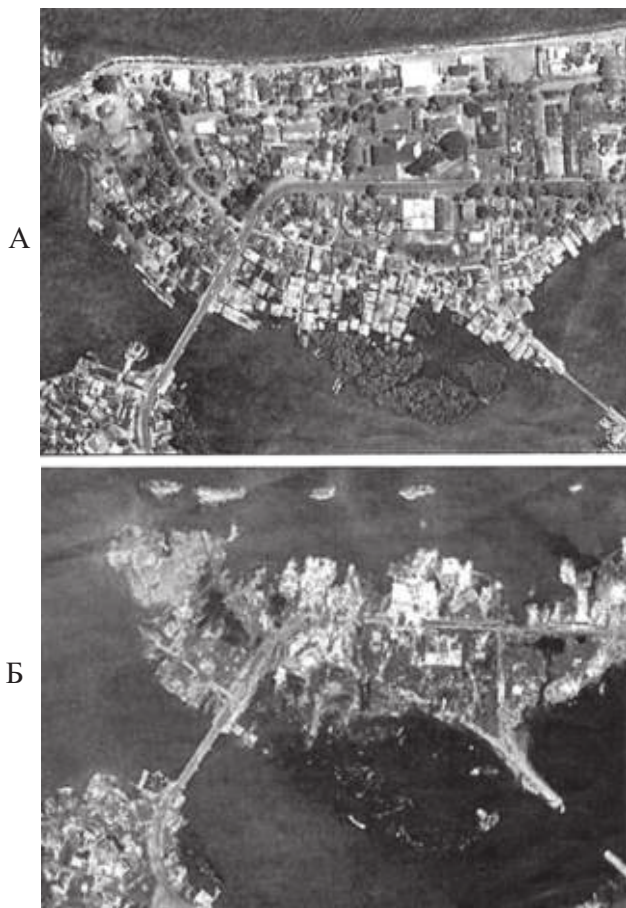
36-сурет. 1911 жылғы жер сілкінісі әсерінен Верный (Алматы) көшесінде пайда болған жарықтар.

Алатауының солтүстік баурайларындағы опырылмалы, жылжымалы және сусымалы тас шөгінділер кеңінен етек алды. Мысалы, Ақсай өзенінің бастауындағы сусымалы тас шөгінділер осы уақытқа дейін сақталған. Тау беткейлерінің етегінде және өзен аңғарларында жиналған борпылдақ материал жоғарыда айтылған процестердің әсерінен селдің басталуына себепші болды. Аңғарлар бойымен селдер төмен қарай ағып, орасан зор бүліншілікке ұшыратты, сөйтіп таудан шығар жерінде тау етегінде ірі аумақты ысырынды конустарды қалыптастырды.

Жарылым зоналары жер қыртысының көп майдаланған және икемделген белдеуі болғандықтан, жерасты сулары осы жарылымдар бойымен жер бетіне шығып, қайнар бұлақтардың көздерін ашады. Кейде тектоникалық жарылымдар бойында құрылған бедер пішіндері планда солардың қалыптасқан бағытына орай орналасады. Ошақтары теңіздерде болатын жер сілкіністері бедердің өзгеруінде айрықша рөл атқарады. Оларды кейде теңіз сілкіністері деп те атайды. Мұхит түбіндегі жер сілкіністерінен кейін мұхит бетінде биіктігі ондаған метрге жететін *цунами* деген теңіз толқындары пайда болады. Ашық мұхит немесе теңіз аймағында қалыптасқан цунамидің биіктігі 2-3 м-ден аспағанымен, олардың таралу жылдамдығы мен толқын ұзындығы және биіктігі біршама жоғары көрсеткіштермен сипатталады. Мәселен, цунами жылдамдығын реактивті самолеттің (ұшақтың) жылдамдығымен (сағатына 800 километрге дейін) салыстыруға болады, ал толқындар биіктігі жағалауларға жақындаған сайын еселене арта түсіп, кейде ондаған метрге дейін, ұзындығы 200-300 километрге дейін жетеді.

1952 жылдың қараша айында Курил аралдары жағалауларын шайып кеткен цунами күні бүгінге дейін жергілікті тұрғындардың есінде. Цунами толқындарының қалыптасуына себепші болған Оңтүстік Камчатка жағалауынан 150-200 километрден қашықтықтағы Тынық мұхит алабында қарашаның 5 күні болып өткен, қуаты 7 баллдық жер сілкінісі болатын. Жер сілкінісі ошағының үстінде пайда болған толқын, түн ортасында Курил аралдарының жағаларына келіп жетті. Бұл толқындар әсіресе Парамушир аралында орналасқан Солтүстік-Курил мекеніне орасан зор зиян келтірді. Жағалаудағы жер бедерлерінің өзгеруіне

де елеулі әсерін тигізді. Сондай-ақ 2004 жылы желтоқсан айының 26 күнгі Үнді мұхит түбіндегі жер сілкінісінен кейін пайда болған алып толқын құрлық жағалауының морфологиясын түгел өзгертіп, көптеген аралдар шайылып, су астына кеткен (37-сурет).



37-сурет. А. Алып толқыннан (цунамидан) бұрын Үнді мұхитындағы аралдың көрінісі. Б. Алып толқыннан (цунамидан) кейінгі көрінісі. 3 ақпан 2005 ж.

2011 жылдың 11 наурыз күні эпицентрі Жапонияның шығыс жағалауынан 120 км арақашықтықта орналасқан теңіз түбінде Рихтер шкаласының көрсеткіштері бойынша 8-9 балды жер сілкінісі болды. Содан пайда болған биіктігі 10 метрден аса

цунами толқындары Жапонияның халық тығыз қоныстанған шығыс жағалауына дереу жетіп, елді мекендер, көліктер, кемелер, қала ғимараттары қирап, су астында қалған. Сұрапыл апат Токиоға жақын жердегі мұнай және басқада өндіріс кәсіпорындарында өрттің шығуына және Фукусима атом электр станциясын бұзып, радиоактивтік элементтердің жан-жаққа тарауына себепші болды.

00 Жер сілкінісі жанартау сияқты жер бетінде әркелкі тараған. Ең алдымен Гибралтардан бастап ендік бойымен Малазия архипелагына дейін созылған жерортатеңіздік (Альпі-Гималай) қатпарлы зона жоғары сейсмикалық белсенділігімен сипатталады. Бұл зона, атап айтқанда, Пиреней, Аппенин, Балкан, Альпі, Карпат, Қырым, Кавказ, Копетдаг, Памир, Иран, Ауғанстан таулы өлкелерін, Гималай, Бирма, Индонезия таулы жерлерін қамтиды. Жалпы жер сілкіністері ошақтарының 21%-ы осы зонада орналасқан. Олардың басым көпшілігі тектоникалық жарылымдар бойымен жер қыртысы блоктарының жылжу әрекеттеріне тығыз байланысты. Тынық мұхиттың шеткі жағалау зонасын, Оңтүстік және Солтүстік Американың батыс жағалауын, Антил, Алеут, Аляска, Камчатка, Курил, Гавай аралдарын, Жаңа Зеландияны – жалпы алғанда, Тынық мұхит жағаларын түгел қамтиды. Бүкіл жер шарында болатын күшті жер сілкіністерінің алтыдан бес бөлігі немесе барлық жер сілкіністерінің 68%-ы осы зонада байқалады. Олардың көпшілігі терең фокусты сілкіністер болып келеді.

Жер сілкіну әрекеттері жоғарыда аталған сейсмикалық қос зонадан басқа да жеке аймақтарда, яғни Тянь-Шаньда, Монғолия мен Қытайдың таулы аймақтарында, Байкал маңында, Шығыс Африканың рифтері бойында, Орта Атлант жоталары бойында және тағы басқа аймақтарда кездеседі.

Осы жер сілкіністерінің географиялық таралуы жер бетінде біркелкі болмайтындығы кездейсоқ оқиға емес. Оның себебі, жер қыртысының жеке аудандарының геологиялық даму тарихының өзіндік ерекшеліктеріне тығыз байланысты. Жалпы айтқанда, жер сілкіну әрекеттері қозғалмалы зоналарда жиі байқалады.

Мұндай аймақтардың қатарына ең жас қатпарлы тау жоталарын, ортамұхит-тық жоталар мен рифтік зоналарды, мате-

риктер мен мұхиттардың шекарасын қамтитын тектоникалық жарылымдарды жатқызуға болады. Егер жанартау және жер сілкіну қарталарын салыстыратын болсақ, жер сілкіну зоналары жанартау таралу, әсіресе сөнбеген жанартау зоналарына сәйкес келеді. Мұның барлығы тек жай географиялық сәйкестік ғана емес. Бұл жердің ішкі күштер әрекеттерінің, яғни жерсілкіну, жанартау атқылау, неотектоникалық әрекеттерінің пайда болу себептерінің ортақтығын немесе сәйкестігін және жер қойнауында тоқтаусыз жүріп жатқан геодинамикалық әрекеттердің тығыз байланыстылығын көрсетеді. Сондықтан жер сілкіну мен жанартау жиі тараған зоналар, әдетте, қарқынды неотектоникалық қозғалыстар аймақтарында ұшырасады.

Жоғарыда айтылғандардың бәрі жер сілкінуді қадағалап зерттеп, соның нәтижесінде оларды алдын ала болжаудың адамзатқа қаншалықты маңызды мәселе екенін көрсетеді.

16. Жер қыртысының құрылысы және бедердің планеталық пішіндері

Жоғарыда айтылғандай, эндогендік үдерістердің әсерінен бедердің мега-, макро- және мезопішіндері қалыптасады. Сонымен қатар бедердің аса ірі пішіндері – планеталық пішіндер, жердің ішкі күштерінің әсерінен пайда болып, олар жер қыртысының әр түрлі екендігінің негізі болып саналады.

Жер қыртысы дегеніміз – литосфераның беткі бөлігін құрайтын төменгі жапсары Мохорович деңгейімен шектелген, жер планетасының ең үстінгі қабаты. Жер қыртысы жазық бағытта да, көлденең бағытта да біркелкі емес. Геофизикалық зерттеулер арқылы, сондай-ақ терең сейсмикалық зондылау жұмыстарының нәтижесінде мұнда жоғарыдан төмен қарай үш түрлі қабаттарды, яғни шөгінді, гранитті және базальтты қабатты даралауға болады; бұл қабаттардың даралану принципі олар арқылы өткен серпінді толқындар жылдамдығының айтарлықтай өзгерістерге ұшырайтындығына, яғни олардың тереңдеген сайын арта түсетіндігіне негізделген. Жер қыртысы құрылысының жазық бағыттағы әркелкелігі құрлықтық (континенттік) және мұхиттық қыртыстардың айтарлықтай айырмашылықтарынан туындайды.

Құрлықтарға (континенттерге) тән жер қыртысының қалыңдығы орта есеппен 30-40 км шамасында, кейбір жерлерде, әсіресе таулы аймақтарда бұл көрсеткіш 70 км-ге дейін жетуі ықтимал. Құрлықтық қыртыс құрамында жоғарыда сөз болған үш түрлі қабаттың үшеуі де кездеседі. Жоғарғы қабат – шөгінді қабат (тығыздығы 1,8-2,5 г/см³). Ол алуан құрамды, әр жасты және қатпарлану дәрежесі де әр түрлі шөгінді тау жыныстарынан тұрады. Оның қалыңдығы – 0-метрден 20 км-ге дейін. Екінші қабат – көбінесе қышқыл тау жыныстардан құралған ішкі құрылымы мен құрамы жағынан гранитке жақын “гранитті қабат”. “Гранитті қабаттың” тығыздығы 2,5-2,75 г/см³, қалыңдығы биік жас таулар астында 30 км-ден, жазық жерлерінде 15-20 км-ден асады. Бұл тау жыныстары негізінен әр түрлі деңгейлерде пайда болған магма балқымаларының жер бетіне жетіп үлгермей-ақ қатып қалуы нәтижесінде қалыптасқан. “Гранитті қабаттың” астында “базальтты қабат” бар, ол шартты түрде белгіленген. Демек, осы қабаттан өткен сейсмикалық толқындар жылдамдығы базальттан және базальтқа жақын тау жыныстарынан өткен толқындар жылдамдығына ұқсас. Мысалы, лабораториялық зерттеу нәтижелері бойынша граниттердегі сейсмикалық қума толқындардың өту жылдамдығы 5-6 км/сек болса, базальттарда 6,5-7 км/сек екендігі анықталған. “Базальтты қабаттың” тығыздығы 2,75-3,00 г/см³, бұл мантия есебінен қалыптасқан біршама салмақты тау жыныстары. Құрлықта “базальтты қабаттың” шын құрамы осы уақытқа дейін белгісіз. Оның қалыңдығы 15-20 км. Жер қыртысының құрлықтық түріне жер бетіндегі материктер сәйкес келеді. Континенттер - жердің геологиялық даму барысында оның сыртқы қабаттарының физикалық-химиялық және гравитациялық жіктелуі нәтижесінде қалыптасқан күрделі құрамды өте ірі гетеротекті денелер. Континенттер екі ірі-ірі морфоқұрылым болмысына – платформаларға және қозғалмалы белдеулерге (геосинклиндерге) жіктеледі. Платформалар салғырт тектоникалық режиммен сипатталатын континентте өңірінің басты құрылымды элементтерінің бірі. Олардың аумағы миллиондаған шаршы километрмен өлшенеді, көлденең қимасы бір-бірінен анық ерекшеленетін екі түрлі құрылымдық қабаттан – іргетастан және платформалық

жамылғысынан тұрады. Платформалық жамылғы қабаттың көмкерілген тұстарын тақта (плита) деп атайды. Олар жер бетінде кең ауқымды аккумуляциялық жазықтар немесе үстірттер түрінде көрініс береді. Ал, платформаның жер бетіне шыққан іргетасын қалқандар деп атайды. Мысалы, Еуропа платформасының Балтық және Украин қалқандары, Сібір платформасының Алдан қалқаны бар және т.б. Қалқан аймақтарында көне қатпарлы қыраттар мен денудацияланған жазықтар (пенеплендер) кең дамыған. Орталық Қазақстандағы Қазақтың қатпарлы өлкесі жер бетінде Сарыарқаның ұсақ шоқылары мен денудацияланған жазықтар түрінде көрініс береді.

Континенттердің қозғалмалы зоналарында континентаралық қозғалмалы зоналар мен континент ішіндегі эпиплатформалық қозғалмалы зоналар орын тепкен. Континентаралық қозғалмалы зоналар өте ауқымды да қарқынды тектоникалық қозғалыстармен, сейсмикалық қарқындылығының биік дәрежесімен, қатпарлар мен айырылымды құрылымдарының жаппай етек алуымен ерекшеленеді. Жер бетінде мұндай зоналардың орнында биік-биік тау жоталарының жүйелері пайда болды. Ал, континентаралық эпиплатформалық орогенді белдеулер де жоғары бағытталған қозғалыстардың басымды рөлімен, қатпарлы-жақпарлы таулы аймақтың түзілуімен сипатталады.

Жер қыртысының құрлықтық түрі құрлықпен шектелмей, теңіз астындағы материктің шетін де қамтиды. Теңіз астындағы жер қыртысы су астындағы құрлықтың шетінде материктік қайраңға (шелфке), материктік беткейге (материковый склон) және материктік етекке жіктеледі (38-сурет).

Материктік қайраң (шельф) құрлыққа жалғасқан, теңіз (мұхит) суымен шайылып жатқан теңіздің (мұхиттың) тайыз шеті. Бұл өңірдегі суасты жазықтығының еңістену дәрежесі өте нашар – ондаған градустан аспайды, оның беті кейде тегіс, бірақ көп бөлігі барынша кедір-бұдыр болып келуі ықтимал. Ені нөлден 1500 км-ге дейін ауытқиды, мысалы, Солтүстік мұзды Мұхит жағалауларында қайраңның ені 800-1000 км-ге жетеді, алайда бұл өлшемнің орталық көрсеткіші 70-80 км, ал тереңдігі 20 м-ден 550 м-ге дейін жетеді (әдетте 200 м шама-



38-сурет. Атлант мұхитының түбіндегі Солтүстік Америка материгінің шеті: материктік қайраң (шельф), каньондармен тілімделген материктік беткей, материктік етек (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988).

сында). Материктік қайраңның жер шарындағы бүкіл ауданы – 28 млн км², бұл әлемдік мұхит ауқымының 8%-ы. Материктік қайраң ішкі және сыртқы болып екі түрге бөлінеді. Қайраңның ішкі бөлігі жағалау сызығына жапсарлас орналасқан жазықтар жиынтығы. Материктің сыртқы қайраңы деп ашық теңіз алабынан қайраңның шеті деп аталатын суасты кертпеші арқылы дараланатын қайраңның сыртқы бөлігін атайды. Бұл өңірдегі суасты жазықтығының беті кедір-бұдыр болып келеді. Осыған орай материктік қайраңның бет-бедері мен тереңдік көрсеткіштері өзгермелі болады.

Материктік беткей (материковый склон) қайраң қабағынан төмен қарай 2000-2500 (кейде 3000) метрге дейін құлайды. Бұл материктің мұхитқа ауысу белдеміне тән жер бедерінің ірі элементтерінің бірі. Беткей еңістігінің орта шамасы 5-7°, кейде 15-20°-тан астам болады. Кейбір жағдайда материктік беткейдің беті тектоникалық жарылымдар мен бөлшектену себебінен сатыланып тұрады да, оның үсті тік жарлы суасты шатқалдармен тілімделеді. Осы шатқалдардың сағасында ірі-ірі аккумуляциялық пішіндер – ысырынды конустар байқалады.

Материктік етек (материковое подножие) – материк беткейі мен мұхит түбінің шегіндегі ені жүздеген км-ге, тереңдігі 2000-3000 метрден 3500-4500 км-ге дейін жететін беті тегіс немесе шамалы ғана бұйратталған жазықтық.

Мұхиттарға тән жер қыртысы континенттік қыртыспен салыстырғанда тек қана шөгінді және базальтты қабаттардан тұрады, мұнда гранитті қабат мүлдем болмайды. Мұхит түбіндегі шөгінді қабаттың қалыңдығы да бірнеше км-ден аспайды және олар көбінесе қатайып үлгермеген борпылдақ-болбыр қалпында кездеседі. Шөгінді қабатының астында қалыңдығы жүздеген метрден бірнеше км-ге дейін жететін аралық қабат жатыр, оны көбінесе жай “екінші қабат” деп атайды. Аралық қабат, әдетте, базальт лаваларынан және тығыздалған шөгінді тау жыныстарынан тұрады. Оның астында қалыңдығы 4-10 км-ге жеткен “базальт” қабаты бар. Терең сулы бұрғылау және геофизикалық зерттеу нәтижесіне қарағанда, бұл қабат негізгі тау жыныстарынан, яғни габбролардан, нориттерден, базальттардан және басқа ультранегізді тау жыныстарынан құралады. Сонымен, мұхит қыртысының негізгі ерекшелігі – гранит қабатының шамалы болуы немесе мүлдем болмауы.

Бұл келтірген деректерден шығатын басты қорытынды: континенттік қыртыс пен мұхиттық қыртыстың бір-бірінен айтарлықтай айырмашылықтары бар және жоғарғы мантия қабаттары, континенттерге қарағанда мұхит түбіне әлдеқайда жақын орналасқан.

Жер қыртысының мұхиттық түріне мұхит түбіндегі әлемдік мұхит тағаны және ортамұхиттық жоталары жатады.

Әлемдік мұхит табаны (ложе мирового океана) – геологиялық құрылымы жағынан мұхиттық платформаларға, яғни *талосократондарға* сәйкес келеді. Бұл мұхит түбінің басым бөлігін құрай отырып, жер қыртысының мұхиттық түрімен сипатталады. Көлденең қимасының қалыңдығы 5-10 км-ден аспайтын базальтты қабаттан және оны көмкеріп жататын шөгінділер қабатынан тұрады; шөгінді қабаттың қалыңдығы жүздеген метрден аспайды. Әлемдік мұхит табаны бедер элементтерінің өте ірі түрлерінің бірі; ол оң және теріс бедер пішіндерінің мол жиынтығын біріктіреді, яғни мұхит түбінде таулы жоталар да,

абиссальдық жазықтар да, терең ойпаттар мен суасты науалары да ұшырасады.

Ортаңғы мұхиттық жоталар (срединно-океанические хребты) астындағы жер қыртысы өздеріне тән тектоникалық құрылымымен ерекшеленеді. Жер қыртысының мұндай түрін *рифтогендік* деп атайды. Бұл астеносфера өңірінде қалыптасқан конвекциялық ағындардың жоғары көтерілу орны болғандықтан, балқымалы астеносфера есебінен жаңа мұхиттық қыртыстың қалыптасу процесі нақ осы белдеуде жүзеге асады деген тұжырымдар бар. Ал орталық-мұхиттық жоталар жүйесі бедер элементтерінің ішіндегі ірілерінің бірі, жалпылама ұзындығы 60000 км-ден астам, орташа ені 200-1200 км аралығында, салыстырмалы биіктігі 1-3 км төңірегінде, орта тұстары ұзыннан-ұзақ созылатын рифт деп аталатын терең орларға ұқсайтын тектоникалық жарылымдармен тілімделген. Егер құрлықтағы көптеген тау жүйелері сығылып-жаншылу нәтижесінде түзілсе, орталық-мұхиттық жоталары, керісінше, тектоникалық айырылымды деформацияларынан, яғни ажырама (раздвиг) нәтижесінде қалыптасқан. Жоталардың орта тұстарында құлама құздармен сипатталатын мейлінше терең саңылаулар немесе енсіз ойпаңдар мен жарықтар және сол жарықтар арқылы лавалардың лақылдап шығуы бір мағынаны білдіреді, яғни олардың белсенді тектоникалық белдемдері екендігін дәлелдейді. Бұл жарықтардың тереңдігі жоталар биіктігімен салыстырғанда 1,5-2 км-ге жетеді. Осы жоталар ортасындағы құлама құздардың пайда болуы сол жоталардың жарылып-ажырауының нәтижесінде түзілгені, ендеше, бұл терең жарықтар мұхит түбінің бастапқы ажырау немесе созылу орны, жоғарғы мантия заттары есебінен базальт лаваларының, яғни мұхиттық қыртысының қалыптасуын камтамасыз ететін құбырлар.

Кейде орталық-мұхиттық жоталардың төбелері теңіз бетінен асып, аралдар тізбегін құрайды. Мысалы, Атлант мұхитындағы Буве, Азор, Ян-Майен, Тынық Мұхиттағы Паска, Үнді мұхитындағы Сен-Поль, Родригес және т.б. аралдар.

Континенттік және мұхиттық жер қыртысы өңірлерінің ортасында өтпелі қыртыс дамыған. Ол өзінің едәуір күрделілігімен ерекшеленеді. Мысалы, Тынық Мұхит алабының батыс шегінде,

яғни континентке жапсарласу өңірінде меридиандық бағыттағы сәл иіле созылған, мейлінше ұзын қозғалмалы зона бар. Бұл құрылым негізгі үш элементтен тұрады, олар – терең сулы теңіз қазан шұңқырлар (котловины глубоководных морей), аралдық доғалар (островные дуги) және терең сулы мұхиттық науалар (глубоководные океанические желоба). Терең сулы қазан шұңқырлары (Жапон теңізі) түбінің құрылысы мұхит түрінің қыртысына ұқсайды. Мұнда гранит қабаты жоқ, бірақ жалпы тұнбалардың қалыңдығы едәуір мөлшерге жеткен. Аралдық доғалар (иіндер) – төбелері бір-біріне тізбектеле жалғасқан аралдар жүйесін (Курил, Жапон, Рюкю, Филиппин және т.б.) құрайтын тау жоталары. Осы аралдар жүйесінің пландағы сырт келбеті мейлінше ауқымды доғаларды еске алады. Аралдық доғалар белсенді жанартаулар әрекетімен, сейсмикалық белсенділігімен ерекшеленеді. Аралдық доғалар негізінен Тынық Мұхит алабының батыс өңірінде шоғырланған, бұл құрылымдар жүйесі «Тынықмұхиттық отты шығыршығы» деп аталатын жалпы планетаның ірі құрылымдарының бірі. *Терең сулы мұхиттық науалар* ұзындығы мыңдаған километрге (2000-4000 км), ені ондаған километр, тереңдігі 5-11 км аралығында. Көлденең қимасының сырт пішіні «V» әрпін еске салатын терең сулы мұхиттық науалардың екі жақ беткейі өте құламалы, еңсіз келген, мейлінше терең су асты ойыстар. Бұларға дүние жүзінде ең терең Мариан және Филиппин суасты ойпаңдары жатады. Терең сулы мұхиттық науалар жүйесі Тынық Мұхит жағалауларында және Үнді мұхитының кейбір шеткі бөліктерінде ұшырасады.

Өтпелі белдеулердің ерекшеліктері жер қыртысының бір түрінен екінші түріне өзара үйлесіп, бірден ауысып кетуімен, ірі-ірі гравитациялық ауытқуларымен, қарқынды жанартау әрекетімен, терең фокусты сейсмикалық құбылыстарымен және бедердің контрастылығымен сипатталады. Сондықтан жер қыртысының мұндай құрылымын ғалымдардың көпшілігі геосинклиндік деп атап кеткен.

Төменгі тарауда құрлық бетінде, яғни материктерде тараған бедердің мега- және макропішіндеріне көбірек тоқтала кетейік.

17. Материктердің ірі бедер пішіндері

Жер планетасының қойнауында ерекше геологиялық құрылыстарымен сипатталатын өте ірі құрылымдық элементті *материк (континент)* деп атайды. Жердің геологиялық даму барысында оның сыртқы қабаттарының физикалық-химиялық және гравитациялық бөлшектенуінің нәтижесінде қалыптасқан материктер күрделі құрамды гетеротекті денелер жиынтығы іспетті. Материктер өңірінен көрініс беретін ірі-ірі геологиялық құрылымдар болмысы басты-басты екі түрге, яғни платформаларға және қозғалмалы белдеулерге бөлінеді.

Құрылысы әр түрлі платформалар мен қозғалмалы белдеулердің дамуы, жер бедерінің түпкілікті айырмашылығын анықтайды және материктер (континенттер) аумағындағы морфоқұрылымдардың екі негізгі типін, яғни платформалық және қозғалмалы типтерін даралауға мүмкіндік береді. Платформалық және қозғалмалы аймақтар геологиялық құрылысы, дамуы, жасы және тектоникалық белсенділігі жағынан әр түрлі болады. Мұндай айырмашылықтар олардың әр реттегі морфоқұрылымдарының типтерінде өз көріністерін табады.

Материктік платформалардың ірі бедер пішіндері (мегапішіндері)

Платформалар – біршама салғырт тектоникалық режимімен сипатталатын материктік өңірдің басты құрылымдық элементтерінің бірі. Мұнда вулканизм құбылыстары жоқ, сондықтан оларды шамалы сейсмикалық әрекеттілігімен ерекшеленетін аймақтар, үстірттер, қырқалар, денудациялық жазықтар, қыраттар мен Балтық және Сары Теңіз типтес қайраңды теңіздер алып жатыр.

Жоғарыда айтылғандай, материктік платформалардың жасы әр түрлі болады. Мәселен, кембрийге дейінгі Сібір платформасының солтүстік-шығыс бөлігін жиектеген таулы белдем мезозой кезінде ғана платформа болып қалыптасқан. Бұдан бұрын бұл платформалы өлкелер қарқынды эндогендік процестер орын тепкен, яғни белсенді тау түзілу процестерінің аймақтары болатын.

Кейбір материктік платформалар аумағындағы қалқандар (щиты) дамыған өлкелерде ежелгі қатпарланған құрылыстардың қалдығы ретінде “қалдық таулар” сақталған. Сонымен қатар ұзақ уақыт тектоникалық тыныштықта болған ежелгі платформалардың кейбір бөліктері неотектоникалық кезеңде неодеформацияларға ұшырап, олардың орнында жаңарған таулар, яғни эпиплатформалық таулар пайда болған.

Ежелгі платформалар аумағындағы бедер пішіндері. Кембрийге дейінгі ежелгі платформаларға Оңтүстік Америка, Африка – Арабия, Үндістан, Австралия, Солтүстік Америка, Шығыс Еуропа, Сібір, Солтүстік Қытай, Оңтүстік Қытай платформалары жатады. Егер бұл айтылған платформаларды планда тектоникалық және гипсометрлік карталармен салыстырсақ, онда материктердің біршама бірдей тегіс келген, төмен түскен немесе сәл көтеріңкі келген аймақтары осы платформаларға сәйкес келеді. Алайда бедердің сипаты бұл кеңістіктерде бірдей болып келмейді.

Платформа өңірінде жер бетіне қатпарланған және метаморфталынған түрінде көрініс беретін іргетастық бөлігін қалқандар деп атайды. Олар платформаның едәуір бөлігін алып жатады да, бедердің қалыптасуында маңызды рөл атқарады. Ал олардың платформалық тыспен көмкерілген тұстарын тақталар (плиталар) деп атайды. Бұлар қалқандарға қарсы мағынада қолданылады. Қалқандар мен тақталардан басқа ежелгі платформалардың маңызды құрылымды элементтерінің біріне антеклиздер мен синеклиздерді жатқызуға болады. Бұл құрылымдар платформа өңірінде кең аумақты көтерілімдер мен ойпаттар түрінде көрініс береді және көбінде іргетастық блоктардың тектоникалық жарылымдары бойымен қозғалысқа ұшырап отырады. Антеклиздер мен синеклиздер жер бетінің ағынды суларының таралуына және өзен жүйелерінің қалыптасуына әсер етеді. Өзен жүйелері планда синеклиз құрылымдарына бейімдеу болса, антеклиз негізінде суайрық өңірлерінде орын тепкен. Осылайша, Шығыс Еуропа платформа аумағындағы Орталық Днепр, Жоғары Еділ, Печора алаптары планда Украина, Мәскеу және Печора синеклиздерінің контурларына сәйкес келеді.

Баяу және ұзақ уақыт неотектоникалық көтеріліске ұшыраған қалқандар мен антеклиздер денудациялық жазықтардың қалыптасуына жағдай жасайды. Ұзақ уақыт бойы төмендеуге ұшыраған және қазіргі заманда төмен түсу процесін жалғастырып келе жатқан синеклиза құрылымдарының планында, көп жағдайда аккумуляциялық жазықтар ұшырасады. Мәселен, Амазонка бойындағы аккумуляциялық жазық Оңтүстік Америка платформасының синеклизіне ұштасқан. Негізінен бұның құрылу процесі протерозой дәуірінен басталған. Сондай-ақ Каспий маңының аккумуляциялық жазығының іргетасы палеозой дәуірінің пермь қабаттарында жатыр.

Аккумуляциялық жазықтар аумағында денудациялық процестер мардымсыз болады. Үгілген материал олардың қалыптасу орнынан шайылып кете алмайтындықтан жер бетінде жинақталады. Бұған сырттан келген борпылдақ материал (өзендік, мұздық, эолдық) қосылады. Сөйтіп, аккумуляциялық жазықтардың морфологиялық көрінісі сол жерде пайда болған және айналадағы территориядан әкелінген беткі борпылдақ түзілімдерімен анықталады.

Кейбір аймақтарда неоген-төрттік кезінде сәл тектоникалық төмендеуге ұшыраған немесе төмендеуді тоқтатқан, бірақ біршама көтеріліске ұшыраған аккумуляциялық жазықтар кездеседі. Мұндай жазықтарда жас борпылдақ түзілімдердің жамылғысы өзінің шамалы қалыңдығымен сипатталады. Осы түзілімдердің астында жатқан түпкі тау жыныстарының құрылымы айқын көрініп тұрады. Осындай жазықтар Шығыс Еуропа мен Солтүстік Америка платформаларының негізгі ауданын, Тұран тақтасының Шу-Сарысу синеклизінің солтүстік бөлігін алып жатыр. Тау жыныстарының жер бетіне жақын жатуы аталған аумақтың эрозиялық торының пландық конфигурациясына және эрозиялық пішіндерінің морфологиялық келбетіне әсер етеді. Мұндай жазықтардың бет бедері олардың астында жатқан түпкі құрылымдарының біркелкі еместігін сәл тегістелген түрінде бейнелеп, бел-белесті немесе жон тәрізді болып келеді.

Бедердің кейбір кішігірім пішіндері сырттан алынып келген түзілімдерден тұрады. Солтүстік Америка мен Шығыс Еу-

ропа жазықтарының төбелі бедерінің негізгі бөлігі материктік мұздықтардың қалдық шөгінділерінен қалыптасқан. Ал Солтүстік Африка мен Австралия шөлдерінің төбелі бедер пішіндері эолдық аккумуляция өсебінен түзелген. Платформалық бедердің басқа да кең таралған түрі – денудациялық жазықтар. Олар жер қыртысының оң бағыттағы қозғалыстары басымдау болған жағдайда қалыптасады. Денудациялық жазықтардың өздеріне тән бір белгісі – олардың бедері денудацияланған тау жыныстарының геологиялық құрылымдарына байланысты болуы. Бұларға ең айқын мысалдар ретінде қалқандардағы денудациялық жазықтарды жатқызуға болады. Қалқандар аумағында платформалық іргетасының жер бетінде шығып жатуы бұл өңірдің ұзақ уақыттар бойы денудациялық процеске ұшырағанын көрсетеді. Көтерілу қарқынының денудациялық қарқынға теңдес болуы және бұл процестердің ұзақ уақыт аралығында болуы ежелгі құрылымдардың тегістелуі мен шайылуына әкеп соғады. Бұған кембрийге дейінгі платформалардың Балтық және Канада қалқандарын түзеген жазықтарды жатқызуға болады.

Жазық бағытта жатқан төзімді және төзімсіз тау жыныстары қабаттарынан тұратын платформа өңірлерінде денудациялық процестер үстірт немесе баспалдақ тәрізді жазықтарды қалыптастырады. Мұндай көтеріңкі жазықтардың шеткі жақтарында айналасы тік немесе құламалы келген кертпештермен оқшауланған тегіс бетті тау жұрнақтары төрткіл өлкелерінің қалыптасуына әкеп соғады.

Теория жүзінде идеалды денудациялық жазықтар пенеплен болып саналады. Ал, шынайлығында осыған жақын қалқандардың денудациялық жазықтары пенеплендермен салыстырғанда биіктіктер белгілерінің ауытқуымен және бедер пішіндерінің түйіндесу сипатымен ерекшеленеді. Бұл жазықтардың геологиялық дамуының құбылмалылығымен, физикалық-географиялық жағдайларының әртүрлілігімен және бедер түзу жағдайларының өзгешелігімен түсіндіріледі. Осылайша, Балтық және Канада қалқандарындағы бедердің көтерілуі мен тілімдену жағдайы тек геологиялық құрылымның күрделілігіне ғана емес, сондай-ақ плейстоцендік мұздық жамылғысының еруіне байланысты

әркелкі изостатикалық көтерілуі себепші болды. Изостатикалық көтерілім ежелгі тектоникалық жарылымдардың жандануына, тілімденуіне және өзен жүйелерінің орын ауыстыруына әсер етті.

Платформа бетінің ұзақ уақыт дамуы онда полигенетикалық тегістелген беттердің пайда болуына әкеп соғады. Мұнда денудациялық және аккумуляциялық жазықтар өзара алмасып отырады.

Платформа аумағындағы тау етегінде айнала жиектелген, сәл еңісті келген денудациялық жазықтарды айта кеткен жөн. Таулардың оқұлама беткейлерінде денудациялық процестер нәтижесінде беткейлердің бір-бірінен параллель шегінуі арқылы тау етегінде қалыптасқан жазықты педимент (*pedimentum* – етек деп атайды. Бұған мысал, Аппалачи тауының оңтүстік-шығыс беткейі. Бұл жұқа борпылдақ түзілімдермен көмкерілген сәл көлбеу (3-5°) келген тау етегіндегі жазық. Тау етегіндегі жазықтың мезо- және микробедер пішіндерінің бет-бейнесі құрылымдардың сипатына, тау жыныстарының құрамына, денудациялық процестердің типіне және ұзақтығына, сонымен бірге физикалық-географиялық жағдайларына байланысты болып келеді.

Сөйтіп, ежелгі платформа аумағында аккумуляциялық және денудациялық жазықтар морфогенетикалық тұрғыдан айқын ажыратылады. Аккумуляциялық бедердің сырт бейнесі борпылдақ шөгінділердің, яғни шөгінді жыныстардың қалыңдығына және құрамына, ал денудациялық жазықтардың морфологиясы олардың геологиялық құрылымдарына байланысты. Жазықтар бедерінің мезо- және микропішіндері көбінесе экзогендік факторлар әсерінің сипатына байланысты болады да, табиғи зоналарға қатысты орналасады. Сондықтан кейде бірнеше климаттық зоналарда орналасқан платформалар жазықтарында экзогендік әсерінен түзілген бедердің зоналылығы айқын байқалады. Мысалы, Шығыс Еуропа жазығының солтүстік бөлігінде байырғы материктік мұзбасу нәтижесінде қалыптасқан мұздық бедер пішіндері кеңінен дамыған. Осы жазықтың қиыр солтүстігінде, субарктикалық климат жағдайларында мәңгі тоңмен байланысты ерекше бедер пішіндері дамыған.

Жазықтың орта бөлігінде гумидті климат эрозиялық бедердің қалыптасуына, ал оңтүстік-шығысындағы аридты климат – эолдық бедер түзілуіне себепші болды.

Жоғарыда айтып кеткендей, ежелгі платформалар аумағында жазықтармен қатар таулар да кездеседі. Бұлар қалқандарда, яғни кембрийге дейінгі кристалды массивтерде дамыған. Мұндай тауларда әдетте белгілі бағытта созылған бедер пішіндері болмайды, планда оларға ретсіз келген пішіндер тән. Таулардың морфологиясына және пайда болуына көп жағдайда айырылымды тектониканың (разрывная тектоника) әсері мол. Таулардың мезобедер пішіндері өздерінің литологиялық құрамынан, кристалдық іргетасының құрылымынан және нақты физикалық-географиялық жағдайларынан туындайтын сыртқы әсер етуші күштердің сипатына байланысты. Жалпы айтқанда, ежелгі платформалардағы таулар өздерінің күрделі морфологиясымен сипатталады: мұнда оқшауланған жеке таулар таулы қыраттармен, жоғары көтерілген денудациялық жазықтармен, үстірттермен және таулы үстірттермен кезектесіп отырады. Оларға Оңтүстік Америкадағы Гвиана және Бразилия таулы үстірттері, Африкадағы Ахаггар және т.б. таулы қыраттары жатады.

Кейбір жағдайларда платформалық қалқандағы таулар көтерілген және мейлінше “қашалынып” денудацияланған ірі магмалық алқаптардан отырады (Балтық қалқанындағы Хибин таулары).

Жас платформалар аумағындағы бедер пішіндері. Протерозойдан кейін каледон, герцин және мезозой қатпарлы кезеңдерінде түзілген “жас платформалар” деп аталатын платформалар бедерінің ежелгі кембрийге дейінгі платформа бедерімен көп ұқсастығы бар. Мұнда да жазықтар, үстірттер және таулы үстірттер кең дамыған. Денудациялық жазықтардан басқа жас платформалар аумағында аккумуляциялық жазықтар кездеседі. Аккумуляциялық жазықтарға үлгі ретінде палеозой және мезозой платформалар орнында қалыптасқан Батыс Сібір, Тұран және Колыма ойпаттары жатады. Жазық бағыттағы тау жыныстары қабаттарынан түзілген денудациялық жазық тегіс бетті Үстірт жазығын құрайды. Олар эпигерциндік платформа

шегінде пайда болған. Жалпы алғандыда, қатпарлы палеозойлық платформа негізінде қалыптасқан Қазақтың ұсақ шоқылары ежелгі қалқандар бедерінің пішіндерімен ұқсас.

Дегенмен, жас платформа бедерінің ежелгі платформа бедерінен біршама айырмашылығы да бар. Бұл айырмашылық – таулы бедер пішіндерінің, әсіресе, мезозой платформаларында кеңінен етек алуы, сонымен қатар жас платформа аумағында таулардың сызықты бағытта созыла орналасуы (Орал және Аппалачи таулары, Австралиядағы Үлкен Суайрық жотасы және т.б.) және жас геологиялық құрылымдардың ежелгі құрылымдарына жалғасымдылығы (унаследованность). Орал тауларындағы, Аппалачи тауларының солтүстік бөлігіндегі ежелгі құрылымдар едәуір тереңдікке тілімденіп шайылса да, олар осы таулы аймақтың негізгі бедерін белгілейді, яғни кейінгі тектоникалық қозғалыстар ежелгі құрылымдарға сәйкес келеді.

Сонымен бірге жас платформаларда көне құрылымдармен мүлде сәйкес келмейтін айырылымды (үзілмелі) тектоникалық процестер нәтижесінде қалыптасқан таулар да бар: олар Скандинавия таулары, Орта Еуропа таулары (Гарц, Шварцвальд, Вогез және т.б.).

Қорыта айтқанда, жас платформа тауларын төмендегідей бөліктерге бөлуге болады: а) кейінгі неотектоникалық қозғалыстарда жалғасын тапқан және қазіргі бедерде көрініс берген терең тілімделініп шайылған таулар; б) қазіргі бедер пішіндерінде анық көрінетін, сәл тілімделіп шайылған таулар; в) ежелгі тектоникалық құрылымдармен мүлде сәйкес емес, жас айырылымды (үзілмелі) тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде қалыптасқан таулар.

Материктік қозғалмалы белдеулерінің ірі бедер пішіндері

Материктік қозғалмалы белдеулер көбінесе таулы құрылыстармен, яғни орогендермен (gr.oros-tau+genesis-жаралу тегі) ерекшеленеді. Олар пайда болу жағдайларына байланысты және мөлшері мен морфологиясы бойынша алуан түрлі. Бұларға мыңдаған км-ге созылған бүкіл материктерді басып өтетін таулы белдеулер және жеке, кішігірім жоталар жатады. Таулы құрылыстар пайда болу геодинамикалық жағдайларына және

өздерінің құрылымы мен морфологиясы тұрғысынан екі негізгі типке бөлінеді. Олардың бірі жер қыртысының жазықтық (горизонталь) бағытағы сығылмалы жағдайда пайда болса, екіншісі жер қыртысының дөңесті тәрізді көтеріліп созылмалы жағдайда қалыптасты.

Жер қыртысының горизонталь бағыттағы сығылмалы жағдайда қалыптасқан орогендік бедер. Орогендердің типтері

Литосфера тақталар тектоникасы тұрғысынан қарағанда (В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе) орогендер арасынан коллизиялық және субдукциялық орогендер ажыратылады. Орогендердің коллизиялық типі континенттер тақталарының, мәселен, Еуразиялық литосфералық тақтасының Африка, Арабия және Үндістан тақталарымен жақындасып соқтығысуы барысында жер қыртысының деформация нәтижесінде пайда болды. Орогендердің екінші типі мұхит тақталарының континенттердің немесе аралдық доғалардың астына сұғынуы, яғни субдукция кезінде, айталық, Наска тақтасы Оңтүстік Америка немесе Тынық мұхит тақтасы Курил-Камчатка доғасының астына ығысуы нәтижесінде қалыптасты. Олардың континентте орналасу жағдайына байланысты континентаралық (Альпі-Гималай таулы белдеу), континент ішіндегі (Орал және Орталық Азия таулы белдеу) және континент шетіндегі (Анды және аралдық доғалар) орогендерді ажыратуға болады.

Орогендер өздерінің даму тарихы тұрғысынан алғашқы және екінші реттегі немесе эпиплатформалық (постплатформалық) орогендерге ажыратылады. Алғашқы орогенез литосфералық тақталардың қақтығысып соқтығысуы, яғни коллизия кезінде мұхиттық және теңіздік алаптардың жабылып жойылуымен, оларды толықтырған шөгінді және жанартаулық - шөгінді қабаттарының сығылып деформациялануына байланысты иіліп қатпарлануымен, соған ілесе өлкенің жаппай көтерілуімен және биік-биік тау жоталардың қалыптасуымен сипатталады (Альпі, Кавказ, Гималай, Анды және т.б.таулар).

Алғашқы орогендер аумағында Гибралтардан бастап ендік бойымен Малазия архипелағына дейін созылған Альпі-Гималай

белдеу кең ауқымды алып жатыр. Бұл белдеу тектоникалық құрылымы мен морфологиялық жағынан әр келкі. Олардың батыс бөлігінде жер қыртысының материктік типімен Оқатар мұхиттік типі тән. Мұнда теңіздік қазаншұңқырлар кең ауқымды алып жатыр: Жерорта теңізі қазаншұңқырларының шөгінді қабаты 5-8 км, Қара теңізде 15 км-ден астам, Оңтүстік Каспийде 25 км-ге дейін барады. Альпі-Гималай белдеу бойымен шығысқа қарай көз жүгіртсек, субмұхиттық типке тән теңіз алаптық жер қыртысының орны азая береді. Осы азайып бара жатқан қатардың ең шеткісі – Оңтүстік Каспий. Оңтүстік Каспийден бастап Үнді-Қытайға дейін Альпі-Гималай белдеудің жер қыртысы тек материктік типтен тұрады. Жер қыртысы құрылысының сипатына қарай бұл белдеу материкке жатса да, қарқынды тектоникалық қозғалыстарымен ерекшеленеді. Мұнда дүние жүзінде ең биік таулар - Памир мен Гималай таулары орналасқан.

Альпі-Гималай тау өлкелерінің ерекшеліктерінің бірі жер қыртысының қалыңдығы. Жер қыртысының мұндай қалыңдығы литосфералық тақталардың өзара қақтығысып-соғыстыруымен түсіндіріледі. Бұл таулардың негізгі мегабедер пішіндері қатпарлы және дөңесті-қатпарлы құрылымдардан, таулы қыраттардан, тауаралық ойпаңдардан, тау етегінде жайғасқан еңісті жазықтардан тұрады.

Қатпарлы және дөңесті-қатпарлы таулар едәуір биіктігімен, қарқынды эрозиялық тілімделуімен, өсімдік-топырақ жамылғысының биіктік белдеулігінің айқын көрінуімен сипатталады. Таулардың биік болуы тау мұздықтардың дамуына (Альпі, Гималай, Кавказ және т.б.) және таулы мұздықтық бедер пішіндерінің пайда болуына әсер етті.

Таулы қыраттар көршілес жатқан қозғалмалы құрылымдармен салыстырғанда жер қыртысының салыстырмалы тұрақты бөлікшесі болып табылады. Таулы қыраттар қоршаған ортаға қарағанда анық дараланатын жер бетінің ауқымды аймағы. Бұларға Иран, Тибет, Тарим, Кіші Азия және т.б. таулы қыраттар жатады. Кейбір таулы қыраттар қарқынды вулканизм құбылыстарына ұшыраған (Армян таулы қыраты). Жоғарыда аталған таулы қыраттарға аридты-денудациялық морфомүсін-

дер тән, ал Тибет өңірінде нивалды-гляциялдық процестер кең дамыған.

Таулы алқаптардың мегабедер пішідеріне *тауаралық ойпаңдар* (Кура, Колхида ойпаңдары және т.б.) жатады. Олар қоршаған антиклиндік немесе горст-антиклиндік таулардан бірнеше мыңдаған метр төмен орналасып қалың аллювийлік-пролювийлік және флювиогляциялдық борпылдақ шөгінділермен көмкерілген.

Көршілес жатқан платформалардың бір бөлігінен тұратын шеткі ойыстар, немесе *алдыңғы ойыстар* (передовые прогибы) неотектоникалық кезеңінің тектогенезіне ілесіп біршама ойысу процесіне ұшыраған. Олар қалың қабатты аллювийлік, аллювийлік-пролювийлік шөгінділерден құралып, тау жүйелерінің кең етегіндегі ауқымды аккумуляциялық жазықтар түрінде көрініс береді (Месопотам, Үнді-Ганг, Кубань және т.б. жазықтар). Тауларға жақындаған сайын жазықтар еңістеле береді де эрозиялық тілімделу процесіне ұшырайды (Орта Азияның тау етегіндегі жазықтар).

Жоғарыда айтылған альпілік қатпарлы орогендік белдеулер зерттеушілердің соңғы тұжырымдары бойынша басты-басты литосфералық тақталардың конвергенция зоналарында қалыптасты.

Екінші реттегі орогенез яғни эпиплатформалық (постплатформалық) орогенез бұрын ұзақ геологиялық уақыт бойы іргетасы қатпарлы және кристалды-қатпарлы платформалық режимінде болған, кейін геологиялық тарихының жаңа кезеңінен бастап қарқынды тектоникалық әрекетіне ұшырап таулы атыраптарға айналған. Нәтижесінде ұзақ уақыт денудациялық үдерістеріне ұшыраған жазықтар тектоникалық жарылымдар бойымен жеке-жеке блоктарға бөлшектеніп көбінесе дөңесті-жақпарлы түрде таулы сипатын алды (Тянь-Шань, Алтай, Саян, Орал, Скандинавия, Гат және т.б. таулар). Кейбір таулы белдеулердің ені 1000 км шамасында болса, ұзындығы 8000 км-ден.

Осындай орогендердің сығылым жағдайларында қалыптасқан жер қыртысының қалыңдығы 70 км-ге жетеді, литосфераның қалыңдығы 100-250 км шамасында. Морфологиялық тұрғыдан қарағанда биіктігі 1500-2000 метрге жетпейтін ежелгі қалдықты

таулармен қатар, жоғарғы тектоникалық белсенділігімен 5-7км-ге дейін, сонымен бірге сейсмикалық және жанартаулық құбылыстармен сипатталатын биік-биік таулар түрінде көрініс береді. Мұндай таулардың геологиялық құрылымының саралауы көрсеткендей олардың қазіргі кеңістіктегі созылу бағыты, ежелгі құрылымдардың бағытына көп жағдайда сәйкес келе бермейді және олар кембрийге дейінгі, каледон, герцин немесе ерте мезозой орогенезі кезеңдеріндегі қатпарлы процестерге ұшыраған, ежелгі кристалды тау жыныстарынан тұрады. Бұларға платформалық құрылымдар тән. Алайда олар тектоникалық белсенділігі жағынан салыстырғанда алғашқы орогендік, яғни альпілік қозғалмалы құрылыстардан кем түспейді.

Платформалар негізінде қалыптасқан осындай тауларға герциндік құрылым өңірінде пайда болған Орталық Азияның Тянь-Шань және Куньлунь заңғар таулары, кембрийге дейінгі және каледондық құрылымдарда қалыптасқан Шығыс Сібірдің Саян таулы өлкелері, мезозойлық құрылымда қалыптасқан Ресей елінің Солтүстік-шығыс таулары мен Американың Кордильер таулары және т.б. жатады. Осы типтес тауларда тектоникалық деформацияның амплитудасы альпілік орогенез кезінде 5-15 км-ге дейін жеткен. Мұндай таулы жүйелерді В. Е. Хаин «жанарған таулар», В. В. Белоусов «белсенді платформалар», М. В. Муратов «эпиформалық орогенездік аймақтар» деп атаған. Осы тауларды біріктіретін жалпы бір белгісі – көбінесе тектоникалық жарылымдармен күрделінетін дөңесті-жақпарлы тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде қалыптасуы.

Континенттердің әр тұстарына орналасқанына және геологиялық даму тарихының айырмашылығына карамастан, осы екі орогендеріне, яғни ағашқы орогендер және екінші реттегі орогендер белдеулеріне ортақ бедер пішіндері байқалады. Гибралтардан Азияның оңтүстік-шығысына дейін созылып жатқан Альпілік-Гималай таулы белдеу Пиреней, Альпі, Карпат, Қырым, Копетдаг, Памир, Кавказ, Гиндукуш және Гималай тауларын қамтыды. Таулы атыраптар бір-біріне параллель келген таулы жүйелердің қатарларынан тұрады, олардың әрқайсысы ойпаңдармен бөлінген тау жоталар тізбектерінен құралған. Мысалы, Үлкен және Кіші Кавказ таулы жүйелер Рион-Кура тауаралық ойпаңдар жүйесімен бөлінген.

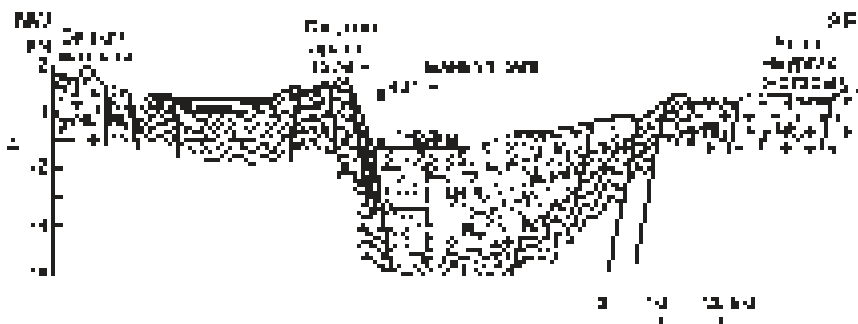
Жер қыртысының дөңесті тәрізді көтеріліп созылмалы жағдайда қалыптасқан орогендік бедер (рифтогендік бедер)

Жоғары енген және босансыған мантия линзаларының үстінен жер қыртысының дөңесті тәрізді көтеріліп, созылмалы және ажырама жағдайда қалыптасқан таулы құрылыстар континентаралық (Қызыл теңіз рифтогені) және континент ішіндегі (Байкал, Шығыс Африка, Солтүстік Американың батысындағы Алаптар мен Сенгір таулар провинциясының рифтогендеріне) бөлінеді. Сонымен қатар, континент ішіндегі жер қыртысының созылмалы және ажырама жағдайларда кәдімгі рифтің қалыптасу сатысына жетпеседе, соларға ұқсас көптеген құрылымдық-морфологиялық белгілеріне ие тау құрылыстарын жатқызуға болады. Мұндайларға мысалы ретінде, рифтогендік сатысының алдындағы құрылымдарға жататын Хангай және Хэнтай таулы құрылыстарды айтуға болады (А. Ф. Грачев). Бұл типке жататын орогендер астындағы литосфера қоршаған территориямен салыстырғанда 40-75 км-ге дейін жұқаланған, сондай-ақ жер қыртысының қалыңдығы 30-40 км-ге, тіпті 20-22 км-ге дейін кеміген. Ал, рифтогендік зоналарына жоғары жылулық тасқыны, сейсмикалық құбылыстар, сонымен қатар вулканизмнің жарықшақты типі (Байқал рифтогені) және орталық типі (Шығыс Африка рифтогені) тән. Кейбір рифтогендік зоналарында жер қыртысының ажырама жылдамдығы жылына 5-6 см шамасында (Солтүстік Америка батысындағы Алаптар мен Сенгір тау провинциясы).

Континенттің осы типтес таулы құрылыстарының көбі эпиплатформалық тауларға жатады. Олар бұрын ұзақ геологиялық уақыт бойы платформалық режим жағдайларында болған геологиялық тарихтың жаңа кезеңінде жер бедерінің бұрын тегістелген беттері, тектоникалық қозғалыстар әрекетінен таулы атыраптар сипатын алды. Жер бетінде осы орогендік бедер пішіндерінің амплитудасы 2-3 км шамасында, ал тектоникалық қозғалыстардың жалпы қарқындылығы 6-8 км шамасында. Сонымен, рифтік құрылымдардың бедері өздеріне тән құрылысымен сипатталады, яғни ұзыннан-ұзақа созылған жүздеген, тіпті

мындаған км-ге дейін (Шығыс-Африка рифтогенді зонасы) жеткен таулы жоталар мен ойпаңдардың алмасуымен ерекшеленеді. Жер қыртысының дөңесті тәрізді көтерілуі терең тектониикалық жарылымдармен және вулканизм құбылыстармен қосарласа жүреді. Таулар жер қыртысының дөңесті тәрізді көтерілуі аясында, созылмалы және ажырама қоса қабаттасу жағдайларда қалыптасқан. Бұлар лықсыма және лықсыма – ығыспа дислокациялар жүйелер арқылы айырылып бөлінген тұғыр қатпарларының (складки основания) әр биіктікке көтерілген және төмен түскен ассиметриялық блоктардан тұрады. Тау жоталарының беткейлері тектоникалық лықсымалармен шектелген тік – құламалы немесе сатылы болып келеді. Мұндай беткейлер кейін эрозиялық процестеріне ұшырап фассеталар деп аталатын ұшбырышты жән трапеция тәріздіі беткейлер түрінде көрініс береді.

Рифтогендік бедерінің ойпаңдары да жер қыртысының созылмалы және ажырама жағдайларда қалыптасқан. Олардың ені әртүрлі - өте жіңішке саңылау тәрізді жарықшақтардан 15-30-50 км-ге дейін жеткен кең ойпаңдарды кездестіруге болады. Ойпаңдардың морфологиясы рифтердің ажырама сипатына және ұзындығына байланысты: неғұрлым бұл үрдіс ұзақ болса, соғұрлым кең және терең болады. Мәселен, Байкал ойпаңының ені 70 км, ұзындығы 670 км. Бұл ойпаңның көлденең қимасы асиметриялы болып келеді, оның солтүстік–батыс жағалаулары тік, құламалы тектоникалық лықсулармен шектеледі, ал қарамақарсы беттегі жағалар сәл жайпақтылығымен сипатталады. Өте терең және тік тектоникалық лықсымалар жүйесі Оңтүстік Байкал ойпаңының солтүстік–батыс жағынан шектейді. Мұнда блоктардың тік бағытта ауысуының жалпы аплитудасы 4-4,5 км-ге дейін жетеді. Ойпаңдардың оңтүстік-шығыс жағы біркелкі иіліп, сатылы лықсулар жүйесімен күрделенген. Байкал көлі ең ірі және терең шұңғымаларына, яғни Оңтүстік Байкал ойпаңына жатады. Көлдің тереңдігі -1600 м. Дүниежүзіндегі ең терең көлдің бірі. Байкал ойпаңының түбі неоген-төрттік кезеңіндегі шөгінділермен көмкерілген, олардың қалыңдығы – 4,5-5км (39-сурет)



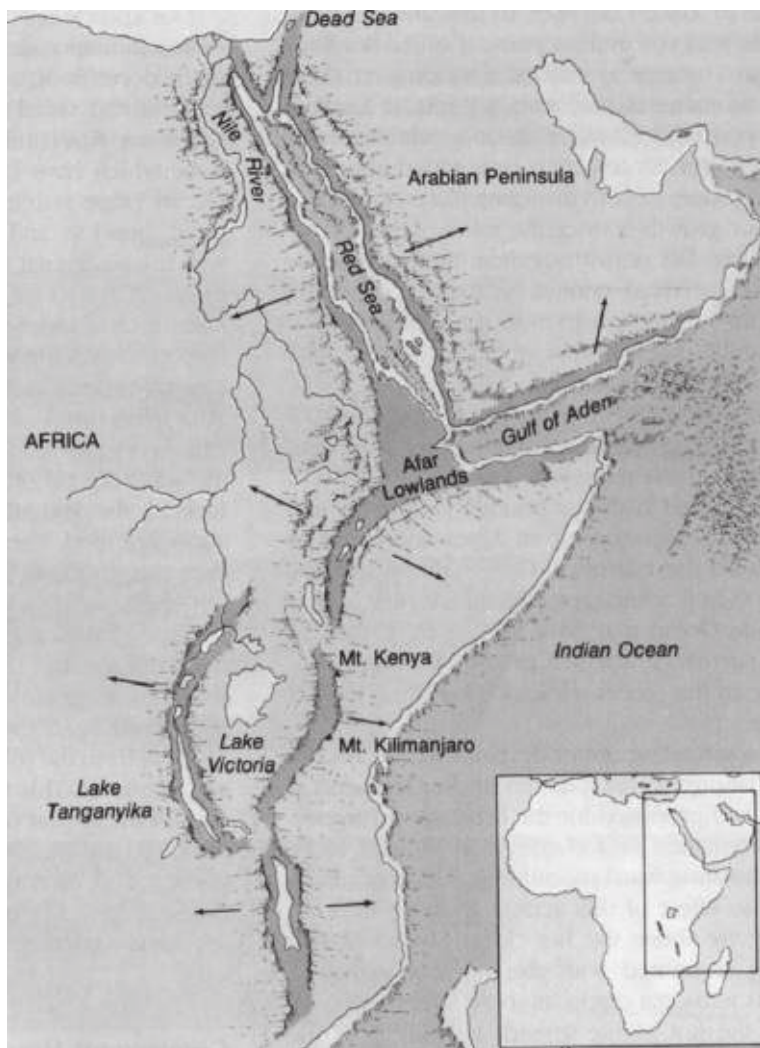
39-сурет. Байкал рифтік белдеуінің көлденең жүргізілген геологиялық қимасы (Милановский, 1987)

Көптеген ойпаңдар қарқынды ойысуынан және сыртынан алынып келген сынықты материалының аз болуына байланысты, борпылдақ шөгінділермен толықтырылмаған ағынсыз, тұйық болады. Әдетте ойпаңдар бір-бірімен жалғасқан және кішігірім табиғи бөгеттермен бөлінген, ұзыннан-ұзаққа созылған ойыстар тізбегін құрады. Ойпаңдардың екі жағында дамыған лықсымалар төрттік шөгінділерін, солардың ішінде голоцен жасындағы пролювийлік конустарды, террасаларды және жайылмаларды кесіп өтеді, бұл айырылымдық дислокациялардың қазіргі кездегі белсеңділігін дәлелдейді.

Кейбір ойпаңдарда лықсыма және ажырама жарықшақтармен байланысты вулканизм құбылыстары кеңінен дамыған, мұнда жанартау ошақтары лықсыма бойымен тізбектеле орналасқан.

Шығыс Африкалық рифтогендік орогендік белдеу кембрийге дейінгі платформалық негізінде қалыптасқан. Ол оңтүстікте Замбези өзенінен бастап, солтүстікте Қызыл теңізге дейін созылады (40-сурет). Бұл рифтогендік белдеу көптеген ойпаңдармен күрделенген, кейбіреулері көлдермен толған (Рудольф, Киву, Танганьика, Ньяса, Натрон және т.б.) ауқымды таулы қыраттар. Ассиметриялық келген биік таулы беткейлері тікелей рифтерге жанасады немесе Эфиопия сияқты күрделі құралған таулы қыраттарды құрайды. Белдеу бедерінің қалыптасуына интрузиялық және эффузиялық магматизм процестер айтарлықтай әсер еткен. Бұл белдеуде сөнген және сөнбеген жанартаулар (Килиманджаро, Меру, Карисимби және т.б.) қатары кездеседі. Шығыс Африканың рифтері екі жақтан ассиметриялық

лықсыма-жақпарлы жоталармен шектелген Қызыл теңіз ойпаңы, сонымен қатар Ақаба шығанағы және Өлі теңіз ойпаңы арқылы солтүстікке жалғасады. Солтүстікте рифтер Альпі –Гималай континентаралық қозғалмалы белдеуге жанасады. Ал солтүстік-шығысында Шығыс- Африкалық рифтік белдеу Аден шығанағы арқылы Арабия - Үнді ортаңғы мұхит жотасымен қосылады.



40-сурет. Шығыс Африканың рифтік құрылымы (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)

18. Материктердің жаралуы және литосфералық тақталар тектоникасы туралы болжам

Қазіргі заманда материктер мен мұхиттардың жаралуы жөнінде көптеген геотектоникалық болжамдар бар, біз солардың маңыздыларына тоқталамыз.

Материктер мен мұхит жаралуларының тұрақтылығы немесе фиксизм гипотезасы. Бұл бағытты қолдаушылардың ойынша (Виноградов, 1967, Белоусов, 1972), материктер өздерінің сырт бейнелері мен көлемдерін өзгерткенімен, әрқашанда өз орнында қозғалмай қалады. Олар орогендік (тау түзілу) үдерістердің және геологиялық құрылымдардың пайда болуын тік бағыттағы тербелмелі қозғалыстарына байланыстырады. Тербелмелі қозғалыстар жер қойнауының әр деңгейлерінде етек алған түрлі-түрлі физикалық-химиялық процестеріне және радиациялық заттардың ыдырауына тығыз байланыста болса керек. Осындай тектоникалық қозғалыстар планетаның ішкі қабаттарынан бөлінетін жылу ағындары және заттардың үздіксіз жіктелінуі, сонымен қатар планета болмысына тән гравитациялық энергия және тағы басқа құбылыстар арқылы пайда болады деп тұжырымдайды.

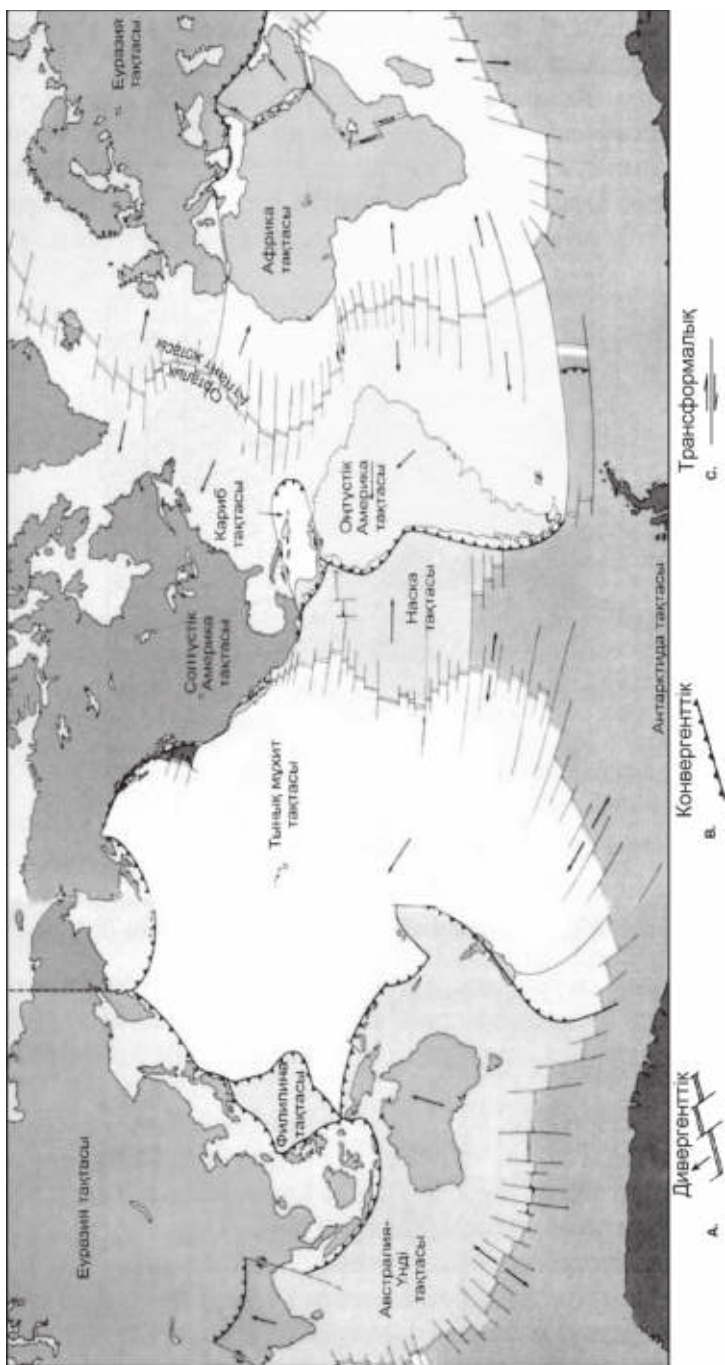
Осы ғалымдардың айтуынша, жер қойнауындағы астеносфераны құрайтын тау жыныстары жеңіл болғандықтан жоғары көтеріліп, жер бетіне жетіп төгіледі. Кейде базальтпен ілесе шыққан ультранегізді тау жыныстары жер қыртысын ауырлатып, төмен қарай майыстырады. Бұл режим геосинклиндік режим деп аталады. Жердің терең қабаттарындағы әр түрлі термодинамикалық (физикалық-химиялық) жағдайларға байланысты метаморфизм және граниттену әрекеттері байқалады. Кейінірек жоғары бағытталған қозғалыстар басым болып, жаппай көтерілу орын алады да, тау түзілу, немесе «орогенез» процесі басталады. Осының нәтижесінде пайда болған таулар, экзогендік әрекеттерге байланысты біртіндеп бұзылып, ыдырай бастайды. Магмалық және тектоникалық әрекеттер әлсірейді. Ең соңында, таулар тегістеліп, олардың орнында денудациялық жазықтар (пенеплендер) қалыптасады да тектоникалық тыныштық жағдайларда, платформалық режимге ауысады. Ал мұхиттар ма-

териктер негізіндегі ескі платформалардың орнында мезозой кезінде пайда болды деп «фиксистер» тұжырымдайды.

Бұл гипотеза көптеген геологиялық үдерістерді дұрыс түсіндіреді, бірақ оны мұхиттың тарихи дамуына қолдану өте қиын. Материктер құрылымының мұхит шекарасында жоғалатыны оның жалғасы теңіз текті құрылымдармен байланысы түсініксіз.

Материктердің ығысуы немесе мобилизм болжауын ең алғаш неміс геофизигі Альфред Вегенер 1915 жылы ұсынды. Вегенердің топшылауынша, күн мен айдың өзіне тарту күшіне және жердің айналуынан туындайтын ортадан тепкіш күш пен полюстен экваторға бағытталған ортаға тартқыш күштердің әсеріне байланысты жер қыртысының гранитті қабатының жиырылып қалындауынан палеозой эрасының басында жердің солтүстік жарты шарында Лавразия, оңтүстік жарты шарында Гондвана мегаматериктері қалыптасқан. Олардың аралығында Тетис атты мұхит болған. Бұдан 250 млн. жылдар бұрын, яғни палеозой эрасының соңында материктер бірігіп “Пангея” деген суперконтинент құрған. Мезозой дәуірінің ортасына қарай, юра кезеңінен бастап ірі геотектоникалық бұзылыстар мен деформациялар нәтижесінде бұрынғы континент біртіндеп бөлшектеніп, жеке материктерге ажырап қазіргі кездегі орындарына қарай ауыса бастаған. Солтүстік Америка Еуропадан, Оңтүстік Америка Африкадан бөлініп батысқа қарай ығысты, олардың аралығында Атлант мұхиты пайда болды. Ал Антрактида оңтүстікке қарай, Австралия оңтүстік-шығысқа, Үндістан солтүстік-шығыс бағытқа қарай ығысып, орындарын ауыстырды. Олардың аралықтарында Үнді мұхиты құрала бастады. А. Вегенер өзінің идеясын дәлелдеу үшін көптеген қосымша геологиялық-геофизикалық мәліметтер келтірген. Мысалы, Оңтүстік Америка мен Африканың геологиялық құрылымы мен құрамдарының ұқсастығын және жағалау бейнелерінің үйлесімділігін анықтаған.

А. Вегенердің айтуы бойынша, Тынық мұхит дүниежүзілік ең алғашқы мұхиттың қалдығы болып саналады. Ал Атлант және Үнді мұхиттары кейіннен пайда болған. Қатпарлы аймақтардың түзілуі континенттердің бір-бірімен соқтығысу әрекеттерінің нәтижесі деп тұжырымдаған. Мәселен, Гималай



41-сурет. Литосфераның негізгі тақталары. А- дивергенттік, В- конвергенттік, С- трансформальдық шегаралар (Edward J. Tobrucek6 Frederick, K. Lutdens, 1990)

таулары Үндістанның Азия материгімен соқтығысу нәтижесінде, ал Кордильер және Анды тау жоталары Солтүстік және Оңтүстік Америка материктерінің жылжуы кезінде олардың алдыңғы жақтары қатпарланып тауға айналған. Сөйтіп, мобилистер гранит тектес тау жыныстарынан құралған ірі континентті массивтер, өздерінің меншікті салмағының жеңілдігіне байланысты су бетінде қалқып жүрген “айсбергтер” сияқты астеносфера қабаты бетімен ығысып отырып, орын ауыстырады деп санаған.

Материктер мен мұхиттардың жаралуы мен континенттердің ығысуы А. Холмстың (1929) пікірі бойынша жер қойнауында жиналған радиоактивтік жылу әсерінен туындайтын конвекциялық ағындармен байланысты. Мантия қабатындағы заттар радиоактивтік энергия әсерінен балқып, олардың тығыздығы азайып, жеңілденеді де соның нәтижесінде олар жоғары қалқып шығып, жер бетіне жақын келген кезде көлденең бағытта жайылып біртіндеп қатаяды, ал салмағы ауырлап, тығыздалған жоғарғы қабаттағы заттар, қайтадан төмен шөгіп мантиялық заттармен араласады.

Мұхит ортасындағы жоталарға тән рифт түбіндегі жарықтар бойымен мантия заттарының жоғары шығуы спрединг құбылысының пайда болуына әкеп соқтырады, яғни литосфералық тақталардың бөлшектеніп, бір-бірінен екі жаққа ығысып алшақтауы нәтижесінде жер қыртысының мұхиттық тегі қалыптасады. Вулканизм және жерсілкіну осы құбылыстармен қатарласа жүреді. Осындай мұхит түбінің кеңеюі палеомагниттік зерттеу жұмыстарының нәтижесінде дәлелденді деуге болады.

Спрединг зоналарда жер қыртысының мұхиттық түрі құралып жатқанда, ығысқан литосфера тақталарының алдыңғы жағы басқа тақталардың астына сүңгіп кеткен жағдайда “*субдукция*” үдерісі, ал екінші тақталардың үстіне жылжып кетсе “*обдукция*” үдерісі жүзеге асады. Мұндай зоналарда терең мұхиттық науалар (Мариан және Филиппин ойпаңдар) және оларды жиектеп қамтитын аралды иіндер (Жапон, Курил аралдары), құрлықтық аймақтарда Кордильер, Анды сияқты таулар түзіледі. Егер екі материктік тақталар бір-бірімен соқтықса “*коллизия*” процесі пайда болады. Мысалы, Үнді тақта Еуразия

тақтасына ығысып соқтығуы нәтижесінде Гималай, Қарақорым, Памир, Гиндукуш сияқты зәулім қатпарлы таулар құрылған. Субдукция және обдукция нәтижесінде қалыптасқан аралды иіндер және материктердің таулы құрылыстарын құраған тау жыныстары қатпарларға жиырылып әр түрлі айырылымды деформацияларға ұшырап, сонымен қатар интрузиялық және эффузиялық шоғырлармен күрделінеді.

Сөйтіп, спрединг зоналарында жер қыртысының құрамы жаңарып отырады да, субдукция зоналарында жер қыртысының заттары төмен қарай ауысып, астеносфера деңгейінде балқу әрекеттеріне ұшырайды, ал обдукция аймақтарында тау жыныстары қатпарларға жиналып планда доға тәрізді заңғар тауларды құрады.

Литосфералық тақталар тектоникасы туралы теория бойынша Жер шарының сыртқы қатты қабаты бірнеше ірі-ірі бөлшектерге, яғни литосфералық тақталарға бөлінеді (41-сурет). Олар бір жағынан спрединг белдемдерімен шектелсе, екінші жағынан “субдукция”, “обдукция” немесе “коллизия” белдемдерімен шектеледі. Әрбір тақта спрединг зонасынан субдукция немесе обдукция зонасына қарай бір бағытта жылжып отырады. Бұл тақталардың қозғалысы кезіндегі олардың бір-бірімен соқтығысуы тек қана жер сілкіністерін тудырып қана қоймай, сонымен қатар жанартаулар атқылауына себепкер болады. Литосфералық тақталардың саны бар-жоғы он-он бестен аспайды. Бұл тақталардың заттық болмысы континенттерде де, мұхиттардан да тұруы мүмкін. Бұлардың басты-бастылары Еуразия, Африка, Солтүстік Америка, Оңтүстік Америка, Үнді, Австралия, Антрактида, Тынық мұхит, Арабия, Наска және Кокос атты тақталар. Мәселен, Еуразия тақтасына осы материкпен бірге Атлант мұхитының солтүстік-шығысы және Солтүстік мұзды мұхиттың үлкен бөлігі кіреді. Африка тақтасы Атлант мұхитының оңтүстік-шығыс бөлігі мен Үнді мұхитының іргелес бөліктерін қамтиды. Әрбір литосфералық тақта үш түрлі шекаралармен шектеледі. Бұл шекаралардың біріншісі – Орта мұхиттық жоталар, екіншісі мұхиттағы шұңғыл науалар, ал құрлықта – екі континенттің өзара соқтығуынан пайда болған биік таулы зоналар, үшіншісі – трансформалық тектоникалық жарылымдар.

Литосфералық тақталар тектоникасы тұжырымдамасын жа-сақтаушылардың жарқын өкілдері: Д. Мак-Кензи мен Р. Паркер (1967) және У. Дж.Моргал (1968). Кейін француз ғалымы Ле Пишон планетамыздың даму заңдылықтарын одан әрі дамыта түсті. Ол Жер шарының сыртқы келбетін ірі-ірі литосфералық тақталарға бөле отырып, сол тақталарға тән қозғалыстарды бір-бірімен салыстыра зерттеді. “Литосфералық тақталар тектоникасы” туралы тұжырымдаманы зерттеуге Ресей ғалымдары (Монин, 1977), Серохтин (1974,1979), Ушаков (1974) және т.б. үлкен үлес қосты. Бұл орайда Н. Сейітов, А. Авдеев сияқты қазақстандық ғалымдардың еңбектерін де атап өту орынды. Егер литосфералық тақталардың келешектегі ығысу бағыттары қазіргі кездегі бағытын сақтайтын болса, американ геологтары Р. Дитц пен Дж. Холденнің болжамына сәйкес болашақта Австралия солтүстікке қарай жылжи отырып Калимантан, Сулавеси, Суматра және Лусон аралдарын солтүстік-шығыс Азияға қарай ығыстырады. Үнді тақтасы Орталық Азияны тықсырып Гималай, Тибет, Тянь-Шань және Памир тауларының одан әрі биіктеуіне әсер етуі ықтимал.

Африка материгінің солтүстік бағытқа жылжуы барысында Жерорта теңізін біртіндеп тарылта түседі. Біртіндеп сығыла келе Жерорта теңізінің түбінде қатпарлар түзіліп, тау жоталары пайда болады. Альпі мен Атлас таулары бұрынғыдан да биіктей түседі. Кейінірек Жерорта теңізі кішігірім көлдерге бөлшектеніп, мүлдем таусылуы да мүмкін. Тұтас жатқан Африканың шығыс бөлігінде меридиан бағытта созылған Ұлы Африканың тектоникалық жарылым бойымен Африка материгі бөлшектенуі ықтимал. Арнаулы құралдар арқылы жүргізілген зерттеу жұмыстарының нәтижесінде қазіргі кездің өзінде-ақ аталған тектоникалық жарылымдардың кеңейе түсетіндігін байқауға болады. Осы тектоникалық жарылымның ені жылында бірнеше сантиметр жылдамдықпен кеңейетін болса, геологияның келешегінде Африка материгі өзінің шығыс бөлігін жоғалтқан болар еді. Ал Мадагаскар аралы құрлықта одан сайын алыстай түседі. Сондай-ақ Қызыл теңіз бен Аден шығанағы кеңейіп, солар арқылы Үнді мұхиты Жерорта теңізімен бірігеді (Н. Тұякбаев, К. Арыстанов, Б. Әбішев, 1993).

III бөлім ЭКЗОГЕНДІК БЕДЕР

Экзогендік бедер құратын факторларға әр түрлі климат элементтерінің, өзендер мен көлдердің, теңіздердің, мұздықтар мен қарлардың, желдің және тағы басқа элементтердің әсері жа-тады.

Экзогендік бедер құратын үдерістердің негізгі көзі күн ра-диациясы, ол жер бетіне, гидросфераға және атмосфераға өзара әрекеттесіп, әр түрлі климаттық жағдайлар қалыптастырады. Ал климат жағдайлары бүкіл жер бетінің өзгеруінде негізгі факторлардың бірі болып саналады. Климат элементтерінің ішіндегі аса маңызды фактор – ауа температурасы. Осы ауа тем-пературасының әсерінен әр түрлі табиғи зоналардың климаты қалыптасады. Мәңгілік мұздықтар мен қар жамылғысының пай-да болуы, тау жыныстарының үгілуі, химиялық үдерістер және т.б. осы ауа температурасына тікелей байланысты.

Климаттың екінші маңызды элементтерінің бірі жауын-шашын. Олар өзендердің, көлдердің, батпақтардың және мұз-дықтардың пайда болуына едәуір әсерін тигізеді. Тау жы-ныстарының ыдырауына және олардың тасымалдануына, бедердің көптеген пішіндері тілімделіп жаңа пішіндердің қа-лыптасуына жауын-шашын өте қолайлы жағдай жасайды. Жел бір жағдайларда құм бөлшектері арқылы тау жыныстарын бұзып, қашап, өңдеп механикалық әсер етсе, екінші жағдайларда құмның тасымалдануына, шөгуіне және жаңа аккумуляциялық жер бедерлер (құм төбелер, барқандар, жағалық шағылдар және т.с.с.) құрылуына себепші болады. Мұздықтар биік тау өлке-лерде едәуір механикалық (экзарация) әрекет жасап, ерекше мұздық бедер пішіндерін құрады.

Жер бетінің құрылуына әрқашан әсерін тигізіп отыратын тағы да бір экзогендік бедер түзетін үдерістердің энергиялық көзі – гравитация немесе ауырлық күші. Бұл күштер арқылы неше түрлі опырылма, сусыма, жылжымалар, қар көшкіндері және т.б. қиратқыш табиғи құбылыстар пайда болады.

Экзогендік үдерістердің жалпы энергиясының негізгі көзінің бірі – Жердің өз осі бойымен және Күннің төңірегінде айналуы, осының әсерінен жылдың төрт мезгілінің болуы және күн мен түннің ауысып тұруы. Ауа температурасының, жауын-шашын мөлшерінің және табиғи қиратқаш құбылыстардың оқтын-оқтын маусымдық өзгеруі, жалпы айтқанда бедер пішіндерінің құрылуына едәуір әсер ететін бүкіл табиғи ландшафтының жаңаруы осы құбылыстарға байланысты. Сонымен қатар Жердің өз осі бойымен айналуы бедердің өзгеруіне тікелей ықпалын тигізеді.

Сөйтіп, экзогендік үдерістер, яғни сыртқы үдерістер (грек. *exo* – сыртында, *genes* – туу, пайда болу) деп күн күн сәулесінің энергиясына және гравитациялық күштер мен организмдердің тіршілігіне байланысты жер бетінде немесе жер қыртысының беткі бөлігінде өтетін үдерістерді атаймыз. Экзогендік үдерістерге үгілу, мору, эрозия, денудация, абразия, экзарация және т.б. жатады. Экзогендік үдерістердің жер бетінде көрініс беру түрлері: тау жыныстарының бұзылуы және оларды құрайтын минералдардың химиялық өзгеруі (физикалық үгілу, химиялық және органикалық үгілуі); қопсыған және еріген тау жыныстарының бұзылу өнімдерінің су, жел және мұздық арқылы шайылып тасымалдануы, құрлықта немесе су алаптарының түбінде шөгуі және шөгінді тау жыныстарына баяу ауысуы. Экзогендік үдерістер жер беті морфомүсіндердің пайда болуына себепші және эндогендік үдерістермен бірге Жер бедерін қалыптастырады; сонымен қатар шөгінді тау жыныстары қат-қабаттарымен байланысты пайдалы қазбалар кен орындарын құрайды.

19. Бедер және климат

Климат – бедер құратын факторлардың ішіндегі ең маңыздысы. Климат пен бедердің өзара байланысы әр түрлі. Мысалы, үгілу үдерістерінің қарқындылығы климатқа тікелей байланысты, ол белгілі мөлшерде үгілу құбылысының сипатын анықтайды, өйткені климатпен экзогендік күштердің қарқындылық дәрежесі тәуелді. Әр түрлі климат жағдайларында

өздеріне тән бедердің ерекше пішіндері пайда болады. Климат бедер түзетін үдерістерге қаншама тікелей әсер етсе, соншама табиғат ортасының басқа компоненттері, мысалы гидросфера, топырақ-өсімдік жамылғысы арқылы, жанама да әсерін тигізеді. Оңтүстік Батыс Африка жағалауындағы Намиб шөлінің және Оңтүстік Америкадағы Атакама шөлінің пайда болуы жағалау бойымен өткен суық теңіз ағыстарына байланысты. Бұл жерде климат осындай бедердің пайда болуына гидросфера арқылы әсерін тигізеді.

Климаттың функциясы болып табылатын өсімдік жамылғысының өзі бедер құратын процестерге ықпал етеді, мәселен, жер бетінде өсімдік жамылғысы тұтас болып кеткен жағдайда су торларының ағуы бірден азайып, мүлде тоқтап қалуы ықтимал. Ал өсімдіктер сирек болған жағдайда, немесе түгел жалаңаштанып қалған аймақтарда қарқынды физикалық және механикалық үгілуге және эрозиялық процестердің дамуына әкеп соғады. Пайда болған борпылдақ түйірлер мен шаңтозаң шөлді жерлерде желдің әрекетіне ілесіп әр түрлі эолдық пішіндерді қалыптастырады.

Климат пен бедер арасындағы тура және жанама түрдегі байланыс экзогендік бедердің белгілі дәрежеде климаттық зоналылығына тәуелділігінің салдары. Нақ осы тұрғыдан экзогендік процестер әсерінен пайда болған бедер климаттық зоналылығына байланысты. Ол мұнымен байланыссыз қалыптасқан эндогендік бедер пішіндерінен ерекшеленеді. Сондықтан эндогендік бедерді әдетте «белдемсіз», яки «азональды» бедер түрлеріне жатқызады.

XX ғасырдың бас кезінде неміс ғалымы А. Пенк климатты оның бедер құратын рөліне байланысты жіктеуге әрекет жасады. Ол климатты негізгі үш түрге бөлді: нивалдық (лат. *nivalis* – қарлы), гумидтық (лат. *humidis* – ылғалды) және аридтық (лат. *aridus* – құрғақ). Кейіннен бұл жіктеме толықтырылды.

Төменде климаттың бедер құруындағы рөліне сәйкес олардың жіктелмесін келтіреміз.

Нивалдық климат. Жылдың барлық мезгілдерінде жауын-шашын көп мөлшерде қар, бұршақ түрінде түсіп, жылдың жылы мезгілінде қары еріп, суы буланып үлгермейтін климат. Жауа-

тын қар еритін қармен оның буланатын мөлшерінен басым болады. Мұндай аймақтардың қары жинала келе мәңгі қарға айналады да, мұздықтарға бастама береді. Нивальдық климат жағдайларында негізгі бедер құратын фактор – жылжымалы мұздықтар. Қар мен мұз жамылғысы болмаған ашық жерлерде физикалық үгілу процесі (негізінен аязды процесс) қарқынды түрде дамиды. Ал, аязды процесс немесе нивация (қардың тау жыныстарын бұзу процесі) – температураның ауытқып, қардың қатуы мен еруінің алма-кезек ауысуы нәтижесінде, онымен беттескен тау жыныстарының аяздық үгілуге ұшырап бұзылуы. Бедер құрылуға мәңгі тоң процесі де елеулі әсер етеді. Нивалдық климатқа полярлық аймақтар (Антарктида, Гренландия, Солтүстік мұхит аралдары) және қар шекарасынан жоғары көтерілген заңғар таулардың биік бөліктері тән.

Субарктикалық белдеуінің және көп жылдық тоң топырақтың таралу аймақтарының климаты. Қысы қатал, әрі ұзақ поляр аймағының климаты. Күн радиациясы аз, жазы қысқа әрі суық. Жаздың ең жылы айдағы орташа температура 0°-тан төмен болады. Қыста ауа райы ашық, жазда – тұманды әрі бұлтты. Жауын-шашыны аз – жылына 200-300 мм-ден аспайды. Осындай климат бұрын қалыптасқан мәңгі тоң топырақтың ерімей сақталуына және *солифлюкциялық* процестердің дамуына қолайлы жағдай туғызады. Бұл суға әбден қаныққан топырақтың және жұқа дисперсиялық тау жыныстардың аяздан қатқан беттің үстімен төмен қарай баяу сырғып ағуы. Полярлық климат Еуразия және Солтүстік Американың тундра белдеуіне және Шығыс Сібірдің көп бөлігіне тән.

Гумидтік климат – аса ылғалды климат. Мұнда жыл бойы түсетін жауын-шашын топыраққа сіңетін және буланып кететін судың мөлшерінен едәуір басым болады. Атмосфералық судың артығы беткейлер бойымен сорғалап ағып, алаңдық шаюды қоздырады немесе тұрақты және уақытша аққан судың нәтижесінде бедердің әр түрлі эрозиялық пішіндерін (аңғарларды, жыраларды) қалыптастырады. Сондықтан эрозиялық пішіндер торы гумидты климат жағдайында жиі қалыптасады. Ылғалды және жылудың көп мөлшерде болу себебінен гумидты климатты

аймақтарда химиялық үгілу үднрісі мейлінше қарқынды жүреді. Бұған қоса карст үдерістері де дамиды.

Жер шарында гумидтік климат үш белдемге бөлінеді: оның екеуі қоңыржай белдеулердің Солтүстік және Оңтүстік жарты-шар бөлігінде дамыса, үшіншісі экваторлық белдеуге бөйімделген. Климаттың бұл түріне, яғни оның бедер түзетін рөлінің сипатына сәйкес субтропиктердің және қоңыржай белдеулердің муссондық аймақтары (Еуразия және Солтүстік Американың шығыс және оңтүстік-шығыс аймақтары) жатады.

Аридтық климат - қуаңшылық немесе аңызак климат. Ауа температурасы жоғары, атмосфералық жауын-шашыны аз, шөл мен шөлейттерге тән құрғақ климат. Жылдық жауын-шашын мөлшері 150-200 мм-ден аспайды. Бұл жағдайда булану қарқындылығы жауын-шашын мөлшерінен әлдеқайда артық, өсімдік жамылғысы өте сирек немесе мүлде болмайды, физикалық үгілу, әсіресе температуралық үгілу басым.

Аридтық климат жағдайларда эрозиялық әрекеттер әлсірейді, негізгі бедер құратын агент – жел әрекеті. Үгілген заттардың құрғақтығынан тек қана ашық беттерден ғана емес, сондай-ақ тау жыныстарының жарықшақтарынан ұсақ түйірлердің желмен тез ұшып кетуіне мүмкіндік туғызады. Қорыта келгенде, қатты берік тау жыныстар қашалынады, соның нәтижесінде аридтық климатта геологиялық құрылымдар жер бетінде анық байқалады.

Аридтық климат аймақтарының басым бөлігі оңтүстік және солтүстік қоңыр салқын ендіктердің 20° және 30° аралығындағы материктерде дамыған. Аридтық климат осы айтылған ендіктерден тыс басқа жерлерде де байқалады, мұндай жағдайда олардың құрылуы материктердің көлеміне және орографиялық ерекшеліктеріне байланысты. Мысалы, Солтүстік жарты шардағы Шығыс Азияның аридтық белдемі солтүстік ендіктің 50°-на дейін тарап жатыр.

Осында айта кететін бір мәселе, климаттың бір морфологиялық типінен екіншісіне баяу ауысып отыруы. Сол себептен экзогендік бедер түзуші үдерістер де климаттың ауысуына сәйкес біртіндеп өзгеріп тұрады.

Бірқатар аймақтарда экзогендік үдерістерден қалыптасқан бе-

дер пішіндерінің қазіргі климаттық жағдайларға сәйкес еместігін байқауға болады. Мысалы, Еуропаның Солтүстік жартысында қазіргі кезде ешқандай мұздықтар жоқ болғанымен және бұл аймақ қоңыржай белдеудегі гумидтік климатта орналасқанымен, мұздық әрекетінен пайда болған бедер түрлері таралған. Бұл ертеректе, мұз басу кезеңінде Солтүстік Еуропаның көп бөлігін мұз жамылғысы басқанын және соның нәтижесінде нивалдық климат белдеуінде орналасқандығынан деп түсіндіріледі. Бұл жерде осы уақытқа дейін қазіргі климаттың жағдайларына тән емес мұздықтар әрекетінен құрылған және сақталған бедер пішіндері бар. Мұндай түрлерін реликті (лат. *relictus* – қалдық) деп атайды. Осындай пішіндерді зерттеудің зор ғылыми мәні бар. Бедердің қалдық пішіндері шөккен тау жыныстарымен қатар жеке аймақтардың палеоклиматы туралы көп мәлімет алуға мүмкіндік туғызады. Бірақ бедер климаттың, әсіресе топырақ жамылғысының өзгеруімен салыстырғанда өзінің түрін баяу өзгертеді.

Сондықтан, қазіргі кездегі экзогендік бедердің бейнесі бір-қатар аймақтарда тек қазіргі климаттық ерекшеліктерге ғана емес, сонымен қатар өткен геологиялық кезеңдерге де байланысты қалыптасады деген қорытынды шығаруға болады (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

20. Тау жыныстарының үгілуі

Тау жыныстарының үгілуі (морылуы) деп ауаның, су мен тірі организмдердің әсер ету нәтижесінде жер бетіндегі минералдар мен тау жыныстарының механикалық бұзылып химиялық ыдырауын айтады.

Тау жыныстарының үгілу қарқындылығы оның әр түрлі физика-механикалық қасиеттеріне және химиялық төзімділігіне байланысты. Тау жыныстарының негізгі қасиеттеріне олардың беріктілігі, түсі, еру қасиеті, қат-қабаттылығы және тағы басқа қасиеттері жатады. Тау жыныстарының беріктілігі олардың механикалық әсеріне төзімділік көрсетуі, мысалы, біртұтас қатты порфирит немесе кварцитке ұқсас жұмырланған магмалық тау жыныстары баяу, бәсең үгіліп, жер бетінде дөнес бедерлерді

құрайды, ал икемді, жұмсақ тау жыныстары керісінше сыртқы, экзогендік әсерінен жылдам бұзылып шайылып кетіп жер бетінің ойыс пішіндерін түзеді. Түсі ақшыл тау жыныстары күн сәулесін шағылтады, ал қара түсті тау жыныстары күн сәулесін өзіне тартып, көбірек қызып, өз аумағын ұлғайтып жылдам үгіледі. Бұған мысал үшін гранитті алайық. Ол өзінің беріктілігіне қарамастан шөлді аймақтарда тез үгіледі, себебі оны құрайтын минералдар әр түсті болады. Әр минералдың түсі әр түрлі болғандықтан, олардың күн сәулесін қабылдау қасиеті де біркелкі болмайды, ұлғаю коэффициенті де әр түрлі. Сонда жылыну мен суыну кезі алмасқан кезде бірнеше минералдардан құралған тұтас гранит тастар босап үгіле бастайды. Осы гранит тастарды құрайтын қызғылт дала шпат минералы химиялық ыдырау нәтижесінде сазды топыраққа айналып, кварц түйірлері кейін борпылдақ құм түйірлеріне ауысады.

Табиғат факторларына байланысты үгілудің үш түрі бар. Олар: физикалық, химиялық және органикалық. Физикалық (механикалық) үгілуге температураның өзгеруі, тау жыныстарының жарықшақтарында судың қатуы мен еруі, жануарлар мен өсімдіктердің тіршілік әрекеті, булану, су құрамындағы тұздардың кристалдану процестері жатады. Физикалық үгілу барысында тау жыныстарының кесек тастары температураның күрт өзгеруіне байланысты көлемін бірде үлкейтіп, бірде кішірейтіп тұратындықтан шытынап сынады. Мұндай жағдайлар шөлді аймақтарда және биік таулы өлкелерде жиі кездеседі. Әсіресе күн мен түннің ауысуына байланысты ауа температурасының тәуліктік ауытқуынан тау жыныстарының күндіз қатты қызып, түнде суының зор маңызы бар. Температура жоғарылаған сайын тау жыныстарының сыртқы бөлігі күн сәулесінен, ішкі бөліктерінен гөрі молырақ қызып, көлемі ұлғаяды да нәтижесінде жарылып бұзылады. Тау жыныстарының жылу өткізгіштігі біршама төмен болғандықтан, олардың сыртқы қабаттары қабыршақтанып, ішкі массадан бөліне бастайды. Ал, температура төмендеуінен тау жыныстарының сыртқы қабаттары ішкі қабаттарға қарағанда жылдамырақ суиды. Сөйтіп, алма-кезек жылыну мен суыну себебінен тіпті ең төзімді, берік тау жыныстарының өзін бұзып ыдыратады. Тау

жыныстарының механикалық ыдырау нәтижесінде олардың ауамен, сумен шектесуі әлдеқайда арта түсіп, химиялық үгілудің дамуын жеңілдетеді түседі. Су және әр түрлі еріткіштер әрекетінен тау жыныстары еріп, сілтілену (выщелачивание), гидратация (су жұту), дегидратация (судан арылу), гидролиз құбылыстарын тудырады да оттегі тотығуды күшейтеді, көмір қышқыл газы судың химиялық белсенділігін және сутегі иондарының шоғырлануын арттырады. Химиялық процесс нәтижесінде жана минералдар пайда болады. Мысалы, дала шпаттары мен слюдалар каолинитке, гидрослюдаларға айналады, ал ерітіндіге түскен заттар шайылып кетеді. Физикалық және химиялық үгілулер бір мезгілде өтеді, бірақ нақты физикалық-географиялық жағдайларға байланысты біреуі екіншісінен басым болады. Қуаңшылықты, биік таулы, полярлық аймақтарда физикалық және механикалық үгілу басымдау, ал қоңыржай белдемдерде немесе ылғалды, субтропиктік белдеулерде химиялық үгілу басым.

Химиялық құбылысқа көбірек ұшырайтындар: әктастар, доломиттер, тас тұздар, гипстер және тағы басқа карбонатты тау жыныстары. Бұлар жеңіл еріп, сумен ерітіндіге шығады. Нәтижесінде жер бетінде әр түрлі қуыс бедер пішіндері – үңгірлер, карстық шұңқырлар, құдықтар және т.б. пайда болады.

Органикалық үгілуде механикалық және биохимиялық әрекеттер арқылы таужыныстарының бұзылуы. Механикалық бұзуды өсімдіктер өздерінің тамыр жүйесі арқылы атқарады. Ағаштардың тамыры тіпті берік қатты түпкі тау жыныстарының өзін сындырып едәуір бөлшектеп жібереді. Мысалы, өсімдіктердің тамыры қаланың көшелеріндегі бетон, плитаны немесе асфальт қабатын тесіп өтетіні баршамызға аян. Механикалық әрекеттен басқа органикалық үгілу өсімдіктердің, жануарлардың, микроорганизмдердің, бактериялардың, саңырауқұлақтардың, балдырлардың, қыналардың, мүктердің биохимиялық әрекеттеріне тығыз байланысты. Олар өздерінің тіршілік етуі үшін, не болмаса өзі солғаннан соң бойынан көптеген көмірқышқыл газдарын және органикалық қышқылдарды шығарып тау жыныстарын бөлшектеуге және ыдырау үшін едәуір әрекет жасайды. Сөйтіп, химиялық және биохимиялық ыдырау процестері тоқталмастан өте береді. Үгілген тау жыныстарының

көп бөлігі ешқашанда өз орнында қалмайды, тасымалдау агенттері арқылы (салмақ күші, ағын сулар, жел күші, мұздық әрекеті) бедердің төменгі ойпат аймақтарына және мұхиттарға барып шөгеді. Үгілу және үгіліске ұшыраған бөлшек заттардың тасымалдануының және шөгуінің жинақтық процестерін денудация (лат. *denudatio* – ашылу) деп атайды. Басқаша айтқанда, денудация – тау жыныстарының бұзылуы, үгілуі және пайда болған үгінділердің көтеріңкі аймақтардан салмақ күші су, жел, мұздық әрекетінен сырғып, ойыс өңірлерге шөгуі.

Үгілу нәтижесінде жер бетінде, бір жағынан, минералдық массалар өзгеріп орнынан ауысып тұрса, екінші жағынан, шайылу әрекетінен төменде жатқан түпкі тау жыныстары үнемі жер бетіне ашылып шығып, үгілу процесі одан әрі тереңдей түседі. Сөйтіп жер беті ұдайы жаңарып, құрлықтың көтеріңкі өлкелері төмендейді, таулар бұзылып, құлдырап жазыққа айналады, бедердің бір түрі жойылып басқа түрлер пайда болады. Ақырында жер бетінің кедір-бұдыры тегістеліп денудациялық жазықтықтар (пенеплен) қалыптасады.

Үгілу қыртысы (кора выветривания)

Литосфераның беткі бөлігінің аэрация зонасының ауқымында әр түрлі факторлардың (ауа, су, организмдер) әсерінен өзгерістерге ұшыраған магмалық, метаморфтық және шөгінді тау жыныстары есебінен қалыптасқан және сол орнынан қозғалмай сақталып қалған үгілген тау жыныстарының жиынтығын *үгілу қыртысы* дейді (42-сурет). Үгілу қыртысы борпылдақ құрылымымен, көбінесе қоңыр немесе қызыл түсті едәуір сазды минералдардың қоспасы бар химиялық және минералдық құрамымен ерекшеленеді.

Үгілу қыртысының түрі және қалыңдығы көптеген табиғи факторларға байланысты. Оның қалыптасуына алдымен жоғарғы температура мен мол ылғал және тегіс бетті жазықтық қолайлы. Сонымен қатар тау жыныстарының тозу-үгілу мерзімі ұзақ болуы шартты. Үгілу қыртысы өзінің құрамы мен қалыңдығына қарай бірнеше түрге бөлінеді, олар: а) химиялық аса өзгермеген, немесе аз мөлшерде өзгерген, негізінде түпкі тау жыныстардан

құралған кесек тасты үгілу қабығы; ә) химиялық мөлшерде өзгерген түпкі тау жыныстармен қатар дала шпат пен слюданың өзгеруі арқылы сазды-гидрослюда минералынан құрылған гидрослюдалық қабық; б) монтмориллониттық қабық – алғашқы минералдардан терең химиялық өзгерістен өтіп түзелген негізінен сазды минерал – монтмориллониттен құралады; в) каолинит қабық; г) қызыл топырақты қабық; д) латеритты қабық. Үгілген қыртыстардың соңғы екі түрі ұзақ уақыт бойы түгелімен үгіліп, алғашқы тау жыныстар құрамынан толық ажырауы нәтижесінде пайда болған. Жоғарыда атап айтылған үгілген қабаттар түрлерінің әрқайсысының өздерінің табиғат зоналық сипаттамасы бар. Мәселен, кесек тасты үгілу қабықтар полярлық биік таулы өлкелерде, сонымен қатар тасты шөлдерде кездеседі. Гидрослюдалық қабық суық және қоңыржай зоналарда дамиды. Монтмориллониттық қабық дала және шөлейт аймақтарда, каолинитті және қызыл топырақты қабықтар – субтропикалық зонада түзілген, ал латеритті қабық – алюмосиликаттардың әбден өршіген химиялық үгілудің әсерінен, ыстық және ылғалды экваториалдық зоналардың жазық өлкелерінде түзілген тау жыныстарының қызыл түсті ерекше түрі.

Жоғарыда айтылған үгілу үдерістерінің бедер түзетін рөлін ерекше айтып кетуге болады. Жалпы айтқанда үгілу үдерісінің өзі қандай да болсын ерекше бедер пішіндерін құрмайды. Бірақ тау жыныстары ыдырауының үнемі және маңызды факторы бола тұрып, бұл процесс басқа экзогендік агенттердің тасымалдауына



42-сурет. Үгілу қыртысының кимасы (Геологиялық сөздік, Пекин, 1983).

қолайлы борпылдақ материалын дайындайды да, ауырлық күші әрекеті арқылы сол материалды гипсометриялық төмен жерге ығыстырып, ауыстырып әкелуге әсер етеді. Дәл осы жағдайда үгілу процесінің бедер түзілуінде атқаратын орны өте зор.

Үгілу қыртысының елеулі практикалық маңызы да бар. Көптеген қымбат пайдалы қазбалар, мысалы, бокситтың, темір тотықтарының кені, никель, марганец, кобальт және хром кендерінің кейбір түрлері осы үгілу қабығына байланысты. Түрлі-түсті минералдардың шашылымды кенорындарын іздестіруде үгілу қабығын зерттеудің келешегі өте зор.

Дүние жүзінде әр геологиялық дәуірлерде қалыптасқан үгілу қыртысы кең таралған. ТМД елдер аумағында протерозой эрасының үгілу қабығы Карелия мен Украинада, девон кезеңінің қабығы Тиман қыратында, мезозой мен төменгі кайнозой дәуіріндегі үгілу қыртыстары Орал тауында және Қазақстанның Сарыарқа даласында кездеседі. Торғай облысындағы белгілі Аманкелді боксит кенорны осы мезозой кезіндегі кең жазық пенепленмен байланысты.

21. Беткейлер, беткейлік үдерістер және беткей бедері. “Беткей” туралы ұғым

Беткейлер - құрлықта (таулардың, қыраттардың аумағында, өзен аңғарларының бойында және т.б.), сонымен қатар теңіз бен мұхит жағалауларында және олардың түбінде эндогендік және экзогендік үдерістер нәтижесінде қалыптасқан жер бетінің еңісті бөліктері. Беткейлердің сипаты оларды түзетін таужыныстарының құрамына, құрылысына, жердің абсолюттік және салыстырмалы биіктігіне, беткейлік процестердің қарқындылығына, климат ерекшелігіне, өсімдік түрлеріне, беткейлер экспозициясына және табиғи ортаның басқа да құрамбөліктеріне байланысты. Беткейлер дамыған аймақтарда ауырлық күш әсерінен топырақтың төмен қарай сырғып ауысуы үлкен рөл атқарады. Жалпы құрлық бетінің 80%-ы беткейлер алып жатыр. Сондықтан беткейлер қалыптасуының және олардың ауқымында өтіп жатқан табиғи процестердің маңызы өте зор.

Беткей етегіне қарай бағытталған үгілген материалдың

ауырлық күш әрекетіне борпылдақ тау жыныстар бөлшектерінің өзара тұтасу күші және олардың астында жатқан түпкі тау жыныстарының ілініс күші кері әсер етеді. Осы үгілген материалдың ауырлық күші мен тұтасу күштері арасындағы арақатынас беткейлер үстіндегі үдерістердің бағытын және қарқындылығын белгілейді. Бұл үдерістер көптеген факторларға байланысты болып, олардың әрі қарай дамуына себепші болады. Беткейлердің үстінде болып жатқан үдерістер үгілген материалдың шайылып жойылуына, тасымалдануына немесе олардың жиналып шоғырлануына әкеп соғады. Соның нәтижесінде өңделген (выработанный) және аккумуляциялық бедер пішіндері пайда болады. Беткейлік денудация (склоновая денудация) бұл бедер пішіндерін қалыптастыратын негізгі экзогендік факторлардың бірі болып саналады. Сонымен қатар, беткейлік денудация аллювийлік, мұздық, теңіздік және басқа шөгінділер түрлерінің (генетикалық типтерінің) көзі болып табылады.

Тау жыныстарының үгілуі мен беткейлік үдерістер өзара тығыз байланысты, демек беткейлерден борпылдақ тау жыныстарының шайылып кетуі түпкі таужыныстарының жер бетіне шығуына мүмкіндік береді де, оның тез үгілуіне әкеліп соқтырады. Керісінше, беткейлердің баяу шайылуы үгінділердің жиналуына әкеледі, соның себебінен түпкі тау жыныстарының одан әрі үгілуіне кедергі жасалады. Сөйтіп, беткейлік үдністердің қарқындылығы ақырында денудация жылдамдығын белгілейді.

Беткейлерді және беткейлік үдерістерді зерттеудің ғылыми мағынасы – бедер пішіндерінің жаратылу тегін және даму тарихын анықтау, сонымен қатар, беткейлердің өте зор практикалық маңызын көрсету. Себебі эрозиялық үдерістерге қарсы күрес жүргізуде, гидротехникалық және тұрғын үй құрылыстарын салуда, қазба байлықтарды іздестіру жолында беткейлердің қалыптасуы, олардың геологиялық құрылымы және беткей үстіндегі өтіп жатқан үдерістер едәуір мәліметтер береді.

Беткейлердің морфологиясы, яғни сыртқы бейнесі әр түрлі. Олар еңістелу дәрежесіне қарай: тік құлайтын (35° -тан аса), құламалы ($15-35^\circ$), орташа еңісті ($8-15^\circ$), жайпақ ($4-8^\circ$), өте жайпақ

(2-4°) беткейлер болып бірнеше түрге бөлінеді. Беткейлердің бұлай бөлінуінің кейбір генетикалық мәні бар, демек олардың үстінде жүріп жатқан процестердің сипаты және қарқыны туралы сараптауына мүмкіндік береді және олар халық шаруашылығына қажетті, инженерлік-геоморфологиялық зерттеулерді жүргізу кезінде қолданылады. Тік құлайтын беткейлердің бірі – жарлар. Олар неотектоникалық (жерсілкіну) қозғалыстар, абразия, эрозия және т.с.с. процестердің әсерінен қалыптасады. Жарлар оларды тудырушы күштер толастамаған жағдайда ғана көрініс береді; бұл күштер толастауы-ақ мұң екен жарлардың ернеулері (жиектері) гравитациялық үдерістердің әсерінен бірте-бірте тілімденіп жайпақтала бастайды.

Ұзындығына қарай беткейлер – ұзын беткей (50-500 м), орташа ұзын беткей (50-500 м) және қысқа беткей (50 м) – болып жіктеледі.

Беткейлер қима пішініне қарай тік беткей, дөңестеле иілген беткей, ойыңқы еңістеле иілген беткей және кертпешті беткей болуы ықтимал. Дөңестеле иілген беткейлердің табаны біршама айқын көрінеді, жоғары ернеуінде жайпақтау болып келеді, ал төменгі өңірінде біршама құламалы болады. Ойыңқы (еңістеле) иілген беткейлердің табаны айқын емес. Олардың жоғарғы бөлігі тік, құламалы болады да, төменгі өңірінде бірте-бірте жайпақтала түседі. Неміс ғалымы В. Пенктің айтуынша, беткейлердің бойлық қимасы эндогендік және экзогендік күштердің өзара қарым-қатынасы әрекеттерінің сипатын білдіреді. Мысалы, жер қыртысының көтерілуі сыртқы күштердің әсеріне, яғни денудация үдерісіне теңбе-тең болса, онда тік беткейлер қалыптасады. Бірақ, табиғатта көбінесе дөңестене иілген және ойыңқы иілген беткейлер жиі кездеседі.

Жоғарыда айтылғандай, беткейлер негізінен экзогендік және эндогендік күштер әсерінен пайда болады. Осыған сәйкес жер бетіндегі барлық беткейлер жаратылу тегі (генезисі) жағынан эндогендік және экзогендік беткейлерге жіктеледі. Эндогендік беткейлер жер қыртысының тектоникалық қозғалыстары, магматизм және жерсілкіну әрекетінен қалыптасуы мүмкін. Тектоникалық беткейлер жер қыртысының тік бағыттағы қозға-

лыстарынан, қатпарлы және тектоникалық үзілмелі әрекетінен түзілуі ықтимал.

Экзогендік беткейлердің ішінде экзогендік агенттер әсерінен қалыптасқан, яғни ағынды сулар әрекеттен түзілген флювийлік беткейлерді және көлдер, мұхиттар, мұздықтар, жел, жерасты сулары әрекетінен қалыптасқан беткейлерді атап айтуға болады. Мұндай беткейлерге адамның шаруашылық әрекеті нәтижесінде пайда болған беткейлер де жатады.

Беткейлер морфологиялық өзгешелігіне, үстінде жатқан борпылдақ шөгінділерінің қалыңдығы мен құрамына және нақты физикалық-географиялық жағдайларына байланысты алуан түрлері болады. А. И. Спиридонов беткей үдерістерінің ерекшеліктеріне қарай келесі түрлерді даралаған.

1. *Нақты гравитациялық беткейлер* (склоны собственно гравитационные) еңістігі $30-40^{\circ}$ -тан жоғары, үгілу процестерінің нәтижесінде түзілген борпылдақ тау жыныстардың ауырлық күші әсерінен беткейлердің табанына қарай домалап құлауы нәтижесінде қалыптасады. Бұларға опырылмалар, қорымдар және қар көшкінді беткейлер жатады.

2. *Блоктар қозғалыстарының беткейлері* (склоны блоковых движений) әр аумақты таужыныстары блоктарының беткей бойымен төмен ауысып сырғуынан пайда болады. Блоктардың ауысуына жерасты суларының әсері маңызды рөл атқарады. Мұндай беткейлердің еңістігі $20-40^{\circ}$ арасында. Бұларға жылжымалар (оползни) және қалқымалы-жылжымалы беткейлер жатады.

3. *Борпылдақ жамылғысының жаппай төмен жылжу беткейлері* (склоны массового смещения чехла рыхлого материала). Топырақтың төмен жылжу сипаты оның консистенциясына және оның ылғалдылық мөлшеріне тікелей байланысты. Борпылдақ материалдың жаппай жылжуы беткейлердің әр түрлі еңістіктерінде (40° -тан $2-3^{\circ}$ дейін) өтеді. Беткейлердің осындай қатарына солифлюкциялық және дефлюкциялық баурайлар тән.

4. *Делювийлік (жазықтық шаю) беткейлер*. Ерітінді сулар мен жаңбыр суларының борпылдақ материалды шайып кетуінен және олардың беткейдің жайпақтау келген төмен бөлігінде немесе етегінде үйілуінен қалыптасқан беткейлер. Олар едәуір еңкіш және өте жайпақ келген ($2-3^{\circ}$) беткейлерде де байқалады.

Беткейлік үдерістер мен беткейлік бедер пішіндері

Гравитациялық қозғалыстарының қандай да бір түрінің басымдығы бойынша және бедер түзуші үдерістердің сипатына байланысты, беткейлік бедер пішіндері арасынан опырылымдық, жылжымалы, солифлюкциялық, делювийлік, эрозиялық және т.б. бөлінеді.

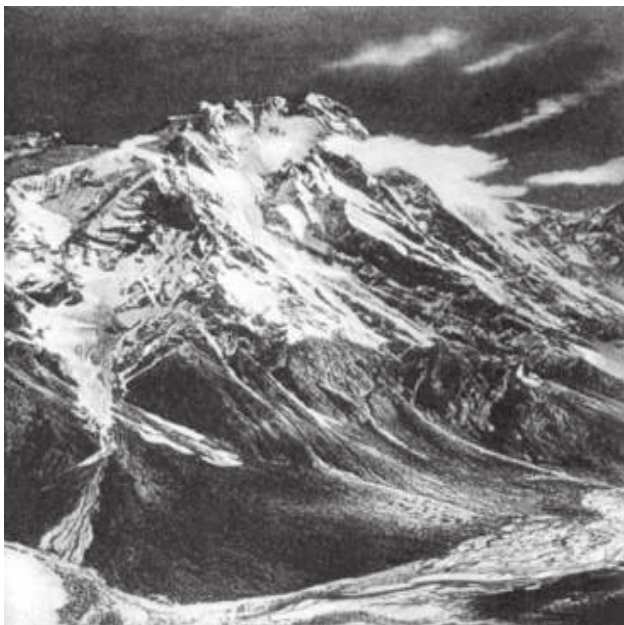
Опырылмалы беткейлер (обвальные склоны). Опырылмалар деп біршама тік жарлы беткейлердің бір бөлімі тау жыныстарының түпкі массивінен ілініс күшінің кенет кемуі салдарынан немесе уақытша таянышынан айырылып қалуы нәтижесінде ауырлық күші әсерінен төмен қарай қопарыла құлауынан туындаған шоғырларды атайды. Опырылмалардың түзілуі барысында алдымен беткей жиегіне параллель келген тік бағыттағы жарықтар немесе жарықтар жүйесі пайда болады, кейінірек тау жынысы массивтерінің опырылып қопарыла құлауы сол жарықтар бойымен өтеді. Өте ірі опырылымдар құбылысы көбінесе сейсмикалық дүмпулер әсерінен туындайды. Опырылымдардың морфологиялық нәтижесі – беткейдің жоғары бөлігінде құлама қабырға (стенки срыва), баурай қуыстар (нишалар) түзілуі және етек тұсында опырыла құлаған бөлшектерінің үйінділері.

Опырылма беткейлердің аккумуляциялық бөлігі ретсіз келген ойлы-қырлы төбешікті пішіндермен сипатталады, мұндай төбешіктердің биіктігі бірнеше метрден 30 метрге дейін жетеді. Опырылмалы түзілімдер ірі кесек тасты материалдардан құралған. Кесек тастар көлемінің ауытқуы ондаған сантиметрлерден ондаған метрге дейін жетеді. Опырылма құбылыстары биік таулы аймақтармен қатар жазықтардың аңғарларында және теңіз жағаларында да болып тұрады. Бірақ аса зор және күрделі опырылымдар таулы аймақтарда жиі кездеседі. Мысалы, 1911 ж. Батыс Памирде Мұрғаб өзенінің аңғарында опырылған тау жыныстарының көлемі 2 км³-ге жеткен, ал оның салмағы 7 млрд тонна шамасында. Егер бұл массаны Еділ өзенінің қатты ағысымен салыстырсақ (жылына 25 млн.т. шамасында), онда бедер құратын процестің масштабымен алғанда Мұрғаб аңғарындағы опырылу Еділдің 280 жыл бойына ағызып әкелген материалы көлеміне тепе-тең.

Таулардағы опырылмалар өзен аңғарларын көлденең бөліп сол өзеннің орнында бөгетті көлдер пайда болуына себепкер болады. Кавказдағы Рица көлінің, Іле Алатауындағы бұрынғы Есік көлінің және Памирдегі Сарез көлінің пайда болуы, осы ірі көлемді күрделі опырылмалардың өзендер бойында бөгет жасауы нәтижесінде қалыптасқан.

Көлемі 1 м^3 -тен аспаған сынықтардан құралған тау жыныстарының кіші опырылмалары тасқұлаулар (камнепады) деп аталады. Опырылмалар мен тасқұлаулар және жылжымалар мен қорымдар тау беткейлерінің негізгі денудация жұмысын жүзеге асырады. М. И. Иверанова зерттеген мәліметтер бойынша, Тянь-Шань тауының денудация жылдамдығы тек қана тасқұлаулар себебінен жылына $0,17 \text{ мм}$ -ге дейін жетеді.

Қорымдық беткейлері (осыпные склоны). Қорымдық (сусымалы) беткейлердің пайда болуы, көбінесе физикалық үгілу және гравитациялық процесіне байланысты. Сусымалы үдерістер әдетте мергельдер және сазды әктастардан құралған тік жарлы, құламалы беткейлерде кең дамыған (43-сурет).



43-сурет. Гималай тауларының беткейлерінде дамыған қорымның ысырынды конустары (В. П. Бондарчук)

Қорымдық беткейлерде жоғарыдан төмен қарай денудациялық беткейді сусымалы науаны (осыпной лоток) және қорымдық конусты (конус осыпи) даралауға болады. Жоғарыдағы денудациялық беткей үнемі физикалық үгілуге ұшырайтын жаланастанған түпкі тау жыныстардан тұрады. Үгілуден пайда болған жекеленген кесектастар мен қабыршықтар беткей бойымен ауырлық күші әсерінен төмен қарай домалағанда беткей үстінде түйіршіктердің механикалық әсер етуінен ені бірнеше метр, тереңдігі 1-2 метрлік көптеген науалар пайда болады. Беткейлердің төменгі бөліктерінде науалар бірігіп, ені ондаған метрлерге жететін жыра-жылғаларға ауысады. Еріген су мен жаңбыр сулары науаларды тереңдете түсіп беткейдің денудациялық бөлігін одан әрі бөлшектеп, әр түрлі үшкіртістерге ұқсаған кішігірім қырқаларды құрады. Кейде беткейдің осы денудациялық бөлігінің бедері өте күрделі болып, неше түрлі тас мұнаралар, бағаналар қалыптасады. Жекеленген кесектастардың беткей бойымен төмен қарай қозғалып ауысуы табиғи құлама бұрышына сәйкес келгенше жалғаса береді. Осы мезеттен бастап түйіршікті тау жыныстардың шоғырлануы және конустың қалыптасуы одан әрі жалғасады. Кейін баурай етегіндегі жиналған ысырынды конустар бір-бірімен бірігуі ықтимал. Осының салдарынан беткей етегінде ірі және ұсақ сынықты тау жыныстардан құрылған тұтас ысырынды конус шлейфі (шлейф конусов выноса) қалыптасады. Әдетте қорымдық шөгінділер іріктелмеген сынықты материалдармен сипатталады, дегенмен бұл құрылымның бір ерекшелігі мынада: физикалық үгілуге ұшыраған жекелеген кесектер неғұрлым ірілеу болса, соғұрлым олардың төмен домалау инерциясы артығырақ болып, әрі қарай жылжып ысырынды конусының шетін құрайды, ал ұсақ кесектер беткейдің биігірек өңірлерінде жинақталады.

Табиғаттың зауалды құбылысы болып есептелетін опырылмалар әрекетіне қарағанда сусымалы әрекеті зиянсыз деуге болады, себебі гравитациялық қозғалыстардың бұл түрі физикалық үгілуге ұшыраған жекелеген кесектердің беткейі бойымен төмен қарай бірте-бірте сусуымен сипатталады.

Кейбір таулардың беткейлері мен жайпақ төбелерінің үстінде тау жыныстарының ірі сынықтарының жабын тәрізді жиналуын

“тас теңіздер” (каменные моря) деп атайды. Олар физикалық және аяздық үгілуі нәтижесінде және ауырлық күшінің әсерінен беткеймен төмен қарай біртіндеп сырғи отырып “тас өзендерін” (каменные реки) түзуі мүмкін. Кесектастардың көлденең мөлшері оншақты сантиметрден 1 м-ге дейін, және одан да ірі бола береді. Беткей бойымен ұзыннан-ұзақ созылып жатқан мұндай тас үйінділерді "тасты өзендер" (каменные реки) дейді. Олардың ұзындығы Орталық Сібірдің таулы үстіртінде 500 м-ге дейін, ал Байкал маңында және Шығыс Саян өлкелерде 1 км-ге жетеді, ені әр түрлі – оншақты м-ден жүздеген м-ге дейін. Қорымның жылжу жылдамдығы жылына орта есеппен 0,2-0,3 м, кейде 1,5 м-ге дейін болады. Кең аумақты тас үйінділерін орыс құжаттарында "каменные моря" деп атайды. Қорым түзілімдері Памир, Қарақорым, Тянь-Шань, Алтай тауларының беткейлерінде де кең дамып тараған.

Қар көшкіндік беткейлер таудың құлама беткейімен төмен қарай орасан жылдамдықпен сырғитын қар массасы (44-сурет). Қар көшкіні қалың қар жауынының, қардың қарқынды еруінің, жаңбыр жауудың, қар қабаттарының тереңдігінде қар қылауларының қайта кристалдануының әсерінен беткейдегі қар беріктігі бұзылғанда пайда болады. Қар көшкіндері тұрақты қар жамылғысы қалыптасқан таулы беткейлерге тән. Қардың беткей бойымен жылжу сипатына қарай Г. К. Тушинский (1971) қар көшкіндерін үш түрге бөледі: алқапты, науалы және секірмелі қар көшкіндері. Алқапты түрлі қар көшкіндері деп кең ауқымды тұтас жылжитын қарды атайды. Бұл кезде қалыңдығы 30-40 см қар қабаты қозғалысқа ұшырайды. Мұндай қар көшкінінің геоморфологиялық рөлі шамалы. Тек кейбір кездерде баурайлардың етегінде, таулы беткейлерден сырғытып алып келген топырақты материалдан тұратын кішігірім тізбек төбелер қалыптасады.

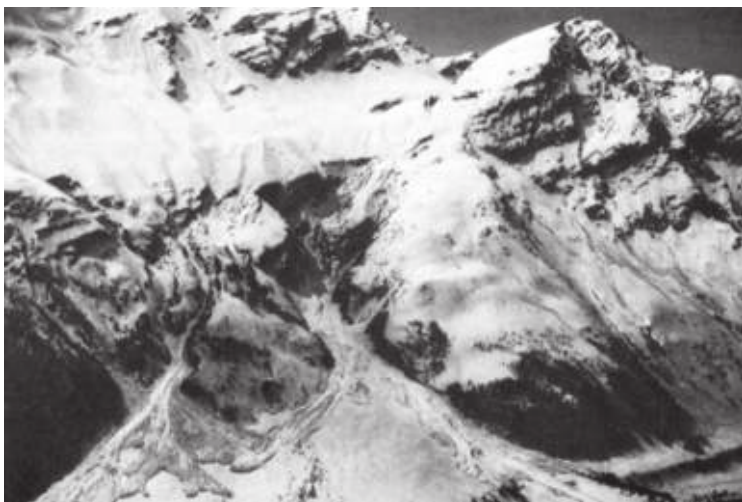
Науалық қар көшкіндері көбінесе уақытша ағын сулар аққан астау тәрізді бедердің теріс пішіндері бойымен сырғиды.

Науалық қар көшкіндерде қардың қоректену орны, жылжу жолы (арнаның тальвегі) және ысырынды конустар жақсы байқалады. Ысырынды конустар әдетте іріктелмеген түйіршікті материалдармен қоса ағаш сынықтарынан, жер шымынан және

т.б. құрылады. Ысырынды конустардың беткі морфологиясы кедір-бұдырлы, дөңесті болады.

Секірмелі қар көшкіндері дамыған беткейлердің бойлық бейіні тік, құламалы бөлікшелердің болуымен сипатталады. Секірмелі қар көшкінділердің морфологиялық белгілерінің науалық қар көшкіндерінен айырмашылығы аз. Олардың бедер құратын рөлі көшкіндердің көлемі мен жылжу жиілігіне, қардың түсу мөлшеріне, беткейдің ұзындығына және т.б. байланысты.

Жалпы көшкін шөгінділері екі түрлі шөгінділерге бөлінеді: 1) көшкін тоқтағаннан кейін беткей беттерімен сырғып келіп, беткей етегінде және аңғар түбінде шөккен кейде құрамында тас, грунт, бұталар мен ағаш сынықтары бар шөгінділер; 02) көшкін қар ерігеннен кейін көшкін шөгінділерінің зонасында жиналған минералдық және органикалық қалдықтары.

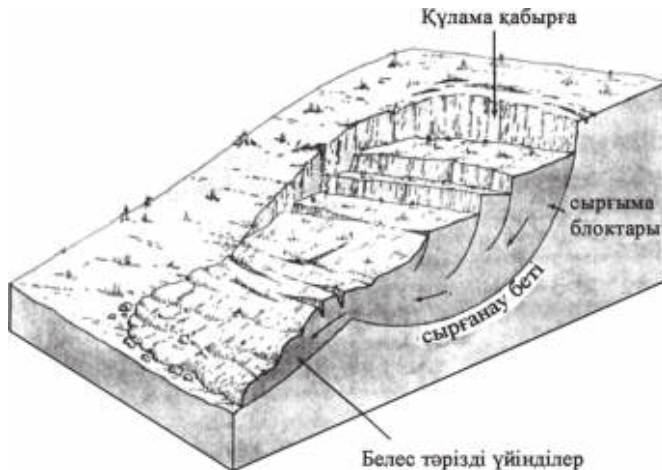


44-сурет. Қар көшкіні

Жылжыма беткейлер (оползневые склоны). Жылжымалар дегеніміз – тау-төбе беткейлерінен, өзен аңғарлары мен жыра жарқабаттарынан, теңіз, көл жиектерінен тау жыныстарының беткі бөліктерінің өздерінің салмақ күші әсерінен етекке қарай сырғып орын ауыстыруы (45-сурет).

Жылжыма құбылыстары әдетте әр түрлі топырақ массаларының қар, жаңбыр немесе грунт суларымен лай тәрізді күйге

дейін қанығып, олардың тұтастығы кеміген және бөлшектер байланысының үзілген жағдайларында ғана басталады. Жылжымалар гравитациялық құбылыстар түріне жатады. Жылжыма процестер әрдайым геологиялық және гидрогеологиялық жағдайларына тікелей байланысты, мысалы, су өткізгіш және су өткізбейтін тау жыныстарының қабаттары кезектесіп және көлбеу орналасқан жағдайларда жүзеге асады. Мұнда су өткізбейтін қабат сырғанау бетінің рөлін атқарады. Беткейден бөлінген тау жыныстар блогы сырғанау бетімен баурайлар бойымен төмен қарай сырғиды. Еркін сырғанау нәтижесінде беткей етегінде жиналған тау жыныстарының үйінділерін “деляпсий” (сырғанап түскен) деп атайды. Жылжымалардың көлемі әр түрлі, жүздеген мың кубометрмен өлшенетіндері де, ондаған кубометрден аспайтындары да бар. Жылжымалар қалыптасқан кезде тау жыныстардың жарым-жартысы уатылып, кейде құрылымсыз массаларға айналады. Жылжыма құбылыстары көбінесе еңістігі 15° -қа тең немесе одан да көлбеулеу беткейлерде пайда болады.



45-сурет. Жылжыма беткейінің кескін-пішіні (Edward J. Tarbuk, Frederick K. Lutdens, 1990)

Жылжымалардың өздеріне тән ерекше пішіндері болады, олар: а) жоғарғы құлама қабырға және осы қабырғамен шектелген сырғыма циркі; б) сырғыма блоктары және алаңша тәрізді сырғыма терассалары. Кейбір жағдайларда сырғыма

блоктарының ілгері жылжу салдарынан оның алдыңғы шегінде деформацияланған белес тәрізді үйінділер қалыптасады. Мұндай алға итеру әрекетінен пайда болған жылжыма денелердің алдыңғы бөлігін детрузивтік, яғни итермелік жылжымалар дейді. Сөйтіп, жылжыма денелер негізінен екі бөліктен тұрады: өз салмағымен беткей бойымен сырғанап түскен үстіңгі деляпсивтік бөлігі және итеру әрекетінен қалыптасқан төменгі детрузивтік бөлігі.

Сырғанау бетінің орналасу тереңдігіне байланысты олар беткі (1 метрдей), тайыз (5 метрге дейін), терең (20 метр) және өте терең (20 метрден астам) сырғымаларға бөлінеді. Жылжыма құбылыстары әдетте ылғалы мол, сазбалшықты тау жыныстарда қалыптасады. Су олардың табан шегін сабын жаққандай жұмсартып, төмен сырғуына себепкер болады. Әсіресе беткей етегіндегі тіректен айрылса, тау жыныстарының жылжыма процесі одан әрі қарқындала түседі.

Жер бетінде жоғарыда суреттелген топырақ блоктарының төмен қарай құлап күйреуінен басқа қалқымалы жылжымалар да жиі тараған. Қалқымалы жылжымалар әдетте беткі немесе тайыз жылжымаларға жатады, олардың тереңдігі 0,3 м-ден 1,5 м-ге дейінгі аралықта. Қалқыма жылжымалардың пайда болуы баурайлық қабаттардағы борпылдақ топырақтың шамадан тыс ылғалдануымен мен су өткізгіш топырақ қабаттарының жылжыма табанында жақсы жетілуіне байланысты.

Жылжыма беткейлерді анықтау үшін, олардың морфологиясын мұқият зерттеу керек. Жылжыма процестер дамуының белгісі ретінде баурайлар шетіндегі әр түрлі дөңестердің немесе үйінділердің ретсіз орналасуын және жылжымалардың құлама қабырғасына қарай көлбеу жатқан көптеген терраса тәрізді алаңшалардың пайда болуын алуға болады. Кейбір жағдайларда жылжымалардың сыртқы бейнесі өзендердің, көлдердің немесе мұхиттардың террасаларына ұқсайды. Мұндай жылжымаларды жалған терраса (псевдо-терраса) деп атайды.

Жылжымалар Тянь-Шань және Алтай тауларының бөктерлерінде, Қырым түбегінің оңтүстігінде, Кавказ тауының Қара теңіз жағалауларында және Қазақстанның Үстірт жазығын көмкерген құламалы кертпештер етегінде дамыған. Жылжы-

малар гидротехникалық және үй құрылыстарына, егістіктерге, бау-бақшаларға, тас және темір жол құрылысына және т.б. едәуір зиян тигізеді.

Солтүстік Тянь-Шань мен Жоңғар Алатауындағы жылжыма деформацияларын зерттеу барысында Қазақстан ғалымдары А. Медеуов пен Б. Найзабеков (1992) олардың негізгі түрлерін белгілеп, алдын-ала болжау және олардан қорғану жолдарын көрсетті. Мысалы, күйреу сырғымаларының (оползних-обрушения) пайда болуының негізгі себептері сейсмогендік факторлардың әсерінен немесе сел мен су тасқыны кездеріндегі арна ағынының шайқалмалы тербелісінің ықпалынан қалыптасады. Ал мұндай зиянды табиғат құбылыстарын алдын ала болжау және олардан қорғану шараларының жолдары – фитоорман мелиорация жұмыстарын жүргізу, қауіпті орындарда эрозияға қарсы құрылыстарды салу және т.б. әрекеттер жасау.

Солифлюкциялық беткейлер (лат. *solum* - топырақ, *fluxus* - ағын) жоғарғы ендіктерде мәңгі тондардың жер бетіне жақын орналасуынан және биік таулардың шымды беткейлерінде суға толық қаныққан жібiген топырақтың және жұқа дисперсті грунттардың су өтпейтін мәңгі тондық қабатының үстімен төмен қарай баяу сырғып ағуы. Солифлюкцияның дамуына жер бетіндегі топырақтың қатуы мен жібуі, жібiген қабаттардың аса ылғалдануы, су фазаларының алмасуы, топырақтың қату кезіндегі ұлғаюы мен шөгуі және т.б. криогендік үдерістер, ылғалды беткейлердегі топырақ салмағының артуы себепші болады. Нәтижесінде топырақ сұйықтану қабілетіне ие болып, жұқа қабатты қоймалжың түрінде төмен қарай сырғиды. Топырақтың солифлюкциялық ағысы әр түрлі құлама беткейлерден, тіпті 2-3° еңістіктен-ақ басталады. Солифлюкция қозғалысының жылдамдығы жылына бірнеше сантиметрден бірнеше метрге дейін, ол аса жылдам өтетін апатты жағдайларда сағатына жүздеген метрге жетеді.

Әдетте солифлюкцияның ағу жылдамдығы жылына 3-метрден 10 метрге дейін жетеді. Мұндай солифлюкция баяу солифлюкция ағысымен салыстырғанда жылдам солифлюкция ағысына жатады. Солифлюкция ағысы қалың болмайды, не бары 10-60 см. Беткейлердің төменгі бөлігінде, солифлюкци-

ялды ағыны бәсеңдеп, қалыңдығы 1 метрге дейін және одан да астам солифлюкциялық террасалар және солифлюкциялық тілдер құрайды. Олардың ені ондаған метрлерге жетуі мүмкін, ал құрамы жағынан олар көбінесе лайдан, саздан, құмайтардан, құмдақтардан және құм түйірлерінен тұрады. Ірі кесекті түйірлер солифлюкциялық террасалар мен солифлюкциялық тілдердің төменгі және алдыңғы шегінде кездеседі. Биік ендіктерде солифлюкция - өзен аңғарларының және уақытша ағын сулардың негізгі тасымалдау материалының көзі болып табылады.

Делювийлік беткейлер. Бүкіл беткейлер бойымен болымсыз, жіңішке жырма-жылғалардың жиі тормен жапқан жанбыр немесе қар суларының жылымдап аққан ағындарының әсерінен борпылдақ материалдың төмен қарай орын алмастыруы нәтижесінде пайда болған еңісті жазықтықтарды *делювийлік беткейлер* деп атайды. Шайылған кішігірім сынықтар мен түйірлер тау төбенің бөктері мен етегінде жиналып делювий шөгінділерін құрады.

Төбе беткейлерінің құлама бұрышы 2-4°-тан 10-12°-қа дейін. Сорғалап аққан таяз сулардың тереңдігі 2-3 см-ден 20-25 см-ге дейін барады. Қатты нөсер жауған кезде, төбе баурайлары микро-бедерінің тегіс еместігіне байланысты су ағындары біресе тарамдалып, біресе қайтадан қосылып эрозия жұмысын жасайды. Мұндай табиғи үдерісті алаңдық шаю (плоскостной смыв) деп аталады. Нәтижесінде беткейлерде кішігірім эрозиялық қазындылар (делли) құралады. Делювийлік шаю нәтижесінде бедер тегістеледі, яғни оның биігірек бөліктері аласарады, ал ойдымдау келген бөліктері шайылған борпылдақ материалмен толып биіктей түседі.

Делювийлік шөгінділер тау етегіне неғұрлым жақындаған сайын, соғұрлым қалыңдай береді. Кейде тау жыныстары арасында қат-қабаттылық түзілімін байқауға болады. Делювийдің жоғарғы бөлігінде көбінесе іріктелмеген кесектастар, қабыршықтар және құмдар жиынтығы пайда болса, төменгі етегі майда үгінділерден, құмдақ, саздақ тау жыныстардан түзіледі. Жоғарыда айтылғандай жазықтық шаю себебінен тілімделген ойлы-қырлы бедер өлкесі ақырында түгел тегістеліп жазыққа айналады.

Делювийлік шөгінділердің шашылымдарды іздестіруде (поиски росыпей) едәуір практикалық мағынасы бар.

Делювийлік шашылымдар беткейлік шоғырлануының нәтижесі болып табылады. Делювийлік шашылымдар пайдалы қазбалардың түпкі қазба орнынан шоғырлану орнына тасымалдап ауысу жолындағы бірінші қадамы. Шашылымдардың құрылуы беткейдің бойлық кескініне және морфологиясына, микропішіндер сипатына, құламалылығына және биіктігіне байланысты. Мұнда шашылымды материалдың іріктелуі жазықтық шайылу әсерінің және гравитациялық әрекеттің үлес салмағына қарай жүзеге асады. Үгілу процесі нәтижесінде түпкі тау жыныстардан босаған минералдар мен тау жыныстары беткей бойымен төмен жылжи отырып, жол-жөнекей майдаланады. Салмағы жеңіл минералдар тез майдаланады да, шашылымдарды түзбестен төмен қарай кішігірім арналар бойымен шайылып кетеді. Үгілу қабатының одан әрі шайылу барысында және жұқа топырақ бөлшектерінің сүзілуіне байланысты жалпы борпылдақ тау жыныстардың көлемі азайып, делювийдің пайдалы компоненттері молаяды.

Жер бедерінде бұл кластық шашылымдар делювийлік шлейфпен тығыз байланысты. Өзінің морфологиясына қарай олар баурай бетінде элювийлік шашылымдардың жоғарғы нұсқасын қайталайды. Әдетте делювийлік шашылымдардың жоғарғы жағы пайдалы компоненттерге бай болады. Беткей бойымен төмен қарай жылжи келе металл түйірлері жеке-жеке жылғаларға бөлініп шашылымды жүйесін құрайды. Делювий класты шашылымдарға Якутия мен Африкадағы алмас, Якутиядағы тау хрустальдары және Қазақстанның корунд шашылымдары жатады.

Пенеплен, педимент, педиплен және тегістелу беттері туралы түсініктер

Беткейлік үдерістер беткейлердің жазықталуына және тегістелуіне, бедердің бір пішіндерінен басқа пішіндерге ауысуына әкеліп соқтырады (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988). Егер қандай да бір жер бетінің бөлікшесі көп немесе аз уақыт тектоникалық тыныштықта болса, онда ертерек пайда болған беткейлер де-

нудация агенттерімен жазықталып суайрық аймақтары жан-жақтан, әсіресе үстінен үгілу процесі нәтижесінде жойылып, “желініп” төмендеп отырады да, бұрынғы көтеріңкі және тілімденген таулы өлкелер орнында В. Дэвис атаған “пенеплен” (лат. раене – дерлік, ағыл. - plain - жазық) деген кең бел-белесті жазық қалыптасады. Сөйтіп, пенеплен – бұл тектоникалық тыныштық жағдайда экзогендік үдерістер әсерінен бұрынғы таулы өлкелердің үгіліп аласаруы нәтижесінде қалыптасқан, (кейбір аңғар бастауларының аралығында сақталған төбелер болмаса) негізінен тегістелген жазықтықтармен сипатталатын аумақты жазық. Мұндай жоғарғы жағынан тегістелген денудациялық жазықтардың түзілуі ықтимал және олар табиғатта бар (46(А)-сурет). Пенеплен кейде қалыңдығы 100 м-ден жоғары үгілу қабығымен көмкеріледі. Пенеплен Қазақстанның Сарыарқа даласында кеңінен кездеседі, ал таулы аймақтарда олар неотектоникалық қозғалыстар нәтижесінде едәуір биіктікке көтерілуі мүмкін. Мәселен, Орталық Тянь-Шаньдағы “сырт” деген қыратты жазықтар 3000 м-ге дейін биіктікте кездеседі. Пенепленнің қалыптасу процесі пенеплендену деп аталады.

Алайда көбінесе беткейлердің дамуы және денудациялық жазықтардың пайда болуы басқа жолмен, яғни беткейлердің бір-бірінен параллель шегінуінен де қалыптасуы ықтимал. Мұндай табиғат құбылысын “педиплендену” процесі дейді, ал осы жолмен қалыптасқан жазықтар “педиплен” (лат. pedis – баурай, plain – жазық) деп аталады (46 (В)-сурет).



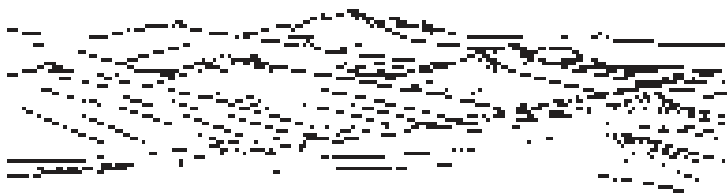
46-сурет. Пенеплендену және педиплендену процестері: (А) - В.Дэвис бойынша, (Б) - В. Пенк бойынша. Суайрықтардың жойылу бағыты жебелермен көрсетілген; 1, 2, 3, 4, 5, 6 - пенеплен және педиплен дамуының кезеңдері.

Педиплендену үдерісінің алғашқы қалыптасқан жай түрі шегінген беткей етегінде түпкі тау жыныстардың үстінде пайда болған көлбеу алаңшаның, яғни «педименттің» дамуы. Алғашқыда беткейлердің етегі осы баурай шөгінділерінен құрылған шлейфпен көмкеріледі. Беткей неғұрлым шегінген сайын, соғұрлым олардың өз-өзінен шегінген баурайлар бөлігі үгілу әсерінен жойылып төмендей береді, сонымен қатар, шөккен шлейф материалы тау бөктерінен алыстаған сайын шайылып, азайып кетеді де, нәтижесінде шегінген беткей етегіндегі байырғы тау жыныстары жалаңаштана бастайды. Осы айтылған процесс нәтижесінде беткей етегінде көлбеу жазықтық, яғни «педименттер» пайда болады (47-сурет). Сөйтіп, таулар мен қыраттардың құлама беткейлерінің етегінде, түпкі тау жыныстарының үстінде қалыптасқан сәл еңісті келген жазықтарды педименттер (ағылш. pediment – баурай) дейді. Жер қыртысының қозғалмалы аймақтарында, денудациялық цикл тектоникалық көтерулермен үзілген жағдайларда, таулы аймақтарының бөктерлерінде баспалдақты педименттер қалыптасады.



47-сурет. Түпкі тау жыныстардың үстінде қалыптасқан тау етегіндегі көлбеу жазықтық (педимент)

Педименттер жүйелерінің “тау бөктеріндегі баспалдақтар” түрінде қалыптасуын алғаш рет В. Пенк, ал жазықтар өлкесінде Л. Кинг зерттеген. Мұндай көлбеу жазықтар үстірт өлкесінің айналасында да кездеседі. Әдетте әр төбешік баурайларының бір-біріне параллель шегінгенін – бұлардың бір-біріне қарай жақындап қосылуы деген мағынада түсінуге болады. Осындай төбешіктердің жан-жағынан шайылып-жойылуы есебінен таулы өлкелердің аумағы біртіндеп азаяды да, жайпақталып төмендейді. Нәтижесінде педименттер бір-бірімен қосылып, біртұтас тегістелген жазыққа – педипленге айналады (48-сурет).



48-сурет. Тау жұрнақтарымен күрделенген педиplen (Н. В. Башенина бойынша)

Педиplenдіру процесін зерттеп аса зор еңбек сіңірген Л. Кинг. Ол педиplen түзелу үшін шөлейт аймақтың ауа райы аса қолайлы деп есептеген. Л. Кингтің айтуы бойынша, шөлейт жағдайда педиplen құрылуының негізгі факторлары - нөсер су арқылы тау жыныстарды беткей бойымен шаюы, қарқынды физикалық және гравитациялық процестердің, яғни опырылмалардың, көшкіндердің, жылжымалардың және т.б. көрініс беруі.

Н. В. Башенина мен М. В. Пиотровский бұл пікірге қосылып, сонымен қатар педиplenдену және пенеplenдену үдерістері басқа да климаттық белдемдерде болуы ықтимал, бірақ әрқайсысында өзіне тән айырмашылығы бар деп тұжырымдаған. Пенеplenнің қалыптасуына ең қолайлы жағдайлар – қоңыржай гумидтік климаты дамыған тектоникалық платформалық өңірлер, мысалы, Орыс жазығының орталық және солтүстік жағы, АҚШ-тың оңтүстік-батыс және орталық бөліктері.

Аридті шөлейт жағдайларында беткейлердің дамуы алдымен олардың шегінуімен және педиментпен жұрнақты төбешіктердің (останцовые горы) қалыптасуы арқылы жүзеге асады (49-сурет).

Шөлейтті аймақтарда педименттер дамыған сайын климаттың құрғақтануы біліне бастайды. Бұл жағдайда өзендер мен уақытша



49-сурет. Қара-Бұғаз көлінің жағалауы. Төрткіл жұрнақты таулармен күрделенген педимент жазықтығы (Н. И. Андрусов бойынша)

су ағындары жауын-шашын мөлшерінің жеткіліксіздігінен беткейлерден келіп түсетін борпылдақ материалды тасымалдай алмайды. Өзен аңғарлары және төмендеу жатқан ойпаңдар мен сай-салалар үгінді материалмен толып қалады да, қалың қабатты беткейлік шөгінділерінің арасында әр жерде шошайған жұрнақты таулардың шоқылары көрініп тұрады.

Шөлді аймақтарда тегістелудің негізгі үдерісі – педилендіру. Алдымен беткей етегінде педименттер құрылады, олар кейін ұлғайып бірімен-бірі бірігіп, тік беткейлі жұрнақты таулармен күрделенген педилен қалыптасады. Климаттың аса құрғақтануынан, сол сияқты қолайлы геологиялық жағдайларда кең аумақты ірі сынықты материалмен көмкерілген педименттер, яғни тасты шөлдер құрылады. Мұндай тасты шөлдер Сахарада, Ливия шөлінде, Батыс Австралияда, АҚШ-тың батысындағы Үлкен бассейн өлкесінде, Қытай және Монғолиядағы Гоби шөлдерінде, Қазақстандағы Маңғыстау және Бетпақдалада кездеседі.

Тропиктік солифлюкция кең дамыған ылғалды аймақтарда бедерді тегістелуі пенеплендену және педилендену жолдарымен қатар жүреді. Кең көлемде дамыған латеритті әбден ылғалданған сазды топырақ бедердің көтеріңкі жерінен төменге қарай жанжаққа сырғиды. Бұл беткейлердің жоғары бөліктерінің сырғуы мен олардың жайпақталуына әкеп соғады, соның салдарынан бұл өлкенің тегістеліп төмендеуі, яғни пенеплендену процесі жүзеге асады. Сонымен қатар тік құлама беткейлер бойында да педилендену процесі жүріп жатады. Н. В. Башенинаның айтуы бойынша, беткейлер етегінің аса мол ылғалдануы сол баурайларды үңгіп қазу рөлін атқарады, ал беткейдің төменгі жағындағы тепеңдік бұзылғаннан кейін оның жоғарғы бөліктері де құлдырай бастады. Мұндай жағдайда беткейлер өте жылдам шегінеді.

Арктикалық және субарктикалық климат жағдайларында тегістелу беттерінің негізгі механизмі – педилендену. Аязды үгілу мен солифлюкция, сол сияқты нивальдық процестер беткейлердің шегінуіне, педименттердің және содан кейінгі педилендердің құрылуына әкеліп соқтырады. Арктиканың және субарктиканың биік тауларында педилендену нәтижесі “гольцалық террасалар” (гольцовые террасы) болып табылады.

Тау өлкелерінің бөктерінде қардың көптеп жиналуына мүмкіндік туып, бұл жерде аязды үгілудің қаржеміру (нивалдық) және солифлюкциялық үдерістердің дамуына қолайлы жағдай туады.

Сонымен, педипленнің түзілуіне шөлдер мен шөлейттер, арктикалық және субарктикалық белдемдер, климаты тым континенттік болып келетін қоңыржай белдемдер қолайлы болады. Ылғалды қоңыржай климатты аймақтарда немесе тропикалық белдемдердің гумидтік аймақтарында тегістелу үдерісі пенеплендену мен педипленденудің бірдей қатысуымен жүреді.

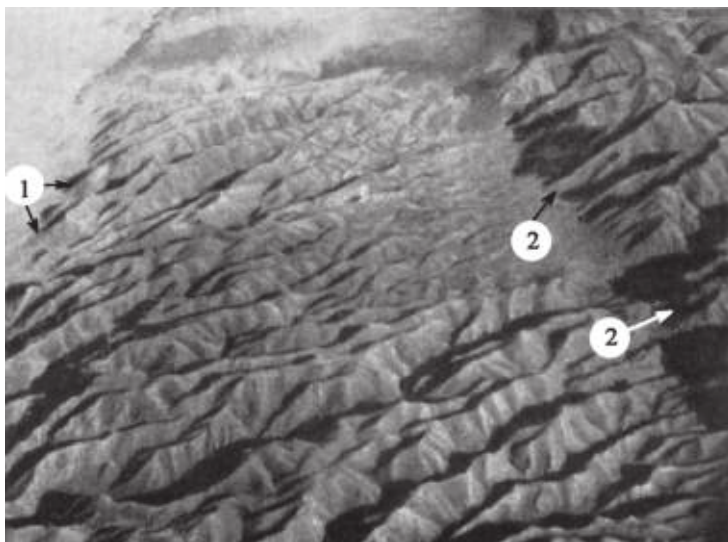
Жалпы пенеплен мен педиплендердің қалыптасуы бедердің төмендей даму жағдайларында (в условиях нисходящего развития рельефа), яғни экзогендік үдерістердің эндогендік үдерістерден басым болған кездерінде ғана болуы ықтимал. Соның себебінен бедер пішіндері үгілу үдерісіне ұшырап төмендей береді де, жалпы жер бетінің салыстырмалы биіктігі азайып беткейлер жазықтанып, бедер пішіндері жұмырлана түседі. Ақырында жоғары айтылған пенеплендер және педиплендер пайда болады. Ал, бедердің көтеріле дамуы кезінде (при восходящем развитии рельефа), яғни эндогендік үдерістердің экзогендік процестерден басым болған жағдайларында, жалпы тектоникалық көтерілу процесі денудациялық процесінен жылдамырақ жүреді. Мұндай кезде аймақтың нақты биіктігі және бедер пішіндерінің салыстырмалы биіктіктері өседі. Беткейлер иіліп дөнестеле береді. Сонда тектоникалық тыныштық жағдайда пайда болған тегістелген денудациялық жазықтар (пенеплендер) жоғары көтеріледі де, белгілі бір уақыт аралығында бедердің қалдығы (реликт) ретінде теп-тегіс түрінде сақталады. Аймақтың төмендей дамуы мен көтеріле дамуы бірнеше рет ауысып тұрса, таулы өлкелерде әр биіктікте денудациялық жазықтар сатылы түрде түзеледі. Оларды *тегістелу беттері* (поверхности выравнивания) деп атайды.

Таулы аймақтарда тегістелу беттері горизонтальды немесе тау өлкелерінің шет жағына қарай сәл еңістеле келген және осы өлкелерінің қатпарлы құрылымдарын шайып тегістеген тау өңіріндегі бел-белесті келген қыратты жазықтар. Ең биік және ең ежелгі тегістелу беттері тау жотаның ортаңғы бөлігін алып, көбіне оның суайырығын қамтиды және жотаның бір беткейінен

екіншісіне ауысып отырады. Басқалары тау өлкенің шетіне қарай саты тәрізді айнала төмендеп отырады. Тегістелу беттер таулы өлкелердің қарқынды тілімделінген беткейлеріне және жеке биік суайырық шыңдарына салыстырғанда өздерінің біршама тегістелген жазықтығымен ерекшеленеді.

Әрбір тегістелу беттері тек көтеріліп қалған теп-тегіс алқап түрінде ғана емес, сонымен қатар еңістелу және айырылымды тектоникалық қозғалыстары нәтижесінде деформациялануы ықтимал (50-сурет). Әдетте деформацияланған денудациялық беттер таулы өлкелерде жиі дамыған, ал платформалы аймақтарда олар сирек кездеседі. Тегістелу беттері құрлықтың көп жерлерінде тараған, мысалы Бразилия қалқаны мен Африка платформасында Л. Кинг тегістелу беттерінің 5 деңгейін (ярус) бөліп көрсеткен. Олардың әрқайсысы сол аймақтың мол ауқымын алып жатыр.

Қорыта келе, тегістелу беттер деп таулы және платформалық



50-сурет. Тегістелу беттер. Мезозой кезінде қалыптасқан, неотектоникалық қозғалыстар әсерінен әр биіктікте орын тепкен тегістелу бетінің аэрофотосуреттегі көрінісі. Мұнда блоктардың орын ауысуына әкеп соққан денудацияланған кертпештер түрінде көрініс берген тектоникалық жарылымдар (1 және 2) айқын көрінеді. Блоктардың тік бағыттағы орын ауысу амплитудасы 150-200 м (Аэрометоды при геологической съемке и поисках полезных ископаемых, т. I, 1964)

аймақтарда тектоникалық әректің бәсеңдеу және ұзақ уақыт бойы экзогендік күштер эндогендік күштерден басымдау болған жағдайларда, алғашқы тілімделген бедердің тегістелуі нәтижесінде әр биіктікте қалыптасқан жер бетінің біршама тегістелген өлкені атайды. Тегістелу беттер сатыларының түзілу үшін жоғары бағытталған тектоникалық қозғалыстарының мерзім-мерзім жаңаруына байланысты.

Әр деңгейде жатқан деформацияланған тегістелу беттердің, мысалы, Үлкен Кавказдың орта плиоцендік кезінде қалыптасқан тегістелу беті. Ол Үлкен Кавказ тауының бел ортасы маңында 1000 м-ге дейін көтеріліп, таудың шеткі бөліктерінде төмендеп 300-400 м. биіктікте орналасқан. Сондай-ақ тегістелу беттері Қазақстан аумағының әр өлкелерінде де дамыған. Мезозой кезінде қалыптасқан тегістелу жазықтығы Орталық Қазақстан мен Тянь-Шань тауының әр деңгейінде кездеседі.

Қазақстан аумағында пенеплен мен педиплен аймақтарының таралуы

Жер бетінде пенеплен дамыған аймақтардың нақтылы үлгісінің бірі Қазақстан жеріндегі кең байтақ Сарыарқа даласы. Бүтіндей дерлік денудациялық жазыққа айналған, орташа биіктігі теңіз деңгейінен 600 м. шамасындағы қазақтың қатпарлы өлкесі Сарыарқа Орталық Қазақстанда орын тепкен. Сарыарқа даласы батысында Торғай үстіртімен және Тұран ойпатымен жалғасады, шығысында Сауыр-Тарбағатай тау жүйесімен ұштасады, оңтүстігінде Балқаш көлімен және Бетпақдаламен, солтүстігінде Батыс Сібір ойпаңымен шектеседі. Сарыарқа даласы Ертіс пен Балқаш ішкі континенттік тұйық алабының арасындағы суайрығы болып саналады. Геологиялық құрылымы жағынан Сарыарқа даласы Орта Қазақ калқанының шегінде палеозой дәуірінде түзілген граниттерден, кварциттерден, порфириттерден және әр түрлі метаморфтық таужыныстарынан құрылған. Палеозой дәуірінде бұл жерде қатпарлы биік таулар болған, олар мезозой дәуірінде ұзақ уақыт денудациялық тегістелуге ұшырап, пенеплен қалпына келген. Бүтіндей дерлік денудациялық жазыққа айналса да Сарыарқа геоморфологиялық құрылысы жағынан алуан түрлі. Мұнда тегістелген денудациялық

жазықтар мен бұйра жазықтар оқшау тау массивтерімен және ұсақ шоқылармен алмасып отырады. Сондықтан оны кейде қазақтың ұсақ шоқылы өлкесі деп те атайды (51-сурет).



51-сурет. Сарыарқаңың ұсақ шоқылары

Жалпы Сарыарқаңың оқшау тауларына оның шығыс бөлігіндегі Қызылрай (1559 м), Қарқаралы, Баянауыл, Қу тауы, Шыңғыстау, Жақсы Абралы мен Жаман Абралы таулары, солтүстігіндегі - Көкшетау, оңтүстігіндегі – Бектау-Ата таулары жатады. Бұл таулар гранитті массивтерден құрылған. Олар өзен аңғарларымен және шатқалдармен тілімденген, ауа температурасының өзгеруіне байланысты ұзақ уақыт физикалық үгілуге ұшырап, бертін келе қопсып, әбден мүжіліп, қираған тауларға айналған. (52-сурет). Осы аталған аласа таулар мен ұсақ шоқылар Орталық Қазақстан аймағының жалпы жазықтығын бұзбайды.

Қазақстан мен Орталық Азияның аридтік аймақтарында бедердің ерекше бір түрі үстірт (плато) деген көтеріңкі жазықтар кең дамыған. Бұлар жазық бағытта жатқан палеоген-неоген кезеңдерінің теңіздік және континенттік қабаттарынан (құмтас, құм, саз, мергель, әктас және т.б.) құрылған, көбінесе тегіс бетті болып келеді, теңіз деңгейінен біршама көтеріңкі әрі құрлық өңірінің едәуір бөлігін алып жатқан ауқымды алқап.

Бедердің мұндай түріне Үстірт жазығынан басқа Бетпақдала, Торғай өлкесі және Жем үстірті жатады. Олар жан-жағынан құламалы өрнекттермен (кертпештермен) шектеледі. Мұндай кертпештерді және биіктігі 50-100 метрге жететін дараланған



52-сурет. Орталық Қазақстан. Баянауыл, тау жыныстарының үгілген түрлері (суретті түсірген В.Якушкин,2005)

тік тұмсықтастарды шыңдар (чинки) деп атайды. Расында да төменгі жазықта мекендеген елге Үстірт өлкесінің айналасын жиектеп тұрған құламалы беткейлер мен олардың оқшау бөліктері айдалада шың сияқты болып көрінген. (53-сурет).

Содан бері география құжаттарында үстірт немесе төрткіл өлкелерін айнала шектеген құламалы немесе сатылы келген биік кертпештерді шыңдар деп атап кеткен. Мысалы, Үстірт жазығының шығыс жағын шектеген биік кертпештер Арал



53-сурет. Үстірт өлкесінің айналасында жеке-дара кездесетін тұмсықтастар (шыңдар) (суретті түсірген В. Якушкин,2005)

теңізінің жағасы болып саналады да, ал батыс жағасында осы Үстірт өлкесі, Каспий теңізінің Шығыс жағалауына ылдилап, сатыланып барып таусылады.

Бетпақдаланың солтүстік жағында ендік бағытта жүздеген километрге дейін созылып жатқан Бас Бетпақдала кертпеші (Большой Бетпақдалинский чинк) дамыған. Бұл Бетпақдаланы солтүстік жақтан шектеп жатыр. Оның биіктігі 50-60 м-ге дейін жетеді. Осындай көтеріңкі жазықтардың бір шегін көмкерген тік құлайтын биік кертпештердің және төрткіл өлкелерінің оқшауланған кішігірім тегіс таулардың (столовые останцы) айналасын шектеген беткейлердің қалыптасуында уақытша ағын сулардың эрозиялық әрекеті мен әр түрлі гравитациялық процестер қатысады. Кейін осы жұрнақтардың одан әрі жекеленуінде қуаңшылық жағдайларда физикалық үгілу мен дефляциялық процестер едәуір рөл атқарады. Бұл жағдайды келесі мысалмен дәлелдеуге болады. Көтеріңкі жазықтың бір шетін көмкерген тік құлайтын биік кертпештердің етегінде тас үйінділердің немесе пролювийлік шөгінділердің көлемі және қалыңдығы айтарлықтай зор емес. Осындай беткейлер (шыңкемерлер) өз-өзіне параллельді шегіне бере, олардың алдында сәл еңкіш келген кішігірім алаңшалар (педименгтер) пайда бола бастайды, кейін бұл алаңшалар кеңейіп, бір-бірімен қосылып педиплен денудациялық жазыққа, яғни кәдімгі педипленге айналады.

22. Флювийлік үдерістер және бедер пішіндері

Ағын сулар жер беті пішіндерінің қалыптасуында маңызды рөл атқарады. Олардың әрекетінен пайда болған бедер пішіндері алуан түрлі. Сол себептен суды жер бетінің мүсіншісі дейді. Ағын сулардың әрекеті алдымен сумен шайылуынан, шайылған заттардың судың ағынымен төмен тасымалдануынан, соңында оларды шоғырлап жинақтауынан құралады. Сонымен, ағынды сулар әрекетінен атқарылатын геоморфологиялық процестердің жиынтығын флювийлік (латынша *fluvius* – ағын, тасқын) процестер деп атайды.

Уақытша ағын сулардың әрекеті және олар құрайтын бедер пішіндері

Уақытша ағын сулар әрекетінен пайда болған бастапқы эрозиялық пішіндер – жылғалар (атыздар). Олар делювийлік беткейлер бойымен жайылып аққан су кішігірім бір арнаға жиналған кезде ғана пайда болады. Жылғалардың тереңдігі мардымсыз: 3-30 см-ден аспайды, ені де тереңдігімен бірдей. Эрозиялық жылғалар бір нөсердің кезінде немесе көктемгі қар тез ерігенде пайда болуы ықтимал. Ағын тоқтағаннан кейін жылғалар өздерінің морфологиясын жоғалтып жайпақтала береді. Жылғалардың тереңдігі мен морфологиялық бейнесі беткейлерді құрған тау жыныстар құрамына және беткейлерден аққан судың мөлшеріне байланысты. Әдетте жылғалар бір-бірінен бірнеше метр алшақ орналасып тармақталған жылғаларды құрайды.

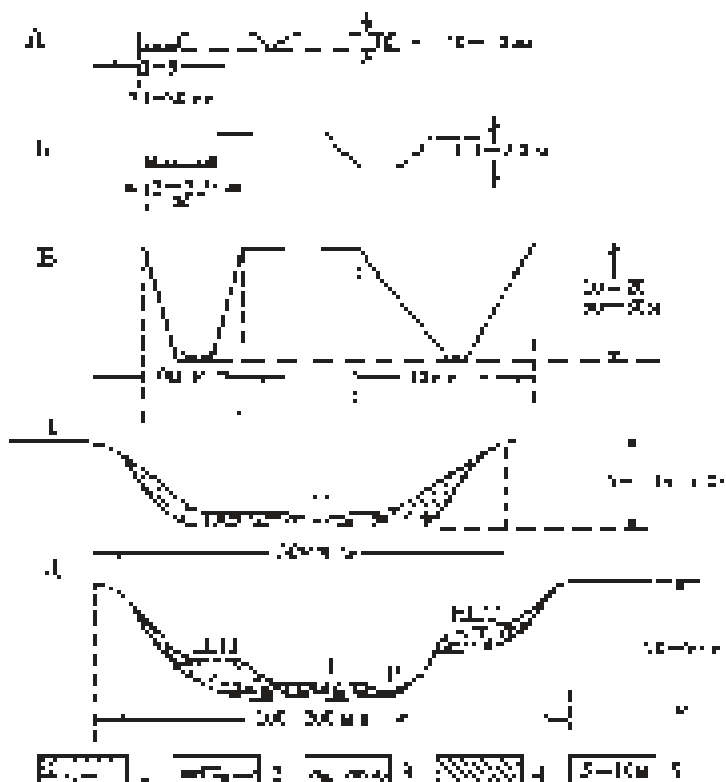
Жыртылған және сирек өсімдікті беткейлерде жылғалар уақыт өте бере тереңдігі 1,0-2,0 м-ге, ені 2,0-2,5 м-ге жететін эрозиялық жырмаларға айналады. Жырма ернеулері де жарлауытты келіп, көлденең кескіні көбінесе v-әрпіні елестетеді.

Алайда кез келген эрозиялық жылғалар жырмаларға айнала бермейді. Ол үшін ағыс күштірек, жиналған судың көлемі молырақ болуы тиіс. Сондықтан да жырмалар эрозиялық жылғаларға қарағанда әлдеқайда сирек кездеседі және бір-бірінен ондаған метр алшақ жатады.

Су қоры жеткілікті мөлшерде жиналғанда жырмалардың бір бөлігі тереңдей және кеңі келе, біртіндеп жыраларға айналады (54-сурет). Жыралардың ені мен тереңдігі ондаған метрге дейін жетеді, көлденең қимасы көбінесе V – тәрізді болып келеді.

Жыралардың екі жақ беткейлері көбінесе құламалы. Кейде жыралардың түбі жайпақ, ені бірнеше метрден аспайды. Жыра жырмадан тек өзінің көлемімен ғана емес, сонымен қатар өзіне тән жеке бойлық кескінімен ерекшеленеді, онысы ол тіліп өтетін беткейдің кескінінен өзгеше болады. Ал жырманың бойлық кескіні әдетте беткейдің бойлық кескінінің сәл тегістелген түрін қайталайды (55-сурет).

Жыра жылдам өсіп-өршітін эрозиялық пішін. Оның бас бөлігі регрессиялық эрозия нәтижесінде өзенаралық аймақтарға созылып өсуі ықтимал. Осы себептен жыралар жүздеген метрге, тіпті километрлерге жетіп тарамдалалып кетеді.



54-сурет. Жазық аймақтарындағы флювийлік пішіндердің генетикалық қатары. А - эрозиялық атыздар; Б - эрозиялық жырмалар; В - жыралар; Г - сайлар; Д - өзен аңғарлары; Т - уақытша ағынды сулардың атльвегі; Р - өзен арнасы; П - жайылма; НТП - жайылма үсті терраса; 1 - өзен аллювиі; 2 - сай аллювиі; 3 - опырылмалар; 4 - делювий шөгінділері. (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988)



55-сурет. Жырмалардың (А) және жыралардың (Б) бойлық кескіні (О. К. Леонтьев, В. И. Рычагов, 1988).

Жыраның өсіп отыратын бас бөлігі әр түрлі. Көптеген жағдайда жыралардың бастауы планда сопақша, эллипс пішіндес немесе дөңгеленген күрек пішіндес болады да, жер бетінде аса айқын көрінбейтін ойпауыттар түрінде байқалады. Бедердің мұндай пішіндерін су жиналатын ойпауыттар (водосборные понижения) деп атайды. Кейде жыралардың бас бөлігінен жоғарырақ, өзен аралығының өлкелеріне баяу ауысатын, терең емес (1,0-3,0 м) жарқабақтары айқын білінбейтін, жағалары шымтопырақты жайпақ ұзыннан-ұзақ созылған ойпауыттар орналасады. Бедердің мұндай пішіндері қолат (лощина) деп аталады. Топографиялық карталарда, тіпті ірі масштабты карталарда қолаттар аса білінбейді, алайда ірі масштабты әуе суреттерде, әсіресе егістер мен сирек өсімдікті жерлерде қолаттың бейнесі айқын көрінеді. Айтып кететін бір жайт, осы арнасы жоқ қолаттар жыралар дамуының нәтижесі емес, олардың тек пайда болуының себебі болып табылады. Сондықтан да бұрыннан дамыған эрозиялық пішіндердің түбінде эрозиялық оралымның (циклдың) қайталану нәтижесінде пайда болған жыраларды түптік (донный) немесе екішіреттік (вторичный) жыралар дейді, ал өзен аңғарларының беткейлерінде кішірек эрозиялық пішіндерден бірден түзіліп, дамыған жыраларды – жағалық немесе алғашқы жыралар деп атайды.

Жыра ұзарып, оның бойлық қимасы қалыптасқан сайын, аққан судың эрозиялық күші азая береді. Жыраның екі жағалары тегістеліп, онда өсімдік жамылғысы пайда болады да, бүйірлік эрозия әрекетінен кеңейе береді. Ақырында жыра сайға (балқаға) айналады. Сайдың жырадан айырмасы, оның беткейлері тайқы, түбі мен беткейлері шымды келеді де, шөп және бұта өсімдіктеріні өсуіне қолайлы болады. Бірақ жыраның бойлық қимасы бірден сайға айналмайды. Бұл процесс жыраның төменгі, ең көне бөлігінен, яғни сағасынан басталады да, бірте-бірте жоғары қарай тарайды.

Кейбір жағдайларда қалыптасқан сайдың түбін жыра жаңадан жырып тілімдеуі ықтимал. Жыралардың қайта-қайта тілініп жырылуымен сай түбінде аллювийлік материалдардан құрылған алаңша баспалдақтары – сай террасалары пайда болады.

Жыралар мен сайлар түбінде шөккен аллювийлік материал

сұрыпталмаған түйірлерден тұрады. Әдетте бөлшектенген материал жыра қимасының төменгі бөлігінде, ал ұсақтауы – жоғарғы бөлігінде жиналады. Алайда олар шамалы сұрыпталған, құмды-құмдақты материалымен, үшкіртастармен және нашар жұмырланған жұмыртастармен араласқан.

Егер өзен жыралар мен сайлардан ысырылып шыққан борпылдақ материалды ағызып алып әкетпесе, онда олардың сағаларында ысырынды конустар жиналады. Осы ысырынды конустарды құрайтын материал пролювий деп аталады. Жалпы алғанда ысырынды конусты құрайтын борпылдақ материалдың шамалы сұрыпталуымен, кесек сынықтардың нашар жұмырлануымен, ысырынды конустың басынан шетіне қарай бөлшектердің мөлшері кеми беруімен сипатталады.

Сайып келгенде, жыраның дамуын С. С. Соболев (1948, 1960) мынадай төрт кезеңге бөлген:

- жырма-жылғалардың даму кезеңі;

- жыраның өз түбін тілімдеу кезеңі. Бұл кезең жыраның сағасында құлама түптің құрылғанынан басталады. Жыраның бойлық қимасындағы құламалы түбі ойлы-қырлы, сағасы аспалы болады да, түпкі эрозия мейлінше дамиды. Нөсер жауған кезде немесе көктемде қар күрт еріген кездегі ағыны жыраның түбін әрі қарай жырып, қопарып кете береді. Бұған қоса, кемердің биігінен құлап аққан судың энергиясы күшейіп, жыраның түбін тереңдетіп, оның іргетасын қопарады. Төніп тұрған кемердің жоғары жар қабақ бөлігі опырылып құлайды, соның салдарынан жыра жоғары қарай біртіндеп өсіп отырады. Сөйтіп жыра бірте-бірте суайрыққа қарай өсе береді. Нәтижесінде жыраның тереңдігі 25-30 м-ге дейін жетіп, одан да терең болуы мүмкін. Мұндай жыралардың түбінде әдетте шөгінділер болмайды;

- жыраның бойлық тепе-теңдік кесіндісінің қалыптасуы. Бұл кезде жыраның сағасы төмен қарай өсіп, жергілікті эрозия базисіне дейін - өзен жайылмасына, немесе террасаның деңгейіне дейін жетеді. Жыраның екі жақ беткейі көлбеуленеді де, олардың төменгі жағында беткей шөгінділері қалыптасады.

- басылу (шөгу) кезеңі. Жыраның бас жағы неғұрлым суайрыққа жақындаған сайын, соғұрлым су жинағының аумағы кішірейіп, мүлде тоқтағанша азая береді.

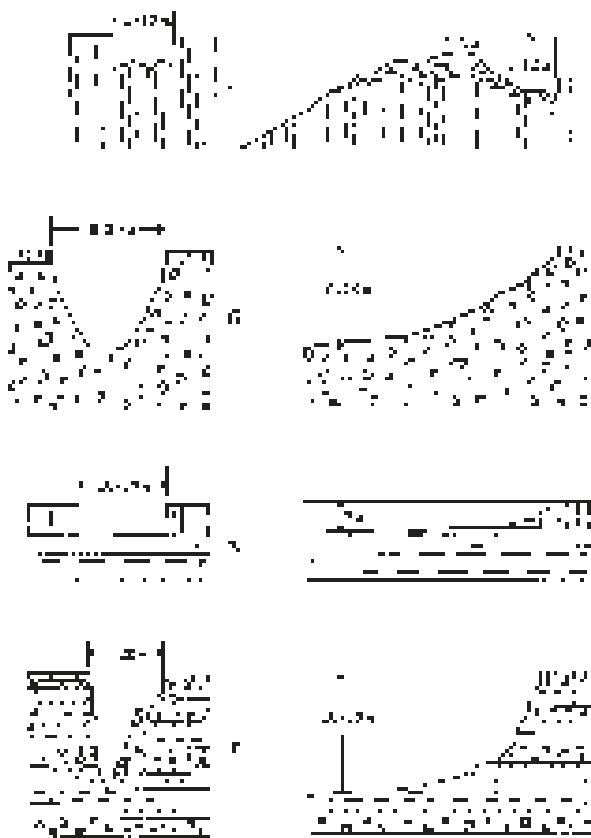
Кейбір жағдайда жыраның түбі тереңдей берсе, жер асты суларының деңгейіне жетіп, содан үздіксіз ағынды су, яғни өзен басталуы ықтимал. Бірақ жоғарыда суреттелген эрозиялық пішіндердің бір пішіннен екіншісіне өтуі, немесе бір кезеңнің келесі кезеңге өтуі – тіпті табиғаттың заңдылығы емес. Кез келген эрозиялық жылғалар жырғаға және жырғаға айнала бермейді. Кейде жыра, тереңдік эрозия кезеңінде-ақ жер асты суларының деңгейіне жетіп, сай кезеңінен өтпей тікелей тұрақты су ағыны бар бұлақ алабына айналуы да мүмкін. Сол сияқты кез келген сай, өзен аңғарына айналмауы мүмкін және кез келген сай өз дамуында жыра кезеңінен өткен емес. Мысалы, Гумидті климат жағдайында, орман өскен жерлерде, сай іспеттес көптеген эрозиялық пішіндер ешқашан жыраға ауыспаған, олар әуелден-ақ сай немесе қолат түрінде қалыптасып дамыған.

Таудағы уақытша ағынды сулардың өздеріне тән белгілі бір морфологиялық ерекшелігі бар. Мұнда су ағыстарының жоғарғы жағында айқын білінетін, амфитеатр тәрізді жырмалармен тілімденіп тармақталған су жинағыш шұңқырлар (водосборные воронки) пайда болады. Осы жерден тау беткейімен төмен қарай созылған көлденең қимасы жыра іспеттес V-тәрізді терең, әрі тар ағыс каналы (канал стока) басталады. Ағыс каналының төменгі сағасы шетінде ысырынды конус қалыптасады. Жыраның бастауынан сағасына дейін бойлық қималарының едеуір құламалы болуы ағып жатқан тау суларының мейлінше бұзу әрекетіне себеп болады.

Сонымен, жыралардың морфологиялық құрылымы және дамуы тау жыныстарының құрылымына, жер бедеріне, климат жағдайларына байланысты. Бұлардың пайда болуына эрозиялық процестерімен қатар топырақтың шөгу құбылыстары, сілтісіздендіру, ылғалдандыру, суффозия және т.б. құбылыстары әсер етеді.

Оңтүстік Қазақстанның тау етектеріндегі дамыған жыраларды М. Жандаев (1961) төрт түрге бөледі: 1) алмұрт тәрізді; 2) тегіс түпті жыра; 3) сай тәрізді; 4) ернеу (карниз) типті (56-сурет).

Алмұрт тәрізді жыралар өзіндік пішінімен және құрылысымен ерекшеленеді. Жыраның бас бөлігі оның ортаңғы бөлігімен салыстырғанда кең және дөңгелектеу келіп тік кемермен



56-сурет. Оңтүстік Қазақстандағы жыралар типтері. (М. Ж. Жандаев бойынша): а) алмұрт тәрізді; б) сай тәрізді; в) тегіс түпті; г) ернеу (карниз) тәрізді жыра

басталады. Кертпештің ірге тұсынан 10-12 м тереңдікке жеткен құдық тәрізді шұңқыр қалыптасады. Шұңқырдың түбі жалпы жыраның деңгейінен әлдеқайда төмен. Жыраның ортаңғы бөлігі жіңішкеріп, екі жағы тіп-тік болып, түбі ірі кесекті тау жыныстарымен бітеледі. Жыраның ұзындығы 50-100 м-ден аспайды.

Жыраның қалыптасуы жер беті суларының мерзімдік ағуына байланысты. Әдетте жол жиегін бойлап аққан су лесс қабатына сіңіп, оны едәуір ылғалдандырады. Ылғалды лесс жынысының ұсақ тұз бөлшектері еріп, сумен шайылып әкетіліп жерасты суын қалыптастырады. Соның нәтижесінде лесс шөге бастайды.

Алғашқы кезде беткейдің үстінде кішкене ағыны бар эро-

зиялық қазынды пайда болады. Ол 1,5-2 м тереңдікке жеткенде оның жағасында құлап түскен топырақ массасы арнаның жолын бекітіп тастап, одан жыра ағысы тоқталады. Бұл кезде жыраның бас бөлігінде құйылатын су шұңқыр арқылы жерге сіңіп, жер асты ағысын құрайды. Сонымен, бұл жерде эрозиялық-суффузиялық процесс дамиды.

Тегіс түпті жыра. Ұзындығы ондаған метр, тереңдігі 3-8 м., түбі жайпақ, жыраның екі жақтағы жағасы тік. Мұндай жыра пайда болуына дейін астында су өтпейтін, сазды қабаттардың жер бетіне жақын жатқандығына байланысты. Атмосфера жауын-шашыны лесс тау жынысын су өтпейтін қабатына дейін шаяды да және сол деңгейде ағып, жыраның жайпақ түбін жасайды. Мұндай жыралар таяз тереңдіктегі сазды қабаттар дамыған жерде тау бөктерінің тауаралық ойпаттарында пайда болады.

Сай тәрізді жыраның ұзындығы 1 шақырымға дейін және одан да астам болады, тереңдігі 10-25 м. Жыраның көлденең қимасының сипаты әр түрлі, оның жоғарғы жағы лесс топырағының қалыңдығына сәйкес тік, жарлауытты, ал төменгі жағы жайпақтау келеді. Мұндай жыралар жұқа лесс қабаттарымен жабылған малтатас тау жыныстарының эрозиялық тілімделуі нәтижесінде тау етегіндегі пролювиалдық жазықтардың үстінде қалыптасады. Осындай жыралар суландыру далаларында қараусыз қалған каналдар мен арықтардың орнында пайда болуы ықтимал. Мысалы, Алматы маңындағы Ақсай өзенінің құйылысы тұсында суармалы судың әсерінен 30 жылдың ішінде канал бойында осындай жыра түзілді.

Ернеу (карниз) *тәрізді жыра* - өзен аңғарының екі жағаларында кездеседі (Алматыдан шығысқа қарай 220 километр жердегі Шарын аңғарында), ол өте күрделі түрде ыдырап, жыралы-сайлы торап құрайды. Көбінесе бұлар тереңдігі 30-50 м дейінгі сайлар. Олар бір-бірімен кезектесіп жазық бағытта астасқан малтатас құмдар, саздар қабаттарының дамыған аймақтарда болады. Мұндай күрделі жыралы лабиринттердің болуы таңбалы денудацияға немесе климаттың құрғақтығына, өсімдіктер мүлдем жоқ немесе өте сирек кездесетін жағдайларына байланысты, қатты нөсер жауған кезде, тасқын судың шаю күші мейлінше жаңғыра түскен кездерде пайда болады. Сондықтан

жыралардың екі жақ беткейі карниз, дінгек, күнқағар түрінде кездесіп, таң қаларлық архитектуралық әшекейлерді елестетеді. Жергілікті халық бұл жерді “қорғанды қамалдар аңғары” (долина замков) деп атап кеткен. Аңғардың ұзындығы – 3 км, ені – 20-30 м. Каньонды аралап жүріп алуан түрлі таңғажайып көріністерді көруге болады. Миллиондаған жылдар табиғаттың өзі осынау ұлы қорған қамалдар сияқты қайталанбас сәулет өнерін дүниеге әкелген (57-сурет).



57-сурет. Шарын аңғарындағы каньонның қызғылт жартастары.

Жыра эрозиясы – халық шаруашылығына елеулі зиян келтіретін табиғи апат (58-сурет). Олар ауылшаруашылығында пайдаланатын жерлерді яғни өгістікті, бау-бақшалар орындарын істен шығарады да, оңдеуге жарамайтын аймақтарға айналдырады. Сонымен қатар, жыралар түрлі құрылыстарға залал келтіріп жолдарды бұзады. Жыралардың өсу жылдамдығы су ағынының қуаттылығы мен шайылатын тау жыныстардың сипатына байланысты жылына 0,5-1м-ден 2-3м-ге дейін болады. Жыралар көбінесе лесс тәрізді топырақтар түзілген аймақтарда кеңінен

таралған. Бұл өңірлерде жыра эрозиясы адамның шаруашылық әрекетінен, яғни оларды шамадан тыс жыртқаннан, егіс айналымы дұрыс болмағандықтан, шектен тыс мал жайғаннан пайда болады.

Жыра эрозиясымен қарсы күрес жүргізу үшін алдын ала сақтандыру әрекеттеріне назар аудару керек. Көптеген халық шаруашылық жұмыстарына (гидротехникалық құрылысында, суландыру жүйелерінде, жол және басқа өндіріс құрылысында) эрозияға қарсы шараларды зерттеп жүзеге асыру және қолдану қажет.



58-сурет. Жыралық эрозия (Land resources in the loess plateau of China, 1986)

Мұндай жағдайда ең алдымен, беткейлерде өсіп тұрған орман-бұтақтарын кесіп және шөпті тақырлап шабуға болмайды. Ал екінші шаралар табиғатта бар жыралармен күресу. Бұл үшін жыралардың ұлғаюын тоқтату үшін, олардың бастау жағына көң және қиыршық тастар төгіп, үстіне шөп егеді. Кейбір жағдайда жыралардың түбіне және беткейлеріне шым төсеп, бұталар мен басқа да өсімдіктердің өсуіне жағдай жасау қажет.

Сел құбылыстарының бедер құрудағы орны

Қуаңшылық аймақтарда күшті нөсер жауған кездерде немесе көктемгі қар еруі кезінде таудан жылдам аққан мол су жол-жөнекей жиналған борпылдақ материалды ағынымен ала кетіп, “сел” деп аталатын су тасқынына айналуы ықтимал. Сел – қауіпті табиғи құбылыс, онымен тіпті қазіргі заманғы техникалық құралдарды пайдалана отырып күресудің өзі өте қиын. Су тасқындары тұрғын халыққа, ауыл шаруашылығына, өндіріс объектілеріне күні бүгінге дейін зор зиян тигізіп келеді.

Сел (араб *сели мур* – жойқын тау тасқыны) – таулы аудандарда нөсерлі жауын-шашынның әсерінен және қар мен мұздықтардың өз мөлшерінен жаппай артық еруі нәтижесінде туындаған және тас аралас саз-балшықтардың таудан шағын өзенше аңғарлары мен жылғалар бойымен ағыла құлаған тау тасқыны. Сел құбылысы көбіне қуаң климатты биік таулы өңірлерде байқалады (59-сурет). Ол морена үйінділері арасындағы шұңқырларда қалған шағын көлдердің суы немесе өзен арнасының бітелген жеріне жиналған су өз шарасынан аса толуы себебінен пайда болады да, одан әрі дамып, төмен лықсып, жолындағы борпылдақ шөгінділерді ысырып, ірі кесек тау жыныстарын қирата, талқандап, ағаштарды түбірімен қопарып, жол-жөнекей салмағы бірнеше тонналық тастарды қоса ағызады. Ылдилаған сайын сел ағысының жылдамдығы ұлғая түседі. Сел құбылыстарының жалпы ұзақтығы (ондаған минуттан бірнеше сағатқа дейін) өзеннің ұзындығына, арнасының еңістігіне және ағынның жылдамдығына байланысты. Ағу жағдайына қарай сел *турбуленттік* және *құрылымдық* болып екіге бөлінеді. Турбуленттік сел жалпы сұйық заттардың қозғалыс заңына байланысты көбінесе өзен арнасы бойымен ағады.

Құрылымдық селдің құрамында сынықты тау жыныстары басымдау болғандықтан біркелкі ақпай, толқынды түрде жүреді. Мұнда борпылдақ және сынықты таужыныстарының мөлшері кейде тасқын массасының 75%-ға дейінгі мөлшерін құрайды. Кейбір жылжыған жеке тастардың салмағы 10 тоннаға дейін жетеді. Сел тасқынындағы 1 м³ сұйық мөлшеріне 100 килограммдай лайлы-тасты қосындылар сәйкес келеді. Сел Батыс Еуропа,



59-сурет. Кіші Алматы өзенінің бастауындағы Тұйықсу мұздығы. Алдыңғы қатарда мореналық көл суының жарып өткен тұсынан басталған сел құбылысының ошағы (Суретті түсірген Ю.Б.Виноградов)

өңірінде күшті сел жүрді. 8 шілдеде Алматы қаласына түскен жауын-шашынның мөлшері 23,7 мм-ге, 1700 м биіктіктегі таулы өңірлерде 72 мм-ге жеткен. Жауынның басталғанынан 45 мин. өткен соң 1700 м биіктікте сел басталып, бірте-бірте тасқынды селге айналып, төмен қуалай аққан. Бұл жолғы сел тасқынының биіктігі 4-5 метрге дейін жеткен.

1956 жылы 7 тамыздағы жүрген сел кезінде Кіші Алматы өзенінің су шығыны $500 \text{ м}^3/\text{сек}$ жеткен. 1963 жылы шілдедегі бірнеше күнді ыстықтың салдарынан тау басындағы қар мен мұздықтың қарқынды еруі 7 шілде айында Үлкен және Кіші Есік көлінде лайлы-тасты сел тасқынын тудырды. Есіктің жағасы бұзылып, көл суы жойқын селге айналды; 5 сағаттың ішінде екі көлдің суы лықсып төмен қарай түгелімен ағып бітті. Соңғы 50

АҚШ, Жапония, Оңтүстік Америка, Үндістан (Гималай), Қытай (Қаракорым), Ауғанстан (Гиндукуш) таулы өңірлерінде көбірек байқалады. ТМД елдерінде Кавказдың, Орта Азияның, Қазақстанның, Қарпаттың және Сібірдің таулы аймақтарында болады.

Қазақстандағы Іле және Жоңғар Алатауында, Қаратау, Сауыр, Тарбағатай, Алтай тауларында сел құбылыстары жиі болып тұрады. 1887 жылы Верный қаласындағы (қазіргі Алматы) күшті жер сілкініуден болған сел әрекетінен Іле Алатауының солтүстік етегіне жоғарыдан 440 млн. м^3 лайлы-тасты борпылдақ тау жыныстары ысырылып әкелінген. 1921 жылы 8 шілдеден 9-на караған түнде Кіші Ал-

жыл ішінде Іле Алатауы өзендерінен алты дүркін (1921, 1947, 1950, 1956, 1963 және 1973) күшті сел жүрді (60-сурет).

Осыған орай сел апатынан қорғану үшін қауіпті жерлерге, каналдар, көпірлер, су бөгеттері салынып, тау беткейінде қар ұстайтын ағаштар отырғызылды. Селді алдын ала болжау үшін белгілі аймақтардағы өзендер алабының геологиялық, орографиялық және геоморфологиялық құрылысы, жер беті тау жыныстарының құрамы, аймақтың климаты (ауа райының маусымдық режимі, жауын-шашынның түсу мөлшері және жиілігі зерттеледі). Алынған мәліметтердің қорытындысына байланысты селден сақтану шаралары жүзеге асырыла бастады. 1966 және 1967 жылдары Кіші Алматы өзенінде (Медеу тұсында) селден қорғау бөгеті салынды. Бұл бөгеттің биіктігі 100 м, табанының ұзындығы 600 м, бөгет алдындағы су қоймасының сыйымдылық көлемі 6,5 млн. м³ шамасында жасалған. Осы бөгет 1973 жылы 15 шілдеде болған күшті селді Алматы қаласына жібермей тойтарды. Селдің бөгетке жеткен көлемі 5,5 млн.м³-ге, тау жыныстары үйіндісінің биіктігі 60 м-ге дейін жеткен. Қазіргі кезде бөгет 145 м-ге дейін биіктетіліп, оның алдындағы су қоймасының сыйымдылығы 12 млн м³-ге ұлғайтылды. Сонымен қатар мұздықтар етегіндегі көлдер бір-бірімен каналдар арқылы жалғастырылды. Медеу бөгетін салу мәселесіне Қазақстанның белгілі ғалымдары мен мамандары қатысып, басшылық жасады.

Аридті елдердегі тау беткейлерінде басталатын уақытша су ағындарының материалы тау етегінде кең аумақты пролювийлік жазықтарды құрайды. Бұл жазықтар көптеген ысырынды конустардың бір-біріне жалғасуы арқылы қалыптасқан.

Тұрақсыз ағынды сулар тау етегіндегі жазыққа жеткен кез-

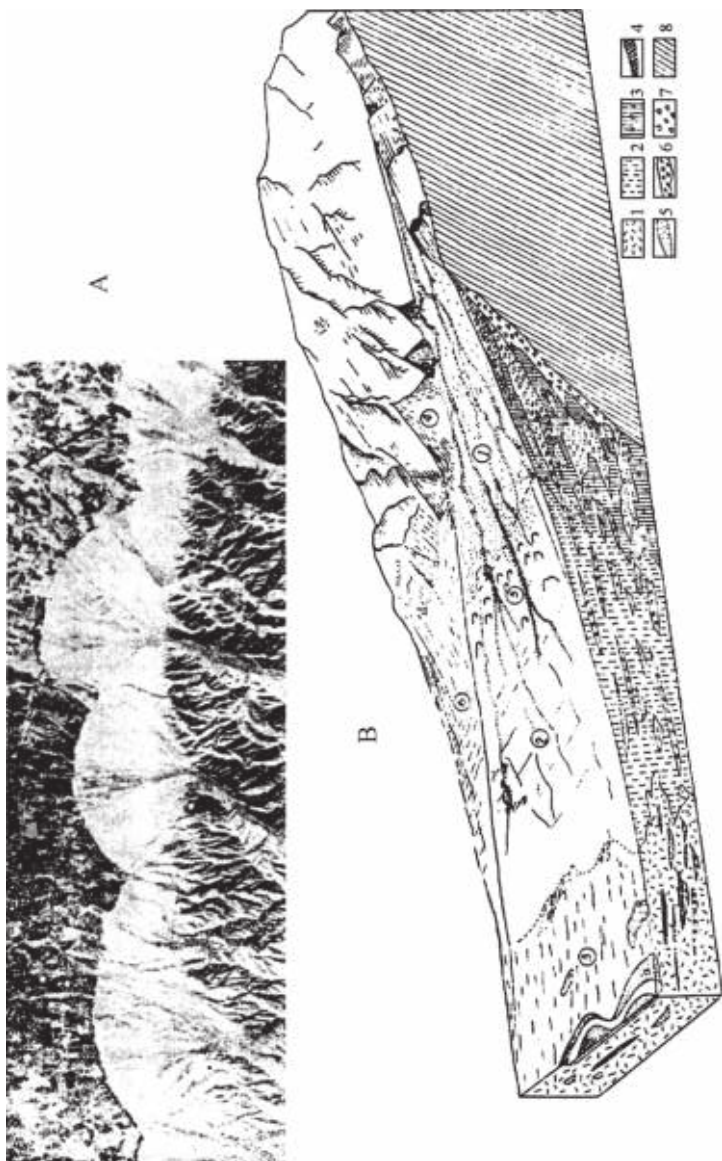


60-сурет. Алматы қаласы Карл Маркс көшесіндегі сел тасқыны (1921 ж.)

де көп тарамдарға бөлініп, олардың ағыс жылдамдығы кенет төмендейді. Сол себептен күші кеміген ағынды су өзінің таудан ағызып әкелген тау жыныс бөлшектерін тау етегіндегі жазыққа көлбете шөктіреді. Осындай тау бөктерінде қалыптасқан тау жыныстары жиынтығын *ысырынды конус* (конус выноса) дейді. Шөгінділердің тасымалдау жолы біршама қысқа болғандықтан пролювийді құрайтын кесектер қырлы және іріктелмеген болса да, оның тау жақ бөлігінде ірі жақпартастар мен шала жұмырланған малтатастар жиналады. Тау етегінен алыстаған сайын жазыққа қараған бетінде орташа және ұсақ түйіршікті тастар – қиыршық тастар, құм және құмдақтар шөгеді. Ал, ағын су әрекеті баяулайтын ысырынды конустың сыртқы шегінде лесс және лесске ұқсас шөгінділер мен саздар жиылады. Еріген қар мен жауын-шашынның қарқыны әрдайым бірдей болмайды. Сол себептен алдыңғы майда түйіршікті тасқын шөгінділері келесі тасқынның ірі кесекті материалымен көміледі. Керісінше, одан кейінгі жартымсыз тасқыннан олардың бетін ұсақ түйіршікті кейінгі шөгінділер жабады. Сондықтан, ысырынды конустың құрамы өте күрделі қабаттылығымен ерекшеленеді (61-сурет).

Климаты қуаң Орта Азия мен Оңтүстік және Оңтүстік Шығыс Қазақстанның тау-төбе бөктерінде әр жыра ағыны және тұрақсыз өзен аңғарларының ысырынды конустары бір-бірімен жалғасып, тау етегінде жиектей созылған біртұтас белдеу түрінде кең көлбеу жазық түзеді. Ысырынды конусын құрайтын шөгінділердің аумағы айтарлықтай зор. Алматы өзені бойымен өткен сел тасқынының Алматы маңындағы көлемі 2,5 млн. м³-ге жеткен. Қала тұсындағы пролювий қабатының жалпы қалыңдығы 100-метрге жақын.

Тұрақсыз ағын сулар әрекетінен қалыптасқан ысырынды конустарымен басқа аридті өлкелерде құрғақ атырауларының шөгінділерін ажыратуға болады. Мұнда тұрақты ағын сулардың өздері де таудан шыға бере буланып, сулары өздерінің шөгінділеріне сіңіп, дереу құрып кетеді. Сондай ағыннан қалған ірі ысырынды конустарын “құр атырау” (сухая дельта) деп атайды. Ал құрғақ өзен аңғарларын қазақтар “еспе” дейді. Осындай құр атыраулардың үстінде Жамбыл, Әндіжан, Қоқан қалалары, Кавказдың кейбір тау етегіндегі қалалары ораналасқан.



61-сурет. Климаты қуаң аймақтарда дамыған тау етегіндегі пролювийлік конустың құрылымы: А - әуе сурет; В - кескін пішін. 1 - жоғарғы зона; 2 -желпеуіш тәрізді зона; 3 - тоқырау зона; 4 - ысырынды конустар; а - аллювий шөгінділері; 1 - саздар мен саздақтар; 2 - саздақтар; 3 - малтатас қосылған саздар мен құмдар (сел тасқындарының шөгінділері); 4 - шымтезекті және сортаң топырақтар; 8 - түпкі таужыныстар. (Геоморфологиялық және төрттік геология, Пекин, 1981).

Тұрақты ағын сулардың бедер құру әрекеті. Эрозия және өзендердің кеңістіктегі дамуы

Өзендер негізгі арнадан (русло) және оның тармақтарынан тұрады. Олар әр қатардағы өзендер жүйесін түзеді. Екі кішкене тармақ қосылып, екінші қатардағы тармақты құрайды, ал екінші қатардағы екі өзен тармағы қосылып үшінші қатардың тармағын құрайды. Осылай өзен тармағының төртінші, бесінші т.б. қатарлары құрылады.

Үлкен өзен барлық тармақтарымен бірге қосылып өзен жүйесін құрайды, ал белгілі бір аумақтағы өзендер саны сол жердің өзен торын (речная сеть) қалыптастырады. Олардың жиілігі аймақтың физикалық-географиялық сипатына, климатына, бедер жағдайларына, геологиялық құрылымы мен өсімдік жамылғысына байланысты.

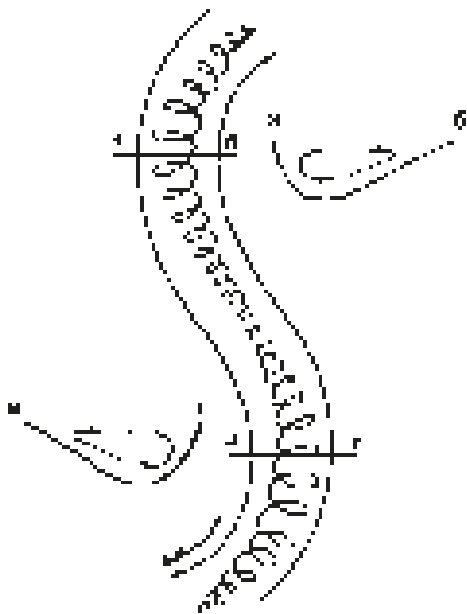
Өзеннің негізгі жер бедер құру факторлары – өзеннің ағысы мен оның жылдамдығы. Өзеннің ағысы мен шығыны жауын-шашынның мөлшеріне және су жинау алабына тәуелді. Ал жеке-ленген өзендерді, өзен жүйелерін су қорымен қамтамасыз ететін, сумен мейлінше қаныққан беткі жазықтықты, топырақты және тау жыныстарының белгілі бір қабатын біріктіретін ауқымды аймақты өзен алабы деп атайды. Өзен алабының ерекшелігі: оның аумағы бастаудан құйылысына дейін өседі, сондай-ақ су шығыны да көбейеді. Керісінше, суайрыққа жақындаған сайын өзен ағысы толық тоқтағанға дейін азаяды. Бұл сипаттамалардың маңыздылығы мынада: ол кейбір геоморфологиялық мәселелерді, мысалы, суайрықтардың эрозия әрекетін, өзендердің бір-біріне қосып алу құбылысын тау өлкесінің пенепленденуін және т.б. негіздеуге және түсіндіруге мүмкіндік береді.

Көктемгі су тасқыны кезінде өзеннің су шығыны жоғары (максимальды) болады, сондықтан ол өзен арнасында орасан зор бұзу жұмысын жүргізеді, ал су азайғанда оның жылдамдығы бәсеңдеп, бедер құру әрекеті де төмендейді. Өзен ағысының жылдамдығы оның еңістігіне байланысты. Еңістік - өзеннің құламасы (падение), оның ұзындығына қатынасы. Өзеннің құламасы деп бастауы мен сағасының абсолюттік биіктіктері арасындағы айырмасын атайды.

Еңістік өлшемі ондық бөлшектер түрінде немесе өзеннің құламалы (м/км), яғни промиль арқылы өрнектеледі. Мәселен, өзеннің орташа еңістігі 0,07% немесе 0,07 м/км делік. Әрине, өзеннің еңістігі неғұрлым мол болса, соғұрлым оның жылдамдығы жоғары болып, өзен өз арнасын мейлінше бұзып эрозия әрекетіне ұшыратады.

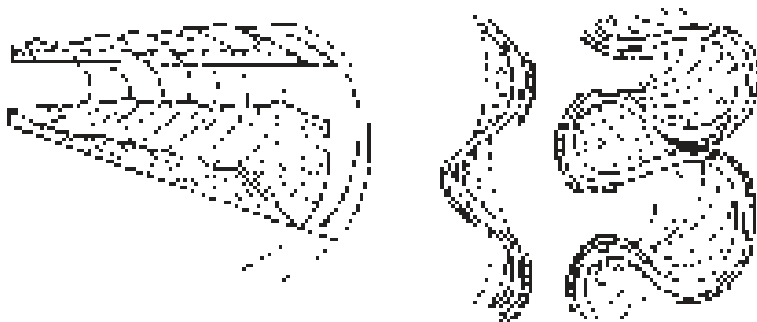
Өзеннің бойлық жылдамдығымен қатар әр түрлі көлденең циркуляциялық ағыстары бар. Өзен иіні бөлікшесінде ең алдымен өзен түбінің ағысы (донное течение) қалыптасады. Ол арнаның жар қабақ ойыңқы жағасынан жайпақтау келген шығыңқы жағасына қарай ағады, ал компенсациялық (орын толтыру) немесе беткі ағыс, керісінше, өзен бетімен арнаның шығыңқы жағасынан ойыңқы жағасына қарай ұмтылады (62-сурет).

Сөйтіп ағын бойында судың көлденең циркуляциясы жүзеге асады. Жоғарыда айтылып кеткендей, осындай ағынның көлденең циркуляциясынан басқа, өзеннің бойлық ағыны да бар. Бұл екі ағын қосылып шиыршық тәрізді (спираль тәрізді) ағыс түзеді. Спираль тәрізді ағыс өзен бұрылысында ең жоғарғы амплитудаға жетіп, біртіндеп екі өзен иінінің ортасында оның қарқыны бәсеңдейді. Осыған байланысты ағын судың жылдамдығы бәсеңдегеннен кейін, екі иіннің ортасында аллювийлік материал жиналып, өзеннің саяз жері – қайраң (перекат) қалыптасады. Бұдан төмен қарай спираль тәрізді ағыс кері айнала бастайды да, арна ағысы қайта дамып, өзеннің келесі иреңінде ең жоғары болады. Сөйтіп, айтылған процесс жаңадан



62 сурет. Өзеннің көлденең циркуляциясын және шиыршық тәрізді (спираль тәрізді ағысы) (М. Ж. Жандаев бойынша)

қайталаңады. Өзен ағысының көлденең циркуляциясының пайда болуы нәтижесінде арна ағысының негізгі заңдылықтарының бірі – *меандрлану* құбылысы пайда болуының мүмкіндігін туғызады. Нәтижесінде су ағынының әрекетінен арнаның ойыңқы жарлауыт жағасы қопарылып бұзылады да, содан қалыптасқан топырақ бөліктері өзен түбінің ағысымен шығыңқы жағада үйіліп, арна бойындағы малтатастан және құмнан құрылған арна бойы жалдар (приусловые валы) құрады (63-сурет).



63-сурет. Өзен меандрларының құрылуы және жылжымалы желпеуіш тәрізді арнабойы жалдардың қалыптасуы (Е. В. Шанцер бойынша)

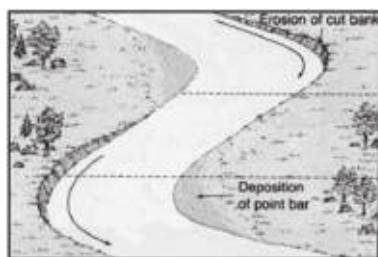
Өзен ағысы өзінің ағу барысында арна айналасындағы тау жыныстарын бұзып, ағызып әкетіп, жаңа өзен арнасын қалыптастырады, яғни арна эрозиясын түзеді. Басқаша айтқанда эрозия – тау жыныстарының су ағындары әсерінен шайылуы (64-сурет). Бұл процесс үш түрлі әрекеттер нәтижесінде жүзеге асуы ықтимал:

1) турбуленттік ағыс кезінде су ауытқып, теңселіп, құйынша араласып ағады. Соның салдарынан ағыс бойында көтеру күшін туғызады, осы тасқын күш арна түбінен топырақ бөлшектерін қозғап, айырып алып, ағыс бойымен төмен ағызып әкетеді;

2) эрозия ағысы арна түбінде тікелей динамикалық әсер ету нәтижесінде жүзеге асады. Ол тау жыныстары түйірлерінің өзен түбімен домалана тасымалдануына, сөйтіп олардың өзен арнасының түбіне және жиегіне соққылана, тырмалана, үйкелене және қажала орнын ауыстырып ағуына байланысты;

3) эрозия судың құрамы мен температурасына қарай химиялық ыдырауына (еру, сілтілену және т.б.) байланысты.

Осы процестер судың үдемелі ағуының нәтижесінде пайда болады.



A



B

64-сурет. Өзен арнасының эрозиясы. Жоғарыда: Өзен арнасы жарлауытты жағасының эрозияға ұшырап шайылуы. Төменде: жарлауытты жағасындағы тұрғын үйдің қирауы. А – 1965 жылы, қаңтар айы, В – 1965 жылы, наурыз айы (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990).

Сондықтан эрозия тұрақты қарқындылығымен және динамикалық өзгешелігімен сипатталады (64-сурет).

Эрозиялық әрекеті ағып жатқан судың кинетикалық энергиясы (тірі күш) арқылы жүзеге асады. Эрозиялық әрекетінің өлшемі су массасы мен су жылдамдығы квадратының көбейтіндісінің жартысына тең:

$$E = \frac{mv^2}{2}$$

мұнда, m – су массасы, v – өзен ағысының жылдамдығы.

Бұл формула барлық жағдайда өзеннің бастауынан сағасына дейін, яғни арнаның әр бөлікшесінде және әр мезгілде жарамды болып табылады. Бұл туралы Н. И. Маккавеев (1955) “Ағын әрқашан өзен түбін шайып эрозиялай алады, тіпті ағыс жылдамдығы шамалы болған жағдайда, тау жыныс бөлшектері бірте-бірте еру арқылы майдаланып, ағызып әкетілуіне жағдай жасалынады,”- деп жазды.

Өзендер мен жылғалар суы құйылатын су қоймасының (өзен, көл, теңіз, мұхит) деңгейі *эрозия базисі* деп аталады. Еділ өзенінің эрозия базисі – Каспий теңізінің деңгейі, Іле өзені үшін – Балхаш көлінің деңгейі, Енисей, Обь, Лена, Сібір өзендерінің эрозия базисі – Солтүстік мұзды мұхит, ал Кама өзені үшін – Еділ өзенінің деңгейі. Негізгі эрозия базисімен қатар жергілікті немесе аралық эрозия базистері болады. Олар – арнаның бойлық қимасындағы кез келген нүкте немесе аңғар бойындағы су құламалары, көлшіктер және т.б. Ең ақыры шөл мен шөлейт аймақтарда ешқандай су қоймасына құймайтын “соқыр” ернеумен бітетін биік таулардан сарқырап ағып шығатын (Шу, Тарим, Талас) өзендер бар. Олардың эрозиялық базисі рөлін сол өзен суы толық буланып, ағысы толық тоқталған шөлді жер атқарады. Әрине мұндай құйылыс орындары тұрақты емес, ылғалдылыққа және құрғақшылыққа байланысты төмен немесе жоғары ауысып отырады.

Эрозия базисінің белгілі бір деңгейде орналасуы өзеннің эрозиялық және аккумуляциялық әрекетіне байланысты. Оның төмендеуі нәтижесінде, өзеннің еңістігі ұлғайып, соған байланысты эрозиялық процестер күшейіп, өзен өзінің түбін тілімдей бастайды. Ал, өзеннің эрозия базисінің жоғарылауы кезінде өзеннің ағу жылдамдығы баяулап, аллювийлік материал өзен аңғарларында жинала бастайды.

Белгілі қазақ географы М. Ж. Жандаевтың (1994) пікірі бойынша биік өлкелердің баурайларында пайда болған алғашқы су ағындары төмен қарай ағу барысында эрозиялық жұмысын жүзеге асырады. Мұндай ағын арнасының алдыңғы саға бөлімі эрозия арқылы ұзарып, одан әрі дами береді. Бұл процесс кез келген су қоймасына (теңіз, көл, өзен) жеткенге дейін немесе ағынның өзі бедердің төменгі жерлерінде су қоймасын қалыптастырғанға дейін жалғаса береді. Сол кезде ғана осы өзен құйылысының деңгейі оның эрозия базисі болып саналады. Сондықтан өзен аңғары алғашқы қалыптасқан кезде өзінің сағасынан басталмайды, өйткені эрозия базисінің өзі тек өзен қалыптасқаннан кейін ғана пайда болады.

Жалпы эрозия туралы мәселені қозғасақ, ол тереңдік (глубинная), бүйірлік (боковая), регрессиялық және трансгрессиялық

эрозияға бөлінеді. Әрине, бұл бөлу шартты түрде ғана, өйткені эрозия механизмі табиғатта күрделі сипатта кездеседі.

Өзен еңістігі едәуір болса, тереңдік эрозиясы да басымдау, сонымен бірге өзеннің бүйірлік эрозиясы да дамиды. Алайда бүйірлік эрозия негізінен өзен арнасының жазық бағытта ауысуына немесе меандрлануына байланысты. Бұл жағдайда өзен жағалауына тиесілі жардың төменгі бөлігі сумен қопарылып төмен ағызып әкетіледі, ал жоғарғы жағы опырылып құлап айырылады, сөйтіп өзен жағасы бірте-бірте кейін шегініп отырады. Мұнда өзен жиегінің ірге жағында су ағынының активті, агрессиялы екені айқын байқалады, ал жардың жоғарғы бөлімдерінің опырылып құлап отыруы ауырлық күші (гравитациялық) үдерістеріне байланысты.

Регрессиялық эрозия ағысқа қарсы бағытта, суайрыққа қарай жүреді, яғни шегіну эрозиясы нәтижесінде өзен арнасы жоғары қарай өседі. Ағыс бойында, арна түбінде түпкі тау жыныстарынан құрылған тік құламалар кездескен жағдайда, оны бұзуға эрозиямен қатар гравитациялық үдерістер де қатысады. Бірақ суайрыққа жақындаған сайын регрессиялық эрозияның қарқыны бәсеңдейді де сонымен байланысты су ағыны азаяды.

Трансгрессиялық эрозия келесі құбылыстармен түсіндіріледі.

1. Жоғарыдан төмен қарай су жинау алабының өсуіне байланысты осы бағытта өзеннің су шығыны мен эрозиялық мүмкіншілігі көбейе береді.

2. Трансгрессиялық эрозия өзен сағасының ұзаруы нәтижесінде (в результате устьевого удлинения рек) жүзеге асырылады:

а) тау етектеріндегі тау бөктерінен аққан өзендер еш жерге құймай «соқыр» құйылыспен бітіп, ысырынды конустарды түзеді. Келесі тасқындарда немесе ылғалды кезеңдерде ағындар әлгі конустарды жарым-жартылай бұзып-шайып, өзен аңғарының сағасын әр қарай алға ығыстырып, тағы да жаңадан ысырынды конусты құрады да бұдан әрі осылай жалғаса береді;

б) трансгрессиялық эрозия мен өзеннің құйылыс маңындағы сағаларының ұзаруы оның төменгі бөлігінің тармақталуы мен миграциялануы кезінде айқын көрінеді;

в) теңіз суы кейін тартылып шегінген кезде оған құятын өзен сағасы оның соңынан ілесіп, өзінің ұзындығын теңізге қарай ұзартады;

г) көптеген өзен атырауларының теңізге қарай ысырылуы арқылы өздерінің аңғарын төмен қарай ұзартады, мәселен, Лена өзені төрттік кезеңде осындай жолмен 300 км-ге дейін өсті.

Осылайша өзен аңғарының дамуында ағынның алға ығысу әрекетінің мәні өте зор. Кез келген өзеннің бастауларында регрессиялық эрозия арқылы өзеннің суайрық бағытына өсуі, сол айрық беткейінің ұзындығына байланысты шектеледі. Ал өзеннің құйылыс жағынан ұзаруы ештеңемен шектелмеген. Өзен теңізге құйғаннан кейін де атыраудың өсуімен бірге оның алға ығысуы да жалғаса береді.

Сөйтіп, өзен аңғарларының даму барысында арнаның эрозиядан басқа жалпы денудациялық үдерістері де едәуір ықпал етеді. Олар өзен аңғарының өсуі мен кеңеюіне жағдай жасап, жалпы беткейлерге өздеріне тән белгілі қима береді. Сондықтан, бір-біріне тығыз байланысты, ал мәні жағынан әр түрлі екі құбылысты айқын бөліп қарастырған абзал, бұл айтылып өткен эрозия мен аңғардың кеңістікте дамуы. Эрозия (тау жыныстарының ағын күші әсерінен механикалық шайылуға ұшырауы, су арнасы түбіндегі тау жыныстарының ағын күшімен қозғалған түйірлердің үйкелісі әсерінен қажалуы және тау жыныстарының химиялық ыдырауы) арна ағысының кез келген бөлігінде айқын білінетін бірыңғай процесс.

Ал аңғардың кеңістіктегі дамуы регрессиялық (жоғары қарай өсуі) трансгрессиялық (құйылыс сағаларының ұзаруы), бүйірлік және тереңдік бағыттарда да жүруі ықтимал. Бұған эрозиялық әрекетінен басқа, көптеген басқа да табиғи құбылыстар, яғни жылжымалар, опырылмалар, аккумуляция және т.б. әсер етеді (М.Жандаев, 1994).

Аңғарлардың морфологиялық элементтері. Өзен арнасы

Өзен аңғарлары – жер бетінің ғасырлар бойы аққан судың эрозиялық әрекетінен жуылып-шайылуы арқылы қалыптасқан, ұзына бойы иректеле созылған, бастауынан сағасына дейін түбі еңіс болып келетін, қазіргі кезде ағын арнасы бар бедердің терең

теріс пішіні. Олардың көбі (әсіресе ірі аңғарлар) тектоникалық элементтермен байланысты.

Аңғарлардың төмендегідей негізгі морфологиялық элементтері бар: арна, жайылма, терраса, аңғарлардың беткейлері (65-сурет).



65-сурет. Өзен аңғарының морфологиялық элементтері: 1 - терраса үсті; 2 - терраса кертпеші; 3 - террасаның жарқабағы; 4 - террасаның сыртқы жапсар сызығы; 5 - террасаның етегі; 6 - жайылма беті; 7 - аңғар беткейі; 8 - өзен арнасы; 9 - түпкі тау жыныстары; d - делювий; h - террасаның биіктігі (Геоморфология және төрттік геология, Пекин, 1981).

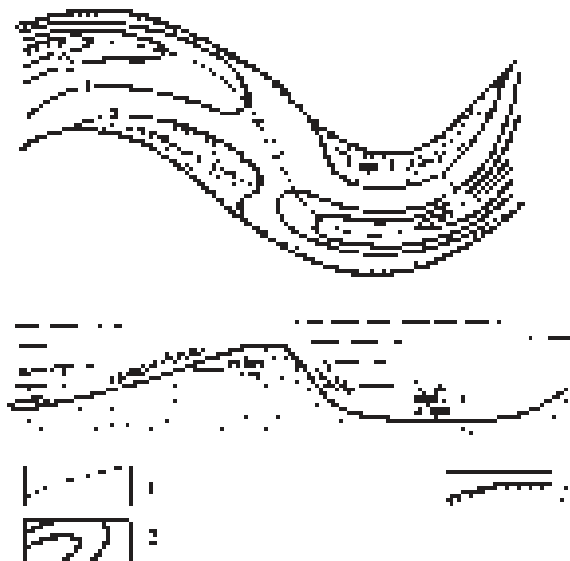
Жайылма – өзен тасығанда су басып кететін және оның сабалық деңгейінен жоғары орналасқан өзен аңғарының біршама жазық бөлігі.

Террасалар – тегіс, аздаған еңісті келген аңғардың беткейлер шегінде сатыланып орналасқан үлкенді-кішілі алаңдар, соның ішінде жайылма ең төменгі терраса болып есептеледі.

Аңғар беткейі – өзен аңғарының екі жағалауын оқшаулап шектейтін, еңістігі өзен арнасына бағытталған көлбеу жазықтық. Оның беті жыра, сай және басқа да жуып-шаю әрекеттерінен пайда болған элементтерден тұрады.

Арна – өзен суы үнемі үздіксіз ағатын аңғар табанының ең тереңделген бөлігі. Оның ені әдетте ондаған метрден бірнеше жүздеген метрге дейін жетеді, ал Амазонка немесе Янцзыцзян сияқты үлкен өзендердің сағасында арнаның ені бірнеше километрге жетеді. Арнаның ең терең нүктелерін біріктіретін иректелген сызық өзеннің *фарватері* немесе *тальяегі* деп аталады. Өзен арналары планда әдетте ирек бейнелі болып келеді. Арна ұзына бойы бір-бірімен алмасып тұратын терең шұңғымалардан,

яғни қарасулардан (плесы) және тайыз, қайраңдар (перекаты) деген бөліктерден тұрады. Шұңғыма немесе қарасу бөлігі өзеннің иілген тұсында ұшырасады, ал қайраң-шұңғымалар арасындағы арнаның түзу бөлігінде орын тепкен. Шұңғымалардың пландағы көрінісі иін (доға) тәрізді эрозиялық шұңқыр. Құмды жалдардан құралған қайраңдар өзен иінінің шығыңқы жағасынан (выпуклый берег) келесі төменгі иіннің шығыңқы жағасына дейін созылып жатады. Қайраң мынадай негізгі элементтерден тұрады (66-сурет): 1) жоғарғы қайыр (құм), қайраңның астауынан жоғары орналасқан; 2) төменгі қайыр, астаудан төмен орналасқан; 3) жоғарғы иірімдік жыра немесе жылға (верхняя плессовая лощина) – қайраңнан жоғары орналасқан арнаның терең жері; 4) төменгі иірімдік жыра немесе жылға – қайраңнан төмен орналасқан арнаның терең бөлігі; 5) белқайраңның жоғарғы және төменгі қайырларын жалғастыратын ең биік бөлігі; 6) қайраңның астауы – арнаның фарватері өтетін, белдің ең терең бөлігі; 7) арынды (жоғары) беткей; 8) төменгі беткей (етек). Кейде өзен арнасының бағытын өзгерткен тұстарында өзен табанының көтерілген жайпақ бөлікшесі – өткелдер кездеседі.



66-сурет. Өзен қайраңының жалпы сұлбасы А - планы, Ә - фарватермен алынған ұзына бойы қимасы 1 - арнаның фарватері; 2 - изобаталар; 3 – арна бойындағы екі жақ жиегі (Н. И. Маккавеев бойынша)

Әдетте қайраңдар мен шұңғымалардың орналасуы, көлемі мен биіктігі ағын судың тұрақты әсер етуінен үнемі өзгеріп отырады. Олар өзен ирелеңдеріне ұқсас өзен ағысымен ұзына бойына қозғалыста болады. Қайраң өзеннің тасыған кезінде ұлғайып, судың төмен сағасына келген кезде шайылуға ұшырайды. Ал, шұңғымаларда керісінше, судың тасыған кезінде жыру және шайылу үдерісі басым болады да, деңгей төмен түскенде бұл үдеріс бәсеңдейді.

Өзен арнасы төменгі құрылымдардан тұрады:

арал - жайылманың бір бөлігі, өзен қолтықтарымен немесе салаларымен қоршалған, өсімдік жамылғысымен бекітілген, орнықты;

қалдық - өзеннің негізгі арнасы мен өзеннің бөлініп қалған ескі өзен арасындағы жайылманың бір бөлігі;

жеңсала - аралмен бөлінген өзеннің бір бөлігі;

сала - (өзек) - өзеннің негізгі арнасынан алысырақ кеткен және одан еңсіздігі, тереңдігі, ағысының жылдамдығымен ерекшеленетін бөлігі;

шығанақ - өзен жағасына терең біріккен өзен құрылымы;

қайыр - өзен арнасының саяз бөлігі, су тартылған кезде судан босап, құрғақ аралға айналады;

жағажай - кең, тегіс келген, өзен тасындыларынан құралған өзен жағалауындағы жолақ;

түбекше - өзен арнасына сұғына кіріп жатқан құм шөгіндісі (Ж. Достайұлы, 1996).

Өзеннің құмдардан тұратын арнамаңы қайраңдардың бетінде судың ағысынан пайда болған күрделі түрде тарамдалған толқындар іспетті шағын-шағын иірімдер жүйесін ағыс иірімі (рябь течения) дейді. Мұндай құмды толқындар су ағынының бір бағытта ағуының нәтижесі, нақ осы себептен олардың сыртқы пішіні ассиметриялы болып келеді.

Өзен меандрлары, меандр түрлері

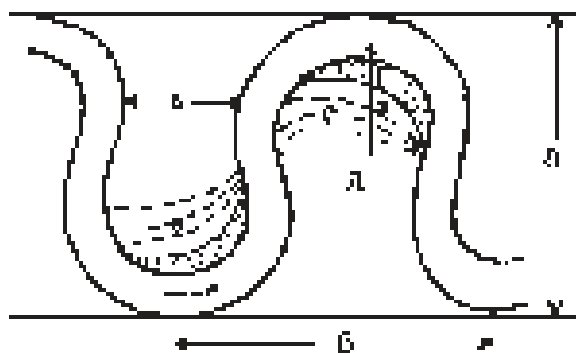
Өзеннің ырғақты түрде ирелеңденуі *меандрлар* деп аталады. Меандр төмендегідей бөліктерден тұрады (67-сурет).

а - меандр зонасы - меандр иіндерін шектеуші сызықтардың арасындағы белдеу;

- б - меандр қадамы екі иіндер арасындағы арақашықтық;
- в - меандр мойыны - иіндердің бір-біріне ең жақындаған бөлігі;
- г - арна бойындағы жалдар (приусловые валы) - иіндердің жайпақ шығыңқы жағасында жинақталған аллювийлік материал;
- д - шпорлар - өзен иіндері ішіндегі түпкі тау жыныстарының қалдықтары;
- е - жайылма құм жалдарының жылжымалы желпеуіштері;
- ж - меандр радиусы - иін ортасына өзен ортасына дейін өлшенетін иіннің дөңгелену радиусы.

Ағынның алға жылжу бағытына байланысты, меандр жүйесі сонымен қатар шұңғымалар және қайраңдар жыл сайын аңғар бойымен төмен қарай 0,5-20 м. жылдамдықпен ығысады. Осындай жағдайда меандр мойнының ағысы бойынша жоғары жағы бірте-бірте ағынмен шайылып, шпордың негізгі бөлігі жіңішкеріп, көктемгі тасқын кезінде оны бұзып өте алады. Осындай жолмен арна түзіледі, ал иірім бөлігі өзеннен шет жаққа бөлініп жеке апандар немесе көл тәрізді ескі арна (старица) құрады. Ескі арнаның үлкендері көлдерге айналады. Оның түбінде ылай-балшық шөгіп, бұта басып кетеді, кішігірімдері жаз бойы құрғап, орнында иінді ойпаңдар қалады.

Н. И. Маккавеевтің (1955) айтуынша, неғұрлым өзен шығыны көп болып, өзен еңістігі аз болса, соғұрлым иіндердің дөңгелену



67-сурет. Өзен меандрының элементтері: а - меандр зонасы; б - меандр қадамы; в - меандр мойыны; г - арна бойы жалдар; д - шпорлар; е - жылжымалы желпеуіштер; ж - меандр радиусы (М. Ж. Жандаев бойынша)

радиусы жоғары. Жазықтықтағы кішігірім өзендер белгілі бір еңістікте үлкен өзендермен салыстырғанда кіші радиусты болып көп иіндерді жасайды.

Осылайша, әрбір өзенде өзінің ағыс жылдамдығы мен суының массасына байланысты белгілі бір иін құру, яғни дөңгелену радиусының шегі болады. Бұл оптималды дөңгелену радиусы өзен түбінің арна ағысына минималды кедергі жасау қабілетіне сәйкес болу керек. Осыдан, өзен иіндерінің дөңгеленуі оптималды радиустан асып кетіп немесе кем болған бөліктерінде, өзеннің қимасы қалайда болса бірте-бірте деформациалану арқылы өзара қолайлы жағдайға (қатынасына) келеді.

Жалпы меандрдың екі түрін ажыратуға болады: 1) аңғарлық меандрлар (врезанные меандры) - олар бүкіл аңғардың иілістерін (бұрылыстарын) бұлжытпай қайталайды; 2) еркін арналық меандрлар (блуждающие меандры) - жалпақ, тегіс аңғардың түбінде пайда болады.

Меандрлардың осы екі түрі өзеннің еркін иректену категориясына жатады, бұл су ағыны мен шайылуға ұшыраған тау жыныстарының өзара әрекеттестігімен ғана белгіленеді. Аңғардың созылыңқы иіндері аңғар жағасындағы түпкі тау жыныстарының әсеріне байланысты. Мұндай тұрақты тау жыныстары өзен өзінің оптималды режиміне сай меандрлар түзуіне мүмкіндік бермейді. Еркін (блужающие) меандрлар өзеннің иректелу көлеміне әсер ететін төзімді тау жыныстарды (құм, құмай, саз, малтатастар) жырып өтеді. Негізінде, бұл құбылыстардың физикалық мәні әр аңғарда бірдей.

Іле Алатауының солтүстік бауырындағы Үлкен Алматы өзені иінінің біреуінде сирек кездесетін құбылысты байқауға болады. Ол - өзеннің иілген тұстарында (вогнутый берег) аралдың түзілуі. Ойлап қарасақ, ағын қатты болғандықтан аңғардың осы бөлігінде мұндай аралдың түзілуі мүмкін емес. Бұл қызғылықты фактының анализі өзен суы режимінің өзгеруіне байланысты. Көктемгі су тасуы кезінде өзен суы мол және жылдамдығы жоғары болғандықтан, меандр көлемі де үлкен радиусты болады, ал өзеннің төменгі сабасында су өзінің тасуы кезіндегі үлкен радиусты иінімен аға алмайды, сондықтан су ағыны өз режиміне сәйкес минималді кедергі бар жолымен ағып, кіші радиусты

иінді жасайды. Әр радиусты иін ортасында аллювийдің шөгуіне қолайлы жағдай туады да, құмды арал пайда болады (М. Жандаев, 1994).

Жалпы айтқанда, аңғар бойында екі түрлі меандр кездеседі. Су тасуына байланысты үлкен радиусты және өзеннің төмен сағасына сәйкес кіші радиусты меандр. Алайда, арнаның морфологиялық элементтері негізінен су тасуы кезінде қалыптасатын болғандықтан, судың қайтқан кезіндегі әсері де аз болады, ол аңғардың морфологиясына аз ғана өзгерістер жасайды.

Кейінгі зерттелген мәліметтерден меандрлану құбылысы жазықтағы өзендермен қатар барлық тау өзендерінде де дамитынын көрсетеді. Әрине бұл өлкелерде меандрлар жазықты өзендердегідей айқын көрінбейді. Мұнда өзен иіндерінің қалыптасуы көбінесе тау жыныстарының қасиетіне және тектоника элементтеріне байланысты. Тау өзендерінде судың ағу жылдамдығы жоғары болуына сәйкес, өзен бұрылыстарында ағынның көлденең циркуляциясы да онша дамымаған, әйтпесе олар айқын көрінген меандрлар жасаған болар еді. Сонымен қатар, таулы аймақтарда кейбір өзеннің бойында айқын көрінетін кіші радиусты иіндер қалыптасады. Мысалы, Есік өзені бойында, бөгеттің төменгі жағында мұндай құбылысты байқауға болады. Осылайша, тау өзендерінде де жазықтық өзендеріне ұқсас меандрлану құбылыстары бар. Тек тауда меандрлар айқын білінбеген. Соған қарамастан бұл құбылыстың физикалық заңы әр жерде бірдей.

Далалық бақылау мәліметтеріне қарағанда, алғашқы ағыстардың өзінде-ақ ағынның иіндер құру тенденциясын көруге болады. Каналдар мен арықтар түзу болып салынғанымен бірте-бірте уақыт өткен сайын ирек бейнелі түріне айналып меандр құра бастайды. Мысалы, 1963 жылы Есік өзенінде сел өткеннен кейінгі екінші күні-ақ Есік көлінің түбінде меандр түзеле бастады. Олар өзеннің жаңа қалыптасқан бөлігінде пайда болды, өйткені көлдің қазан-шұңқыры сел материалымен көміліп қалған болатын. Дәл осындай құбылыс тау етегінде жаңадан қалыптасқан ысырынды конустың бетінде де пайда болды және осы жерде өзен еністігі едәуір құламалы жағдайына қарамастан (80 м/км) жүзеге асты (М. Жандаев 1994).

Осылайша жер бетінде меандрлану белгісі судың жаңа аға бастаған кезінде пайда болатындығына көз жеткізілді. Бұл М. В. Великанов және Н. С. Шарашкинаның (1958) тәжірибелері арқылы да дәлелденді.

Жоғарыда айтылғандай, меандрланудың негізгі себебі өзенде ағыстың шиыршық спираль тәрізді пайда болуына байланысты және бұл жерде бүйірлік эрозияның ұзақ уақыт дамуы да үлкен рөл атқаруы мүмкін.

Ағын өзінің арнасымен тоқтаусыз өзара әрекет жасау барысында тұрақты ағынуға әрекет жасайды. Бұл, М. В. Великановтың (1958) пікірі бойынша, ағынның диссипация принципімен (энергия жойылуына байланысты) сәйкес, өзеннің ағыуы кезінде түбінде кездескен барлық кедергіні жуып-шаюына ағынның минималді күш салуымен түсіндіріледі. Өзен ағысының тұрақты және ұқыпты көрінісі – меандрлану болып саналады.

Сонымен, меандрлану үдерісі - өзен ағысының минималді күш жұмсау нәтижесінде кедергісі ең аз жолмен ағыу салдарынан пайда болған құбылыс. Меандрлану нәтижесінде өзеннің ұзындығы ұлғайып, шұңғымалар мен қайраңдардың арна бойымен ауысуы – жайылмалар мен террасалардың қалыптасуы, аңғардың меандрлануы арна ағыны дамуының негізгі заңдылықтарының бірі және өзен аңғарларының барлық морфологиялық элементтерінің қалыптасуы бұл заңдылықтарына тікелей байланысты.

Арнаның бойлық бейіні

Кемеліне келіп қалыптасқан аңғарда арна бастаудан сағаға дейін тепе-теңдік ойыңқы қимасымен немесе еңістіктің біркелкі кемуімен сипатталады. Алайда, іс жүзінде оның бойлық кескіні әрқашан шамалы баспалдақ тәрізді сатылы құрылысқа ие және ол мына себептермен түсіндіріледі.

1) өзен тармақтарының қосылуы нәтижесінде су шығынының өзгеріп отыруы әр сала қосылған жерден төмен қарай эрозияның күшеюіне байланысты арнаның тереңдеуіне әкеліп соқтырады;

2) өзен түбін құрайтын тау жыныстарының құрамы әр түрлі болады. Жұмсақ тау жыныстары дамыған бөлікшелерде өзендер оңай тереңделеді, ал төзімді түпкі тау жынысы бөліктерінде тайызданып, шоғырларды түзеді;

3) жер қыртысының дифференциялдық қозғалыстарына байланысты тектоникалық жарылымдар, лықсу, грабен, горст құрылымдардың аңғар бойында кездесуі;

4) өзен бойындағы шоңғал бөлікшелер мен сарқырамалардың кезектесуі. Шоңғалдық бөлікшелерде өзен құламасы әр километр сайын ондаған метрге жетуі ықтимал. Бұған мысал ретінде ұзындығы 90 км Днепр өзенінің шоңғалдарын келтіруге болады. Олар Днепр ГЭС-ті салғаннан кейін су астында қалды. Ал, суқұлама дегеніміз - өзен арнасының тік жартасты биік бөлігінен судың төменге құлауы. Мысалы, бүкіл әлемге әйгілі Ниагара суқұламасы - 50 м биіктіктен құлайды, Африкадағы Замбези өзеніндегі Виктория суқұламасы одан да биік - 119 м., ал Курил аралдарындағы Итуруп аралындағы Илья Муромец суқұламасының биіктігі - 114 м-ге дейін жетеді; Кейде су бірнеше тік кертпештер арқылы құлай ағып, каскадтар түзеді. Су қатты екпінмен төмен құлайтындықтан, кертпештің іргебеті бұзылады. Соның салдарынан суқұламалар өзен бойымен кері қарай шегініп отырады. Дүниежүзіндегі ең биік суқұлама Оңтүстік Америкадағы Игуасу каскадының ұзындығы 1054 м.

5) өзен бойында шұңғымалар мен қайраңдардың орналасуына байланысты арна түбінің тереңдеген және тайыз келген бөліктерінің заңды түрде кезектесіп ауысып тұрады;

6) арнаның бойлық бейіні өзеннің жасына (көнелігіне) да байланысты. Егер жас өзендерде арна өңделмеген тегіс емес едәуір баспалдақты болса, ескі өзендер, керісінше, тегіс, еңістігі бірқалыпта төмендеуімен сипатталады. Ал, әр кезеңдегі құрама өзендердің бойлық кескіні одан әрі күрделі болады. Бұдан басқа аңғар жағаларында басқа да үдерістер, мысалы, опырылмалар, сырғымалар және т.б. құбылыстары және арна түбінде дамыған мәңгілік тоң бөлікшелері кездесуі ықтимал.

Сонымен, өзен өз аңғарының бір бөлігін тереңдетіп, басқа бөлігінде арна түбін тегістеп, өзен өзінің бойлық кескінін құрастыруға әрекет жасайды. Соған қарамастан өзен түбінде әрқашан әр түрлі мөлшерде тегіс емес кедір-бұдыр микропішіндер кездеседі. Өзен дамуының соңғы кезеңінде немесе кеуіп қалған өзен аңғарларында да тереңдігі 10-15 м-ге жететін шұңқырлар (мысалы, Өзбекстандағы Өзбой өзенінде) және құламалар кездесетіні белгілі.

Сөйтіп, арнаның бойлық кескінінде кішігірім баспалдақ саты тәрізді құрылымдардың қалыптасуы – кез келген өзеннің қашан да болса даму кезеңіне тән заңды құбылыс екендігін байқауға болады.

Өзен жайылмалары

Өзен аңғарының су тасу кезіндегі сумен түгел тоғытылатын, көбінесе қазіргі заманғы аллювийлік шөгінділерден құралған біршама жазық бөлігі *жайылма* деп деп есептеледі. Аса меандрланып қалыптасқан үлкен өзендерде жайылма аңғар түбінің едәуір бөлігін қамтып, арнаның біресе оң, біресе сол жағына орналасады. Алайда, өзендердің көпшілігі аңғар жиектерінің бір жағына ауысып (солтүстік жарты шарда оң жаққа) ағатыны белгілі, сондықтан жайылма көбінесе арнаның бір жағында болады.

Жайылманың биіктігі судың көтерілу деңгейіне байланысты аласа және биік жайылмаға бөлінеді. Жыл сайын су тасу кезінде сумен басылатын жайылманы *аласа жайылма*, бірнеше жылда бір рет судың астына кететін жайылманы *биік жайылма* деп атайды. Аласа жайылманың биіктігі 0,5-2 м, ал биік жайылманың биіктігі 2-3 м-ден 5-6 м-ге дейін барады, ені жазықтағы өзендерде әр түрлі - бірнеше ондаған метрден бірнеше километрге дейін жетеді. Жайылманың беті тасыған сумен әкелінетін салындылармен жабылып өзгеріп, жаңарып тұрады. Жалпы жайылма бетінің жазық-тегіс болуына қарамастан, ол әр түрлі микро- және мезопішіндермен көзге түседі. Оның үстіне ескі арнаның орақ тәріздес бөліктері, көлдер, көлшіктер, батпақтар, құм жалдары, үйінділер, конустар, жыралар, сала тармақтары жиі кездеседі.

Жайылманың морфологиялық жіктемесін алғашқы рет В. Р. Вильямс жасап, кейін Р. А. Елековский (1935) түзетті. Төменде жайылмалардың негізгі түрлері қаралады.

Сегментті жайылмалар (сегментные поймы) меандрланған өзендерге тән, яғни өзендердің меандрлану процестерінен пайда болған аңғардың бірнеше бөлікшелерге - сегменттерге бөлінген түрі. Сегментті жайылмалар арнаның біресе сол, біресе оң жағында орналасқан. Олар жайылма *алқалар* деп аталынып, негізінде үш бөліктен - арна бойындағы, орталық және терраса маңындағы жайылмалардан тұрады.

Арна бойлық жайылма, аласа құмды өзеннің жағасындағы жаңадан құралған жайылманың бір бөлігі.

Жайылманың орталық бөлігінің үсті тегіс немесе сәл белесті болып, құмды жалдармен көмкеріледі. Бұл жалдар арна бойы параллельді қалыптасып жайылмалы аллювиімен жабылған.

Террасамаңы жайылма аңғардың байырғы жағасына немесе террасаларға жақын қалыптасқан. Бұл аңғардың ең көне және төмен бөлігі. Көбіне батпақты болып кейде көлшіктер алқасын камтиды.

Жалды жайылмалар (обвалованные поймы) өзеннің түзу бөліктерінде, арнаның екі жағында малтастардан, құмнан құрылған жалдардан тұрады. Мұндай жайылмалар тау етегінде көлбеу жазықтықтардың үстінде дамыған өзендерде пайда болады. Таудан шыға берісте ағын жылдамдығының кенет төмендеуіне байланысты көптеген тасымалданған материал бірден шоғырлана бастайды. Арнаның екі жағынан қалыптасқан құмды жалдармен қатар оның түбі де көтеріле береді. Нәтижесінде өзен арнасының деңгейі қоршаған жазықтың деңгейімен салыстырғанда биіктеу болып қалады. Көктемгі су тасу кезінде судың біраз бөлігі жалдарды бұзып, кейін арнаға қайта алмай едәуір аумаққа жайылып кетіп, үлкен тасқын су түзеді. Соңында көл, батпақ, су тармақтары және т.б. пайда болып, лайлы материал тұнып қалады.

Параллельді-жал тәрізді (параллельно-гривистые) жайылмалар кең ауқымды үлкен өзен аңғарлары бойында қалыптасады. Олардың пайда болуы кориолис күші немесе жаңатектоника әсерінен өзеннің тұрақты түрде бір жаққа ығысып, бір-біріне параллельді жалдардың түзілуіне байланысты. Кейде жал аралық ойпаңдарда арна бойымен созылған көлшік түзілімдер қалыпта-сады. Параллельді-жалтәрізді жайылмалардың сегмент жайылмалармен салыстырғандағы айырмашылығының бірі - олар аңғардың тек бір жағында ғана орналасады.

Өзен жайылмалары ауыл шаруашылығында кең қолданылады, олар жалпы шабындық ретінде, бақша дақылдарын және басқа өсімдікті өсіру үшін пайдаланылады.

В. В. Ламакин аллювийлік шөгінділерін, олардың динамикалық қалыптасу тұрғысынан *инстративтік*, *перстративтік* және *контративтік* аллювий деп бөлді.

Инстративтік аллювий өзеннің бойлық кескінінің қалыптастырмаған жағдайларында, бүйірлік эрозия тереңдік эрозиямен қоса жүрген кезде түзіледі. Оны түпкі тау жыныстарынан құралған, кейде шамалы күрделенген, аңғардың құламалы бойлық бейнесі дәлелдейді. Аңғардың дамуының бұл кезеңінде борпылдақ материалдың кері балансы байқалады, демек өзенге ағындылардың тасымалдау мөлшерінен аз мөлшерлі аллювийлік материал келіп түседі. Инстративтік аллювий, ірі сынықты тау жыныстарымен, яғни арналық фациямен сипатталып, негізінде эрозиялық террасаны құрады.

Перстративтік аллювий өзеннің қалыптасқан немесе жартылай қалыптасқан бойлық кескін жағдайларында түзіледі, яғни өзенге келіп түсетін және өзеннен ағып шығатын борпылдақ материалдардың мөлшері бір-бірімен динамикалық тепе-теңдікте болады. Меандрлардың еркін ығысу жағдайларында өзен салындыларын жуып-шайып, өңдеп қайта шөгеді. Аңғардың көлденең қимасында перстративтік аллювийдің табаны біркелкі тегіс болып ерекшеленеді. Перстративтік аллювий әдетте бірқалыпты қалыңдықта кездесіп, эрозиялық-аккумуляциялық террасаны құрайды.

Констративтік аллювий едәуір қалыңдығымен, қимасында аллювийдің арналық, жайылмалық және ескі арна (көлдік) фацияларының бірнеше рет қабаттасуымен және аллювийлік материалдың бірінің үстінде – бірі үстемеленуімен сипатталады. Констративтік аллювийдің қалыптасуы негізінде жер қыртысының төмен түсуімен немесе белгілі бір физикалық-географиялық жағдайларында аллювийлік материалдың шегінен аса шөгуімен жүзеге асады.

Өзен террасалары мен олардың түрлері

Террасалар (лат. *terra* – жер, фр. *terras*) – өзен аңғарларының бір жағында немесе екі жағында ондаған немесе жүздеген километрге созылған, саты тәрізді орналасқан үлкенді-кішілі алаңдар. Олар ағын судың шаю және аллювийлік материалының тұндыру нәтижесінде қалыптасқан. Жалпы айтқанда террасалар өзеннің бұрынғы жайылмалары, бұл өзеннің бұрынғы кезде жоғары деңгейінде аққанын көрсетеді.

Өзен террасаларының пайда болуы өзен аңғарларының оралымды (циклды) дамуына байланысты. Өзен аңғарлары дамуының екі кезеңі (сатысы) байқалады. Алдыңғы жас кезеңінде түпкі эрозия басым, аңғар тар, тік жағалаулы болады. Кейінгі жетік сатысында аңғар жайылымы кеңейіп, оның көлденең кескіні жәшік пішіндес болады. Өзеннің эрозия базисі (теңіз, көл деңгейі) төмен құлдыраған кезде аңғар эрозиясы қайтадан жаңғырады да табанын жырып, тіліп, шайып, кени бастайды. Эрозия базисінің өзгеруі жер қыртысының тектоникалық қозғалыстарына байланысты. Тектоникалық қозғалыстар баяу болған кездерде аңғардың бедер пішіндері жазықтанып, бүйірлік эрозия басым болады, нәтижесінде түбі жазық кең аңғар түзіліп, аллювий шөгеді. Құрлық жоғары өрлесе немесе эрозия базисі ылдиланса, соған бейімделіп, өзен жаңадан аңғар түбін жарып, шайып, жаңа бойлық кескінін жасай бастайды. Ол тепе-теңдік сызыққа жеткен соң қайтадан бүйірлік эрозия жанданып, аллювийлік материал жиналады. Осыдан келіп гипсометрлік төмен бетте аңғардың түбінде жаңа жайылма түзеледі, бұрынғы жайылма кертпештен биік жазық алаңды, яғни террасаны құрайды. Осы оралымдар (циклдер) бірнеше рет жаңарып тұрса, әр ретте саты-саты кертпештенген жазық алаңдар түзеді де, оларды *аңғар террасалары* дейді (С.Бәкіров, 1990).

Аңғарлардың әр оралымы (циклі) су ағынының өз табанын тіліп, шайып, жыртуынан басталып, жаңа аллювий шөгінділер қалыптасуымен аяқталады. Сөйтіп дамыған аңғар соңында көп кертпештермен бөлінген террасалардан құралады. Әрбір кертпеш және одан төменгі алаң өзеннің эрозиялық бір оралымына сай келеді.

Террасалар пайда болуының келесі себебі - климат ауытқуына және оған сәйкес жауын-шашынның молаюына байланысты. Өзен ағысының күші судың массасына тәуелді екені белгілі. Егер өзен алабында климат ылғалданса, өзеннің суы көбейіп оның эрозиялық шаю мүмкіншілігі арта түседі. Бұрын қалыптасқан өзеннің шаю күші мен шайылуға ұшыраған тау жыныстарының кедергі күші арасындағы тепе-теңдік бұзылады. Өзеннің режиміне сәйкес жаңадан тепе-теңдік бойлық қимасын жасау үшін өзен өзінің аңғар түбін тереңдете түседі.

Нәтижесінде бұрынғы жайылма судың ықпалынан шығып, аңғардың жағалау алаңшасына айналады. Су ағынының тасымалдауы және оның эрозиялық мүмкіншілігі өзеннің су шығынымен салыстырғанда жылдамырақ өседі, сондықтан тереңдік эрозияның қарқындылығы өзен ағысының бағытына қарай ұлғая береді. Өзеннің құйылыс сағасында тереңдік эрозия эрозиялық базистің деңгейімен шектеледі, сондықтан эрозияның ең жоғарғы шегі өзеннің орта бөлігінде байқалады. Бұл жағдайда керме (хорда) типті терраса пайда болады (О. Леонтьев, 1988.)

Әдетте террасалардың ең биігі – ең көнесі, ең төменгісі – ең жасы болып табылады. Оларды есептеу төменнен жоғары қарай, яғни жайылмадан жоғары 1-ші, 2-ші, 3-ші, 4-ші жайылма үсті терраса деп нөмірлейді.

Әр өзен террасасы келесі бөлімдерден құралады: терраса үсті (жазық алаң), оның кертпеші, кертпештің жоғарғы жар қабағы (бровка террасы), келесі жоғарғы кертпеш етегімен ұласқан террасаның сыртқы жапсар сызығы (тыловой шов террасы), терраса етегі (подошва террасы) – терраса беткейінің (кертпештің) төменгі жақтағы террасамен немесе жайылманың үстімен ұласқан сызығы. (65-сурет). Терраса алаңы (үсті) аздап өзен ағысы мен өзен арнасына қарай еңіс келеді.

Қалыптасу тегіне (генезисіне) қарай террасалар аңғарлық (долинные) және жергілікті (локальные) террасаларға бөлінеді.

Аңғарлық террасалар (долинные террасы) климаттың ғапырлар бойы ауытқуларына (жауын-шашынның көбеюі, мұз басу кезеңдері) немесе тектоникалық қозғалыстарға байланысты. Өзен ағыны өтетін аймақтың тектоникалық көтерілуі сол жердің еңістігінің ұлғаюына әкеліп соғады да, өзеннің түпкі эрозиясы соған бейімделіп, күшею қабілетіне иемденеді. Өзен өзінің аңғарын тереңдете түседі, оның бұрынғы жайылмасы бірте-бірте кемерден биік жайылма үсті террасасына айналады. Осыған байланысты аңғарлық террасалар әр аймақтың палеографиялық жағдайларын, яғни өзеннің ағып өткен аумағының даму тарихын бейнелейді.

Жергілікті террасалар (локальные террасы). Ол көп жерге таралмай, жергілікті құбылыстар, яғни жақпарлы көтерілу (блоковое поднятие) жылжыма (оползень) нәтижесінде пайда бола-

ды. Сондықтан олар бүкіл аңғардың даму тарихына сипаттама бере алмайды.

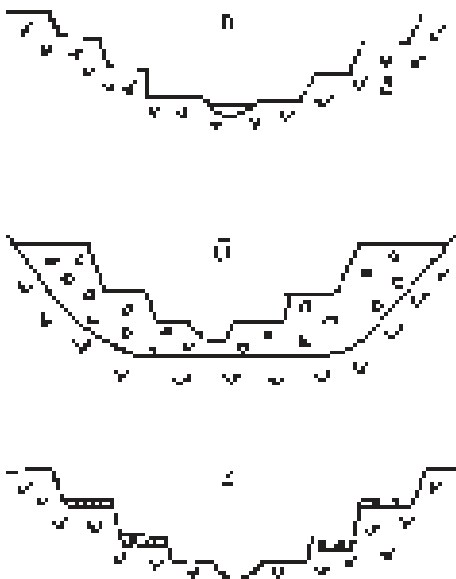
Өздерінің құрылған тау жыныстарына немесе геологиялық құрылысына байланысты террасалар – *мүсіндік* (эрозиялық), *аккумуляциялық* және *аралас* болып бөлінеді (68-сурет).

Мүсіндік немесе *эрозиялық террасалар* – түгел түпкі тау жыныстарынан тұрады. Мұндай құрылым өзеннің бастапқы даму кезеңіне сәйкес тектони-калық қозғалыстар толассыз жоғары көтерілуінен бедердің көтеріле дамуын және аллювийдің шөкпегенін көрсетеді. Аллювий шөгінгеннің өзінде-ақ тек жұқа кабатты ірі кесек түйірлі арна материалынан тұратын болады.

Аккумуляциялық террасалар өзеннің алювийлік шөгінділерінен құралады да, оның іргетасы өзен деңгейінен төмен жатады, яғни ол жер бетіне шықпайды. Мұндай өзен тау жыныстарын терең тілімдеп, жайылмасы толық түзеліп, аллювий шөгіндісі қалың болғанын, ендеше өзен даму жолында толық оралымнан (циклден) өткендігін дәлелдейді.

Аралас террасалардың іргетасы түпкі тау жыныстарынан, ал кертпештің жоғарғы жағы мен террасаның үсті аллювийлік материалдан құралады. Террасаның осындай құрылымы өзеннің оралымды (циклді) дамуындағы алғашқы кезінде эрозия арта түсіп, кейін аккумуляция әрекеті басым болғанын көрсетеді.

Аңғар террасаларының саны мен түрлері және өзара қатынасы әдетте жер қыртысының қозғалыстарына байланысты. Олардың саны таулы өлкелердегі



68-сурет. Геологиялық құрылысына байланысты өзен террасаларының түрлері: а - мүсіндік террасалар; б - аккумуляциялық террасалар; в - аралас террасалар

аңғарларда көп болады, кейде 8-10, кейде одан да асып түседі. Жазықтағы ірі өзендерде 3-5 террасалар түзіліп, олар көбінесе аккумуляциялық немесе аралас түрлерге жатады.

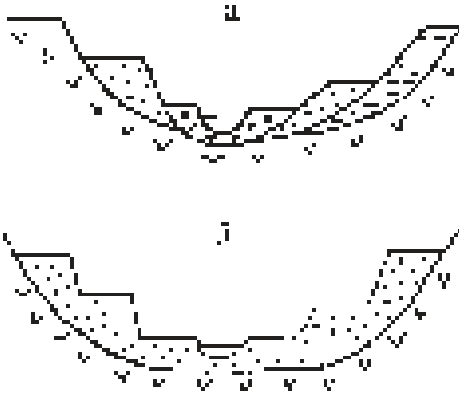
Өзен аңғарларының геологиялық құрылысы және оның морфологиясын инженерлік-геологиялық тұрғыдан бағалау өте маңызды. Эрозиялық террасалардың үстінде салынған гидротехникалық құрылыстар өте қолайлы - олар түпкі тау жыныстарының үстінде тұрғызылған. Ал борпылдақ тау жыныстарынан құралған аккумуляциялық террасаларда құрылыс жүргізу мәселелері едәуір күрделі және қауіпті.

Террасалардың нақты (абсолюттік) және салыстырмалы биіктігі өзен бойында өзгеріп тұрады. Мысалы, эрозия базисі төмен құлдыраса - террасалардың биіктігі ағысқа қарсы бағытта төмендей береді. Ал, өзеннің жоғарғы, таулы жағы көтерілсе, таулы аймақтың террасалары биік болып, төменгі саласына жақындаған сайын олардың биіктігі азая береді. Осы көріністер жана тектоникалық қозғалыстардың әсерінен көтерілген Тянь-Шаньда, Кавказда, Карпатта, Альпі және т.б. тауларда байқалады.

Террасалардың көлденең қимасындағы өзара қарым-қатынасы әр түрлі болуы мүмкін. Мұнда сүйелмеленген (вложенные) және үстемеленген (наложенные) террасаларды ажыратуға болады. Терраса өзара қатынасының әр түрлі болуы аңғар қалыптасқан кездегі өзеннің эрозиялық-аккумуляциялық әрекетінің даму жағдайын сипаттайды.

Сүйелмеленген (вложенные) террасалар - өзендердің бірнеше мәрте шайып тереңдеу және шөгу кезеңдерінің алмасуы жағдайларында қалыптасқан. Өзен суы өзінің түбін әрдайым есіп сылыған кезде алдыңғы кезеңдегі шөгінділерін ағызып, шайып әкетеді, қалған бөлігі жеке терраса түрінде болып қалады. Содан кейін, тектоникалық қозғалыстар баяу болған кезде аллювийлік материал қайта жиналып, қалған террасаның етегінде гипсометриялық төмен деңгейде бұрын шайылған жыныстар есесінен қайтадан аллювийлік материалмен толтырылып жаңадан өзен жайылмасын құрайды.

Үстемеленген (наложенные) террасалар - аллювийлік материалдың бірінің үстіне бірі үстемелеп шоғырлануы бір кезен-



69-сурет. а - сүйелмеленген террасалар; б - үстемеленген террасалар

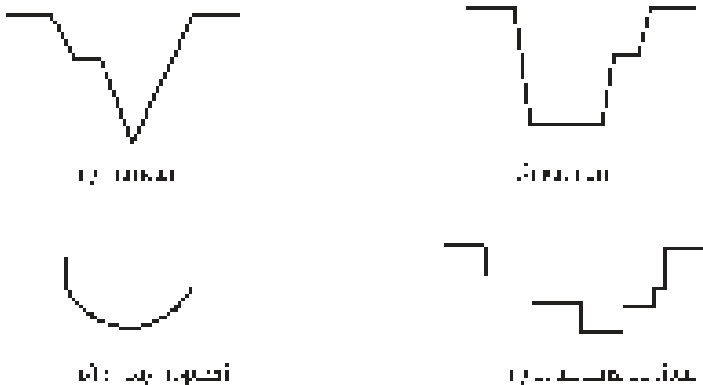
де болған. Аңғар дамуының келесі мерзімінде өзеннің осы шөгіндіге оқтын-оқтын жуып-шайып тілімдену және тереңдеу арқылы терраса сатылары түзілген. Жоғарыдан төмен қарай жүйелі түрде қалыптасқан терраса сатылары бір құрамды және бір мезгілді жыныстардан тұрады (69-сурет).

Осылайша, аңғардың әрбір террасаларының аллювийлік материалы өздерінің

құрамы мен көнелілігіне (жасына) қарай өзгешеленеді. Жоғарыда айтылған террасалардың өзара қатынасын ажыратудың ғылыми-практикалық мағынасы да бар. Әсіресе аңғар бойында шашылымдарды іздестіру (поиск россыпи) кезінде кең қолданылады. Мәселен, жайылманың 1,5 м. тереңдікте шашыранды металл қабаты табылсын делік. Үстемеленген террасалар екенін біле отырып, металл қабатының қалған бөлігі жоғарыда қалыптасқан бір немесе екі террасалар астында жатқанын алдын ала білуге болады. Ал, аңғарда сүйелмеленген террасалар болса, бұлай деп айта алмаймыз, өйткені олар әр түрлі құрамдағы және әр мезгілде қалыптасқан. Осыдан, аллювийлік шашылымдарды іздестіруді аз шығынмен, үнемді және өнімді түрде жүргізуге болады.

Өзен аңғарларының морфологиялық және генетикалық түрлері

Өзен аңғарларының морфологиясы олардың жергілікті физикалық-географиялық жағдайларына, геологиялық құрылысына және даму тарихына байланысты. Таулы өлкенің жоғары өрлей дамуына байланысты қарқынды түрде эрозиялық тілімдену нәтижесінде *саңылау*, *шатқал*, *каньон* және *астау* тәрізді терең аңғарлар пайда болады (70-сурет).



70-сурет. Өзен аңғарларының көлденең қимасының сипатына байланысты түрлері: а - шатқал; б - каньон; в - астау тәрізді; г - трапеция тәрізді

Саңылау (теснина, щель) - екі жағы тік құламалы, қысаң тар аңғар (72-сурет). *Тау шатқалы (ущелье)* – тік құлайтын екі жақ беткейлері төмендеген сайын сүйірлене беретін өте енсіз көлденең қимасы v - әрпі тәрізді терең аңғар. Көп жағдайда, шатқал тектоникалық жарылымдар бойында қалыптасады, кейіннен ағын сумен одан әрі кеңейіп, тереңдей түседі. Мысалы, Кавказдағы Терек өзені бойындағы Дарьял шатқалы, Іле Алатауындағы Есік, Үлкен Алматы, Шілік тау шатқалдары т.б. *Каньон* – көлденен бағытта қабатталған жағаларының беріктігі әр түрлі тау жыныстар қабаттарының су тіліп өткен жағдайда екі жақ бетейлері кертпештеніп қалыптасқан саты тәрізді, түбі терең аңғар. Эрозияға төзімді қабаттар тегістеліп каньонның жағасында террасаға ұқсас жазық алаңшаларды, басқа да архитектуралық өрнектерге ұқсайтын «ернеулер», «бағаналар» және т.б. бедер пішіндерді құрады. Каньондар көбінесе құрғақ континенттік климатты аудандарда, қарқынды тереңдік эрозиялық жағдайларда пайда болады. Бұндай аңғарлар қарқынды тектоникалық көтерілуге ұшыраған тауларға немесе горизонталь жатысты су өткізгіш тау жыныстарынан (экмас, құмтас, лесс) және лавалық жамылғылардан (базальт) тұратын биік үстірттерге тән. Түбі көбінесе суға толған.

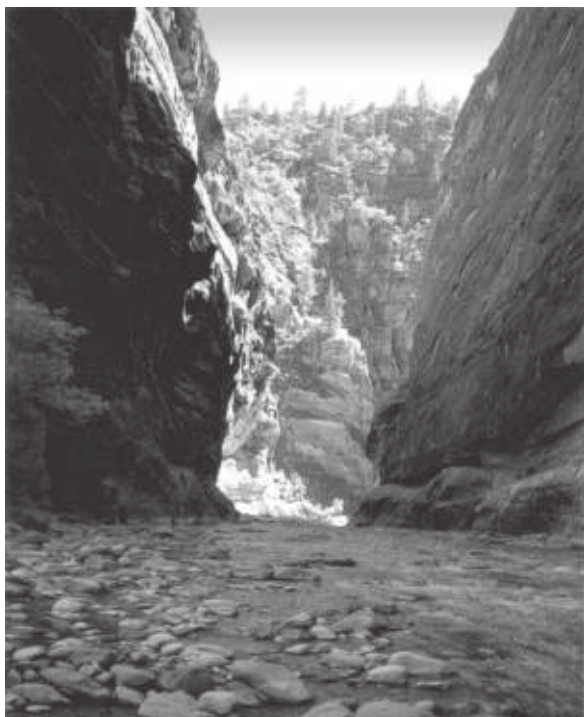
Дүние жүзіндегі ең үлкен және белгілі Үлкен Каньон АҚШ-тағы Колорадо өзеннің бойында орналасқан. Оның ұзындығы 320 км-ден астам, тереңдігі 180 м-ге дейін. Қазақстанда Іленің

саласы Шарын өзені бойында да терең каньондар бар (57-сурет). Бұдан басқа каньондар Маңғыстауда және Үстірт өлкелерде кездеседі.

Жоғарыда айтылған үш түрлі аңғарлардың (саңылау, шатқал, каньон) түбін түгелімен немесе түгелге дерлік су басып жатады.

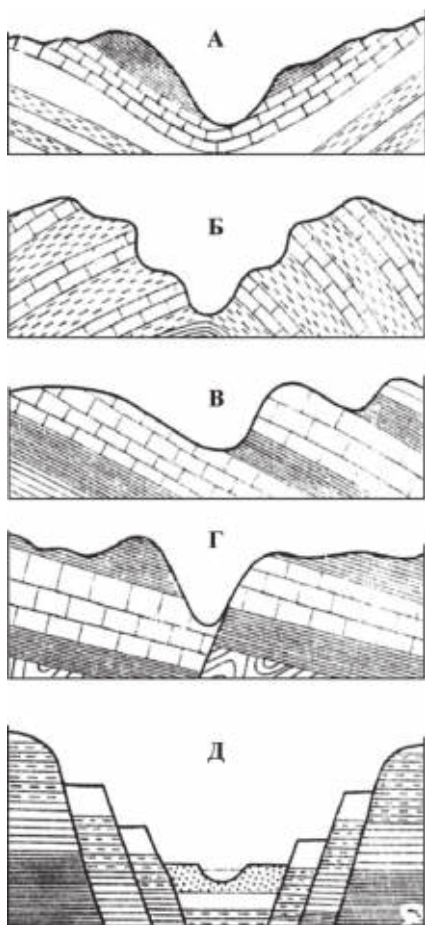
Аңғардың даму жолындағы кейінгі кезеңдерінде бүйірлік эрозия күшейе түсіп, аңғар кеңейіп, түбінде жазық жайылма алаңшалар қалыптасады. Аңғар одан әрі тілімденіп және аккумуляцияға ұшырап, жағалары жайпақ кең аңғардың түбінде бірнеше террасалар түзеледі. Мұндай аңғардың көлденең қимасы астау немесе трапеция пішінді болады да, өзен дамуының бұл кезеңін оның толысқан немесе жетік кезеңі деп атайды.

Геологиялық құрылымына және тектоникалық элементтеріне байланысты аңғарлар синклиндік, антиклиндік, моноклиндік, грабендік (опырықтық), антецеденттік және тектоникалық жарылым бойына сәйкес келген түрлеріне бөлінеді (71-сурет).



71-сурет. Саңылау (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)

Мұндай аңғарларды жаралу тегіне орай тектоникалық аңғарлар деп айтуға болады (Германиядағы Рейн аңғары, Орта Азиядағы Алай аңғары және т.б.). Жоталармен жарыса жатқан аңғарларды немесе геологиялық құрылымдардың созылымымен сәйкес келген аңғарларды *бойлық аңғарлар* дейді (продольная долина). Бойлық аңғарлар енді келеді және олар ұзына бойында морфологиялық жағынан көп өзгермейді, яғни біркелкі болады. Ал тау жотасын жарып өтетін аңғарларды *көлденең аңғарлар* (поперечная долина) деп атайды. Көлденең аңғардың тұйық және ашық түрлері бар. Тұйық аңғар тау жотасының бір-ақ беткейінде дамиды. Ашық аңғарлар көлденең жатқан жас тау жотасын бірте-бірте тілгілеп өтуі нәтижесінде түзіледі. Мысалға, көлденең аңғарға куэст аймақтарының консеквенттік өзен аңғары және жотаны тіліп өткен антецеденттік аңғарлар жатады. Антецеденттік аңғарлардың морфологиялық бейнесі терең шатқал аңғарға ұқсайды. Жалпы көлденең аңғарлардың жіңішке бөлікшелері планда кеңейген бөлікшелермен алмасып отырады.



72-сурет. Геологиялық құрылымдарына байланысты өзен аңғарларының түрлері: А - синклиндік; Б - антиклиндік; В – моно- клиндік; Г - тектоникалық жарылым бойымен сәйкес келген аңғар; Д - грабендік аңғар. (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988)

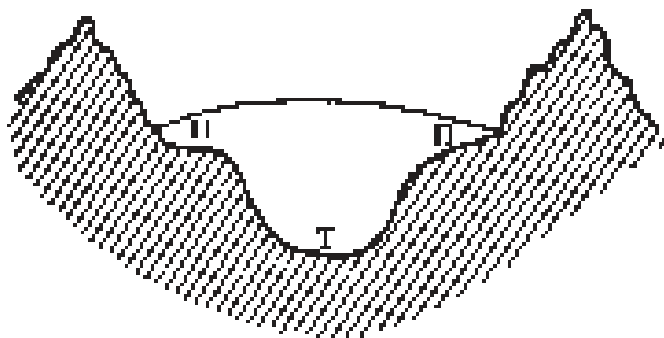
Аңғарлар өзінің өтетін аймақтарының сипатына қарай таулы және жазықты аңғарларға бөлінеді. Таулы аңғарлар әдетте

терең, тар және жағалары тік жарлауыт болады, ал бойлық кескіні құламалы болып келеді. Жазықты аңғарлар керісінше, кең, жағалары жайпақ, көлбеу немесе сатылы болады.

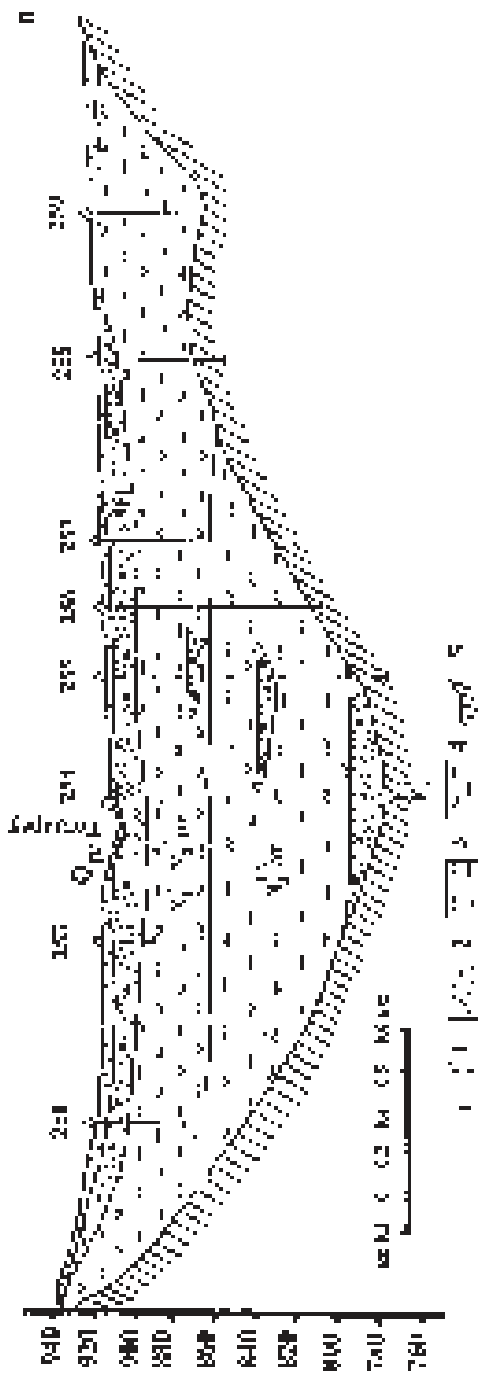
Аңғарлардың халық шаруашылығындағы маңызы өте зор. Қазақстанның Ертіс, Есіл, Тобыл, Жайық, Сырдария сияқты жазықтағы өзендерінің жайылмалары шұрайлы шабындық үшін, ал террасалар әр түрлі ауылшаруашылық дақылдарын егу үшін кең пайдаланылады. Елді мекендер көбіне өзен аңғарларына қоныстанады.

Судың еріткіштік қасиетіне байланысты карбонатты тау жыныстары (әктас, бор, доломит) кең тараған аймақтарында *карстық аңғарлар* кездеседі. Жалпы карстка ұшыраған тау жыныстары дамыған аймақтарда карстық аңғарлардың бойлық қимасы кездейсоқ бұрылыстармен және аңғар түбінде кездесіп қалатын қуыстармен немесе “қалташықтармен” ерекшелінеді.

Мұздық аңғарлары (трог) тау өлкелерінде мұздық әрекеті нәтижесінде пайда болады. Трогтың көлденең қимасы тік беткейлі, астау тәріздес ойпаң түпті болып келеді. Оның жағалары қаншама тік болғанымен етек жағында едәуір көлбеуленеді де, аңғар түбіне ауысады. Екі жақ беткейлердің көлбеуленген үстіңгі тұсында трог иығы (плечо трога) деп аталатын бүгіс байқалады. Трог – ең алғаш V - әрпі тәрізді таудың эрозиялық пішіні болған, ал кейінірек мұздық осы тау аңғары бойымен төмен ығысқан кезде, ол аңғар жағаларын өз салмағымен қопарып, кеңейтіп астау тәрізді аңғар түзген (73-сурет).



73-сурет. Трог аңғарының көлденең кескіні. Т - трогтың табаны; П - трогтың иығы (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988)



74-сурет. Кембе аңғар. Тоқырау аңғарының төменгі бөлігіндегі геологиялық кескіні. 1 - құмдақтар; 2 – гравий мен малғатастар аралас әргүйірлі құмдар; 3 – гипс аралас қызыл-құба саздар; 4 – бозғылт-жасыл саздар; 5 - түпкі тау жыныстары (С.А.Құсайынов, 1965)

Көмбе аңғарлар (погребенные долины) - көне өзен пішіндері, олар әдетте борпылдақ төрттік шөгінділермен бүркелген. Орталық Қазақстандағы Сарыарқа даласында көмбе аңғарлар жиі кездеседі (74-сурет). Тоқырау, Қусақ, Шар және т.б. өзендердің аңғарлары осы көмбе аңғарларға жатады. Кезінде көмбе аңғарлардың аумағы қазіргі кезеңмен салыстырғанда суы мол, өзен торлары кең ауқымды қамтыған. Кейін физикалық-географиялық жағдайлардың өзгеруіне байланысты өзендердің суы тартылып, аллювий шөгінділері азайып, аңғарлардың аумағы едәуір кішірейген. Орталық Қазақстандағы кейбір аңғарлардың қазіргі көлемі көне аңғарлардың оннан бір бөлігін ғана қамтиды.

Көмбе аңғарлардың халықшаруашылығындағы маңызы зор. Олар әр түрлі шашылымдардың, жерасты суларының және құрылыс материалдарының кенорны болып табылады. Мысалы, Балқаш қаласын сумен жабдықтау түгелімен Тоқырау өзенінің жерасты суын сақтаған құмды қабаттар есебінен қамтамасыз етіледі.

Су асты аңғарлары (подводный долины) өзен сағасынан теңіз түбіне қарай жүздеген, мыңдаған километрге дейін созылады. Мәселен, үстінен қарағанда Үнді мұхитының түбінен Инд пен Ганг өзендерінің су астындағы жалғасы айқын көрінеді. Сібір өзендерінің (Обь, Лена) су асты жалғасы 200-300 километрге жетеді. Дүние жүзіндегі суы мол Амазонка өзені ағысының ықпалы өзі құятын Атлант мұхит түбінің бедеріне де едәуір әсер етеді.

Ғалымдар осындай аңғарлардың пайда болуын көбінесе суға батып кеткен құрлықтағы өзен аңғарлары десе, екіншілері оларды өзеннің су асты эрозиялық әрекетінің нәтижесінде қалыптасқан деп есептейді.

Жалпы жер бетінде аңғарлардың геоморфологиясын зерттеу сол жердің даму тарихын, яғни палеогеографиялық жағдайын анықтауға пайдалы қазбалардың кен қорларын іздестіруге (әсіресе, шашылымдарды анықтауға), гидротехникалық құрылыстар мен су электр станцияларын салуға, суару каналдарын жүргізуге және басқа инженерлік-құрылыстар тұрғызуға керекті деректерді алуға жәрдемдеседі.

Өзендердің қосылу құбылыстары (речные перехваты)

Арнаның эрозиялық құбылыстарымен өзендердің қосылу, яғни бірін-бірі қосып әкету құбылыстары тікелей байланысты. Өзендердің *қосылу құбылысы* дегеніміз - шектес жатқан бірінші өзеннің ағын суының екінші өзенге қосылып ағуы. Мұндай құбылыс терең тілімделген, өзен аңғарының шегіну эрозиясы арқылы басқа өзеннің бастауын қосып алғанда - бастауынан тартып қосу (головной перехват) немесе шектес жатқан өзен арнасының кез келген бөлігіне дейін жетіп, оның суын бүйірлік эрозия арқылы өзінің арнасына қосып алған кезде пайда болады.

Осындай жағдайларда аңғарлардың морфологиялық бейнесі едәуір өзгереді. Өзендердің қосып әкету құбылысын мынадай морфологиялық белгілермен анықтауға болады: геологиялық себептерінен тыс өзеннің күрт бұрылуы; және аңғардың тарылуы; өзеннің шұғыл бұрылған бөлікшелерінен бастап ағыс бойындағы арнаның төменгі жалғасындағы құрғақ аңғардың болуы; қосылып әкетілген өзен суының азаюы салдарынан меандрлардың қайта қалыптасуы; қазіргі су ағынының мөлшері аңғардың еніне сәйкес еместігі және т.б.

Өзендердің қосылу құбылыстары көктемде су тасу кезінде де пайда болуы ықтимал. Мұндай жағдайларда өзендердің бірін-бірі жақындасқан тұсында су тасу кезіндегі тасқын су өз арнасынан асып төгіліп, шектес жатқан өзенге жарып өтеді. Кейіннен бұл өзен екінші өзеннің саласы болып қалуы мүмкін. Мұндай құбылыстың негізгі себебі - тектоникалық қозғалыстар немесе арнаның аллювийлік материалымен әбден толуы. Өзеннің кенет қосылу құбылысы Орталық Қазақстандағы Нұра өзенінің төменгі бөлігінде байқалады. Астана қаласының оңтүстігінде 20 км қашықтықта Нұра өзенінің ағысы бойлық бағыттан ендік бағытқа бұрылады. Жазғытұрым су тасығанда осы бұрылыстың солтүстік жағында Нұра өзенінің суы бірнеше тармақтар бойымен Есіл өзеніне ағады. Мұндай жағдай (бірен-саран ағын) өзен тартылып төменгі сабасына түскенде де сақталады.

Ғалымдардың тұжырымы бойынша (З. А. Сваричевская, 1956) жоғары төрттік кезінде Есіл өзенінің саласы болған Нұра өзені оңтүстіктен солтүстікке қарай аққан. Теңіз ойпатының

орта бөлігі иіліп төмен түсуіне байланысты Нұра өзенінің суы батысқа қарай бұрылып, Теңіз-Құрғалжын көлдер жүйесіне қарай аға бастайды, сондықтан Нұра өзенінің төменгі бөлігі аңғардың кейінде қалыптасқан жаңа бөлікшесі болып табылады.

Аңғарлар ассиметриясы

Егер аңғар жағалары бір-бірінен биіктігі, террасалар саны және көлденең қимасының сипаты тұрғысынан әр түрлі болса, оны *аңғар ассиметриясы* деп атайды. Бұл жағдайда 1) өзен, яғни арна жағаларының ассиметриясы; 2) аңғар жағаларының ассиметриясы; 3) суайрықтар ассиметриясы сияқты үш түсінікті айыра білу керек. Олар өзара тығыз байланысты. Алғашқыда аңғар мен арнаның жағалары біреу-ақ. Кейінірек өзеннің ағуының нәтижесінде оның түбі кеңейіп жайпақтала береді. Бұл кезде өзен арнасының жағасы аңғар жағасымен сәйкес келмейді. Аңғардың жағасы өзен жағасынан қашықтайды.

Аңғар ассиметриясының пайда болуы туралы көптеген теориялар бар. Оларды әдетте гидродинамикалық, планеталық, климаттық және геологиялық құрылымдық себептерге жіктейді.

Гидродинамикалық теория. Ассиметрия өзен арнасының бір орыннан екінші орынға ығысуы немесе меандрлану нәтижесінде пайда болады. Шиыршық тәрізді ағын арнаның біресе бір жағына, біресе екінші жағына аумақшып, өзен ирелендей түседі. Осы жағдайда әрқашан да арнаның ойыңқы жағасы жоғары әрі тік, ал бұлтық жағасы аласа әрі жайпақ болып, жағалау ассиметриясын қалыптастырады. Бірақ жоғарыда айтылғандай, арна жағасының ассиметриясы аңғар жағасының ассиметриясына ұдайы сәйкес бола бермейді. Және меандрлану кезінде арнаның аласа және биік жағалары тұрақты емес, өзеннің біресе оң жағында біресе сол жағында кезек-кезек ауысып тұрады.

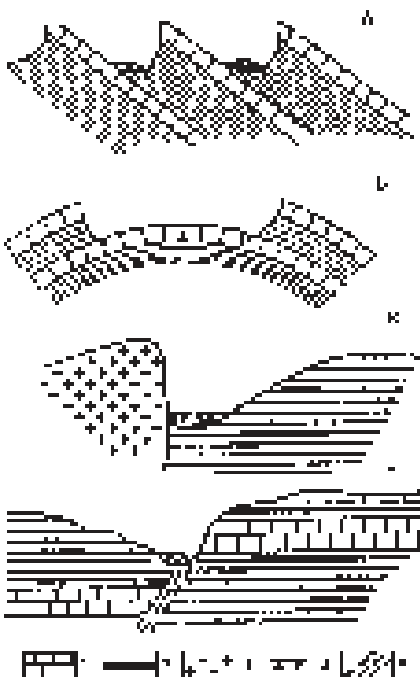
Планеталық теория. Ірі өзендер аңғарының кеңеюіне және олардың ассиметриялы болуына жер шарының өз өсінен батыстан шығысқа қарай айналуы да ықпал етеді. Бэр-Бабинэ заңына байланысты және Кориолиус күшіне сәйкес жердің солтүстік жарты шарында бойлық бағытта ағатын өзендердің (Еділ, Днепр, Обь, Ертіс, Енесай т.б.) оң жағалауы қашан да болса биік

жарлы, ал қарсы жағалауы аласа немесе ойпатты болып келеді. Оңтүстік жартышарда керісінше, өзендердің сол жағалауы биік жарлы, оң жағалауы аласа болып келеді. Аңғардың осылайша жаралуы жердің тәуліктік айналуының нәтижесі: жер бетіндегі жазық бағытта қозғалған дене солтүстік жарты шарда оңға қарай ығысады, оңтүстік жарты шарда солға қарай ысырылады, ал экваторда ол күш нөлге тең. Сондықтан жазықпен аққан өзен суы бір жағына ығысып, аңғардың жағалау асимметриясын туғызады.

Аңғардың осы заңдылыққа сәйкес жүздеген, мыңдаған километрге морфологиялық жағынан өзгермейтін жағалау асимметриясын С. С. Воскресенский тұрақты асимметрия дейді.

Климаттық факторлардың ықпалы. Өткен ғасырда А. Пенк айтқандай, Орталық Еуропаның басымды ылғалды батыс желдеріне тосылып жатқан аңғар жағалары тік деп есептеген. Ал Воскресенскийдің айтуы бойынша (1971) Шығыс Сібірдің оңтүстігінде оңтүстік экспозициялық жағалар тіптік болып келеді. Якутияда керісінше, жағалардың солтүстік экспозициясы тік. Мұндай жағдайлардың әр түрлі варианттары болуы мүмкін, сондықтан әрбір айды толық талқылап талдау тиіс.

Геологиялық құрылым себептері. Өзен аңғарларының асимметриясының бір жаққа құлаған тектоникалық элементермен, мысалы моноклинді құрылымдарымен, лықсумен немесе блоктардың әр



75-сурет. Аңғарлар асимметриясы А - әр беріктік моноклинді жатқан қабаттардың сағалану бойымен қалыптасқан аңғарлар; Б - антиклиндік қанаттарда қалыптасқан аңғарлар; В - гранитті интрузия мен тұнба шөгінділердің жапсарласу бойында қалыптасқан аңғар; Г - лықсу сызығы бойымен түзілген аңғар (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988)

келкі көтерілуімен және осы блоктарды құрған тау жыныстарының эрозияға төзімділігімен түсіндіріледі. Соның нәтижесінде аңғар жағалауларының бір жақ беткейі тіп-тік, екіншісі жайпақтау, тегіс болады (75-сурет).

Суайрықтардың ассиметриясын талқылайтын болсақ, ол да аңғар ассиметрия салдарынан пайда болады. Алайда бұл жерде алғашқы бедердің топографиялық бетінің әр түрлі еңістерді туғызатын тектоникалық процестер басты рөл атқарады.

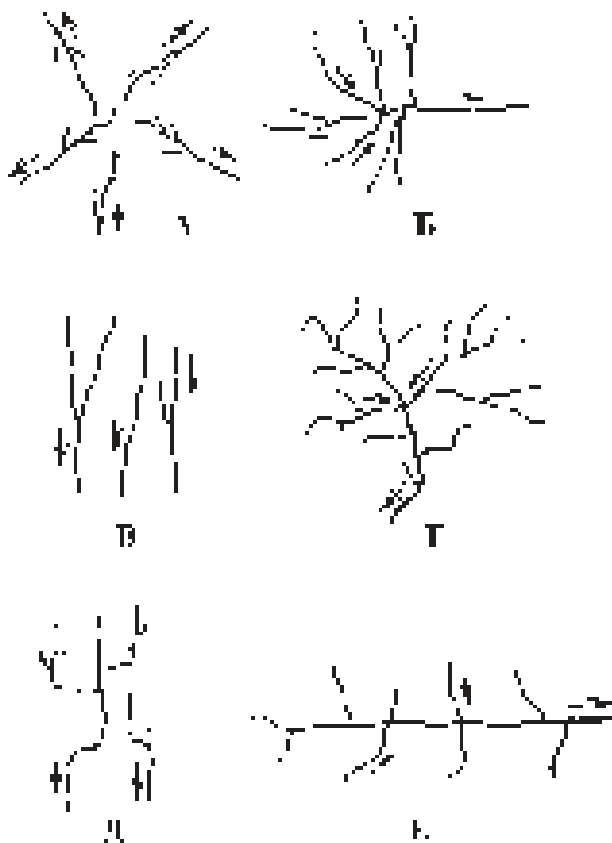
Сонымен, аңғарлар ассиметриясы өзендер дамуының жалпы тенденциясының нәтижесі. Ол арна ағысының гидродинамикасымен оның ішкі және сыртқы бедер түзу факторларының өзара әрекеттерімен түсіндіріледі. Сонымен қатар, өзен жүйесі көне болған сайын, оның аңғар ассиметриясы да айқын көрінеді.

Өзен торларының түрлері

Өзен торларының сипаты мен құрылымы құрлық бетіне түсетін судың мөлшері мен қарқындылығын, осы судың ағу жағдайларын және құрлықтың төсеніш бетінің шайылуға төзімділігін белгілейтін физикалық-географиялық жағдайлардың күрделі арақатынасы арқылы анықталады.

Өзен торларының пландағы конфигурациясы дендриттік (ағаш бұтағы тәрізді), параллельді, радиалды, қауырсын тәрізді және т.б. типтерге бөлінеді (76-сурет).

Өзен торының дендриттік типі біртекті тау жыныстарынан түзілген аудандарда пайда болған. Мұнда өзеннің негізгі арнасы мен салалары ретсіз таралған. Мұндай ретсіз таралған өзен торының арасында басты өзен мен оның салаларын ажырату мүмкін емес. Мысалы, Еділ өзені жүйесінің бастауында негізгі өзен арнасын табу қиынға түседі. Ал, өзеннің салалары негізгі өзен арнасына екі жақтан бірдей симметриялы құйылса, онда қауырсын тәрізді су торы қалыптасады. Осыған ұқсас су торы қатпарлы және куэсты дамыған аймақтарда кездеседі. Кереге көзді (решетчатый) немесе ортогональды өзен торының арналары мен салаларының бөлікшелері планда өзара тік бұрышты түзеп, тектоникалық жарылымдар бойына сәйкес келеді. Сөйтіп тектоникалық жарылымдар бойымен қалыптасқан эрозиялық



76-сурет. Өзен тораптарының түрлері: А) радиалдық орталықтан тепкіш; Б - радиалдық орталыққа тартқыш; В - параллельді; Г - бұтақ тәрізді; Д - кереге көз тәрізді; Е - қауырсын тәрізді (О. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988)

пішіндер олардың бағытын қабылдап, планда ортогональдық сипат алады. Өзен тораптарының осындай түрлері қатпарлы аймақтарда жиі кездеседі (Орал өзенінің бастауында).

Параллельді су торлары бір бағытта немесе қарама-қарсы бағытта ағуымен сипатталады. Олар қатпарлы аймақтардың шеткі жағында, теңіз су деңгейінің астынан жаңадан босап шыққан көлбеу жазықтардың үстінде дамиды. Радиалдық ағын сулар орталықтан тепкіш немесе орталыққа тартқыш өзен жүйелерін құрады. Мұндай өзен тораптары жанартау аймақтары мен тауаралық ойпаттарға тән. Шеңбер және айыр тәрізді су жүйелері әдетте тұзды күмбезді жоталардың етек

жағын жиектейді немесе төзімділігі әркелкі тау жыныстарынан құралған брахиантиклиндық құрылымдар шегінде дамиды.

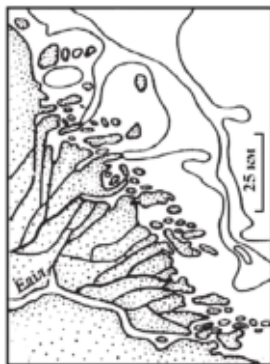
Гидрографиялық тораптардың беткейлерін зерттеудің практикалық мәні зор. Демек, олар белгілі геологиялық, климаттық және басқа табиғи факторлардың әсерінен түзеліп, белгілі ландшафтың қалыптасуында осы факторлардың маңызын анықтайды. Кейбір жағдайларда өзен тораптары бейнесін зерттеу оларды құрастырған аймақтың геологиялық және тектоникалық құрылым ерекшеліктерін анықтаудың белгісі болуы мүмкін, яғни қатпарлы құрылымдардың және тектоникалық жарылымдар сызықтарының бағытын, тау жыныстары жарықшақтар жүйесінің ара-қатынасын және т.б. анықтауға себепші болады. Басқаша айтқанда мұның практикалық маңызы бар. Мысалы, аңғар жүйесінің радиалдық түрі әдетте тұзды күмбездер және брахиантиклиндық құрылымдардың, ал кейбір жағдайларда ірі кимберлит құбырлары айналасында дамыған. Тұзды күмбездер мен брахиантиклиндар негізінен мұнай және газды сиыстырған тектоникалық құрылымдар болып саналады, ал кимберлит құбырларымен алмастың кенорындары тікелей байланысты.

Атыраулар

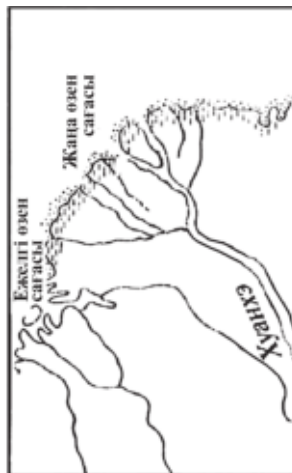
Ірі өзендердің мұхитқа, көлге немесе шығанаққа құйған сағасында олардың ағысы кенеттен баяулайды. Соның салдарынан ағызып келген лай-құмдар су қоймасының түбіне шөгіп су астында ысырынды конус түзеді. Осылайша ол бірте-бірте биіктей береді де, құрлыққа айналып *атырау* деген ерекше бедер пішінін құрайды. Оның сыртқы бейнесі үш бұрышты, яғни гректің (дельта) әрпіне ұқсас, сүйір бұрышы өзен жақта орналасады.

Әдетте өзеннің құяр сағасында теңіз тайыз, толқындардың шалқу-қайту әрекеті аз болса, су қоймасының жағалау тұсындағы арнада тұнған шөгіндіге толады да, ағынға бөгет болады. Сондықтан ағын су өзіне жол іздеп желпеуіш тәрізді көптеген тарамдар мен тармақтарға бөлінеді. Тарамдалған арналар арасында тегістеу келген құм аралдары пайда болады. Арна тораптары өздері тасымалдап алып келген шөгінділер әсерінен

бірте-бірте тайыздалады да, жеке-жеке шалшық батпақтарға айналып барып құриды. Әрбір тасқын кездерінде атыраудың ауқымы ұлғайып кеніді және биіктеліп теңізге қарай өсе түседі. Атыраулардың өсу жылдамдығы әр түрлі. Еділ өзенінің атырау бөлікшелері соңғы 50 жылда 2,5 км-ден 12,5 км-ге дейін өсті, ал бұл көрсеткіш атыраудың жылына орта есеппен 50 м-ден, 250-м-ге дейін өскендігін көрсетеді. Миссисипи өзенінің атырауы жыл сайын 4 м-ден 100 м-ге дейін өседі (77-сурет).



Еділ өзенінің атырауы

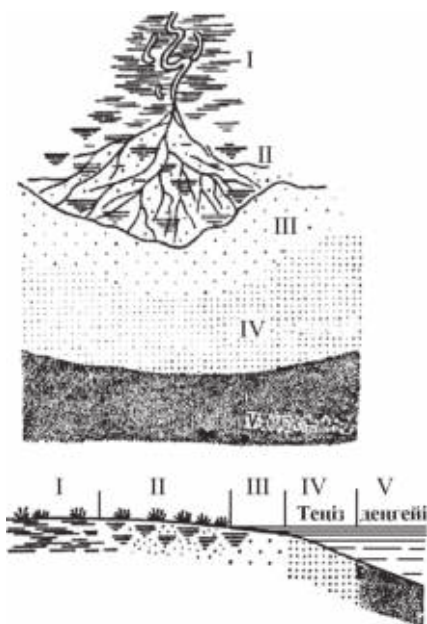


Хуанхэ өзенінің атырауы



Миссисипи өзенінің атырауы

77-сурет. Атыраулардың типтері



78-сурет. Атырау өлкесінің планда және кескіндегі құрылысы: I - төменгі өзен атырауы; II - су беткі (субазральдық) атырау жазығы; III - атырау алды кемер (авандельта); IV - көлбеу атырау; V - тереңдік атырау. (Г.Ф.Крашеников)

Кейбір атырау аумағы едәуір кеңістікті ала отырып, ондаған мың шаршы километрге дейін жетеді. Мысалы, Амазонка өзенінің атырауы - 100 000 км² шамасында, Лена өзенінің атырауы - 45000 км², Еділдің атырауы - 18 000 км². Бірнеше өзендердің сағалары бірігіп кетіп атыраулық жазығын құрайды. Шығыс жақтағы Қытайдың кең аумақты жазығы Хуанхэ мен Янцзыцзян атырау жазықтарының бірігіп кеткеннен пайда болған аккумуляциялық жазығы.

Атыраудың құрылуына өзен ағысының мөлшері, жылдамдығы, сонымен бірге, жаңатектоникалық қозғалыстары мен климат режимі де әсерін тигізеді. Осы факторлардың күрделі байланыстары жер

бетінде әр түрлі атырау пішіндерін құрады.

Атырау аймағы төменгі өзен атырауы, су беткі (субазральдық) атырау жазығы, атырау алды кемер (авандельта), көлбеу атырау және тереңдік атырау (78-сурет) болып негізінен 5 зонаға бөлінеді.

Су бетіндегі атырау жазығы аласа аралдардан және оларды бөліп тұратын көптеген тармақтардан, ескі арналардан, көл және батпақтардан тұрады. Шөгінділерден түзілуі негізінен континенттік жағдайларда өтеді, бірақ кейде теңізден соққан күшті желдер әсерінен немесе су көтерілуі кезінде мұнда теңіз суымен айдалып келген теңіздік фауна мен минералдар шөгуі ықтимал.

Атырау алды кемер немесе авандельта – атыраудың сыртқы

шегінде орналасқан су астындағы өте таяз, тегістеу келген кеңістік. Бұл зона жағалаудан теңізге қарай бірнеше километрге созылуы мүмкін. Мұнда су беті бөлігінде шөгін үлгермеген шөгінділер жиналады. Демек, теңіз суларымен кездесерде өзен суларының ағыс жылдамдығы күрт баяулайды да, оның тасымалдау қабілеті азайып, жүзінді материал тұнбаға айналады. Сонымен бірге теңіз толқындары мен жағалау ағындары жұқа сазды бөлшектердің тұнбаға түсуіне кедергі жасайды да, олардың одан әрі өңделуіне жағдай жасайды. Мысалы, Еділ, Жайық, Кубань, Терек өзендерінде осындай жұқа сазды материалдан құралған атырау бөлігі кең дамыған.

Көлбеу (еңкіш) атырау зона өзен суының ағысы әбден тоқтап, тасымалданған материалының тұну қарқындылығы азайған жерінен басталады. Мұнда суы ащылау болғандықтан теңіз организмдері мекендейді. Шөгінділер жұқа және жазық бағытта жатқан қабатты түзілімдермен ерекшеленеді. Атыраудың еңкіш белдемнің тереңдігі 10 м-ден 100 м-ге дейін ауытқиды.

Атыраудың ең соңғы бөлігі – тереңдік атырау зонасы ысырынды материалдардың толығымен жетпейтін өңірінде орналасқан. Тек өзендердің тасқыны кезінде судың жоғарғы қабаттарында тұщыландыру процесі жүреді, ал түбінде теңіз шөгінділерімен қатар өзен ысырындыларының жұқа сазды материалдары орнығады. Негізінен бұл теңіз шөгінділерінің шоғырлану өңірі. Жоғарыда айтылған атырау бөліктері кез келген өзендердің құйылысында бола бермейді. Мысалы, Еділ және Лена өзенінің атырауларында тереңдік зонасы жоқ.

Атыраудың сырт бейнесі әр түрлі. Кейде өзен сағалары эстуариямен немесе лимандармен бітеді. Әдетте ірі өзендердің атырауы тектоникалық иінді ойпаң орнында қалыптасуы ықтимал, сондықтан олардың қалыңдығы айтарлықтай. Мысалы Миссисипи атырауында төрттік шөгінділердің қалыңдығы 1000 м-ге дейін жетеді.

Атыраудың қалыптасуында өзен шөгінділерімен қатар басқа да факторлар қатысады, сол себептен атырау шөгінділерін ерекше бір геологиялық формация ретінде қарастыруға болады. Бұның құрылымында арна және жайылма шөгінділерімен бірге теңіз тұнбалары, көл, батпақ шөгінділері қабаттаса кездеседі.

Көл-батпақтар түбінде өсімдік қалдықтары, шымтезектер (торфяники) пайда болады. Ежелгі атыраулар қойнауында мұнай мен газ кең орындары болуы мүмкін. Өзірбайжан елінде 100 жылдан бері бұрғылау арқылы игерілген мұнай қоры орталық плиоценнің атырау шөгінділерінде шоғырланған.

Атыраудың теңізге қараған алдыңғы шетінде өзен суы мен теңіз суы қосылған кезде, теңіздің ащы суының әсерінен суда еріген заттар коагуляцияланады (латынша ұю). Сонда теңіз түбіне құмды жыныстарымен бірге өзен ерітіндісінен темірдің, алюминийдің, марганецтің коллоидтары шөгеді.

Өзен аңғарлары және аллювийлік шашылымдар

Өзен аңғарлары морфологиясын талдау және олармен байланысты аллювийлік материалын зерттеудің шашылымдарды іздеудегі өндірістік маңызы зор. Демек, өздерін құрайтын сынықтардың меншікті салмағы жөнінен бұл шашылымдар едәуір іріктелген және олардың құрамындағы бағалы құрамбөліктері өте мол болып келеді.

Аллювийлік, шашылымдардың құрылуына әр түрлі факторлар әсер етеді, атап айтсақ, олар – жаңа тектоникалық қозғалыстар, флювийлік процестер мен климат, металдардың түпкі көздері мен үгілу қабығының қалыптасу мерзімі, аңғарлардағы тектоникалық жарылымдар мен минералдық зоналардың арақатынасы және т.б. факторлар. Осы факторлардың барлығын өзара байланыстыра отырып кешенді түрде зерттеу қажет.

Аллювийлік шашылымдарды өзен аңғарының геоморфологиялық элементтерімен ұштастыра қараған жағдайда оларды құм қайырлық (косовые), арналық, аңғарлық және террасалық шашылымдарға жіктеуге болады (79-сурет).

Құм қайырлық шашылымдар өзеннің тасыған кездерінде ғана пайда болады. Сол кезде металл қазбалары тікелей құмды-малтатасты қабаттардың үстінде, яғни арна маңындағы қайраңдарда, өзен иіндерінің шайылмалы жағаларында, құмды қайырларында орналасады. Олар оңай шайылады, бір маусымда пайда болып екінші маусымда шайылып жоғалып кетуі мүмкін. Құм қайырлық шашылымдар атырау сияқты шашылымдардың



79-сурет. Өзен аңғарында шашылымдардың таралу орындары. 1-аллювий; 2-шашылымдар; 3-түпкі тау жыныстар. Шашылымдар: а-арналық, б-аңғарлық, в-террасалық, г-көмбе шашылымдар. (Н. В. Макарова, Т. В. Суханова, 2009).

аллювий класына тән емес: оларда металдың шоғырлануы аллювийдің төменгі бөлігінде емес, керісінше жоғары жағында жиналады. Әдетте аллювийлік металл су ағыны арқылы үйінділермен қоса тасымалданып, өздерінің үлес меншігі ауыр болғандықтан, қозғалмалы қабаттың ең астыңғы қабатында шөгеді. Ал құм қайырлық металл олармен салыстырғанда судың ішінде қалқыма түрінде тасымалданады. Сонда су ағынының жылдамдығы кенеттен бәсеңдеп, баяу аға бастаған өңірде металл шашылымдары шоғырланып жинала бастайды. Мұндай шашылымдар құмқайырлық түзілімдердің ең жоғарғы деңгейінде шөгеді.

Арналық шашылымдар (русовые россыпи) өзендердің арналарында көбінесе олардың түбінде шөгеді және олар арна ағынына байланысты, үнемі өзгерістерге ұшырап отырады. Арна ағынының бүйірлік эрозия әсерінен жан-жаққа ауысуы салдарынан арналық шашылымдар кейін су ағынымен өзінің бұрынғы байланысын жоғалтып, аңғарлық шашылымдарға айналуы ықтимал. Сондықтан арналық шашылымдар көбінесе жаңадан пайда болған жас аңғарларға тән. Арналық шашылымдардың қалыптасатын көзі көп жағдайда аңғарлық және террасалық шашылымдар болып табылады, ал аңғарлар тектоникалық жарылымдар зоналардан өткен кезде, олар түпкі кен орындар есебінен қоректенуі мүмкін.

Аңғарлық шашылымдар (долинные россыпи) арналық шашылымдармен салыстырғанда біржолата қалыптасқан. Олар

негізінен жайылма террасаларының шегінде арна шөгінділерінен түзіледі. Арнаның жан-жаққа ауысқан кезінде аңғарлық шашылымдар арна әрекетінен бұзылып, қайтадан арналық шашылымдарға айналуы ықтимал. Әдетте аңғарлық шашылымдар бұрын қалыптасқан көне аңғарларда кездеседі. Егер аңғар эрозия базисінің ауытқуынан өзгеріске ұшыраса, бірер уақыттан соң аңғарлық шашылымдар террасалық шашылымдарға айналады.

Террасалық шашылымдар (террасовые россыпи) көне өзен аңғарының қалдықтары болып табылады. Олар өзеннің эрозия базисінің өзгеруіне байланысты жаңа аңғар түбінің белгілі бір биіктігінде немесе тереңдігінде орналасады. Террасалық шашылымдар аңғарлық шашылымдардан құралады.

23. Көл және көл қазан шұңқырларының қалыптасуы

Көл деп құрлықтағы тұйық су қоймасын атайды. Оның дүниежүзілік мұхитпен байланысы жоқ. Жер бетіндегі барлық көлдердің аумағы 2,7 млн. шаршы км, яғни құрлықтың 1,8%-ын алып жатады. Көл шұңқырларының жаралу тегі түрлі-түрлі эндогендік және экзогендік процестеріне байланысты. Олар тектоникалық жолмен, яғни жер қыртысының кенеттен опырылып кетуінен қалыптасуы ықтимал. Мұндай көлдерді грабендік көлдер дейді (Байкал, Танганьика, Телецк көлдері). Жанартау әрекетінен кратерлік, калдерлік, гейзерлік, лавалық-бөгеттік көлдер пайда болады. Мұздықтық көлдер – мұздықтар жырып, қазып кеткен орындарда немесе мореналар бөгеп тастаған өңірлерде қалыптасады (Америкадағы Ұлы көлдер); карстық жолмен қалыптасқан көлдер тау жыныстарының еруі нәтижесінде ойпаңдардың суға толуынан пайда болады; лимандық жолмен қалыптасқан көлдер - теңізден бөлініп қалған жағалық аумақ; өзен иіндерінің қалдығы - ескіарналық көл, бұл бұрынғы арнаның аумағы; астроблемдік - жасынтастардың (метеориттердің) құлаған жерінде жарылу және қопарылу әрекетінен пайда болған көл-шұңқырлар. Кейде әр шұңқыр екі фактордың әрекетінен жаралуы ықтимал. Сонымен қатар адамның шаруашылық әрекетінен қолдан жасалған бөгет көлдер де болады (Бұқтырма, Қапшағай, Шардара). Оларды антропогендік бөгетті су қоймалары дейді.

Көл шұңқырлары өзен, еріген мұз, жауын-шашын, жер асты суларымен тоғытылады. Су режимі жағынан көлдер ағынды және ағынсыз көлдерге, іркілген көлдерге, құрғақ климат жағдайында көбінесе ащы көлдерге бөлінеді.

Ағынды көлдер көбінесе өзен ағындарында орын алады, оның өзіндік ағыны өзен ағысына байланысты. Сағалық көлдер (концевые озера) өзеннің құрлықтағы тұйық қазаншұңқырларға ағып келіп, көл жайылмасының құрауы негізінде ағынсыз құрғақ атыраптарда пайда болған көл (мысалы, Қытайдың Синьцзян өлкесіндегі Лобнор көлі).

Ағынсыз көлдердің ішіндегі тұнба тұзды кең ауқымды көлдерді кейде теңіз деп атайды, мысалы: Каспий, Арал теңіздері осыған жатады.

Іркілген көлдер деп тұнық алапты көлдерде судың беткі қабаты ғана сәл қозғалыстарға ұшырап ауысып тұрады, ал түпкі жағындағы су қабаты қозғалыссыз қалпында тұратын көлдерді атайды. Бұған органикалық қалдықтардың шіри бастауы да әсер етеді, онда оттегі жетіспейді, күкіртті сутегі, көмір қышқылы сияқты газдар жиналады.

Көл суының ащы-тұщылығы оның маңындағы аймақтың климатына тікелей байланысты; Минералдану дәрежесіне қарай көл суы ашқылтым (5-25 г/л), ащы (25-45 г/л), тіпті тұздықтауда болады. Мысалы, Элтон көлінің бір литр суындағы тұз мөлшері 280 грамға, ал Өлі теңізде 260-310 грамға жетеді. Ащы көлдер тұз құрамына қарай хлоридты, сульфатты, карбонатты түрлерге



80-сурет. Селеті көлі солтүстік жағалау белесінің көлденең қимасы (Суретті түсірген Ф. Ж. Акиянова).

бөлінеді. Бұл суларда тұздармен қоса механикалық қосындылар - лай, құмайыт, темірдің сулы тотықтары шөгеді. Тұщы көлдерде балдырлар мен планктонды организмдер қалдықтарынан гумин қышқылды органогендік заттар шөгеді.

Дүние жүзіндегі ең ірі көлдер Каспий теңізі (371000 км²), Америкадағы Ұлы көлдер, Арал теңізі, Байкал көлі (31500 км²), Ладога (17700 км²). Ең терең көл - Байкал (1620 м). Қазақстандағы ірі көлдер - Арал, Балқаш, Зайсан, Селеті көлі (80-сурет), Алакөл, Қорғалжын көлі т.б.

Көлдердің практикалық маңызы өте зор. Олар балық аулауға, жол қатынасын қамтамасыз етуге, жер суаруға, сумен жабдықтауға пайдаланылады. Сонымен қатар көлдерден әр түрлі тұздар, темір, марганец, боксит рудалары өндіріледі, сапропель, жанғыш тақтатастар, диатомиттер қазылып алынады.

24. Карстық үдерістері және бедердің карстық пішіндер. “Карст” деген ұғым. Карст құрылуының шартты жағдайлары

Карст (Югославиядағы *Karst* үстірті атымен аталған) – тау жыныстарының суда еруінен және онымен байланысты химиялық үдерістерден туындайтын құбылыстар және сол үдерістерден жаралған бедер пішіндері. Карст жер бетіндегі және жер астындағы сулардың бірлескен әрекетінің нәтижесі, олар әктас, доломит, бор, әксаз (мергель), мәрмәр, гипс және түрлі-түрлі тұздар тараған өңірлерде байқалады. Тас тұзы мен гипстың ерігіштік қасиеті әктас пен доломиттен жоғары бола тұрса да гипстік және тұздық карст жер бетінде сирек тараған. Әктас пен доломит әдеттегі жағдайларда жай ериді, бірақ олар гипс пен тас тұзына қарағанда кең тараған, сондықтан бұлар айрықша және көбірек зерттелген.

Карстық үдерістердің жүзеге асуының негізгі себебі – тау жыныстарының атмосфералық, жер бетіндегі және жер астындағы сулармен, кейбір жағдайда теңіз сулары әсерінен еруі. Әктас еру үшін суда еріген көмір қышқыл газдың (CO₂) мөлшері жеткілікті болуы шарт. Сол кезде судың химиялық әрекеті басымдау болып, карбонатты тау жыныстарына әсер етеді. Табиғи су құрамында көп тараған көмір қышқылының көзі - жер шарының атмосферасы, құнарлы топырақ арасында

болып жатқан биохимиялық үдерістер, органикалық заттардың шіріп ыдырауы, қазіргі және ежелгі жанартаулар әрекетінен жер қойнауынан шыққан көмір қышқыл газы. Көмір қышқылымен қатар әктастың еруіне басқа да қышқылдар әсер етеді, мәселен гуминдік және күкірт қышқылдары, дегенмен карстық үдерістерін дамытуда көмір қышқыл газының орны ерекше (О. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988).

Карстық құбылыстарының пайда болуына басқа табиғи факторларда әсер етеді, олар: а) бедер - тік немесе құламалы жер бедерлерімен салыстырғанда, тегіс, жайпақтау келген жерлер карст процесіне тезірек ұшырайды; б) әктастың тазалығы мен қалыңдығы: әктас қабаты неғұрлым таза және қалың болса, соғұрлым олар карст түзілуіне қолайлы болады; в) тау жыныстар құрылымы (структура породы) - жұмыр, ірі кесекті әктастар ұсақ түйірлі бізбестастарға қарағанда карст құбылысына баяу ұшырайды; г) ауа райының немесе температураның жағдайы, жауын-шашынның мөлшері, ауа райымен байланысты өсімдік жамылғысы, өсімдік қалдықтарының ыдырау әсері, су көмір қышқылы, гумин қышқылы, азот қышқылы және т.б. қышқылдармен қаныққаннан кейін, химиялық әсері арта түседі; д) карстық тау жыныстардың жарықшақтығы (трещиноватость карстующих пород) - жарықшықтар пайда болған кезде агрессивті су осы жарықшақтар арқылы таужыныстарға сіңіп жерастында әр түрлі карст пішіндерінің қалыптасуына мүмкіндік туғызады.

Судың жерасты циркуляциясы, яғни гидрогеологиялық жағдайлар карст процесінің дамуында өте зор әсерін тигізеді. Карстық аймақтарда өздерінің гидрогеология жағдайлармен ерекшеленген негізгі үш қабатты белдемді ажыратуға болады (81-сурет). Үстінгі қабат жербетінен бастап жерастындағы еспе (грунт) судың бетіне (деңгейіне) дейін. Бұл топырақ пен атмосфералық ауа алмасу, яғни аэрация белдемі, судың тік бағыттағы циркуляциялық және еркін гравитациялық ауысу қабаты. Судың деңгейі жаңбыр жауған және қар еритін мезгіл сайын өзгеріп отырады.

Ортаңғы қабат - уақытша суға толық қаныққан қабат. Мұнда жерасты суы деңгейінің өзгеруі жер бетінен оқтын-оқтын сіңген сулармен байланысты. Бұл қабатта судың циркуляциясы жазық



81-сурет. Карстық аймақтардағы бедер пішіндерінің дамуы (И.С.Щукин бойынша). А-А- қалың қабатты әктастық тау жыныстары; В-В - су өткізбейтін қабат; Р - карст шұңқырлары; П - жерастындағы қуыстармен жалғасқан опырылып қалған орындар (окпандар), а-а - аэрация белдеуі; в-в - суға мерзімді қаныққан қабат; в-с - суға үнемі толық қаныққан қабат

бағытта ауысады, бірақ карст аймағының шет жағаларында жерасты суының деңгейі еңістеу болады. Осы қабатты көптеген зерттеушілер *карст түзу, үңгір түзу* қабаты деп атаған. Оның шекаралары - жерасты еспе суы бетінің ең жоғарғы және ең төменгі деңгейлері.

Төменгі қабат – суға үнемі толық қаныққан қабат. Мұның жоғарғы шекарасы – жерасты суының ең төменгі деңгейі, ал төменгі шекарасы – су өтпейтін қабат. Бұл белдемде судың жазық бағытта циркуляция басымдау болады. Бұл қабат карст аймағының шет жағаларында өзендердің бастауы және бұлақ көздері жер бетіне шығатын белдем.

Карст пішіндері мен карст құбылыстары Орыс жазығында, Қырым, Кавказ, Орал тауларында, Югославияда, АҚШ-та, Қытайда, Түркияда жиі кездесіп тұрады. Қазақстанда көптеген кішігірім карст пішіндері Қаратау жотасында, Маңғыстауда және Үстірт жазықтарында дамыған.

Карстық аймақтарының бедер пішіндері

Карстық бедер пішіндеріне беткі (каррлар, карстық шұңқырлар, қазаншұңқырлар, окпандар, карстық көлшектер, ойықтар және оң пішіндері - жұрнақтар) және жер асты (карсты үңгірлер, құздар) жатады. Жер үсті және жер асты пішіндерінің арасындағы өтпелі пішіндерге карстық құдықтар (тереңдігі 20 м-ге дейін), карстық шахталар жатады.

Жер бетіндегі карст пішіндеріне карр микробедері жатады. Карр деп тереңдігі 1-2 м-ге жететін карбонатты тау жыныстар бетіндегі көптеген жарықтарды, жылғаларды және соларды бөлетін кішігірім үшкір тіске ұқсас қырқалар жүйесін атайды. Каррлардың пайда болу себебі жауын сулары мен еріген қардың сулары карбонаттық тау жыныстарының үстімен аға келіп, жарықшақтар бойымен төмен сіңіп, олардың жан-жақты қабырғаларын ерітіп кеңейтуінде. Жарықтар мен қырқалар бір-біріне параллельді немесе қиылысып күрделі карст микропішіндерін құрайды. Егер жарықтар тау жыныстар қабаттарының құлауымен сәйкес келсе, қырқалар мен жарықтар бір-біріне параллельді болуы мүмкін. Бірақ көп жағдайда каррлардың қырқалары ретсіз орналасып, бірімен-бірі қиылысып жан-жаққа тармақталып және қайта қосылады. Мұндай жағдайда карсты микропішіндер кең өлкеңі қамтып, көп тісті таракқа ұқсас каррлық аландарды (карровые поля), немесе каррлық аймақтарды түзеді.

Судың тік бағыттағы циркуляциясы мейлінше қарқынды болса карст тау жыныстарының еру процесі оқпандар (понорлар) деген қуыс пішіндердің пайда болуына әкеліп соғады. Бұл жердің бетінде тік келген табиғи құбырлар іспетті беті ашылған, тостаған немесе індер тәріздес көрініс береді. Тереңіректе оқпандар судың тік бағыттағы циркуляциясы нәтижесінде әр түрлі қуыстардың жүйесіне ауысады. Оқпандар ұлғайған сайын екінші карстық пішіндерге, яғни карстық шұңқырларға (карстовые воронки) ауысады (82-сурет). Карстық шұңқырлар жер бетінде жиі тараған. Олардың көлемі және сыртқы бейнесі карстка ұшыраған тау жыныстардың түрлері мен геологиялық құрылымына тәуелді. Карст шұңқырлардың пайда болуы тау жыныстары материалының еріп сумен шайылып кету процесімен бірге сазды және ұсақ құмайты бөлшектерінің төмен сүзіліп кетуімен орайласа жүреді, яғни суффозия процесіне байланысты. Мұндай пішіндерді карсты-суффозиялық шұңқырлар дейді (83-сурет).

Батыс Европа құжаттарында осындай әр түрлі кішігірім келген тұйық ойпаңдарды, қазаншұңқырларды және таяз карстық құдықтарды *долина* деп атайды. Карсты пішіндер жерасты



82-сурет. Карст шұңқырлары (Н. И. Гвоздецкий)



83-сурет. Лесс топырақтардың үстінде қалыптасқан карстық-суффозиялық шұңқырлар (Геологиялық сөздік. Пекин, 1983).

суларының ағынына немесе карсталған таужыныстарының геологиялық құрылымына байланысты жер бетінде әркелкі орналасады. Егер карст тектоникалық жарылымдарды бойлап өрістесе, карстық шұңқырлары созыла сағаланатын тізбек құрайды.

Карстық пішіндерге тән ерекшеліктердің бірі – олардың сыртқы бейнесінің тұрақсыздығы, бір пішіннен екіншісіне ау-

ысуы. Мысалы, кішігірім жайпақтау келген тұйық көлшектер (карстовые блюдца) тереңдей бере карстық шұңқырларға ауысады, ал карстық құдықтардың ернеулері тегістеле келе тағы да сол карстық шұңқырлардың түзілуіне әкеп соғады. Егер оқпандардың (понорлардың) түбі және ірге жағы одан әрі карст процесіне ұшырай берсе, олардың көлемі ұлғайып түбі тұйық табиғи құдықтар тереңінде үңгірлермен қосылған таяз каналдардан тұратын шахталарға айналады. Карстық құздар табиғи шахталардан басталып, горизонталь және көлбеу галереямен алмасып терең вертикаль карстық жүйені құрады. Олардың тереңдігі 1,5 км-ге жетуі мүмкін. Мәселен, тереңдігі 1332 м. Пьер-Сен-Мартен деген карстық құздарының бірі Пиреней түкпірінде, ал Қарлы (Снежная) деген карстық шахтаның тереңдігі 1370 м. Карстық шыңырау Кавказда да кездеседі. Осындай карстық шахталар жер қойнауларындағы терең қабаттарында тік бағыттан кейбір бөлімдерінде еңкіш немесе жазық бағытқа ауысады.

Оймауыттар (поля) деп көлденеңі бірнеше километрге, кейде ондаған километрге жететін, табаны тегіс, жан-жағы тік тұйық ойпандарды атайды. Югославиядағы Попова поля деген карстық пішіннің көлемі 180 км²-ге жетеді. Олар бірнеше қазаншұңқырлардың бір-бірімен қосылуынан немесе жерастындағы карстық қуыстардың төбесі опырылып құлап түсуінен пайда болады. Кейбір ірі пішіндердің жаратылысы тектоникалық құрылымдарына байланысты. Жоғарыда айтылып кеткен Попова поля карстық апан - негізінде мұльда, тектоникалық құрылымның орта бөлігінде орналасқан. Әдетте апандар түбі құрғақ, бірақ мезгіл сайын тұрақты түрде суға толып, көл немесе өзенге айналады.

Карстық аймақтарының үңгірлері және аңғарлары мен өзендері

Жер астындағы жарықшақтар бойымен аққан сулар олардың ірге жақтарын ерітіп, қалыптасқан қуыстарды одан әрі ұлғайтып, кеңіте береді. Сонда жазық және көлбеу бағытта таралған көптеген тарамды қуыстар жүйесі түзеледі. Олар бірде адам еңкейіп әзер өтетін тар, бірде кең және биік, төбесі күмбезделе иілген зәулім салтанатты сарайға ұқсаған жерасты гроттарын

құрайды. Осындай әр көлемді жер асты қуыстары, бірімен-бірі қосылып үлкен үңгірлерге айналады. Үңгірлер планда жан-жаққа ирелендеп, бойлық кимасында көлбеу баспалдақша кертпештенген кең ауқымды қуыстарға бөлінеді.

Нақты айтқанда, үңгірлер-жердің үстіңгі бетімен бір немесе бірнеше саңылаулармен, яғни жарықтармен ұштасатын жер астындағы көлемі біршама ірі келетін карстық қу. Олар тау жыныстарының еруінен, сумен сілтілену және шайылу арқылы, сондай-ақ суффозия, сазды карст, абразия және т.б. үдерістер нәтижесінде пайда болады.

Кейбір аймақтарда үңгірлер, әр түрлі гипсометриялық деңгейде орналасып, бірнеше қабаттар құрайды. Үңгірлердің қабаттасуы жер үстіндегі сулардың деңгейіне байланысты. Егер жердің тектоникалық жоғары көтерілуі әсерінен беткі судың эрозия базисы төмен түссе, үңгірдегі жерасты сулары да соған ілесе төмен ауысып, үңгір құрғап қалады. Ал төмен құлдыраған су жаңа базис деңгейінде жаңа қабатты қуыстар мен үңгірлер сала бастайды.

Карстық үңгірлердің ішіндегі ірілерінің бірі-АҚШ-тың Кентукки Штатындағы ұзындығы 100 км. Флинт-Ридж және Нью-Мексика штатындағы Карлсбал үңгірлері. Үлкен үңгірлердің түбінде жерасты өзендері мен көлдері де кездеседі. Кейбір үңгірлерде (Орал тауындағы Күңгір үңгірі) мұз сүңгілері мен кристалдары, ал карбонатты тау жыныстарындағы үңгірлерде ерекше карст құрылымдары – сталактит, сталагмит атты табиғи бағаналары және т.б. түзеледі.

Сталактит (грек. *stalaktas* - тамып тұратын) – үңгірлердің төбесінен түтікше, шашақ, тарактың тісі тәріздес жоғарыдан төмен қарай біртіндеп өсетін тамшылап аққан минералданған сулардың кебуінен түзіледі. Сталагмит (грек. *stalagma*-тамшы) – үңгірлердің түбіне тамшылаған минералды сулардың әсерінен төменнен жоғары қарай біртіндеп өсетін минералдық түзілім. Бір мезгілде қарама-қарсы жақтан өскен минералдық түзілімдер қосылып, біртұтас бағаналар құрады (84-сурет).

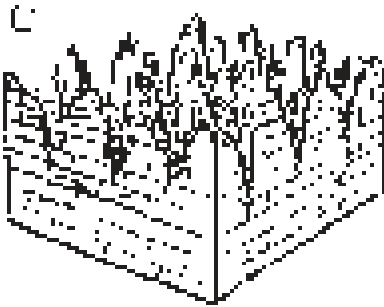
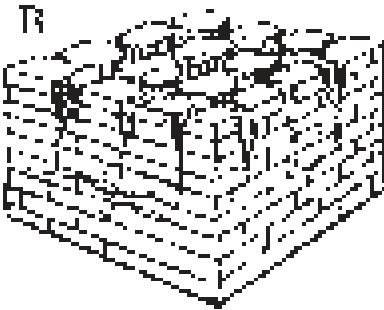
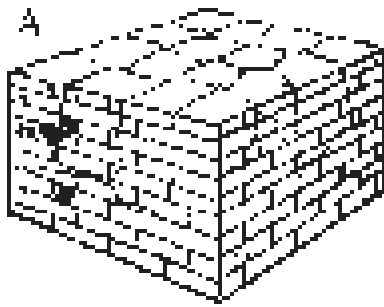
Мұз сүңгілері дамыған үңгірлерді мұздық немесе суық үңгірлер дейді. Мұз бен қардың пайда болуы үшін алдымен лайықты климаттық жағдаймен үңгірдің ішкі бейне құрылымы



84-сурет. Карст бағаналары

сәйкес болуы тиіс. Егер үнгірге кіретін жері жазық бағытта болмай жоғарыдан төмен қарай сәл еңкіштеу болса, онда салқын ауаның, сонымен бірге қар мен мұздың жиналуына қолайлы жағдай туады.

Карстық аймақтардың аңғарлары мен өзендері. Карстық өлкелердің аңғарлары мен өзендерінің сипаты гидрологиялық режиміне және тау жыныстардың карстка ұшырау дәрежесіне байланысты. Карст дамуының ең алғашқы мерзімінде жербеті сулары мен жерасты карстық суларын ажыратуға болады, ал



85-сурет. Тропикалық карстың даму кезендері (геологиялық сөздік, Пекин, 1983).

Шамасы 10 км-ге дейін су жерастымен ағады да одан соң Қарасу деген атауымен қайтадан жер бетіне шығады. Мұндай сулар алғашқы рет Франциядағы Воклюз жотасында зерттелген, содан бері ондай суларды воклюз сулар деп атап кеткен.

Жоғарыда айтылған карстық пішіндерден басқа тропикалық зоналарда (Оңтүстік Қытай, Вьетнам, Гвинея) және тағы басқа елдерде кездесетін тропикалық карст деген өзгеше

карст процесінің ең соңғы сатысында жерасты сулары мен беткей суының арасындағы шекара біртіндеп жойылады. Атмосфералық жауын-шашын суының бір бөлігі саңылаулар мен жарықшақтар арқылы, енді бір бөлігі карст қуысы мен үңірейген жарықшақтар арқылы жер астына еркін кетеді. Мұндай жағдайларда карстық аймақтарға тән “соқыр” аңғарлар және құр аңғарлар пайда болады. Бұлардың пайда болу себебі өзен бойымен ағып келе жатқан су жолшыбай кездескен арна түбіндегі карстық жарықшақтарға сіңіп - “құлап” кетеді де әрі қарай жерастындағы қуыстарды бойлай ағады. Кейінірек ағын жер бетіне қайтадан шығып, беттік суға айналып, өзен құрады. Осындай “соқыр” немесе құр өзендер Қырым түбегінде, Кавказда, Оралда және Орта Азияда кездеседі. Қырымдағы өзеннің суы кенеттен жерге сіңіп жерасты суына айналады, ал үстінде малта-түйіршік тастардан құралған өзеннің құр арнасы ғана қа-

карстық пішіндер кең дамыған (85-сурет). Бедер элементтерінің морфологиялық жағынан қарағанда тропикалық карст күмбезді, мұнаралы (86-сурет), шоқы тәрізді және қазаншұңқырлық (котлованный) карст түрлеріне бөлінеді.



86-сурет. Мұнаралық карстың жалпы көрінісі. (суретті түсірген Си Бинь, 2005)

Карстық үдерістер халық шаруашылығына көптеген зиян тигізеді. Тұрғын үйлер мен құрылыстардың іргетасының құлауы, темір жол төсемінің қирауы, шахталарды су басып кетуі, су қоймаларындағы сулар астындағы қуысқа сіңіп кетуі - осылардың барлығы карстық құбылыстың нәтижесі. Сондықтан осындай құбылыстар байқалған аймақтарда үйлер тұрғызу, гидротехникалық құрылыстар жүргізу, темір жолдар тарту жұмыстарын алдын ала мұқият зерттеулерден кейін ғана іске асырылуы тиіс.

Жалған карстық (псевдокарст) үдерістер мен бедер пішіндері

Кәдімгі карстпен қатар кейбір өңірлерде сырт бейнесі карстқа ұқсас пішіндері кездеседі. Бұлар саздық карст (глинистый карст) және термокарст.

Саздық карст аридтық және жартылай аридтық климат жағдайларында жоғары карбонатты саздардан, саздақтардан және лесстардан құрылған аймақтарда байқалады. Тау жыныстары-

ның едәуір жарықшақтылығы мен кеуектілігі және карбонатты қасиеттері бұл құрылымдардың кәдімгі карстық процеске ұқсастығы бар екендігін байқатады. Мұнда жарықшақтар бойымен шайылып шыққан ерітінді материал саздық және құмайттық (алевритты) бөлшектердің механикалық шайылуымен қабаттаса өтеді. Мұндай процесті *суффозия* дейді. Нақтылы айтқанда ерітінді материалдардың (хлоридті-сульфатты және карбонатты тұздардың) шаймалауымен және тау жыныстарының өте ұсақ түйірлерінің шайылуы нәтижесінде сол топырақтың микроагрегаттық құрылым бірегейлігінің бұзылуы салдарынан, осы өңірді көмкерген жабынды тау жыныстардың «отыруы» салдарынан жер бетінде әр түрлі тұнық теріс микропішіндер пайда болады. Осындай карбонатты немесе тұзды саздар мен саздақтар арасында дамыған суффозиялық әрекеті “көлдеулер” (stepные блюдца) деген табақша тәрізді ойылымдардың құрылуына әкеп соғады. Әдетте дөңгелек пішінді болып келетін мұндай ойылымдардың диаметрі 10-1500 м, тереңдігі 10-200 см аралығында болып келеді. Олар аэросуреттерде өте анық байқалады. Жоғары карбонатты саздақтар мен саздарда жарықшақтар кең тараған жағдайларда кәдімгі карстық ұқсайтын жерасты үңгірлері кездеседі. Мұндай табиғи құбылыстарды *саздық карст* деп атайды.

Термокарстың табиғи жаратылуы басқаша. Мұнда әр түрлі опырылып, ойылған пішіндер кездеседі. Олар мәңгі тоңдар тараған аймақтарда көмілген мұздардың және тоңды тау жыныстардың еруімен байланысты қалыптасады. Бұл көбінесе мәңгі тоң қабаттарындағы мұздың еруінен жер бетінің опырылып немесе біртіндеп шөгіп, ойылу құбылысы және жалпы климаттың жылынуына сәйкес ауаның орташа жылдық температурасының көтерілуіне орманның оталуына немесе өртенуіне тағы басқа себептерге байланысты жүреді. Нәтижесінде батпақты ойпандар, көл қазаншұңқырлары түзіледі.

Жалған карстық құбылыстарға кейбір тау жыныстарының суланған кезде нығыздалу қасиеті де жатады. Мұндай қасиет ләссты тау жыныстар мен тұзды топырақтарға тән. Ләсстың нығыздалуы көптеген микроқуыстар мен микросанылаулардың бұзылуынан, ал тұзды топырақтардың тығыздалуы – тұздардың

еруі салдарынан пайда болады. Бұл табиғи құбылыстардың морфологиялық көрінісі карстық-суффозиялық шұңқырлар мен дала көлдеулерінің (stepные блюдца) қалыптасуы.

25. Мұздық (гляциалдық) үдерістер және бедердің мұздық пішіндері

Мұздық бедер түзілу үдерістері мұз әрекетіне тікелей байланысты. Мұндай үдерістердің дамуы үшін жер бетінің белгілі бір аймағында мұздықтың ұзақ уақыт сақталып тұруы қажет.

Егер жер бетінің қандай да бір бөлігі хионосфера шегінде болса, онда мұз қалыптасу жағдайы тууы ықтимал. Хионосфера (грек *snion* - қар және *sparia* - шар) деп өз құрамында атмосфералық ылғалдың басым көпшілігі қатты заттар күйінде тұратын тропосфераның қабатшасын айтады. Мұнда қар жауу басым болып, үнемі қармен мұз сақталуы мүмкін. Хионосфераның төменгі шегі - қар сызығы (О.Леонтьев, Г.Рычагов, 1988).

Қар шекарасының биіктік деңгейі климат жағдайына тікелей байланысты. Мәселен, Анды тауларында, Магеллан бұғазының аймағында ол 900 м. биіктікте орналасса, оңтүстік тропикалық ендігінде 6700 м биіктікке жетеді. Демек, қар шекарасының ең биік жері - тропикалық белдеу. Ал, экваторлық белдеуде жауын-шашынның молдығынан оның деңгейі біраз төмендеу болады. Мысалы, Килиманджаро тауларында қар шекарасының биіктігі - 5500 м. Экватордан солтүстік бағытқа қар шекарасының биіктігі төмен түсе береді. Шпицбергенде оның биіктігі 600-м-де байқалса, Франц-Иосиф жерінің солтүстік аралдарында 50 м., ал полюске жақындаған кезде қар шекарасы теңіз деңгейіне дейін төмендейді.

Табиғи мұз екі түрге - су мұзы және қар мұзы болып ажыратылады. Су мұзы - құрлықтағы судың немесе мұхит суының мұз боп қатқан кезде пайда болса, қар мұзы - қардың метаморфтанғаннан пайда болады. Қар сан мәрте қату мен ерудің сондай-ақ қысымның нәтижесінде баданадай ірі түйірлі құрылым алып, фирнге (түйіршікті тығыз қарға) айналады. Ол одан арғы өзгеру үдерістерінен өткен соң глетчер мұзына, яғни құрлықтағы мұздықтар мұзына айналады. Сөйтіп, шамасы 10-13 м³ қардан 1 м³ мұз жаралады.

Мұздықтардың пайда болу жағдайы мен қоректенуі.

Мұздықтардың түрлері

Жер бетінде ұзақ уақыттар бойына сақталатын кристалды мұз шоғырын (қорын) мұздық деп атайды. Олар таулы өлкелерде тек қарлы шекарадан жоғары аймақтарда түзіледі. Мысалы, Іле Алатауында қар жиегі 3700-4000 м. биіктікте орналасқан. Алайда динамикалық үдеріске орай мұздықтар бұл шекарадан төмен түсе алады. Көлемі үлкен мұздықтар өз салмағынан және иілгіштік (пластичность) қасиеттерінің әсерінен таудан төмен қарай жылжиды. Мұздықтардың жылжу жылдамдығы тәулікте бірнеше сантиметрден ондаған метрге дейін жетеді.

Мұздықтардың қоректенуі оның бетіне қар түрінде түсетін атмосфералық жауын-шашын есебінен, жел арқылы айдап алып келген және тау баурайларынан құлаған қардан, сонымен қатар мұздың үстінде ауадағы булардың суға айналуынан жүзеге асады.

Судың қатты фазасының, яғни қардың, фирнның, мұздың балансы жағдайларына қарай мұздықтың өзі *аккумуляция* және *абляция* зонасына бөлінеді. Мұздық массасының еру және булану арқылы кемуі абляция деп аталады. Абляция мұздықтың шеткі бөлігі қалыңдығының жұқаруына әкеліп соғады. Абляцияның қарқындылығы ауа температурасына тікелей байланысты. Температураның ауытқуымен қатар абляция да ауытқып тұрады. Сондықтан мұздықтың алдыңғы жиегі тұрақты орнында қалмай өзгеріп тұрады. Оның сәл ғана алға қозғалуы мен артқа шегінуі *осциляция* деп аталады. Мұздықтардың негізгі түрлері туралы айтсақ, ең алдымен ажырата белгілейтініміз, жамылғы мұздықтар немесе материктік мұздықтар және таулық мұздықтар. Таулық мұздықтар көбінесе биік тау беткейлерінде және аңғарлардың бастауында тараған. Мұздықтардың осы екі негізгі түрлерімен қатар тау етегі мұздықтары мен шельфтік мұздықтарды атап айтуға болады.

Жамылғы мұздықтар миллиондаған шаршы километр аумақтарды алып жатады және үсті жайпақ дөңестеу келеді. Мұндағы мұздар мұздықтың ортасынан шетке қарай жылжиды. Қазіргі кезде Жер шарында бар-жоғы екі материктік жамылғы мұздықтар бар. Олар Гренландия мен Антарктиданың

мұз жамылғылары. Мұндай мұздықтардың өздеріне тән ерекшеліктерінің бірі - олардың кең байтақ аумағы мен (Антарктидадағы мұздану көлемі 13.2 млн. шаршы километрге жуық алқапты алып жатыр) және орасан зор қалыңдығы (4 километрге дейін). Мұздық жамылғысының ең жоғарғы қалыңдығы оның орталық бөлігінде. Ал жиектерінде мұздықтың қалыңдығы кемиді, сөйтіп бұл аймақтардың астынан тасты құндағының кейбір шығыңқы тұстары көрінеді. Мұндай жерлерді Антарктидада “оазис” (жазира) деп атайды. Мұның мысалы Советтік антарктидалық “Мирный” станциясы төңірегінде Бангер оазисі. Егер мұндай тасты сілемдер мұздықтың бетінде оқшауланып көрініс берсе, оларды *нунатаки* дейді.

Гренландия мен Антарктиданың жамылғы мұздықтары өздері көмкеріп жатқан бедердің жағалаулық еңісті жазықтықтары арқылы теңізге қарай жылжиды. Мұздардың бұл ағысы ысырылған мұздықтар (выводные ледники) деп аталады. Суға жеткен мұз жүзіп шығады да сынады, соның нәтижесінде теңізде еркін жүзіп жүретін орасан зор мұздар (қалқыма мұздар) мұзтаулар (айсбергтер) пайда болады. Теңіз ағысымен жүзген мұзтаулар төменгі ендіктерге жетіп, бірте-бірте ери бастайды. Еру барысында мұзтаудың ішіндегі әр түйірлі материал айсбергтен босап, теңіз түбіне шөгеді.

Антарктида шеткі аймақтарындағы мұздардың едәуір аумағы шельфтерде жатады немесе біразы жүзіп жүреді. Бұларды шельфтік мұздықтар дейді.

Егер қар шекарасы, мұздануға ұшыраған тау етегі деңгейімен шамалас жатса, мұздық тау етегіндегі жазыққа шығып, жан-жаққа жайылып кетеді. Осы даму сатысындағы мұздықтар, тау етектік мұздық (ледники подножий) деп аталады. Мұндай мұздықтың бірі - Аляскадағы Маластин мұздығы. Бұл бірнеше аңғарлы мұздықтардың тау етегінде бір-бірімен қосылуы нәтижесінде пайда болған.

Жер бетінде мұздықтар көмкерген алқаптың жалпы ауқымы 16 миллион шаршы километр немесе олар құрлық бетінің 11 %-ын алып жатыр. Оның 13,2 млн. шаршы километрі Антарктиданың үлесінде (барлық мұздық көлемінің 85,3%-і). Мұздық аумағы ең аз материк - Африка. Мұнда бар жоғы 23 шаршы километрді ғана

алып жатқан мұздық бар. Гренландия мұздығы 1,7 млн. км² алапты қамтиды. ТМД елдерін арктикалық және таулы аймақтарында 28000 мұздықтар бар, олардың ауқымы - 75 мың км². Бүкіл жер бетіндегі мұздық пен мәңгі қардың жалпы көлемі 27-30 млн км³. Егер осы мұздықтар түгелімен ерісе, әлем мұхитының деңгейі шамамен 60 м-ге дейін көтерілу мүмкін екендігі есептелген.

Құрлықтың едәуір бөлігін көмкере отырып, мұздықтар экзогендік морфогенезде елеулі және маңызды рөлін атқарады. Ежелгі мұзбасу заманында жазғы және ортажылдық температураның төмендегенінен климаттың салқындауынан қатты күйде түскен атмосфералық жауын шашынның мөлшері ұлғаяды. Мұндай кезде тау өлкелерінде мұз қату жағдайы ұлғая келіп, қар шекарасының төмендеуіне әкеп соққан. Нәтижесінде Солтүстік Америка мен Евразия жазықтарында қалың жамылғы мұздықтар пайда болған және олардың бедер түзуші ролі арта түскен.

Мұз балансының кіріс және шығыс бөліктерінің арақатынасына байланысты оның дамуы бірнеше тарамдарға (фазаларға) бөлінеді: мұздықтың ұлғайып қарқындауы, мұздықтың тұрғылық қалыпты жағдайы және еріп кейін шегінуі. Осы мұздықтың әр фазасына байланысты бедердің мұздықтық пішіндерінің белгілі кешені қалыптасады. Мысалы, мұздықтың қарқынды шағында, мұз негізінен қиратқыш жұмысын жүргізеді, ал тұрғылықты қалпында, немесе кеміп не кейін шегінген кезде көбінесе аккумуляциялық мұздық пішіндерін түзеді.

Таулы-мұздық бедер пішіндері

Таулы өлкелердегі мұздық түрлері орографиялық орналасу және оқоректену жағдайларына байланысты сан алуан түрлі. И. С. Щукин тау мұздықтарының мынандай түрлерін ажытарады:

1. Қарлы мұздық (фирн) және қар дақтары - қар деңгейінен биігірек орналасқан өңірлерде таудың жайпақтау келген беткейлерінің ойпауытты жерлерінде түзелген мұздықтар. Бұл – қар түскен күйінде жан-жағынан қоршаулы болғандықтан, доғалданып, қатып ірі түйірлі қарлар мен мұздардың (линза тәрізді) жиынтығы. Олар мұз басудың алғашқы сатысы болып

саналады немесе үлкен мұздықтардың кішіреюі салдарынан сақталып қалған кішігірім мұздықтар;

2. Құламалы көлеңкелі беткейлердің етегінде қар көшкіндерінен жиналған баспалдақ тәрізді мұздықтар (ледники ступенобразных поверхностей).

3. Ілінбелі немесе аспалы мұздықтар (висячие ледники) - таудың құламалы беткейлерінде кішігірім шұңқырларды толтырады да одан шағын тілденіп қана шығады. Егер мұздықтар қабақтан асып кетсе, онда төмен құлдырап, жолындағының барлығын қиратып, едәуір апат туғызуы ықтимал.

4. Қарлық мұздықтар (каровые ледники) - тау басындағы беткейлерде орындыққа ұқсас шұңқырлардың түбінде түзелген шағын мұздықтар.

5. Аңғарлық мұздықтар (долинные ледники) қар және жауын-шашын өте мол жағдайда пайда болады. Бұлар мұздық цирктерінен басталып негізгі аңғар арқылы төмен қарай созылып көптеген бүйірлік тарамдармен бірге қосылып, бүкіл аңғарды алып жататын күрделі мұздық. (Қарақорым тауларының мұздықтары, Памирдегі ұзындығы 72 км-ге жеткен Федченко мұздығы жан-жақтан 20 саласын қосып алады). Мұздықтың орта тұсындағы қалыңдығы жүздеген метрге дейін болады, төменгі тұсында сүйірленіп кемиді.

6. Сөнген жанартау кальдерінде орналасқан кальдерлік мұздықтар (кальдерные ледники);

7. Жанартау конустарының төбесін жауып жатқан мұздықтық бөрік (Кавказдағы Эльбрус пен Қазыбектің төбесіндегі мұздықтық бөрік және т.б.);

8. Екі биік тау жотасының, арасынан қоректенген екі жағына бірдей жылжып ағатын қоржын мұздықтар (переметные ледники).

9. Норвегия немесе Скандинавия мұздықтарына ұқсас мұздықтар – таулы мұздықтар мен жамылғы мұздықтар арасындағы өтпелі мұздықтар (переходные ледники). Мұздықтардың мұндай түрлері үстірт тәрізді тегістелген тау өлкесін алып жатады. Кіндік ортасынан жан-жаққа таралған мұздық тау өлкесінің шетіне жеткенде жеке мұздықтық тілдерге (ледниковые языки) бөлініп, төмен қарай жылжиды.

10. Қайта түзілген мұздықтар (возрожденные ледники) – мұздық жолында биіктеу келген жар қабақты кертпештерге кездескен кезде мұздықтың тұтастығы бұзылып, төменгі етегіне кесек-кесек мұз сенгірлеріне бөлініп түседі. Егер осы мұз кесектері еріп үлгермесе, олар бір-біріне жабысып, төмен гипсометриялық деңгейде жаңадан мұздықтар құрайды.

И. С. Шукин жоғары айтылған мұздықтардан басқа Тянь-Шань тауларында көбінесе қар көшкіндері есебінен өзен аңғарларының бастауында пайда болатын Түркістан мұздықтары тектес мұздықтарды белгілеген.

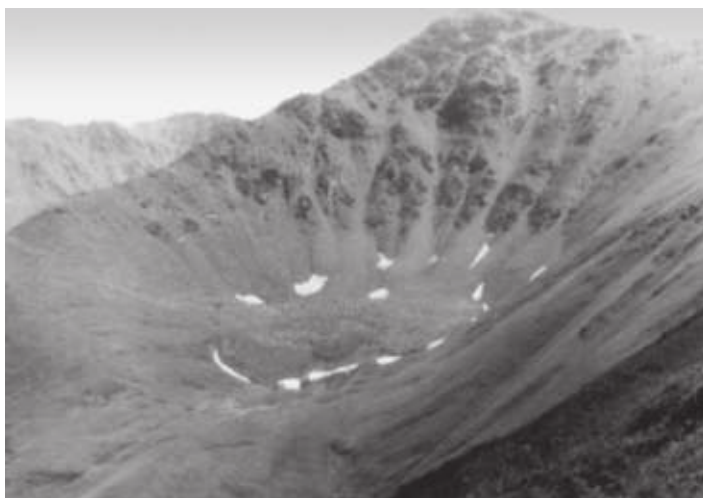
Тауда мұздықтардың пайда болуы, қар жұрнағынан немесе фирн дақтары қалыптасу кезеңінен басталады. Қар шекарасына сәл жоғары тау басындағы беткейлердің ойпауытты жерлерде қыстай жиналған қар жазда еріп үлгермейді. Келесі жылы мұнда тағы да жаңа қар түседі. Сөйтіп қар біртіндеп фирнге, кейін мұзға айналады. Мұздың тұрақты жиналған қоры астында жатқан тау жыныстарының аяздық үгілуіне қолайлы жағдай туғызса, ал қар сулары үгілген заттардың төмен қарай сырғып шығуына қамтамасыз етеді. Мұнда температура ауытқып, судың қату және еру процесі кезек-кезек ауысуы нәтижесінде онымен беттескен түпкі тау жыныстарының бұзылуын нивация дейді. Соның нәтижесінде жиналған қардың астыңғы жағы төмендеп бірте-бірте тау беткейінде орындық (кресло) тәріздес артқы қабырғасы құламалы немесе тік келген, түбі жайпақ ойыңқы пайда болады. Мұндай бедер пішінін кар (шотландша - орындық) деп атайды (87-сурет). Енді мұздың өз дамуының жаңа сатысына (кезеңіне) кар пішіндес мұздыққа (каровый ледник) көшеді.

Бедердің кар пішіні аяздан бірте-бірте үгілуі әрекетінен қабырғалардың шегінуі есебінен, гравитациялық құбылыстар мен мұздықтың түйірлі материалы төмен сырғыту есебінен ұлғаяды. Көлемдері ұлғая келе көршілес жатқан карлар бір-бірімен қосылып, беткейлер бойында ірі және күрделі келген ерекше бедер пішінін – мұздық циркін құрайды. Сөйтіп, карлар мен цирктер мұздықтың қиратқыш жұмыстарының және беткей үдерістерінің нәтижесі болып табылады.

Кар бедер пішінінің дамуы үшін ең қолайлысы тау беткейлерінің теріскей, құлама жағы. Әсіресе бедердің мұндай

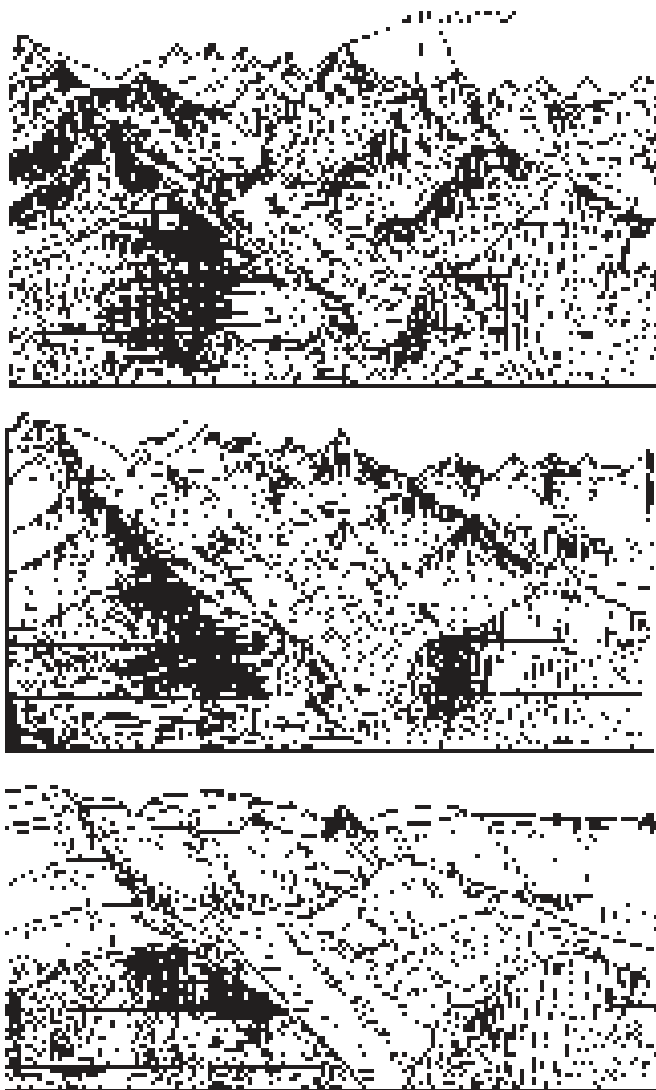
пішіндері таулардың берік тау жыныстардан тұратын құзды өңірлерінде айқын білініп, ұзақ уақыт сақталып, таудың ерекше бір көрінісін жасайды. Ал, осал, икемді тау жыныстар өңірінде олар өздерінің морфологиялық белгісін тез жоғалтып, сыртқы пішіні су жинағыш шұңқырларға ұқсап кетеді. Сонымен, кар деп қазіргі кезеңгі немесе байырғы мұз басу дамыған тау беткейінің жоғары бөлігінде түзілген тостаған тәрізді табиғи ойыңқыны айтады. Карлар мен цирктер әдетте аңғарлық мұздықтардың негізгі қоректену көзі рөлін атқарады. Егер көршілес жатқан цирктер ішінара жартылай қосылып кетсе, онда тау өлкелерінде жеке шошайып тұрған пирамида тәрізді карлингтер деген шындар сақталуы мүмкін. Мұздық цирктері, карлингтер мен құздық қырқалар осы заманғы мұз басуымен қамтылған, тау бедерінің нағыз өзіне тән кең таралған пішіндері. Мұндай көрініс альпілік бедер (альпийский бедер) деп аталады. Таудағы мұз басу жағдайы қардың шекара деңгейіне байланысты болғандықтан, альпілік бедері таудың әр биіктерінде кездесуі мүмкін.

Мұздық цирктерінің (тектоникалық тыныштық және ауа райының бір қалыпты жағдайында) жан-жаққа ұлғайып кеңеюі, фирн бассейнде сол деңгейіндегі шеткі жақтағы тау жоталары мен шындардың “кемірілуіне”, немесе өзінше педиплендірілуіне



87-сурет. Іле Алатау. Саты өзені алабының суайырық бөлігінде дамыған кар бедер пішіні (Суретті түсірген Б. Ж. Аубекеров).

экеп соғады. Нәтижесінде таулы өлкелерде “эквиплен” деген педиplenге ұқсас тау бедері түзіледі. Әрине эквипленнің қалыптасуы тау өлкелеріндегі қар шекарасының деңгейіне байланысты. Мұздықтық тау бедерінің және эквипленнің пайда болу үлгісі 88-суретте көрсетілген.



88-сурет. Гляциалды тау бедерінің дамуы және эквипленнің қалыптасуы (В. Г. Бондарчук бойынша).

Плейстоцен кезінде әр қарқынды мұз басуына байланысты және жаңа-тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде қар шекарасының биіктік деңгейі бір-неше мәрте өзгерген. Сондықтан таудың әр деңгейінде қар баспалдақтары (лестница каров) деген бірнеше қатарды құрған цирк сериялары түзілген (90-сурет). Қазіргі кезде әр биіктегі цирктер әр түрлі даму барысында: ең биіктері (жастары) мұздықтармен тұтасып, ең төмендегілері (ежелгілері) морфологиялық көрінісін жоғалтып, шағын көлдер мен шабындықтарға қойындасып жатыр.

Қар пішіндерінің сатылы түрде орналасуы палеогеоморфологиялық және жаңа тектоникалық қозғалыстарды зерттеуде үлкен рөл атқарады, өйткені ол плейстоценнің әр кезеңіндегі көне қар шекарасының деңгейін және биік тау бедерінің қалыптасу тарихын зерттеп білу мүмкіншілігін қамтамасыз етеді.



89-сурет. Қар бедер пішіндерінің баспалдақтары (С.В.Лютцау бойынша)- 1 - мұз, 2 - су; 3 - көл шөгінділері; 4 - беткейлер шөгінділері; 5 - түпкі тау жыныстар - 6 - ірі кесекті тау жыныстардың ауысу бағыты; 7 - әр мұз басу кезеңдеріндегі қар сызығының орны; а, б, в - бұрынғы мұз басу кезеңдерінде қалыптасқан және сыртқы морфологиялық белгісін жоғалтқан ежелгі қарлар; г - қазіргі мұздықтар әрекетінен қалыптасқан қарлар.

Мұздықтардың келесі даму сатысы аңғарлық мұздықтардың қалыптасуы. Мұздықтың көлемі ұлғая келе жаңағы қар деген бедер пішінінің шегіне сыймай беткейдің еңісімен төмен қарай жылжи бастайды (90-сурет). Жылжу жолында мұздық әдетте эрозиялық пішіндерді (көбінесе шатқалды, сайларды, немесе

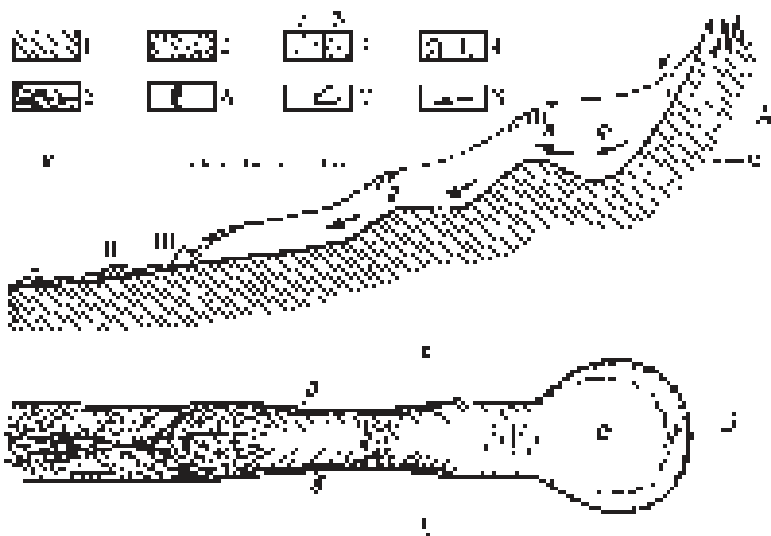
өзен аңғарларын) пайдаланып, оны барған сайын өз салмағымен қопарып кеңейте береді. Мұздықтардың бұзушылық әрекеті, әсіресе олар қозғалған кезде орасан зор. Мысалы, қалыңдығы 100 метрдей мұз қабаты жылжығанда, оның табанына түсетін қысым мөлшері әрбір текше метрге 92 тоннадай болады екен. Мұздықтардың бұзу әрекеті “экзарация” (латынша “*exaratio*” - жырту) деп аталады, яғни экзарация деген мұздық қозғалысы нәтижесінде оның астында жатқан түпкі тау жыныстар бұзылып уатылған материалдардың (ірілігі әр түрлі сынықты тастардың) мұздың жиегіне қарай тасымалдануы. Экзарация әрекетінен шатқал немесе аңғар бойымен төмен жылжыған мұздық олардың көлденең қимасын кеңейтіп астау тәріздес аңғарға айналдырады. Жоғарыда айтып кеткендей мұндай мұздық аңғарды трог (нем. *trog* - астау) деп атайды. Олар арасында да астау пішінді екі жақтары тік, түбі тегіс, план бойынша көбіне тұзу бағытта, ұзындығы



90-сурет. Аңғарлық мұздық (Edward J. Tabruck, Frederick, K. Lutdens, 1990).

оншақты км-ден аспайтын бедердің ерекше теріс пішіні. Трогтық екі жақ беткейінің үстіңгі тұсында иығы деп аталатын шығыңқы беткейлердің иіні байқалады (74-сурет) Олар бұрынғы мұз басу кезеңіндегі мұздықтық аңғарының деңгейін көрсетеді. Трогтың бастау бөлігінде цирктермен шектеліп, төменгі бөлігінде шеткі меренамен бітеді. Одан төмен қарай трогтық аңғар эрозиялық аңғарға ауысып, өзен бастау алады.

Аңғарлық мұздықтарда қоректену көзі және абляция бөліктерін айқын ажыратуға болады (91-сурет). Аңғарлық мұздықтардың қоректену көздері – қарлар мен цирктер. Қоректену бөлігіндегі мұздықтардың беті ойпаңдау болады. Оның себебі, шеткі тік тау беткейлерінен құлайтын қар көшкіндердің есебінен. Жаздыкүні қар мен мұздықтардың еруінен пайда болған мұздықтың үстіндегі гидрографиялық торы радиалдық, ортаға тартқыш түрлерге жатады.



91-сурет. Таулық мұздық және мұздық аңғарларының қоректену мен еру аймақтары құрылысының сипаты: А - ұзынбойлық кимасы; Б - пландағы көрінісі (С. В. Лютцау бойынша, 1978). 1 - мұздық астындағы түпкі тау жыныстар; 2 - морена; 3 - қазіргі (а) және ежелгі (б) замандағы флювиогляциалдық шөгінділер; 4 - мұздық үстіндегі жарықшақтар; 5 - еріген мұздық суының ағындары; 6 - мұздық маңындағы көлдер; 7 - морена астында көміліп қалған мұздық тілінің жиектері; 8 - мұздықтың жылжу бағыты; I, II, III - мұздықтың әр кезде кейін қарай шегінгеннен қалған шеткі мореналар; б - бүйіргі мореналар; л - құлама мұздықтар; к - бергшрунда; ф - фирндық алабы; қ.с. - қар сызығы.

Қар пішіндес мұздық беткейі бойымен жылжыған кезде, оның соңғы бөлігінде мұздықтың жоғарғы шегіне параллельді келген *бергширунда* деген жарықшақ пайда болады. Бұл жарықшаққа жоғарыдан домалап түсетін тау жыныстар сынықтарының көп бөлігі жиналады. Осы сынықты материалдардың есебінен түпкі және ішкі мореналар құрыла бастайды. Абляция бөлігінде мұздықтың орталық бел бөлігіне қарағанда оның шегінде еру үдерісі тез жүреді, сондықтан мұздықтың үсті дөңестеу келеді. Бұдан басқа мұздықтардың беті әр түрлі микро-және мезопішіндермен күрделінеді. Мұнда көлденең, диагональды және радиалды жарықшақтар жиі дамыған. Диагональды жарықшақтар мұздықтың орта және шеткі бөліктерінің әр жылдамдығымен жылжығаннан түзелген.

Трог аңғарларының бойлық кескіні біркелкі емес, ойлы-қырлы, кедір-бұдыр болады. Олардың түбіндегі көлденең келген жартасты бұлтықты ригель (нем. *rigel* - бөгет) деп атайды.

Жамылғы мұз басқан аймақтардың бедер пішіндері

Жамылғы мұздықтар таулық мұздықтарымен салыстырғанда әлдеқайда көп, ауқымды. Олар тіпті кей тұста бүтіндей бір аралдар мен құрлықтарды алып жатыр. Мәселен, Гренландиядағы сірескен мұздықтардың қалыңдығы 3 км-ден асса, Антрактидада ол 4 км-ге дейін жетеді. Міне, осындай ғаламат қалыңдығына байланысты мұз астындағы бедер пішіндері мұздықтың таралуына пәлендей әсер ете алмайды. Жамылғы мұздықтардың үстіңгі беті әдетте дөңестеу, жазық келеді, яғни қалқанға ұқсас болады. Олар Арктикалық және Антрактикалық климат белдеулерінде таралған, ал бұлардағы қардың шегі теңіз деңгейіне дейін жетеді немесе одан сәл биігірек орналасады. Жамылғы мұздықтардың жылжуы қысымның айырмашылығына байланысты пайда болады да, мұздық “қалқанының” ортасынан басталып, жан-жағына жылжып тарамдала тарайды. Мұздықтың қоректену аймағы мұздық “қалқанның” кіндік тұсында орналасқан. Ондағы мұздың жыл сайынғы еруі оған түсетін қар мөлшерінен кем болады. Қоректену аймағынан қашықтаған сайын абля-

ция арта түседі де, мұздың қалыңдығы кеми бере, мұздықтың шет-шеті мұз астындағы бедеріне бейімделе бастайды (мәселен, Гренландияның оңтүстік-шығыс бөлігінде осындай құбылыс айқын байқалады). Мұздық балансының артуы мен кемуінің арақатынасына байланысты оның жиегі бір қалыпта тұрмайды, осциляция құбылысы болып тұрады.

Мұздықтардың үстіңгі бетін әдетте сан тарау жарықтар шимайлап жатады. Олардың пайда болу себептері де алуан түрлі: біресе мұз астындағы бедердің әсерінен, енді бірде мұздықтардың жекелеген бөліктерінің әрқилы (әркелкі) жылжуынан болуы ықтимал. Бұл жарықтар мұздық бетінің жазда еруінен пайда болатын судың әсерінен кеңейіп тереңдей түседі. Тереңдігі ондаған, тіпті жүздеген метрге жететін мұз үсті каналдары осылай қалыптасады. Мұз ішіндегі және мұз астындағы каналдар мен үңгірлер де осындай сулардың ағу нәтижесінде пайда болады. Бұл үңгірлерде су қатты қысымның әсерінде болады және тегеурінді күштің ықпалымен ағып, аса зор эрозиялық-аккумуляциялық жұмыс атқарады.

Төрттік кезеңде мұз басқан алаңның аумағы талай рет елеулі түрде өсіп отырған. Солтүстік Америка мен Евразия аумақтарындағы орасан зор алқаптарды мұз басты. Төрттік кезеңде мұз басудың ең кең тараған шағында ол 40 млн. шаршы километрден асты, (құрлықтың 30% алып отырды), яғни ол қазіргі мұз басқан алаңнан 3 еседей артық болды.

Бұрынғы КҮО-ның еуропалық бөлігінде алты мәрте мұз басу болды делініп жүр. Атап айтқанда, олар: (көне кезендерден бастап) *березиндік, окалық, днепрлік, москвалық, калининдік, осташковтық* деп бөлінеді. Мұның үстіне, бес түрлі мұз аралық кезендер болды, олар: *беловежьелік, лихвиндік, одинцовтық, микулиндік, молого-шексиндік*. Кейбір ғалымдар біртұтас валдайлық мұзбасу кезеңі болып оның екі (калининдік және осташковтық) сатысы болған дейтін пікірді ұсынады және осы екеуінің молого-шексиндік мұз аралық сатысы өтті деп есептейді.

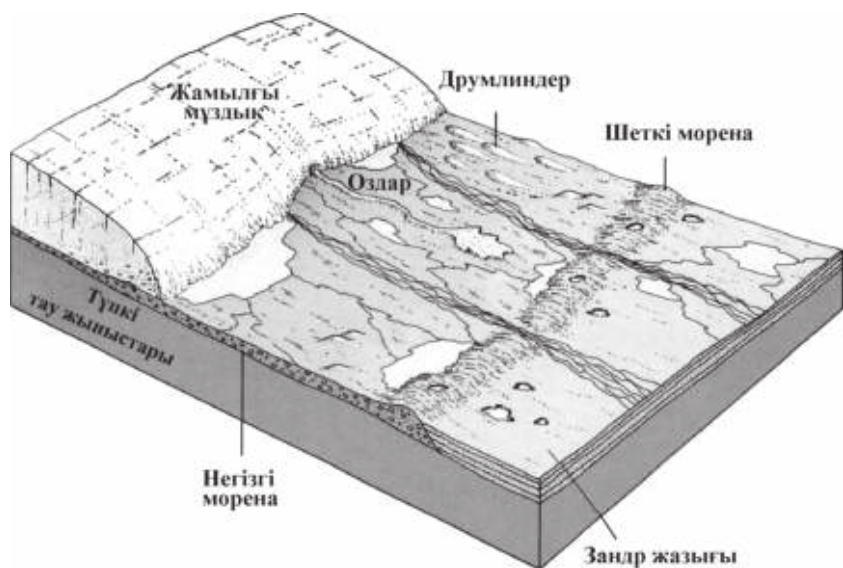
Еуропада төрттік кезеңде өткен мұзбасудың негізгі орталығы Скандинавия болған, мұндағы мұздықтың қалыңдығы 5 км-ге

дейін жеткен. Жаңа жер мен Солтүстік Орал орталықтарындағы мұздықтың қалыңдығы бұдан сәл кемдеу болған. Сірә, Еуропадағы ең аумақты мұздық Днепрлік мұздық болғанға ұқсайды.

Көне мұз басу жамылғысының шеңберіндегі мұздық қалқанның динамикасына сәйкес, геоморфологиялық үдерістердің белгілі бір белдемдері қалыптасып, түбінде соның сипаттары әр түрлі аймақтардың қазіргі пішіндеріне әсер еткен болуы керек. Әйтеуір, жер-жердің бедеріне назар аударсақ, мұздықтық денудация (экзарация) да, мұздықтық аккумуляция да басым болған аймақтар айқын көзге шалынады. Әрине, мұндағы “басым” сөзі бекер қолданылып отырған жоқ, өйткені денудация аймағында аккумуляциялық пішіндер кездесетін болса, дәл сол сияқты аккумуляция аймағында денудациялық пішіндер де кездесе береді.

Еуропалық мұздық жамылғысының шығыс еуропалық бөлігін мысалға ала отырып, осы аталған аймақтардың құрылымын қысқаша сипаттап көрелік (92-сурет).

Мұздық денудациясының басым аймағы. Көне мұз жамылғысындағы мұз денудациясының басым аймағы Фенноскандия болған. Мұндағы аймақтың басым бөлігінде кембрийге дейінгі



92-сурет. Жамылғы мұзбасу аймақтарының бедер пішіндері (Edward J.Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)

кристалды тау жыныстар ұшырасатыны белгілі, ал Скандинавия түбегінің батыс жағалауын бойлай кембрий мен силур тау жыныстары кездеседі.

Осы түбегейлі тау жыныстары мұздық әсеріне қатты ұшыраған. Бедердің денудациялық пішіндерінен, ең алдымен мұздық әсерінен түзілген жартасты тау тізбектерін (қазір сельга деп аталатын тізбектерді) және солармен параллельді кезектесіп жатқан, бүгінде көлдер мен батпақтардан тұратын қопарылма ойпаңдарды (ванны выпихивания) атауға болар еді. Көл дегеніміз тіпті көп, Финляндия мен Карелияны “мың көлдің елі” деп тегін атамаған болу керек.

Мұз әсерінен өзгеріске ұшыраған, бұдан гөрі ұсақтау денудациялық пішіндер қатарына бұйрат жартастар (рельеф “курчавых скал” және “қой маңдай тастар” (бараны лбы) деп аталатын жұмырлау келген бедер пішіндері жатады. Жоталар мен “қоймаңдай тастардың” беткейлерінде мұз “сызаттары” айқын көрінеді, олардың бағытына қарап, кезінде мұздықтың қай бағытта жылжығанын аңғаруға болады. Сонымен қатар мұздық жылжуының бағыты көптеген жоталардың және оларды бөліп жататын қопарылма ойпаңдардың бағытына сәйкес келеді.

Карелия мен Финляндияның оңтүстік және оңтүстік-шығыс жағында мұздық көшу бағытында тік немесе ирендей созылған темір жол жиегіндегі үйінділер тәрізді *оз жалдары* (швед. *asar* - жал) жиі ұшырасады. Ені ондаған метрлерден 150 метрге жететін, кейде тіпті одан да асатын бұл жалдар ондаған шақырымға жалғасқан тұстарын қоса есептеп жүздеген километрге созылып жатады. Оздардың биіктігі 50, кей-кейде 100 метрге жетеді, беткейлерінің бұрышы - 30-45° болады. Мұздықтардың жылжу бағытына қарай созылып жатқан оздарды радиальдық (тарамдық), көлденеңдік немесе маргиналдык, яғни мұздықтардың шетіне параллель дамыған. Бір қызығы, оздардың орналасуы бүгінгі жер бедерінің нобайлық нұсқасына тіпті де қатысты емес. Олар сельгаларды қиып өтіп, көлдерді бөліп тастап, түрленіп, орналаса береді. Оздар флювиогляциалдық жағдайда қалыптасқан аккумуляциялық пішіндер ретінде түсіндіріледі. Соларды құратын материалдардың өзі де осыны дәлелдейді, яғни бұлар

қиғашты қабатталған құмдар, жұмыр тастар мен қиыршық тастар. Шомбал тастар жиынтығы да жиі кездеседі. Қалай болғанда да, оздардың пайда болу табиғаты әлі жеткілікті айқын емес. Кейбір пікірлерге қарағанда, радиалдық оздардың көбі және көлденең оздардың біршамасы - мұздықтың саңылаулары бойымен, оның ішінде және астында уалай аққан тасқындардың шөгіндісі болса керек. Мұздық еріген соң, тасқынның ағыны бойымен жиналған материал сол жердің үстінде үйіліп қала берген. Ал басқа бір пікір бойынша, оз дегеніміз - мұз шөгіндегі тасқындардың атыраулық ысырындылары, ал бұл мұздықтың жиегі кері шегінген сайын ұдайы жалғасып өсе берген.

Оздар бүгінде құрылыс материалдарының көзі ретінде және жол салуға пайдаланылады. Керек десеңіз, көп жерін көлдер мен батпақтар алып жатқан Финляндия сияқты елде бұл мақсатқа оздардан басқа ештеңені қолдана алмайсыз да.

Мұздық аккумуляциясының басым аймағы. Мұз аккумуляциясының басым аймағы мұздықтың шеткі жағында орналасқан. Мұз суының әрекетінен пайда болған әр түрлі пішіндермен қатар жер бетінде кама, друмлины, зандр деп аталған бедердің ерекше пішіндері түзелген.

Кама (нем. ката-қырқа) деп биіктігі 2-5 метрден 30 метрге дейін жететін, кейде одан да асатын, қабат-қабат флювиогляциалдық шөгінділерден тұратын төбелерді атайды. Олар мұз аккумуляциясы басым болған аймақтарда тараған. Бұл төбелердің көрінісі конус тәрізді жұмыр күмбезге ұқсайды. Төбешіктердің беткейлері әдетте 15°-қа дейін кейде одан да еңістеу болады. Қалыптасу тегі жөнінен камалар оздарға жақын деп есептеледі, бірақ олар мұздық ішіндегі және астындағы тасқындардың кеңейген орнында пайда болған. Тағы бір көзқарас бойынша, камалар бұрынғы мұздық үсті мен мұздық астындағы көлдердің орнында қалыптасқан болса керек. Көптеген зерттеушілердің пікірінше, мұның қай-қайсысында да камалардың түзілуі мұздықтардың бұзылып еруі барысында, жылжу қабілетінен айрылған “өлі” мұз орнында пайда болған.

Друмлина деп (ирланд. *dramlin* - төбе) бір жүз метрден 2-3 км-ге дейін асимметриялы жал тәрізді созылған дөңдерді атайды:

олардың ені 100-200 метрден 2-3 км-ге дейін, биіктігі 5 метрден 45 метрге дейін жетеді. Друмлиндердің ұзын осі мұздықтың жылжу бағытына қарай орналасады. Олардың мұздық қозғалатын жаққа қараған беткейлері де қарсы беткейлері де құламалы бола беруі мүмкін. Друмлиндер мореналық материалдан тұрады. Болжамдарға қарағанда олар мұздықтың шеткері жағындағы жарықтарға әр түрлі қалдықтардың толуы және кейін осының бәрі негізгі мореналық үстінде қалуы нәтижесінде құрылатын болса керек. Кейде друмлиндінің ішкі ядросы байырғы тау жыныстардан құралады. Друмлиндік ландшафт Санкт-Петербург маңайында және Эстонияда кең тараған.

Зандрлар (датша *zandr* - құм) негізгі моренаның сырт жағындағы құм, қиыршық тас, малтатас үйіндісінен қалтасқан кең аумақты жазықтар. Мұздық кең ойпаң алаптарға жеткен кезде еріген су емін-еркін жайылып көптеген арналарға бөлініп кетеді. Сонда сумен ағып келген үгінділердің барлығы шөге бастайды. Алдымен соңғы моренаның жиегінде ірі кесектер - малта, қиыршық тастар, әрі қарай құмдар шөгеді, одан әрі судың ағыны әбден басылғанда, ұсақ құмдар, құмайт, лай шөгеді. Сөйтіп, негізінде құмнан қалыптасқан зандр жазықтар пайда болады (92-сурет).

Мұздық шөгінділерде құрылыстық материалдармен қатар, кейбір шашылымдардың түрлерін кездестіруге болады.

Мұздық шашылымдары таулық мұздықтар немесе көне құрлық мұздықтар әрекетінен түзіледі. Олар мореналық және флювиогляциалдық шашылымдарға бөлінеді. Мұндай шашылымдар аз іріктелген және пайдалы қазбаларға бай емес, ал егер мұздық өзінің жылжу жолында көне теңіздің немесе аңғарлардың аллювийлік шашылымдарды бұзып алып кетсе, онда бағалы құрамбөліктермен баюы мүмкін. Осындай алтынның мореналық шашылымдары Канада да (Клондайк) және Америка Құрама Штатындағы алмастың шашылымдары бар. Шашылымдардың қалыптасуына флювиогляциалдық шөгінділерде материалдың іріктелуіне қолайлы жағдай туады. Осыған ұқсас алтын шашылымдар Жаңа Зеландияда және платина шашылымдары Канадада кездеседі.

26. Мәңгі тоң таралған аймақтарда бедердің құрылу үдерістері. Мәңгі тоңның таралуы және құрылысы

Қыстық температурасы төмен елдерде жер бетінің топырағы мұзданып қатып қалады. Бұл құбылыс мерзімдік немесе маусымдық тоң деп аталады. Алайда, жердің кең аумағын (құрлықтың 25%) мәңгі тоң басып жатыр. Тау жыныстарының температура мөлшері ұзақ уақыт теріс күйде болуын *мәңгі тоң* дейді. Мәңгі тоң ғасырлар бойына тіпті мыңдаған жылдар бойына сақталуы мүмкін. Жоғары ендіктерде мәңгі тоң дамыған аймақтарда тоңазыған грунт қазіргі климаттық жағдайларда ешқашан да ерімейді. Мәңгі тоңның едәуір аумағы Канада да және Ресейде кездеседі. Ал, Ресейдің 50%-дан аса аумағын мәңгі тоң алып жатыр. Тоң қабаттарының қалыңдығы бірнеше метрден жүздеген, ал кейбір өлкелерде, мысалы, Якутияда мыңдаған метрге дейін жетеді (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

Жаз мезгілінде мәңгі тоңның ең жоғарғы қабаты ериді де, қыс кезінде қайтадан қатып тоңға айналады. Судың бір тарамнан (фазадан) екінші фазаға бірнеше рет өтуі, мәңгі тоңның беткі қабатына тұрақсыздық, құбылмалық және жылжымалық қасиет береді. Нәтижесінде тек мәңгі тоң аймақтарына тән топырақ қозғалысының және бедердің әр пішіндері пайда болады. Қалыңдығы 1-ден 4 м-ге дейін жететін ұдайы өзгеріп тұратын мерзімді мұзданып және еритін қабатты-құбылмалы қабат (деятельный слой) деп аталған. Одан төмен жатқан қабат нағыз мәңгі тоң қабаты. Жаз мезгілінде осы қабаттар бір-бірінен ерекшеленеді, ал қыста қабат шекарасы айқын ажыратылмайды. Тоң аймағында пайда болған мұздар, қатқан грунтқа әсер етіп, олар жаңа қасиеттерге ие болады: 1) тау жыныстары ішіндегі кеуекті және капилляр суларының қатысуына байланысты, грунт бөлшектерінің және агрегаттарының арасындағы ілінісі өсіп, грунттың керіштенуі (цементация); 2) судың сұйық күйден қатты күйге ауысуына байланысты ылғал грунттардың көлемі едәуір өсуі 3) тоң грунттарының құрамында мұздың кірікпелерінің (ледяные включения) және әр көлемді мұз линзалары мен желілерінің дамуы.

Мәңгі тоң бүкіл табиғат құрамбөліктерінің сипатына ықпал

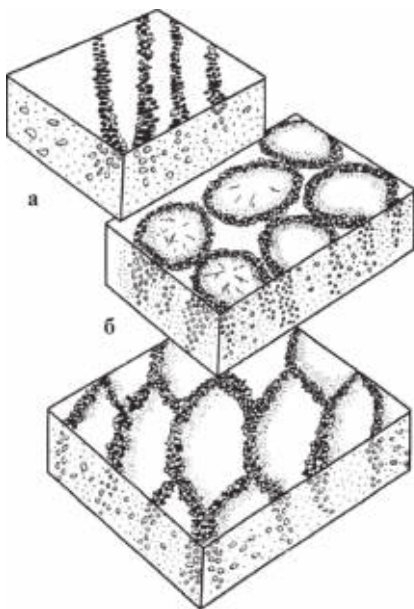
жасайды. Мәңгі тоң таралған аймақтарда ерекше бедер пішіндері түзіледі. Мұнда топырақ құрылу процесі баяу жүреді, ағаш өсімдігі тамырын тереңге жая алмайтындықтан орман сирек өседі. үй құрылысында, жол салуда, пайдалы қазбалар, әсіресе мұнай мен газ өндіруде, бұрғылау жұмыстарын жүргізуге, егін егуде мәңгі тоңның әсерін есепке алу тиіс. Сондықтан мәңгі тоң аймақтарында қоршаған ортаны қорғау проблемасы қазіргі заманда ең актуальді проблемалардың бірі болып тұр.

Тондық деформациялар және бедердің тондық пішіндері

Тоңның грунттарында ең көп тараған деформациялардың түрі топырақтың ұлғаюы, немесе бұдырлануы, бөртуі (пучение). Мұндай судың сұйық түрінен қатты түріне айналуына, топырақтың суға қанығып, көлемінің ұлғаюына байланысты пайда болады. Осындай жолмен пайда болған ықшамды келген жеке-дара пішіндерді *бұдырлану төбешіктері* (бугры пучения) деп атайды. Олардың биіктігі 2 м-ден аспайды, төбелерінде аяз әрекетінің әсерінен радиалдық жарықшақтар (морозобойные трещины) түзіледі. Егер осы төбешіктер шымтезекті тундраның шегінде болса, онда шымтезектің (торфтың) өсуіне қолайлы жағдай туады. Шымтезекті төбешіктердің биіктігі 3-7 м шамасында.

Көп жылдық тоң аймағының жерасты сулары тоң үстіндегі, тоң арасындағы және тоң астындағы суларға бөлінеді. Егер тоң арасындағы немесе тоң астындағы сулары бір жерге жиналса, онда мұз өзегі бар жер бетінде ірі төбешіктер қалыптасады, мұндай төбешіктерді *гидролаколиттер* деп атайды. Бұлардың биіктігі 70-80 м-ге дейін жетеді, диаметрі 200 м шамасында, жергілікті халық мұны “булгунях” дейді. Гидролаколиттерді зерттеудің зор практикалық мәні бар, өйткені олар алдымен су көзі болып саналады және мәңгі тоңда сулы қабаттың немесе сулы жарықтардың бар екендігін көрсетеді. Әдетте төбешіктер бетіндегі жарықшақтардан жаз айларында су шығып тұрады.

Егер жерасты тоңаралық немесе тоңасты сулар тікелей жер бетіне шықса, онда олар *қызылсу* (*наледу*) дейтін ерекше мұзды пішіндерді құрайды. Осындай пішіндер өзен сулары аңғарының түбіне дейін қатқан мұздың бетінде де пайда болады. Мұндай



93-сурет. Полярлық аймақтарда кездесетін: а - тас жолақтар; б - таспа сақиналар; в - тасты көпбұрыштар (Д. Г. Панов бойынша)

ные многоугольники), тасты сақиналар (каменные кольца), тас жолақтар (каменные полосы) кездеседі (93-сурет).

Осылардың ішінде ең кең тарағаны тасты көпбұрыштар, бұлар кішігірім жал тәрізді тас үйінділермен қоршалып, тұтқыр майда топырақтан құрылған сәл дөңестеу келген дақтар. Егер көрші дақтардың тасты үйінділері бір-біріне жанаспаса, онда тасты сақиналарды (каменные кольца) түзеді. Осы тасты сақиналардың және көпбұрыштардың көлденең ені полярлық тундрада 1 м-ден 2 м-ге дейін болса, таулардың гольц белдеулерінде 0,25 м-ден 0,5 м-дің шамасында. Ал білік тәріздес тасты үйінділердің ені 30-50 см болады. Тасты сақиналар мен көпбұрыштардың қалыптасқан кезіндегі топырақтардың іріктелуі ірі бөлшектердің мұздап қатуынан және олардың дақтардың ортасынан шетіне ығысуынан пайда болады. Жайпақ беткейлерде солифлюкциялық құбылыс әсерінен тасты көпбұрыштар иректеліп жоғарыдан төмен қарай созылады, ал одан енкіш беткейлерде олар тасты таспаларға ай-

түрлерін *тарындар* деп атайды. Қызылсудың ірі пішіндері жаз кезінде де сақталады. Олардың геоморфологиялық маңызы осы пішіндер тараған аймақтарда аяздық үгілу мен солифлюкция үдерісі қарқынды түрде жүреді.

Мәңгі тоң тараған аймақтарда құрылымдық топырақтар (структурные грунты) деп аталатын ерекше микро және мезобедер пішіндері кең тараған. Мұндай пішіндер әртүрлі суға қаныққан топырақ массасының іріктелу (сортировка) нәтижесінде және олардың қатуы немесе еруі бірнеше мәрте болғаннан кейін қалыптасады. Олардың ішінде: тасты көпбұрыштар (камен-

налып, беткей бойында ұсақ топырақты таспалармен кезектесіп ауысып тұрады. Мұндай таспалардың ені 5 см-ден 5 м-ге дейінгі аралықта.

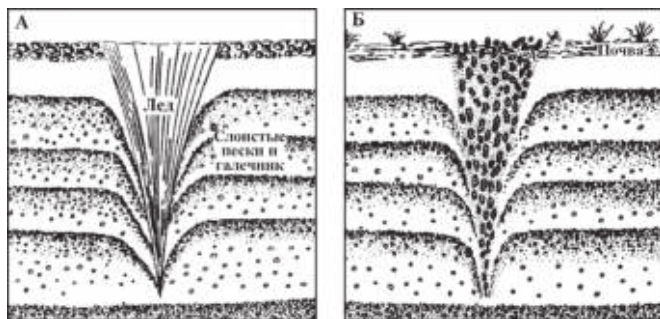
Біркелкі сазды топырақтардың біресе еріп, біресе қатуы салдарынан тундрада медальон дақтары деген ерекше бедер пішіндері пайда болады. Бұлар ешқандай өсімдік өспейтін “жалаңаш” дөңгелектеу келген диаметрі 0,5 м-ден бірнеше метрге жететін сазды медальон тәрізді дақтар. Олар жалпы шымдалған тундра жазығының деңгейінен сәл жоғары (5-20 см-ге дейін) шығып тұрады. Осындай бедер пішіндерін теңбіл немесе медальонды тундра (пятнистая тундра) деп атайды. Мұндай дақтардың пайда болуы екі тоң қабаттары (мерзімдік және мәңгі тоң қабаттары) арасында қысылып қалған сұйық саз топырақтың жердің беткі қабатына жарықшақтылар арқылы шығуына байланысты.

Полярлық елдерде құрылымдық топырақтардың басқа да түрлері, сонын ішінде полигональдық пішіндер кездеседі. Бұл 5 және 6-бұрышты, диаметрі бірнеше метрге дейін жететін бір-бірінен жарықшақтар арқылы бөлінген көпбұрыштар. Осы полигональдық түрлердің құрылуы біркелкі ұсақ топырақ арасында аяз әрекетінен жарықшақтардың (морозобойные трещины) пайда болуымен байланысты. Жан-жағынан қысымға ұшыраған топырақ массасы әр полигон пішінінің ортасында сәл көтеріңкі дақ құрайды, ал ол жарықшақтар тұсында сәл төмендеу келеді. Мұндай пішіндер жарықшақтар маусымдық қататын топырақ қабатынан терең емес жағдайда қалыптасады.

Егер осы жарықшақтар бұл тереңдіктен асып кетсе, онда жаздың жылы маусымында еріп үлгермеген мұз сыналары пайда болады. Уақыт өткен сайын мұз сыналардың тереңдігі де, ені де өсіп, тонды таужыныстарды жеке-жеке блоктарға айырып бөле бастайды. Егер өсіп келе жатқан мұз сыналарының айнала топырағы созылмалы болса, онда ол жан-жаққа және жоғары қарай сығылады да, мұз сыналарының жапсарында білік тәрізді үйінділерді түзейді, ал олардың араларында сәл төмен иілген көлденеңі 25-30 м жететін полигондар қалыптасады. Біліктәрізді пішіндердің биіктігі 0,2 м-ден 0,7 м-ге дейін жетсе, блоктарды бөліп тұратын жарықшақтардың ені 1,0 м-дің шамасында болады. Өзен жайылмаларының және террасаларының борпылдақ

топырақтарында осыған сәйкес ірі түрлерін тетрагональдық топырақтар (тетрагональные грунты) дейді. Олардың ені 100-200 м-ге жетіп, ал сыртқы білік тәріздес пішіндерінің биіктігі 2 м-ге дейін болады. Батыс-Сібір жазығында және тундра аймақтарында көлемі 300, 500 тіпті 1000 м-ге дейін жеткен тетрагональдық блоктар кездеседі.

Жоғарыда қаралған бедер пішіндері мәңгі тоң топырақтарының аймақтарында мұздың немесе түйіртпекті материалдардың жиналу (шоғырлану) себептерінен болған. Сондықтан оларды тоңдық бедердің аккумуляциялық түрлері деп қарастыруға болады. Осындай құрылымдардың қалдықтары «криотурбация» түрінде өткен геологиялық кезеңдерде жер бетін мұздық басқан кездегі перигляциалдық зоналарда кездеседі (94-сурет).



94-сурет. А - мұз сынасы; Б - мұз сынасының орнында пайда болған топырақ құрылымдарының өзгеруі (псевдоморфоза құбылысы) (Р. ДЖ. Раис бойынша).

Осыған ұқсас криогендік құрылымдарды Ертіс бойындағы орталық плейстоцен кезеңдегі II жайылма үсті террасаларының шөгінділерінде белгілі қазақ ғалымы Б. Аубекеров зерттеген.

Тоңдық бедердің денудациялық түрлері мұздар еруіне және мәңгі тоңның құлдырауына байланысты. Бұл кезде әр түрлі топырақтың және жоғары қабаттардың “шөгу” құбылыстары маңызды рөл атқарады. Нәтижесінде көлденеңі бір метрден ондаған километрге дейін, тереңдігі бірнеше см-ден ондаған метрге дейін жететін термокарст пішіндері – тұйық қазаншұңқырлар, табақша тәріздес ойдымдар және т.б. бедер пішіндері пайда болады. Термокарст дамыған аймақтар көлдер мен батпақтардың молдығымен сипатталады.

Мұндай термокарстық құбылыстар қазіргі заманда адамның әрекетімен де қоздырылады, мысалы, орман шабылғаннан (ағаш кесуден кейін) жер жыртылған соң, арықтар қазылғаннан кейін және т.б. себептерден пайда болады.

Мәңгі тоң топырақтар дамыған аймақтардың өзендері де өзінше ерекшеліктерімен сипатталады. Өзен суының мол болуы біріншіден тоң топырақтардың еруіне, екіншіден, судың фильтрациясының мүлдем болмауына байланысты. Мұндай суы мол өзендердің ағыны да өте жылдам болып, бүйірлік эрозия арқылы аңғарларды қарқынды түрде кеңейтеді. Бұған судың жылулық қасиеті жағадағы тоң топыраққа әрекет жасап, аңғардың одан әрі кеңеюіне қолайлы жағдай жасайды.

Сөйтіп, мәңгі тоң тараған аймақтар өзіне тән айырмашылығымен және әр түрлі микро-мезобедер пішіндермен ерекшеленеді.

27. Шөлді аймақтардың бедер пішіндері

Аридты (лат. *aridus* - құрғақ) аймақтардағы бедер пішіндері негізінен желдің әрекетінен пайда болады. Желдің әрекетіне байланысты геоморфологиялық үдерістер мен бедер пішіндерін «эолдық» деп атайды (грек. *ailos* - желдің тәңірі, құдіреті). Эолдық үдерістердің морфологиялық жағынан көрініс беру үшін мынадай физикалық-географиялық және геологиялық жағдайлардың белгілі түрде үйлесуі: жауын-шашынның өте аз болуы, қатты желдердің жиі болуы, өсімдіктер жамылғысының мүлдем жоқ болуы немесе өте сирек кездесуі, тау жыныстарының мейлінше физикалық үгілуі және үгілу заттарының өте ұсақ шаң-тозаң түрінде болуы қажет (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

Мұндай жағдайлар қуаңшылық елдерде яғни жауын-шашынның жылдық мөлшері 700 мм-ден аспайтын тропикалық шөлдерде, сонымен қатар қоңыр салқын ендіктердің қуаңшылық климаттағы шөл және шөлейттерде жиі кездеседі. Демек, эолдық үдерістер - алдымен физикалық-географиялық белдемдермен, нақтылы айтқанда ылғал мен жылылықтың белгілі бір өзара қарым-қатынас арасындағы құбылыстармен байланысты. Эолдық әрекетке қолайлы жағдай арктикалық және антарктикалық климаттық белдеулерде де болады. Кезінде эолдық үдерістер

материктік мұз жамылғысының шетіне таяу жалғасқан перигляциалдық аймақтардағы “зандр” жазықтарында болған.

Белгілі жағдайда эолдық процестер басқа табиғат белдеулерде де кездеседі. Мысалы, климаттың жағдайына қарамастан борпылдақ құмның үгілуі теңіз және көл жағасында байқалады. Эолдық бедер пішіндері аллювийлік материалдың жиналу нәтижесінде өзендер аңғарларында да қалыптасады.

Сөйтіп, жел әрекеттерінің қарқынды түрде жүзеге асу аймақтары: кең көлемді шөл және шөлейт белдемдері, теңіз бен көлдің аккумуляциялық жағалары және өзен аңғарларының құм материалы шоғырланатын бөліктері.

Жалпы эолдық үдерістер мынадай түрлерге бөлінеді: 1) дефляция – (лат. *deflare* - үрлеу) желдің әрекетінен борпылдақ топырақтарды үрлеп ұшыруы; 2) корразия (лат. *corrusus* – қыру, жону) желдің әрекетінен ұшатын қатты құм бөлшектер мен түйірлер арқылы түпкі тау жыныстарына механикалық әсер етуі: қажап бұзу, өңдеу, тегістеу, тесу; 3) эолдық материалды тасымалдау және шоғырлап шөгуі.

Желдің жылдамдығы мен жел арқылы ұшқан топырақ бөлшектерінің арасында тікелей байланыс бар. Желдің қозғаушы күші оның жылдамдығына тура пропорционалды, ал тасымалдау бөлшектердің мөлшеріне кері пропорционалды болады.

Эксперименталдық бақылау нәтижесінде желдің бастапқы жылдамдығына сәйкес құм бөлшектерінің мынадай мөлшерлері сай келеді.

Желдің жылдамдығы, м/с	Тасымалды құм бөлшектердің максималды мөлшері, мм
4,5 - 6,7	0,25
6,7 - 8,4	0,5Ұ
9,8- 11,4	1,0
11,4- 13,0	1,5

Бедердің дефляциялық және корразиялық пішіндері

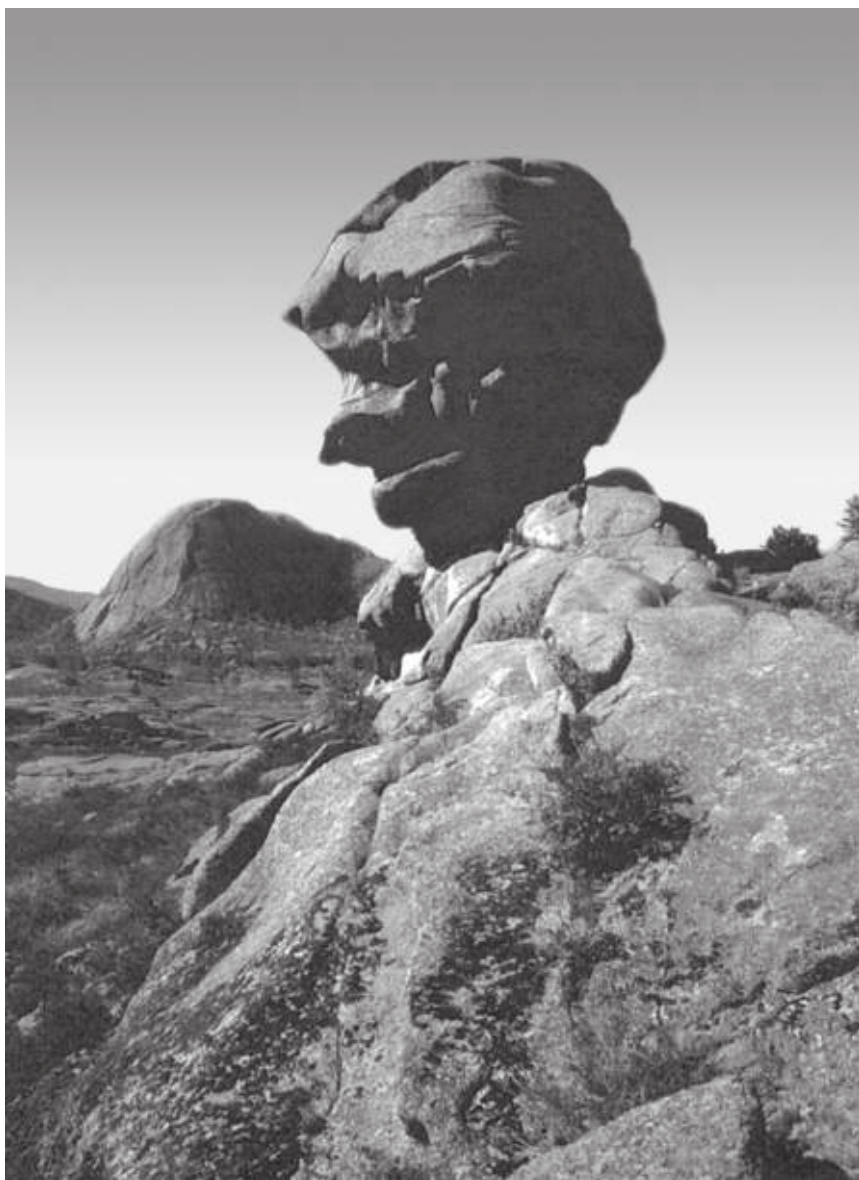
Жердің бетінде, соның ішінде Қазақстанның шөл және шөлейт өңірлерінде, әсіресе Маңғыстау мен Үстірт аймақтарында адам бойынан биік әр түрлі тас бағаналар, тас саңырауқұлақтар, тас

шарлар өрген қойдай жайылып жатыр. Олар көбінесе тасқашалау (коррозия) мен үрлену (дефляция) әрекетінен пайда болған. Жел айдаған миллиондаған құм түйірлері көбінесе жердің бетінен 1-2 м биіктікте ұшады. Сонда жартастардың сол деңгейдегі жатқан ірге тасын жел құм түйірлері арқылы қашап, жонып, тырнап, қырып, бұзып айдап алып кетіп0кейін «эолдық тас бағаналар», «эолдық тас мұнаралар» немесе «эолдық тас саңырауқұлақтар (95-сурет) тәріздес ерекше бедер пішіндерін құрайды. Сөйтіп желмен ұшқан құм түйірлері жартасты тау жыныстармен жанасып, абразиялық материал ретінде олардың сыртын өңдеп механикалық әсер етеді.



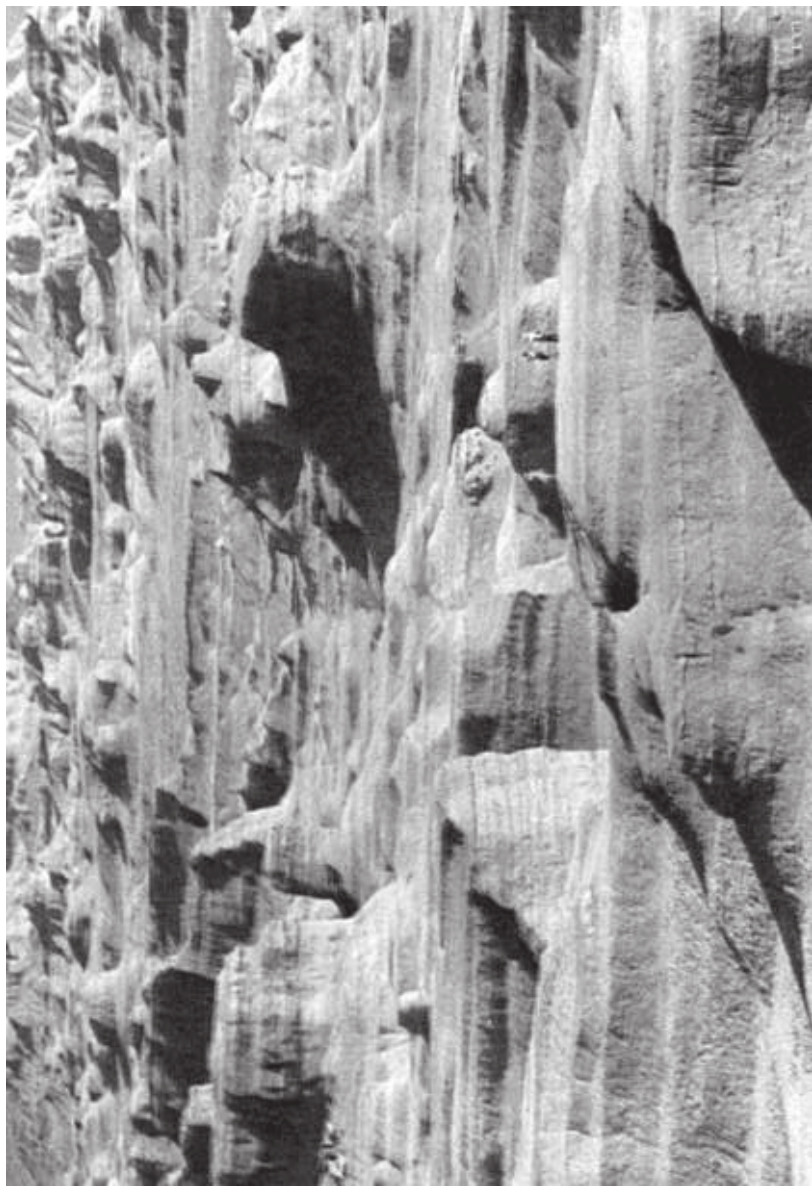
95-сурет. Сахара шөлі. Эолдық тас саңырауқұлақ (National geography, New York, 2001).

Жел қаққан жартастардың пішіндері олардың құрамы мен құрылысына тығыз байланысты. Жел өзінің табиғи әрекетіне орай нығыздығы шамалы икемді тау жыныстарға ықпал етіп, яғни құм және құмайт түйірлерін үргілей отырып, жартастардан неше түрлі қуыстарды және әр тереңдікті әр көлемді шұңқырларды қашап, ойып шығарады. Мұндай өңірлерде берік тау жыныстардан құралған жартастардан жел неше түрлі жануарларды, отырған құсты, басынан дулығасын шешпей ұйықтап жатқан алпауытты, сақалы ұйысқан шалды, кемпіртасты (96-сурет), шөккен түйені, қақпа-дарбазаны, ескі камалдарды, қираған қалаларды (97-сурет) және т.б. елестетін мүсіндер түзеді.



96- сурет. Кемпіртас (суретті түсірген О.В.Белялов)

Желдің осылайша қатты, берік тау жыныстарды бөліп қақпалау әрекетін *золдық қашаулау* (препарировка) деп атайды. Дефляция және коррозия үдерістердің әсерінен шаң-тозаңдардың



97- сурет. Жоңғар өңірі. Шайтан қала (Игерушілердің қандырған іздері, 1999)

үрленіп ұшуы және құйын жиі болатын шөлді аймақтарда жиі байқалады. Солардың әсерінен жер бетінде дөңгелек тәрізді немесе жел соққан бағытына қарай созылған сопақ пішінді көлденеңі оншақты метрге немесе жүздеген метрге жететін қазаншұңқырлар (котловина выдувания) пайда болады. Кейбір жерлерде осы дефляция нәтижесінде пайда болған бедердің теріс пішіндерін *ярданг* (98-сурет) деп атайды. Кейбір жағдайда дефляцияның әрекеті басқа үгілу үдерістермен қосылып қазаншұңқырлардың түбін әрі қарай тереңдете түседі. Осылайша түбі өте терең, көлемі аса зор ойпаңдар пайда болады. Мысалы, Каспий маңындағы Қарақия ойпаңының түбі жердің бетінен 300 метр төмен жатыр, ал теңіз деңгейімен салыстырғанда оның түбі 132 метрге дейін төмендеген.



98-сурет. Дефляциялық әрекетінен пайда болған “ярданг” бедер пішіндері (Travel notes in Xinjiang, China 1995)

Аридтік өңірлерде дөңгелек келген ерекше бедер пішіндері, яғни тасберіштер (конкрециялар) кең дамыған (99-сурет). Тасберіштердің пайда болуы тау жыныстарындағы кеуектер мен қуыстарда гипергенез және гидротермальдық үдерістер барысында ерітінділер есебінен қалыптасып шоғырланған құрамы



99-сурет. Маңғыстау өңірі. Алдыңғы қатарда қоршаған ортадан құрамы мен сырт пішіні тұрғысынан анық дараланып көрініс берген жұмыр пішінді тасберіштер. Артқы қатарында үстірт көтеріңкі өлкесін батыс жағынан шектеп тұрған құламалы кертпештер (шындар) (суретті түсірген В. Якушкин, 2005).

мен пішіні және беріктік тұрғысынан қоршаған ортадан анық ерекшеленетін коллоидтық және кристалды минералдық заттар жиынтығы. Тасберіштердің секрециялардан (тасшемендерден) айырмашылығы – оларды құрайтын заттардың орталықтан (ядродан) қуыстың сыртқы өңіріне қарай өсетіндігі, яғни әуелі қуыстың (кеуектің) орта тұсында ядроның қалыптасуы, одан кейін біртіндеп қалыңдай түсуі нәтижесінде кеуек (қуыс) болмысын түгел иемденуі. Тасберіштердің әртүрлі жылдамдықпен өсу салдарынан, әдетте «бір-біріне кигізілген» концентрлік қабатшалардан тұрады. Тасберіштер көбінесе жұмыр пішінді (дөңгелек, сопақша, цилиндр немесе конус тұрғылас) болады.

Дефляциялық үдерістер ауыл шаруашылығына едәуір зиян келтіреді. Жерді соқамен ұқыпсыз жыртқан кезде желдік эрозия (ветровая эрозия) пайда болуы мүмкін. Егер мұнда жыртылған жерлер тиісті қамқорлықпен пайдаланбаса, топырақтың жоғары құнарлы гумус қабаты өзінің тиісті құрылымын жоғалтып, желмен ұшып айдалып кетеді. Нәтижесінде жел эрозиясы мемлекетке жыл сайын көп зиян тигізеді. Ғалымдардың есептеуі бойынша, кейде 1 гектардан 125 тонна құнарлы топырақ желмен ұшып кетеді екен.

Тасымалдану. Жел жер бетіндегі ұсақ шаңдарды, тозандарды, құмайты, құмдарды үрлеп көтереді де, оны бүкіл жер жүзіне тасымалдайды. Мысалы, 1883 ж. Индонезиядағы Кракатау жанартауы атқылағанда оның күлі соншама биікке көтерілген, сөйтіп үш жыл бойында жерді үш рет айналып, аспанда ұшып жүрген. Тасымалдану жолының алыс-қашықтығы біріншіден, үгінді бөлшектерінің көлеміне және ауырлығына, олардың пішініне, екіншіден, жел күшіне байланысты болады. Ірілеу кесектер де құйын, дауыл кезінде жер бетінен көтеріліп, бірнеше мәрте ұшып, жерге аунап түсіп, домалап отырады. Мұндай тасымалдануды “сальтация” дейді. Ал, Эолдық тасымалданудың басты құрамы құм үгінділері. Олар көбінесе жер бетінен 1-2 метр биіктікте ұшады. Соның 80% жел құйынының аса төменгі қабатында 10-20 см биіктікте жылжиды. Сонда құм бөлшектері бір-бірімен соқтығысып, қақтығысып гуілдеген дыбыс шығарады, соқтыққан құм уатылып-ұсақталып, тегістеліп жалтырайды. Кварц түйірлері минералдардың ішіндегі ең бір

қаттысы болғандықтан, құмдар құрамының негізгі бөлшегі болып саналады.

Ал шаң-тозаңның тасымалдануы әдетте едәуір биіктікте болады. Шаңды дауыл кезінде ауа, биіктігі жүздеген метрге дейін ұсақ-тозақ бөлшектерге толып, олар желдің ықпалынан талай жерге тасымалданады.

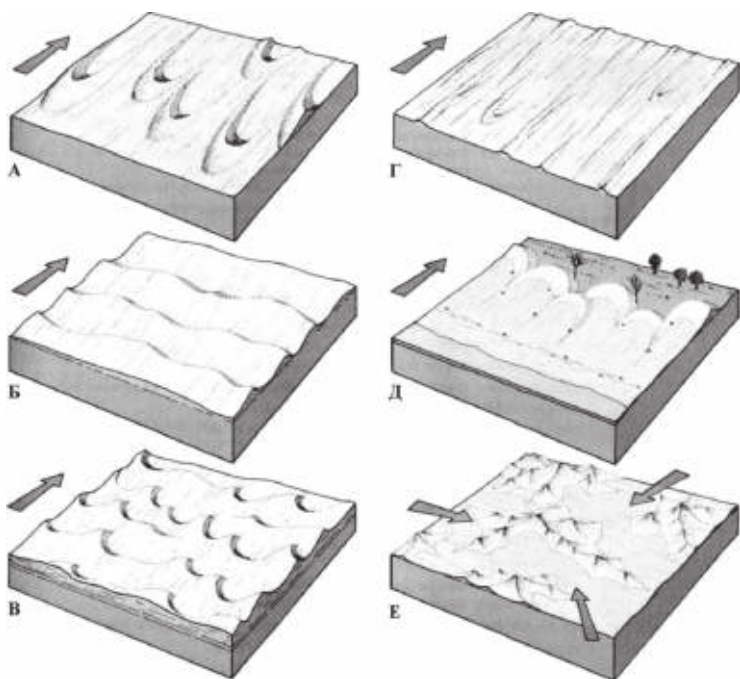
Құм-тозаңның қаншалық алысқа жететіндігін бір-екі мысалдан білуге болады. Мәселен, Ауған шөлдерінен ұшқан шаң Қарақұмға дейін жетіп, шөгеді. Қарабұғаз шығанағының суалған түбінен көтерілген тұзды тозақ Каспий теңізінен басып өтіп, Әзірбайжан бау-бақшаларының үстіне қонады. Сондай-ақ құрып бара жатқан Арал теңізінің түбінен ұшқан орасан мол тұзды шаң-тозақ Қазақстан шекарасынан тыс көптеген Еуразия елдерінің егіс даласына шөгіп, зиян тигізгені баршамызға аян.

Жалпы эолдық құмдардың жаралу тегі - өзен, көл, теңіз шөгінделерінен және эллювийлік шөгінділердің жел әрекетінен ұшып ұйытқылауынан пайда болған. Мысалы, Қарақұм ерте замандағы Әмударияның, Қызылқұм-Сырдарияның, Мойынқұм-Талас пен Шу өзендерінің, Балхаш маңындағы Іле өзенінің және көлдер құм шөгінділерінің желмен қайтадан ұшуынан түзелген.

Эолдық аккумуляциялық бедер пішіндер. Эолдық аккумуляциялық бедері құмдардың, шаң-тозаңның жел әрекетімен шоғырлануы нәтижесінде жер бетінде пайда болады. Эолдық аккумуляциялық пішіндердің жай түрі - құм үйінділері (песчаные бугры). Бұл алдымен биіктігі - 1,2 метрге жететін бұта, дөңбек тас секілді тосқауылдардың ық жағында қалыптасатын кішігірім жел бағытына сәйкес созылған дөңгелек дөңестер. Осы дөңестер өсе келе өзі де желге тосқауыл болып, құмдар оның алдында үйіле бастайды. Ақырында тосқауылдар құмның астында көміліп, биіктігі 5-6 метрге дейін жететін симметриялық эолдық үйінділер түзеледі.

Желдің үрлеген бағытына қарай орналасқан бойлық және көлденең эолдық пішіндерді ажыратуға болады (100-сурет).

Қырқа құмдар (грядовые пески) - ұзындығы бірнеше километр, биіктігі 10-м-ден 30 м-ге дейін жететін желдің тұрақты бағытына қарай жаралған құмды тізбек қырқалар Б. А. Федоровичтың (1983) көзқарасы бойынша қырқа құмдар немесе



100-сурет. Желдің соққан бағытына сәйкес қалыптасқан құмды бедер пішіндері (Edhard J.Tarback, Frederick K. Lutqens, 1990)

құмдық қырқалар желдің құйын тәрізді таралуынан, құмның жел екпіндерінің жазық бағытта шыр айналып ұшып борауынан қалыптасады. Себебі құйынды жел құм түйірлерін төмен өңірлерден ұшыртып әкетіп, солардың арасында пайда болған қырқаларға әкеліп үйеді. Сонымен қатар құм басым желдердің бағытына сәйкес қырқа бойымен ауысып жылжи береді де, оның ұзаруын қамтамасыз етеді. Нәтижесінде бір-бірімен жарыса созылып жататын жіңішке қырқалар түріндегі құм массивтері қалыптасады. Қырқа құмдардың өздеріне тән сипат белгісі - жел жақ беткейі мен ық жақ беткейінің көлбеулігі жөнінен олардың бір-бірінен айырмасы жоқ. Қырқа құмдарды көбінесе өсімдік басып жатады.

Құм бедерлерінің мұндай түрлері Орта Азияда, Сахарада, Аравия елдерінде, Австралияда кең тараған. Қазақстанда Аралмаңы, Қызылқұм, Оңтүстік Балхаш, Каспиймаңы жазықтарында және Мойынқұм шөлдерінде ең басты бедер пішіндерін құрайды.

Жел бағытына көлденең орналасқан пішіндерге құм шағылдар (барқандар), барқан тізбектері және параболдық құмды дөңдер (параболические дюны) жатады.

Барқандар (құм шағылдар) – симметриясыз, үстінен қарағанда жарты айға ұқсаған немесе орақ пішіндес жел ескен бағытқа көлденең орналасқан құм бедері (101-сурет). Оның екі жақтағы ұшы жел соққан бағытты көрсетеді. Жел жақ беті жайпақтау $10-15^\circ$, қарсы ық беткейі қысқалау еңкіш - $30-35^\circ$ дейін жетеді, яғни құмның табиғи құлама бұрышына сәйкес. Екі ұшының арасында жел ұйытқығандықтан ойма шұңқыр пайда болады. Барқанның көлемі әр түрлі. Кішкене барқандардың биіктігі 3 м-ден 8 м-ге дейін болады. Атакама шөлінде олардың биіктігі 40 м-ге, көлденеңі 200-300 м-ге жететін түрлері бар. Іле өзеннің оң жағалауындағы Қалқан құм төбесінің биіктігі - 70 м. Барқандар бір орында тұрмайды, жел соққан бағытқа баяу жылжи береді. Мысалы, Қарақұм шөліндегі барқандардың жылжуы ай сайын 12 м-ге дейін жетеді.

Үлкен барқандарға қарағанда аз көлемді кішкене барқандар орнынан тез ауысады, олар үлкен барқанның жел жақ беткейімен жылжып, “өрмелеп” отырып нәтижесінде ірі көлемді “күрделі”, “полисинтетикалық” барқандар қалыптастырады. Осы барқандардың пайда болуы туралы басқа да ұғымдар бар. М. П. Петрованың пікірі бойынша, кішкене барқандардың түзілуі үлкен



101-сурет. Іле өзен жағалауы. Аяқ қалқан маңындағы сусылдақ “Өнші құм” (Суретті түсірген. В. Якушкин, 2005)

барқандардың жел жақ баурайындағы құйынның әрекетіне байланысты.

Алматыдан не бәрі 150 шақырым жерде, жоғары айтылған Іле өзен жағалауындағы Қалқан құм төбелердің өңірінде таң қаларлық табиғи құбылыстар байқалады. Мұнда жел соққан кезде құм үн шығарады. Оның дауысы айналасы ондаған километрге дейін айқын естіліп тұрады. Бұл ғаламат табиғат құбылысын былай деп түсіндіруге болады: шаң-тозаңсыз таза құм түйірлері желмен ұшқан кезде немесе ұсақ түйірлердің құм төбесінен баурай бойымен сусып, сырғанап ауысқан жағдайларында, олар өзара бір-бірімен соқтығысып үйкелеуінен аздап дыбыс шығарады, ал сусымалы құмнан құрылған биіктігі 70 метрлік кеуекті құм төбе камертон ретінде бұл дыбысты одан әрі күңіретіп, гүлдетіп күшейтеді. Жұрт мұндай құм төбені сусылдақ "Әнші құм" (поющие пески) деп атап кеткен. (101-сурет).

Қаламгер-натуралист Сапарбай Парманқұлов өзінің «Жұмбақ сарқырама» атты кітабында осы ғаламат құбылысты тамашалап шығарған өлеңінде былай деп жазады:

Құм, қып-қызыл құм сусиды, сол сусып жатып әлдебір мұңға берілгендей сыңсып ән салады;

Құм, қып-қызыл құм сусиды, сол сусып жатып әлдекімге қырыс қабақ танытқандай айқайлап дауыс көтереді;

Құм, қып-қызыл құм сусиды, сол сусып жатып әлденеге қосыла жарысқандай гүрілдеп айналаны жаңғырықтыра түседі...

Жел бағытына көлденең орналасқан аккумуляциялық құм бедерлеріне барқан тізбектері жатады. Барқан тізбектері деп барқандардың бірінен соң біріне ұзына бойы тізіліп созылған, күрделі барқандарды айтады. Әдетте барқан тізбектері бір-біріне қатар, параллель орналасады. Барқан тізбектерінің ұзындығы әдетте 3-5 км болады, дегенмен ұзындығы 20 км, көлденеңі 1 км, биіктігі 100 м-ге жететін құмды жоталары да байқалады. Жағалық шағылдар (дюналар - нем. *dune* - құм төбе) – теңіздердің, көлдердің және өзендердің жағаларында жел айдап үюден пайда болған бедер пішіні. Жағалық шағылдар тұрақты жел бағытының көлденең орналасады да, көбінесе қатар

тізбектеліп жатады. Олардың биіктігі кейде 300 м-ге дейін жетеді, беткейлері ассиметриялы болады: жел жақ беткей жатық 5-12°, ал қарама-қарсы, ық жағы еңкіш - 30-35°-қа дейін жетеді. Желдің әсерінен құм төбелер баяу жылжып, егістікті, бақтарды, жолдарды, арықтарды тіпті қыстақтарды басып қалуы ықтимал (102-сурет). Жағалық шағылдар Батыс Еуропаның Атлант мұхиты жағалауында, Балтық теңізі, Ладога, Онега, Балқаш көлдері мен Арал маңында кең тараған.

Эолдық аккумуляциялық пішіндерге жеке пирамидалдық жағалық шағылдар (дюналар) жатады. Мұндай эолдық түрлер өте сирек кездеседі.

Пирамидалдық құм шағылдар әр бағытта соққан желдердің қиылысу әсерінен пайда болуы мүмкін. Мұндай құм шағылдар Сахарада және Орта Азиядағы құмды шөлдерде етек алған. Солтүстік Дағыстанда көлемі өте ірі Сарықұм деген жеке құм шағыл бар. Оның биіктігі 15 м-ден асады. Ол әр бағыттағы



102-сурет. Көшпелі құм алқаптарымен шектес жатқан шұрайлы өлкелер. (Travel notes in Xinjiang, China, 1995)

жел ағындарының қиылысқан жерінде орналасқан. Желдің бір бағыты солтүстік батыстан оңтүстік шығысқа немесе кері бағытта Дағыстан жоталары етегін бойлап ұйытқыса, ал екіншісі оған көлденең Шура өзені аңғарының бойымен жоғары немесе судың құйылысына қарай төмен соғады. Биіктігі 150 м-лік пирамидалдық құм шағылдар Ирандағы Деште Лут шөлінде де кездеседі.

Қуаңшылық аймақтардағы теңізге жақын орналасқан тау жоталарының етегінде пирамидалдық құм шағылдарға ұқсас құмды түзілімдер жиі кездеседі. Бұлардың биіктігі 150-200 м. Құм шағылдардың қоректену көзі - теңіз жағалауларының бойындағы құмдар. Бұл жағдайда теңізге төніп тұрған биік тасты құздар қозғалмалы құмдардың табиғи бөгеті болып тұрады.

Жоғарыда айтылған барлық құм үйінділерінің жел жақ бетінде жел бағытына көлденең ұшырасқан, күрделі түрде ирелендеп тарамдалған толқындар іспетті шағын-шағын микропішіндер жүйесін – шымырдың эолдық белгілері (эоловые знаки ряби) дейді. Бұлар құм үйінділерінің ішіндегі ең тұрақсыз, қозғалмалы, әрдайым желдің динамикалық ықпалына бейімделген ерекше микропішіндер. Соққан жел ұшырып алып келген құм түйірлерін осы микропішіндердің ық жағына айдап үйеді. Соған байланысты жалпы құм үйінділері үнемі жыл сайын бірнеше сантиметрден бірнеше ондаған метрге дейін ілгері жылжып отырады. Нәтижесінде олардың жолында тұрған неше түрлі құрылыстарды, ағаштарды, бұталарды көміп тастайды. Көшпелі құмның халық шаруашылығына едәуір зияны бар (102-сурет). Тарихта көне заманнан белгілі шөлді аймақтардың ірі қалалары, гүлденген алқаптар, бау-бақшалар түгелдей құм астында көміліп қалғаны баршамызға аян.

Қуаң климатты елдерде құрылысты салу және ауыл шаруашылығының жарамды жерлерін ұқыпты пайдалану үшін алдымен лайықты шараларды қарастырып, жылжымалы құмдарға қарсы әрекет жүргізілуі тиіс. Осы мақсаттар жүзеге асу үшін қазіргі кезде бірқатар тәсілдерді пайдаланады: 1) құмның жылжу жолын бөгеу үшін қыстығүні қар тоқтатқандай қалқандар қою; 2) құмға өсетін өсімдіктерді (бұталар, қарағайлар, ормандар, шөптер) өсіру негізгі тәсілдің біріне саналады; отырғызылған

өсімдіктер өзінің тамырын жая отырып, құмның беткі қабатын сәл бекітіп қозғалтпайды; 3) мал жайылған жерлерді ұқыпты пайдалану, әсіресе шөпті басып тастаған мал айдалған жолдарға назар аударып, тиісті шаралар жасау.

Лёсстен құрылған бедер пішіндері

Аккумуляциялық бедер пішіндерді құрған *лёсс жынысы* жер бетінде кең ауқымды алып жатыр, сондықтан мұны ерекше тақырыпқа бөліп талқылауды жөн көрдік.

Лёсс Қазақстан мен Орта Азияның шөл мен шөлейт аймақтарының шеткі зоналарда ұштасатын биік тау етектерінің ық жағында және тау баурайының әр деңгейінде жиналған. Олардың негізгі көздері көршілес жатқан кең ауқымды құмды массивтер (Қарақұм, Қызылқұм, Мойынқұм, Балқаш маңындағы құмдар және т.б.) болып табылады. Лёссі тау жыныстар Орыс жазығының оңтүстік бөлігінде, Қытайда (Лёсс провинциясы) және тағы басқа аймақтарда кездеседі.

Лёсс төрттік кезең шөгінділерінің арасындағы кең тараған тау жыныстардың бірі. Оның басқа тау жыныстармен салыстырғанда өзіне тән мынадай төменгі қасиеттері бар.

Лёсс (нем. *loss* - жұмсақ, болбыр) негізінен диаметрі 0,1-0,01 мм аралығындағы өте ұсақ бөлшектерден тұратын құмайты, жақсы іріктелген таужынысы. Құрамында құм бөлшектері (1-0,1 мм) өте аз, олар 1%-дан аспайды, сазды топырақтар (0,01 мм-ден кіші) - 15%-дан 40%-ға дейін, коллоид фациялары - 2,15%.

Минералдық құрамына қарағанда лёсс көбінесе кварцитті болады, ол барлық бөлшектердің 50%-ын, кейде 80-90%-ын құрайды. Мұнымен қатар лёссің құрамында дала шпаты, слюданың қабыршықтары, карбонаттық түйірлер (10-25%) аксессуарлық минералдар да бар. Бытыраңқы тараған карбонатты бөлшектерден басқа лёсстың құрамында тырнатастар (журавчики) деп аталатын ізбесті тасберіштер (конкрециялар) көп кездеседі. Бұл тасберіштердің ішкі жағы әдетте қуыс болады. Карбонаттармен қатар лёсс топырағында уақ саңылаулар өте жиі таралған. Бұл лёсстың өзіне тән борпылдақ қасиетінен басқа құрамында өте кішкентай, домалақтау келген тік бағытта орналасқан әк түтікшелерінің болуынан. Осы қуыстар лёсстың

шоғырлану кезінде жер бетінде қалған өсімдіктердің түбі мен сабақтарының қалдықтарынан пайда болған.

Лёсс тау жыныстарының өзіне тән қасиетінің бірі - шөгу қасиеті. Оның бұл қасиетті былай деп түсіндіруге болады: қайта-қайта дымқылданып, ылғалды мол сіңірген және кеуіп қалған жағдайларда лестің көлемі үстіне салмақ түскен сайын кеміп, шөгіп отырады, сөйтіп, оның үстіне салынған құрылыстар деформацияға ұшырап қирауына әкеліп соқтырады. Демек, лёссің шөгу қасиеті оның ұсақ кеуекті қуысты болуына және карбонаттылығына байланысты. Ал, құрғақ кезінде лёсс едәуір берік. Сонымен, қатар лёсс дәнекерленбеген жұмсақ тау жыныстарына жатады, оны қолмен оңай сындырып, күрекпен қазып алуға болады.

Лёсс тау жыныстарында қабатталу белгілері байқалмайды. Бұл біркелкі бөліктерден тұратын бағана тұрқылас пішіндер, құлама құздар мен тік жарлар түзуге бейім тау жынысы (103-сурет).



103-сурет. Лёсс бағаналары

Лёсстің түсі ашық-сары, сарылау, сұрғылттау, ашық-сұр болып келеді. Сондықтан, лёссті сары топырақтар деп те атайды. Лёсс тау жыныстары көбіне төрттік кезеңде қалыптасқан, кейде неоген түзілімдерінде де кездеседі. Сөйтіп, лёсс өзгеше, өзіне тән, басқа шөгінділерге ұқсамаған, ерекше қалыптасқан тау жынысы. Ерекше көңіл аударатын бір жайт - жоғарыда айтылған тау жынысының қасиеттерінің жиынтығы тек лестің өзіне ғана лайықты деп санауға болады. Егерде осы қасиеттердің біреуі ғана болмаса, онда ол лёсс емес, ол лёсске ұқсас сазды топырақ немесе лёсс тәріздес құмдақтар (лессовидные суглинки).

Жер бетіндегі лёсс және лесске ұқсас тау жыныстарының аумағы 13 млн. км²-ден астам, олар бүкіл жер бетінің 10% алып отыр. Кейбір өңірлерде лёсстің қалыңдығы 100 м-ге дейін жетеді. Жер бетіндегі бедердің әр түрлі пішіндері мен элементтеріне байланысты лестің кеңістікте белгілі геоморфологиялық орны жоқ Таулы аймақтарда олар теңіз деңгейінен 4000 м. биіктікте кездеседі. Мысалы, Орта Азия мен Қазақстанда лёсс тау жыныстары өзен аңғарларының бойында, тіпті биік-биік суайрық үстінде, таулар етегінде, және таулар арасындағы ойпаңдарда жиі тараған. Яғни, лёсстер бедердің кез келген пішіндері мен элементтерінің бетін тұтас желек түрінде жаппай көмкеріп жататын қалыңдығы бірнеше метрге жететін жамылғы түзілімдер. Лёсске ұқсас топырақтар одан да кең тараған. Бұлар, әдетте, жер бетінде жамылғы тау жыныстарға жатады және көбіне қуаң климаттық аймақтарда және шөл далаларда, жайпақ суайырықтарда жиі кездеседі.

Лёсс тау жыныстарының қалыптасуы туралы ғалымдар арасында көптеген пікірлер бар.

Олардың ішінде ғарыштық (космостық) (Кейльгак, 1920); теңіздік, көлдік, сулы-мұздықтық (Кропоткин, 1876); Докучаев, 1892) эолдық-мұздықтық (Тутковский, 1899); эолдық-делювийлік (Рихттофен, 1877); Эолдық (Обучев, 1911); топырақтық-элювийлік (Берг, 1916); аллювийлік (Ляйель, 1864); делювийлік (Павлов, 1887); жанартаулық (Тегурри, 1957) генезистері бар. Осы жаралу тектерінің болжамдарына шолу жасағанда, лёсс қабаттары әр түрлі жолмен қалыптасқан деген келісімге келуге болады. Лёсс әр генезиске жататын тау жыныстардың петрографиялық

түрі. Басқа сөзбен айтқанда, лесс таужыныстары үшін белгілі литологиялық және физикалық қасиеттерінің ұштасуы тән және олардың қалыптасуы әр түрлі географиялық жағдайларда бола береді. Оны Евразия материгінің Азия бөлігіндегі таулардың биік зоналарынан бастап, төмен өңірлердегі барлық бедер пішіндерінде кездеседі деуге болады. Лёсстың таралуы әр жерде әр түрлі. Көптеген ғалымдардың жорамалы бойынша лесс жел әсерінен ұшқан шаң тозандардың жиналуынан пайда болған. Олар Орталық Азияның шөлдер мен шөлейт массивтерінің шеткі зоналарында тараған. Дүние жүзіндегі биік таулар (Тибет, Куньлунь) баурайларының әр деңгейінде және қайта шайылып шөккен тау етегіндегі делювийлік-пролювийлік шөгінділерде кездеседі. Орта Азиядағы ең үлкен Тарим ойпатында желдер Тибеттен, Памир тауларынан мен Тянь-Шань тауларынан соғады, солардың ішінде Моңғол таулы қыратынан соққан жел ең басымды және олар Такла-Макан шөл бедерлерінің қалыптасуында елеулі рөл атқарады. Нақ осы солтүстік-шығыстан Тарим ойпатына алай-дүлей соққан көктемгі кезеңдегі қара дауылды орыс саяхатшылары Н. М. Пржевальский (1875-1876), В. А. Обручев (1900-1901) суреттеген. Нәтижесінде Такла-Макан шөлінің көп бөлігінде әржақтан ұмтылған желдер аса зор аумақты (биіктігі 100-150 м.) жылжымалы барқан тізбектерін құрады. Такла-Макан шөлінің ортасында ауа жылынуының салдарынан ауа массасы жоғары 1,5-2 мың метрге дейін биіктікке көтеріліп, ауа ағысы арқылы жан-жаққа тарайды. Ауамен бірге көтерілген шаң-тозаң желдің жылжу жылдамдығы бәсеңдегеннен кейін шөлдің шет жағаларында шөгеді. Нәтижесінде Такла-Маканның оңтүстік жиегіндегі тау етегіндегі және 3000-4000 метрге дейін биіктікке жеткен тау баурайларында лёсс топырағы кездеседі.

Енді Оңтүстік Балқаш маңындағы және Іле өзені аңғарындағы құмдар мен лёсстің орналасу жағдайларын қарастырайық. Балхаш маңының солтүстік-батыс және солтүстік-шығыс бағытта алмасып отыратын маусымды желдер Тауқұм және Сарыесік Атырау тізбекті құм массивтерін құрайды және осы желдердің тең әсерлі бағыты бойынша (по направлению равнодействия этих ветров) тізбекті құмдар оңтүстік-шығыс бағытқа созылып жатыр. Мұнда желдің орташа жылдамдығы 6-7 м/с, ал кейбір

күндері секундiне 40-м-ге дейiн жетедi. Бiрақ Iле Алатауына жақындаған сайын желдiң жылдамдығы бәсеңдейдi. Мысалы, Алматы қаласынан небары 70 км қашықтықта орналасқан Қапшағайдағы құйындатқан жел бүкiл елге мәлiм, ал Iле Алатауы бөктерiндегi тау етегiндегi жазығында жел мүлдем жоқ деуге де болады. Анда-санда ғана таудан жазыққа және жазықтан тауға соққан желдердi байқауға болады. Қазiргi кезде Iле Алатауының етегiндегi Алматыдан жоғары дамыған жазық беттi саты тәрiздi тау бөктерiндегi төбешiктер (прилавки) түгелмен дерлiк ләсс материалынан құралған. Ләсс орман белдеуiнiң жоғары шекарасына дейiн, яғни 2600-2800 метр биiктiкте тараған. Тау баурайында жатқан ләсс, әрине, кейiнгi деллювийлiк шайылу процесiне ұшыраған, сондықтан ләсс шөгiндiлерiнде кейде қабатталу белгiлерi де пайда болуы ықтимал, немесе таудан шайылған қиыршық тастармен де араласады.

Орталық Қазақстанның шоқылар аймағы, әсiресе оның оңтүстiк жағындағы тасты шөлдер мен шөлейттер және құрғақ дала белдемдерi ежелден берi жалғасып келе жатқан дефляция үдерiсiне әбден ұшыраған аймақтар. Осындай шанды құрғақ дауылды Қарағанды қаласының тұрғындары “қарағанды жаңбыры” дейдi екен.

Ләссстердiң ыстық климаттық аймақтарда таралуына байланысты оларды “жылы” немесе “шөлдiк” ләссстер деп атайды. Сонымен қатар мұздықтардың еруiне байланысты ләссстер мұздықтармен шектес жатқан кең ауқымды перигляциялық жазықтарда ерiген мұздық сулардың жайылуынан тұнған өнiмдер деп ғалымдар пайымдайды. Оларды “салқын ләсс” деп атап кеткен.

Қорыта айтатынымыз, ең алғаш ләсс туралы ойлар, пiкiрлер туралы әр саладағы ғалымдар әр түрлi әдiстемелiк жолмен зерттеген, сондықтан өзара келiспеушiлiктер туған. Кейiн геологтардан бастап, топырақтанушылар, литологтар, геохимиктер, географтар, грунтанушылар және т.б. саладағы ғалымдардың кешендi зерттеулерi арқылы бiраз iс атқарылды. Нәтижесiнде, ләссстiң қалыптасуы қоршаған ортаның әр түрлi табиғат жағдайына байланысты екенiн айқындады.

Шөл аймақтарының аридтық-денудациялық бедер пішіндері

Қуаң және жартылай қуаң аймақтарда құмды шөлмен қатар тасты және сазды шөлдерде кең тараған. Оларда бедердің әр түрлі дефляциялық пішіндері дамыған. Бүкіл тасты шөл аймақтарында бытырай шашылып жатқан тау жыныстар сынықтарының сыртқы беті, сондай-ақ жартастардың беттері күнге күйген қоңыр-қошқыл немесе қара түсті жылтыр жұқа қабықшамен қапталған. Бұл – ылғалға тапшы аймақтардағы тау жыныстары температурасының күрт өзгеруі жағдайында, олардың біресе ылғалдану, біресе қақталу процестері алмасуы нәтижесінде және капиллярлық тартылуымен байланысты тау жыныстарының өзінен шыққан тұз қалдықтары. Бұны шөл тотығы (пустынный загар) дейді. Бұлар негізінен темір және марганец тотықтарынан тұрады немесе М. А. Глазовскаяның пікірі бойынша, оксидтық және гидрооксидтық марганецке, темір және басқа элементтеріне байланысты, микроорганизмдердің биохимиялық реакциясы.

Сазды шөлдердің үсті әдетте лёстен және лёске ұқсас борпылдақ тау жыныстардан құрылған. Бұл өлкелерді негізінде судың жетіспеуіне байланысты ғана шөлді дала деп атайды. Суарған кезде, әр түрлі өсімдіктердің өсуі арқылы бұл топырақ өзінің құнарлығын тез арада арттырып, гүлденген алқапқа айналуы мүмкін. Сазды және шөлейт аймақтарда *тақыр* деген ерекше пішіндер ұшырасады. Тақырлар (түріктес - тақыр - тегіс, жалаңаш) түбі теп-тегіс өсімдік өспейтін, мезгіл-мезгіл кеуіп қалып отыратын саз көлшіктердің жазық түбі. Олар су іркілетін ойпаң жерлерде пайда болады. Түбінің беріктігі сондай, аттың тағасы да із қалдыра алмайды. Тақырлардың аумағы бірнеше шаршы метрден 10-12 км²-ге дейін жетеді. Көктемде қар еріген кезде немесе нөсер жауғанда сазды даланың үстінде көптеген кішігірім ойпаңдардың түбінде саз балшық топыраққа қаныққан су жиналады. Жазда су буланып кеткеннен соң сазды материал тұнбаға айналып, құрғап және тығыздалып қатты тегіс жылтыраған жазықтыққа – тақырға айналады. Сонан соң тақырдың беті тобарсып, айқұш-ұйқыш жарықтармен шимайлана шатынап, көп бұрышты бөлшектерге бөлініп кетеді (104А-сурет), (104Б-сурет).

Тақырдың беткі қабаты тығыздалып, берік болуына эфемерді су қоймасында өсетін микроскопиялық көкжасыл балдырлардың

қатысы бар деген тұжырым бар. Тақырлар сорлардың эволюциялық процесінің нәтижесінде құрылуы да ықтимал.

Жылдық жауын-шашынның аз болуына қарамастан, сазтопырақты далаларда біртұтас өсімдіктер жамылғысы болмағандықтан, қарқынды эрозиялық пішіндердің дамуына алып келеді. Әсіресе нөсерлі жауын-шашын сазды топырақтарды шайып кетіп, әр түрлі эрозиялық бедер пішіндердің құрылуына қолайлы жағдай жасайды. Нәтижесінде өте жиі тілімделген бедленд (ағылш. *bad land* - “жарамсыз жер”, “дурные земли”) деген эрозиялық ландшафт пайда болады (105-сурет). Мұндай сүеткізгіштігі өте қиын, жүруге қолайсыз, өсімдік жамылғысы жоқ, ауылшаруашылығына пайдалануға келмейтін жерлер Орта Азия мен Қазақстанның тау бөктерлерінде, ОҚытайдың лесс провинциясында жиі кездеседі.

Әдетте бедленд – борпылдақ немесе шамалы дәнекерленген сазды тау жыныстардан құралған, әбден тілімделген, егін шаруашылығына жарамсыз алқап. Сай торларының тереңдігі мен жиілігі соншама, олардың құламалы қабырғалы жағаларының бірімен-бірі шектесіп, тұтасып, ақырында үшкір тістерге ұқсаған неше түрлі иірімделген қырқаларды жасайды. Осы тектес бедер тау етегінде әр түрлі биіктіктерде таралады. Классикалық бедленд Солтүстік Америкадағы Сенгір тауларының (Скалестые горы) шығыс етегінде және Орта Азияның тау бөктерінде, Түркмениядағы Копетдаг тауының кейбір жоталарында және Маңғыстау түбегінде кең тараған.

Адырлар - Орта Азияда және Қазақстанның оңтүстігінде шөл және шөлейт аймақтарда дәнекерленіп қалған борпылдақ тау жыныстардан тұратын аласа тау қапталдарында немесе тау аралық ойпаңдар өңірінде ұшырасатын сай-саламен тілімделген дөңесті және белесті шағын жалаң қыраттар шоғыры. Ежелгі ысырынды конустар шлейфтердің көтерілуі және өзгерілуі нәтижесінде пайда болған. Айналасынан жүздеген метр биік болады. Көбіне окшауланып қалған сайлы-жыралы төбелі-жонды тау бөктерлерін де адырға қосады.

Климаты қуаң шөлді аймақтарда, жоғары тақырыптарда айтылып кеткендей, құрғақ өзен аңғарлары, ысырынды конустар және теңізге жетпей кеуіп қалған өзен аңғарларының ішкі континенттік атыраулары сияқты флювийлік пішіндер кең тараған.



104 а-сурет. Көп бұрышты бөлшектерге бөлінген тақырдың беті (Суретті түсірген В. П. Бондарчук).



104 б-сурет. Тақырдың көпбұрышты бөлшектерінің беті (Суретті түсірген В. П. Бондарчук).



105-сурет. Бедленд (Land resources in the loess plateau of China, 1986)

Шөл және шөлейт аймақтарда ерекше дамыған пішіндердің бірі - айнала тұйық жеке *ойпаңдар*. Олардың ені ондаған метрден ондаған километрге, тереңдігі бірнеше метрден 200 м-ге дейін жетеді. Ірі ойпаңдардың құламалы жағалары жыралармен тілімделген, түбінде көбінесе сор және тұзды көлдер орын тепкен. Олар алғашқы болған көлшіктердің қалдығы немесе жер астындағы тұзды сулармен байланысты болуы ықтимал. Ылғалды мерзім кезінде ойпаңдар суға толып көлдеп жатады, құрғақ кезінде сорға айналады. Кейбір сорлар кристалды тұздардың қабатымен жаппай көмкерілген. Мұндай алқаптар тұзды жазықтар деп аталады. Тұз қабаттары кристалдану кезінде көпбұрышты бөлшектерге жарылады. Кейін тұз кристалдары өсе бере көп бұрышты бөлшектердің шетін жоғары қарай бүгіп, ойпаңдар түбінде ерекше микропішіндер – тұз шоғырларын (соляные торосы) құрайды. Мұндай микробедерді Каспий жағасындағы Қара-Бұғаз көл шығанағының бұрынғы түбінен көруге болады.

Сорлар (солончаки) – шөлді ландшафта жиі кездесетін бедер элементтері. Олар терригенді материалмен толған сайын және

капиллярлық судың көтерілуіне байланысты түбі ылғалды, батпақты немесе қабыршықты сорларға айналады. Қабыршықты сорлардың пайда болуы терригенді материал тұзбен жымдаса дәнекерленуі нәтижесінде құралады. Қабыршықтың беті құрғаған кезде олар бұзылып ұсатылады да, тұз кристалдары терригенді бөлшектермен араласып іркілдек сорларды (пухлые солончаки) түзеді. Кейін іркілдек сорлардың құрғақ топырағы жел әрекетіне ұшырып әкетіледі, сондықтан ойпаттардың түбі әрі қарай тереңдей түседі. Егер жер астындағы сулардың деңгейі төмендей берсе, онда тереңдеу процесі одан әрі жалғасады. Осылайша, сорлы-дефляциялық ойпаттар қалыптасады. Бұл қатарға жоғарыда айтылып кеткен Қарақия ойпаты теңіз деңгейінен төмен (-132 м), Ливия шөліндегі Каттар ойпаңы (-134 м) және Қытайдағы Турфан ойпаты (-154 м) жатады. Үстіртте әр ірі тұйық ойпаңдардың сыртқы ық жағында басымды желдің бағытына қарай үйілген құмдарды байқауға болады. Осындай тұйық ойпаттардың жаратылысын кешенді түрде зерттеу керек. Олардың пайда болуына желдің әрекетінен басқа геологиялық құрылымының маңызы зор. Мысалы, олар кейде антиклин күмбездерінің иілу орындарында, яғни екі қапталынын жапсарласу жерінде немесе опырықтардың орта бөлігінде орналасқан және карст немесе суффозиялық үдерістерге мүмкіндік туғызатын икемді литологиялық жағдайларда қалыптасады.

Желдің дефляциялық үдерістеріне байланысты, басымды желдердің бағытына сәйкес Каспиймаңы жазығында, көбінесе Құма және Жем өзендері сағаларының аралығында ерекше төбелер – бэр төбелері (бэровские бугры) таралған. Бұлар – биіктігі 10 м-ден 45-м-ге дейін, ұзындығы 25 км-ге дейін, ені 200-300 м. сопақ пішінді, бір-біріне параллел келген ендік бағытта орналасқан тізбектер мен төбелер. Жоталарының аралығы 1-2 км. Мұндай төбелерді алғашқы рет ХІХ ғасырдың ортасында орыс академигі К. М. Бэр зерттеген. Бэр төбелері Қазақстан шөлді аймағынан басқа Түркменстанның батыс жағында да кездеседі.

Эолдық үдерістермен кейбір пайдалы қазбалар байланысты. Мысалы, эолдық шашылымдар әдетте аллювийлік және теңіз жағалауындағы құмдардың желмен қайта ұшырып електенуінен түзіледі. Мұнда ауыр минералдардың шоғырлануы ұсақ құмдар

мен құмайт және шаң-тозаң материалының желмен үрленіп кетуінен, орнында іріктелген ауыр фракциялар қалып, шашылымдар құрылуы ықтимал.

Дефляциялық үдерістеріне байланысты оңтүстік-батыс Африкадағы Намиб шөліндегі алмас шашылымдары кең дамыған. Мұндай шашылымдар Монголия мен Австралияның шөлді аймақтарында да етек алған.

28. Теңіз жағалаулық үдерістер мен бедер пішіндері. Жаға туралы түсінік

Жаға – құрлық пен теңіздің шекарасы. Бұл шекара картада сызық арқылы көрінгенімен, шындығында құрлық пен теңіздің өзара қарым-қатынасы әрекетінен пайда болған жағалық белдем.

Жағалық зона өз жағасынан, яғни оның суға дейінгі бөлігі және су түбіндегі жағалық беткейден құрылады. Жағалық белдемнің құрылуы алдымен теңіз толқындарының әрекетіне, ал толқын ағыстары тектоникалық қозғалыстар мен жағалық зонаның геологиялық құрылысына, онымен бірге теңіз көтерілуі мен оның қайту құбылыстарына байланысты (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988).

Жағалық зонаның төменгі және жоғарғы шекаралары толқындардың жағамен динамикалық байланысу ықпалымен шектеледі. Оның төменгі шекарасы толқын ұзындығының жартысындай тереңдікте немесе толқындардың деформация түзілген тереңдігінен басталады. Ал жоғары жағындағы шекара теңіздің көтерілу кезіндегі толқындардың шашырау сызығына жеткенге дейін белгіленеді. Теңіз жағасында теңіз толқынының шарпуы әрекетінен пайда болған үйінділердің жиынтығын жағажай (пляж) деп атайды. Су астындағы жағалық беткейлерге қарағанда жағажай көбінесе құмдардан, өңделген қиыршық тастардан және жәндіктердің қалдықтарынан құрылады.

Морфологиялық түріне қарай жағажайлар толық бейінді жағажай (пляж полного профиля) және толық бейінді емес жағажай (пляж неполного профиля) деп бөлінеді. Егер үйінді жиналатын жағаның алдыңғы жағында бос кеңістік болса, онда мұны толық кескінді жағажай дейді. Мұндай жағажайдың теңізге қараған беткейі кең жайпақ, ал жағаға (құрлыққа) қараған

беткейі керісінше, қысқа құламалы жағалық белес (береговой вал) болып келеді.

Егер жағажай кемердің етегінде қалыптасса, онда ол жан-тайған жағажай (прислоненный пляж) деп аталады.

Абразия

Абразия (лат. *abrasio* – қыру). Теңіздің қиратқыш әрекеті абразия деп аталады. Оның үш түрі бар – механикалық, химиялық және жылулық (термическая) абразия. Механикалық абразия соқпа толқын әсерінен теңіз, көл жағаларының бұзылып үгілуі. Оны толқынның шарпып-шегінуі тудырады. Теңіз толқыны жағаға жақындағанда жылдамдығы бәсеңдеп, биіктігі артады да жағаға асып кері шайма ағыс тудырғанда абразия әрекеті пайда болады. Механикалық абразияның жағалауға түсіретін динамикалық қысымы орта есеппен 10 т/м^2 -ге асатын толқынның гидравликалық соққысы және толқын ықпалымен кейде ішінде салмағы ондаған тоннадан асатын шомбал кесек тау жыныстары бөлшектерінің соққысынан тұрады. Механикалық абразия теңіз абразиясының негізгі түрі, осыған химиялық және жылулық абразиялар қабаттасып қатысады.

Химиялық абразия судың химиялық әсері, яғни су бетіндегі және су астындағы жағалық тау жыныстарының еруі нәтижесінде жүзеге асады. Әсіресе жаға жиегі карбонатты тау жыныстарынан құрылса, онда химиялық абразия (карст үдерістері) қарқынды түрде жүреді.

Жылулық абразия - тоң тау жыныстарынан құрылған жағалардың мұзын теңіз суының жылындыруы әсерінен еріп бұзылуы.

Тау жыныстарының үгілуіне теңіз хайуанаттары мен өсімдіктері де ықпал етеді.

Ал механикалық абразия туралы айтсақ, қатты дауыл кезінде толқынның күші жағадағы тау жыныстарына орасан зор гидравликалық әсерін тигізеді. Соның нәтижесінде жағалық зонада салынған құрылыстар көп жағдайда қирап, халық шаруашылығына едәуір зиян келтіреді. Толқын соққысы, әсіресе, жағадағы құламалы жар қабаққа ықпал етіп, алдымен жарықшақты тау жыныстарды бұзады. Толқынмен ілескен тау

жыныстары сынықтарының қиратқыш күші бірнеше есе арта түседі. Содан жарқабақтың етек тұсынан баурай шұңқыр (волноприбойная ниша) түзіледі де, жоғарыдағы құз-жары оның үстінен төніп тұрады. Баурай шұңқыр құрлыққа қарай кеңі келе, үстіңгі жарқабақ опырылып құлайды да қайтадан тік жарклиф түзіледі (106-сурет). Осы үдеріс сан рет қайталана келе жар құрлыққа қарай шегіне береді, оның орнында теңізге қарай сәл еңкіш келген тегіс бетті абразиялық терраса бенч қалыптасады (107-сурет).



106-сурет. Клифф. (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)



107 - сурет. Абразиялық жағаның дамуы мен оның негізгі элементтері: I, II, III жағаның кейін шегінген кезеңдері; (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988). 1 - клиф; 2 - толқынның жағаға шарпу әрекетінен пайда болған баурай қуысы; 3 - жағажай; 4 - бенч; 5 - су асты аккумуляциялық терраса.

Бенч жарқабақ табындағы баурай шұңқырдан бастап теңіз деңгейінің төменгі сызығына дейін жалғасады. Ол негізінде түпкі тау жыныстардан тұрады немесе оның бетін ірі кесекті материалдан қалыптасқан түзілімдердің жұқа қабаты жауып жатады. Бұл түзілімдерді теңіздің толқыны үнемі ары-бері сырғытып, ақырында олар уатылып, жұмырланып, малтатасқа, қиыршық тасқа, құмға және одан да

ұсақ бөлшектерге айналады. Үнемі орнынан ауысып сырғуда болғандықтан, теңіздің малтатас жиынтығы ұдайы жұп-жұмыр, беттері айнадай жылтыр болады. Су толқындары жағаға келіп соққанда, шайылған малтатастардан, қиыршық тастардан және құм бөлшектерден жағажай түзіледі де, жағалық зона дамыған сайын, кеңейе түседі. Домалай жылжыған кесектердің бірсыпырасын толқын шайып әкетіп, су деңгейінен төмен апарып үйеді. Сөйтіп су астында аккумуляциялық терраса пайда болады. Осы қос терраса кеңіген сайын толқынның шаю күші баяулап, жағажай кеңі береді. Ақырында жағалық зона одан әрі кеңейгеннен кейін теңіз толқынының абразиялық күші мүлдем тоқтайды.

Абразия әрекетінің жылдамдығы және жағаның шегінуі алдымен оның биіктігі мен оны құрайтын тау жыныстарының беріктігіне байланысты. Ерігіш тау жыныстардан құралған жарқабақтар теңіз суына оңай ерісе, абразия үдерісі мейлінше қарқынды өтеді. Саздан, құмнан, құмайттан құралған жаға тез бұзылып, жылдам шегінеді, оның шегіну жылдамдығы жылына бірнеше сантиметрден бірнеше метрге дейін барады. Кристалдық интрузиялық тау жыныстардан түзелген жағаның бұзылу әрекеті баяу болады. Сондықтан жағаның құрамына қарай оны екі түрге

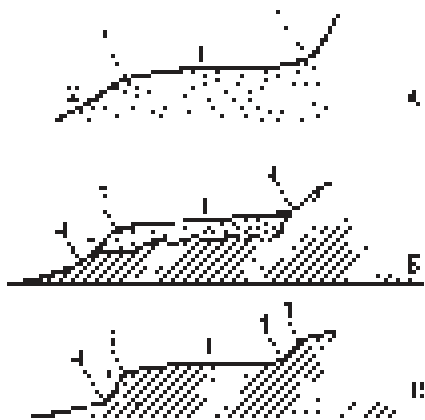
ажыратуға болады: үгелімен түпкі тау жыныстардан тұратын абразиялық жаға және борпылдақ шөгінділерден құрылған аккумуляциялық жаға. Қазақстандағы Каспий, Арал және Балхаш көлдерінің жағаларында аккумуляциялық және абразиялық түрлері кездеседі.

Егер теңіз толқындары жағаға тік бағытта соқса, жұмырланған кесек жиынтықтар жағаға қарай сыпырылады да, құмдар сумен шайылып қайтадан су астына төмен ығысады. Су толқынының күші баяу болса жағажай шегінде құмнан құралған жал түзіледі. Басқаша айтқанда теңіздің тайыз шегінде толқындар тарамдарға бөлініп, күші бәсеңдеген кезде, өзінің шайып әкелген құм-құмайтарды тұндырады. Осының нәтижесінде су түбінің 4-6 м. тереңдігінде құм жалдар түзіледі. Толқындар оны жағаға қарай баяу сырғыта келе жағажайға ұштастырады. Сөйтіп аккумуляциялық жаға қалыптасады.

Теңіз террасалары

Тектоникалық қозғалыстар әсерінен толассыз жоғары көтерілуімен, климат өзгерістерінің және су деңгейі тербелістерінің ұдайы көрініс беруімен сипатталатын, толқындар әрекетінің нәтижесінде теңіз жағалауында сатыланып қалыптасқан жазық жер бедерін теңіз террасалар дейді. Мұндай террасалар қазіргі кезде жаға бойымен созылған баспалдақтар ретінде айқын байқалады. Әр террасада төменгі морфологиялық элементтерді кездестіруге болады, олар: терраса үсті, терраса кемері, терраса жарқабағы және терраса етегі (108-сурет).

Геологиялық құрылысына



108-сурет. Теңіз террасаларының типтері: А - аккумуляциялық; Б - аралас; В - абразиялық (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1988). Террасалардың морфологиялық элементтері: 1 - терраса үсті, 2 - терраса кемері; 3 - терраса жарқабағы; 4 - ежелгі теңіз жағасы сызығының деңгейін белгілейтін террасалардың сыртқы жапсар сызығы.

байланысты теңіздік террасалар аккумуляциялық, абразиялық және аралас террасаларға ажыратылады. Аккумуляциялық террасалар теңіз шөгінділерінен (кұмдар, малтатастар, гравийлер) құралған. Абразиялық террасалар түгел түпкі тау жыныстардан тұрады, аралас террасаларының жоғарғы жағы теңіз материалынан құрылса, іргетасы түпкі тау жыныстардан тұрады. Теңіз жағалаулардың тарихи дамуын білу үшін террасалардың спектралары деп аталатын далалық зерттеу арқылы нивелирлеу әдіспен, әуе суреттерін талдау арқылы жағалаудың әр бөлікшелерде анықталған террасалардың сұлбасы (схемасы) сызылады. Сонымен қатар жаңа тектоникалық қозғалыстарының сипаты мен қарқындылығы туралы мәліметтер де алынады. Сайып келгенде, теңіз террасаларының спектрін талдау – теңіз жағалауында неотектоникалық және қазіргі тік бағыттағы тектоникалық қозғалыстарды зерттеу барысындағы сенімді әдістердің бірі болып табылады.

Теңіз жағалауларының бедер пішіндері

Жағалық сызық-құрлық пен су алқабы (теңіз, көл-бөген) арасындағы шартты шекара. Су бетінің құрлыққа жанасатын жерінде пайда болатын сызық түрінде жүргізіледі. Судың деңгейі үнемі өзгеріп тұратындықтан жағалық сызық тұрақты болмайды. Сондықтан оның көп жылдық орташа деңгейін алып белгілейді.

Қазіргі заманның жағалық сызығы төрттік кезеңінің жамылғы мұздығының еруі себебінен дүние жүзі мұхит деңгейінің көтеріліп, құрлықты басу нәтижесінде қалыптасқан. Мұндай жағдайда қалыптасқан жағаларды ингрессиялық жағалар деп атайды. Төменде ингрессиялық жағаларының бірнеше түрлерін келтіреміз.

Фиордтық жағалар – тіп-тік, әрі жартасты, құрлыққа қарай ондаған км-ге иірімделіп созылған, жіңішке, терең теңіз шығанағының жағалары. Олар өзен аңғарын мұздық жырып кеңіткеннен кейін оны теңіз басуы нәтижесінде түзілген. Мұндай генезисті жағалар Норвегия, Гренландия, Канада, Жаңа Жер (Новая Земля) жағалауындағы таулы өлкелерде кең таралған.

Шхерлық жағалар, шхерлер (швед.skar) – плейстоцен мұз басу атыраптарындағы теңіз жағаларына орналасқан шағын жартасты аралдар. Олар қазіргі кезде жартылай су астында қалған морена қалдықтары мен ежелгі друмлиндер, камалар, оздар. Шхерлерді құрайтын ежелгі кристалдық тау жыныстарын материктікте мұз басу кезінде мұз көшкіні қырнап өңдеген. Финляндия, Швеция, Исландияда, ТМД-да Онега және Ладога көлдерінің жағаларында кездестіруге болады.

Эстуарий (лат. *aestuarium* - өзеннің су басатын сағасы) - теңіз шығанағына ұқсас өзен сағасының кеңейген бөлігі, немесе өзен сағасының арнасына кірген ұзын шығанақ. Эстуарий тек өзеннің теңізге құяр бөлігінде байқалады. Ол теңіз деңгейі көтеріліп, өзен аңғарының төменгі бөлігін басып кетуінен пайда болады. Өзен суымен келген тасқынды теңіз ағысы немесе қайту толқыны үнемі шайып алып кететіндіктен, оның түбінде шөгінді жиналмайды. Эстуарий құрлықтың тез шөгуінен де пайда болады. Эстуарийдің мысалын Енисей, Темза, Эльба, Дулие Лаврентий, Конго өзендерінің сағасынан байқауға болады. Обь пен Енисей сағаларын жергілікті тұрғындар “кірме” (губа) дейді.

Лимандық жағалар - қолтабан (гректің *limen* - қойнау) - көлтабандық жағалар - жағалай ойпаң жазықтардың өзен аңғарларын теңіз суы басуынан таяз шығанақтар мен көлшіктерге айналып кеңейген өзен сағасы. Ашық көлтабан емін-еркін, кедергісіз тікелей теңізбен жалғасса, тұйық көлтабан теңізден құм қайырман бөлінеді. Көлтабан құрлық төмен шөгетін теңіз жағалауында болады. Лиман Қара және Азов теңіздері жағалауында таралған. Мысалы Днепр, Днестр лимандары. Лиманның теңіз жағасынан жиектеген құм қайыры өсе берсе, ол бір кезде теңізден бөлініп қалады да, лиман көлі пайда болады. Олардың көбінің шипалық қасиеттері бар.

Маржандық кедертастар мен атоллдар

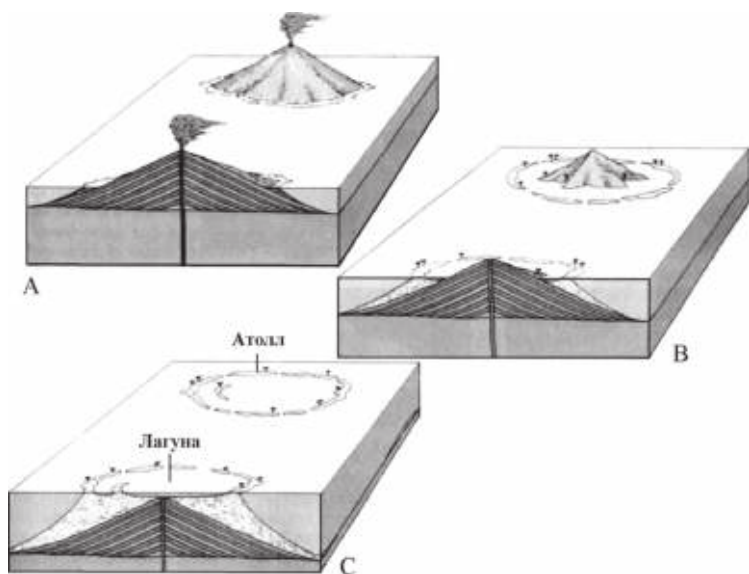
Маржандық кедертастар (коралловые рифы) - тропиктік жылы теңіздердің тайыз жерлерінде үймелелерді құрып, тіршілік ететін маржандардың қаңқаларынан түзілген су астында және су бетінде тараған қырқалар мен аралдар. Негізінен алғанда, маржан үймелерді құрып тіршілік етуі үшін мынандай жағдайлар

керек: еріген кальций карбонатына қаныққан, тереңдігі 50-60 м-ден аспайтын, тұздылығы біркелкі, температурасы 18-20°-тан төмендемейтін, оттегі мол, мөлдір теңіздің таза суларының болуы. Мұндай қолайлы жағдайларда маржан жабыспалары теңіз астынан бастап, теңіз бетіне дейін бір-бірінің үстіне жалғаса өрмелеп, өрбіп өсіп әк тасты қаңқаларынан тұратын жарлар құрайды. Оларды құрайтын маржандар мен балдырлар, сонымен қатар арасында басқа да әктасты қаңқалы мүк тәрізділердің, моллюскалардың, фораминиферлердің бентондық жәндіктердің қалдықтары кездеседі. Осы құрылыстардың көлемі мұхит түбінің едәуір бөлігін қамтиды. Мысалы, Австралияның шығыс жағалауындағы Үлкен тосқауыл кедертасының ұзындығы 2000 км, ені 200 км, қалыңдығы 400 метрден артық.

Маржан құрылымы қалыптасқан орнына және сыртқы морфологиясына байланысты үш түрге бөлінеді: 1) материк пен аралдардың жағаларына тіреліп құрылатын кедертастар; 2) жағадан бірнеше, кейде ондаған км қашықтықта бой тіккен және одан бұғаз арқылы бөлінген тосқауыл кедертастар. Мысалы, Австралияның Үлкен тосқауыл кедертасы жағадан ені 10-40 км, тереңдігі 20-50 м. бұғазбен бөлінген. Осы табиғи құрылыстың маңында теңізге жүзіп жүрген талай кемелер қауіпке ұшыраған; 3) атолл (малайша - түйық) - мұхиттың ортасындағы білезік немесе ішкі өңірі табақшаға ұқсас ойпаң түрінде қалыптасқан маржан аралы (109-сурет).

Мұндай табиғи білезіктің ені 100-200 м., ал атоллдың диаметрі 200 м-ден 50-60 км-ге дейін жетеді. Қырқаланған аралдың ортасын тереңдігі 100 м-ден аспайтын лагуна алып жатады. Лагуна әдетте мұхитпен бірнеше бұғаздар арқылы жалғасады, кейде тіпті түйық та болуы ықтимал. Атоллдардың сыртқы беткейі қия, мұхит түбіне қарай күрт бірнеше жүз, кейде мың метрден артық тереңге кетеді. Лагунаға қараған ішкі беткейі түйетайлы келеді де, онда түрлі организмдер қоныстанады. Атоллды құрайтын жартастар су бетінен бірнеше м-ге көтеріліп тұрады.

Жоғарыда айтылғандай, маржан үймелерінің тек 50-60 м. тереңдіктен аспайтын судың түбінде ғана тіршілік ететінін ескерсек, сонда қалыңдығы 1000 м-ден астам маржан қаңқаларының қалыптасқанын қалай түсінуге болады? Осыны өткен ғасырда



109-сурет. Атолдардың қалыптасу сұлбасы. (Edward J. Tatbuk, Frederick K.Lutdens, 1990)

белгілі ағылшын ғалымы Ч. Дарвин түсіндірді. Егер кедертас астындағы мұхит түбі үнемі бірыңғай және баяу төмен иілсе, сол мөлшерге маржандар колониясы өрмелеп өссе, сонда ғана қалың маржандық кедертастар қалыптасады. Алғашында сенген су асты жанартау конусының айналасында маржандар жиналып кедертастарды түзе бастайды. Мұхит түбі төмен иілген сайын кедертас үймелері бір-біріне жалғасып жоғары өсіп, нәтижесінде судың бетінде жіңішке, ортасында лагунасы бар, аралдар тізбегін құрады.

Кедертастар көне геологиялық дәуірлерде де қалыптасқан. Мұндай кедертас массивтері қабатталған көне шөгінділер арасында төбешік түрінде керініс береді. Мысалы, Балқаш көлінің жағасынан Бетпақдалаға дейін созылып жатқан силур кезеңіндегі ақ түсті кедертастар қырқасы. Көне кедертастар құрылысының халық шаруашылығында зор маңызы бар. Демек, олар жаралған кезде кедертастың әктастары қуыс-кеуекті болғандықтан, мұнай мен газды бойына сіңіреді. Башқұртстанда жоғарғы таскөмір қабаттарының арасында кедертастар қазіргі заманда жер бетінде ерекше төбешіктерді құрады. Солардың көбінде мұнай кендері

бар. Соңғы кезде геологтар осы кедертас төбешіктерді іздестіру жолында талай рет мұнай кең орындарын бұрғылап тапқан.

Мұнай мен газ кен орындарынан басқа теңіз жағалауларында металл шашылымдар мен асыл тас шашылымдары кең тараған. Теңіз жағалауларының шашылымдары судың толысуы мен қайтуынан теңіз ағыстарының және соқпа толқынның әрекетінен қалыптасады. Осы шашылымдардың ерекшеліктерінің бірі – материалдың өте жақсы іріктелуі және металл бөлшектерінің шөгінділері арасында мол шоғырлануы. Тіпті аллювий шашылымдармен салыстырғанда олардың металдық құрамы өте жоғары, әдетте олар құмның салмағының 10-30% кейде 80%-не дейін жетеді. Жағалау шашылымдарына рутил, ильменит, циркон, кейде алмас, сирек кездесетіні алтын мен платина жатады. Бұл шашылымдардың қоректену көзі өзен ағындысымен келген, абразиялық жағалардағы түпкі немесе делювийлік кентас орындары, көне теңіз және аллювийлік шашылымдар болып табылады. Қазіргі жағалау шашылымдардың қалыптасуына жағалаудың геологиялық құрылысы, жел, су ағысы, климат, жаңатектоника қозғалыстарының ырғақтылығы, толқындар әрекетін белгілейтін су айдынының көлемі және тереңдігі, жағалаулардың морфологиясы мен динамикасы әсер етеді. Теңіз шашылымдардың негізгі ерекшеліктері – жағалау бойымен ұзыннан ұзаққа (жүздеген километрге дейін) созылуы, ені шамалы ондаған метрден аспауы, қалыңдығы 1 м-дің шамасында, әбден жұмырланып өңделген ұсақ түйірлерден құралған, әдетте жағалау түзілімдердің үстіңгі қабатында орналасуы және кезекті күшті теңіз дауылынан кейін мүлде сарқылмайтын қайта жаңарып тұратын шашылымдар.

Қазіргі кезде теңіз жағалық шашылымдары Австралия, Индонезия, Үнді, Африка, Солтүстік және Оңтүстік Америка құрлықтарын жағалай дамыған. Оңтүстік Батыс Африкада, жағалық алмас шашылымдары Оранжевая өзенінің теңізге құятын жерінен бастап Атлант мұхитының жағалық бойымен 300 км-ге созылып жатыр. ТМД елдерінде көне жағалық шашылымдар Сібірдің солтүстік-шығыс жағында, Батыс Сібір жазығында, Қазақстанда және Украинада белгілі.

29. Мұхит түбіндегі экзогендік үдерістер және бедер пішіндері

Мұхит түбіндегі экзогендік үдерістер айтарлықтай күрделі және олар келесі түрлерге бөлінеді олар: гравитациялық, гидрогендік және биогендік үдерістер.

Гравитациялық үдерістердің пайда болуына салмақ күші негізгі рөл атқарады. Жалпы айтқанда бұл құрлық беткейлерінде өтіп жатқан гравитациялық үдерістерге тән. Сонымен қатар сумен толық қаныққан мұхит түбіндегі шөгінділер созылмалы қасиетіне ие болып, су түбіндегі заттардың қарқынды түрде орын ауыстыруын қамтамасыз етеді. Гравитациялық үдерістерге мұхит және теңіз түбінде жиі болып жатқан жылжымалар және лайлы қою тасқындар (мутьевые потоки) жатады. Лайлы қою тасқындар құрлықтан құйған ірі өзен арналарының (мысалы, Ганг, Гудзон, Конго) апатты ағысынан көтерілген ағынсу әсерінен немесе су түбіндегі төмен орын ауыстырылған жылжыма массаларының әсерінен пайда болады. Сөйтіп, су астындағы жылжыма массалары материктік беткейлер бойымен төмен жылжығанда олар мұхит және теңіз түбінде біртіндеп лайлы қою тасқындарға ауысады. Лайлы қою тасқындар теңіз суынан ауыр болғандықтан, мұхит түбінде едәуір эрозия әрекетін жүргізеді де, әр түрлі су астындағы кең каньондар мен аңғарларды құрайды. Лайлы қою тасқындардың ағу жылдамдығы сағатында 120 км-ге дейін жетеді. Олардың ені бірнеше жүздеген километр, ұзындығы 900-1880 км-ге дейін созылады. Сонымен қатар, лайлы қою тасқындардың ысырынды конустары материк етегінде бірігіп қалың шөгінді үйіндісімен жабылған кең аумақты бұйратталған жазықтарды құрады және мұхит түбінің терең абиссальдық өңірлерінде біршама тегіс келген абиссальдық жазықтар мен абиссальдық аңғарлардың қалыптасуына себепші болады.

Гидрогендік үдерістерге мұхит түбіндегі және мұхит бетіндегі су ағыстары жатады. Жылдамдығы 5-30 см/с түпкі ағыстар жүйесі шөгінділерді орнынан көшіріп, алуан геологиялық жұмыс атқарады. Арктика мен Антарктикадағы салқын судың тығыздығы жоғары болғандықтан, мұхиттың түбіне қарай

ығысады да, кең көлемде жайылып, экваторға қарай сырғиды. Бұдан басқа мұхит шарасында тік бағытта конвекциялық су алмасуы да болып тұрады. Осылардың әрекетінен мұхит түбінде кең аумақты ерекше бедер пішіндері құрылады.

Әлем мұхитының биогендік бедер түзушілердің көрнекті үлгісі – жоғарыда айтылған кедертас құрылысшыларының әрекеті. Бұлардың қаңқалары ізбестен тұратын су алаптары түбіне жабыса өсуі нәтижесінде үймеленген күйде тіршілік ететін, қазба күйінде тірі кезіндегі қалпын сақтайтын организмдер жиынтығы. Органогендік шөгінділері өте тез жинақтала отырып, жеке кедертастар жасақтауына жағдай жасайды; мұндай организмдер қатарына жататындар - маржандар, строматопорлар, мшанкалар, көкжасыл және қан-қызыл балдырлар. Бұл организмдер тек қана кедертастарды қалыптастырып қоймай, қатқабатты ізбестастар мен доломиттердің жеке-дара қабаттары мен тақташаларын түзуі де ықтимал.

IV бөлім

ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУ ӘДІСТЕРІ ЖӘНЕ ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ КАРТОГРАФИЯЛАУ

30. Геоморфологиялық дала зерттеулерінің құрылымы мен әдістері. Геоморфологиялық зерттеулерінің құрылымы

Геоморфология ең алдымен далалық зерттеулердің деректеріне негізделеді. Дала жұмыстарымен бірге бедердің және оның даму тарихын зерттеп білу үшін әр түрлі әдістерді кеңінен қолданатын тыңғылықты өңдеу жұмыстары (камеральные работы) да кіреді (О. Леонтьев, Г. Рычагов, 1988). Сонымен қатар, экспериментальдық геоморфологиялық талдаулар жөнінде де айтып кетуге болады. Олардың мақсаты табиғи геоморфологиялық үдерістерді дала жағдайында тұрақты зерттеу немесе оларды лабораторияларда пішіндеу (модельдеу).

Далалық геоморфологиялық зерттеулері негізінен ғылыми есепнама (научный отчет) тапсыру тақырыбымен бірге істелген жұмыстар нәтижелерінің маңызы болып табылатын геоморфологиялық карта жасау жұмысымен аяқталады.

Жұмыстың мақсатына байланысты жалпы және жеке геоморфологиялық зерттеулерді ажыратуға болады. Жалпы зерттеулер барлық геоморфологиялық нысандарды қамтиды. Олардың зерттеу мүддесі – бедерді кешенді түрде (морфографиясын, морфометриясын, жаралу тегін, бедердің даму тарихын және динамикасын) сипаттау. Мұндай зерттеулер жалпы геоморфологиялық карта жасауымен аяқталады. Негізінен зерттеулердің бұл түрі жалпы геоморфологиялық түсірім сипатына жатады. Ол мемлекеттік геологиялық түсірім құрамындағы бір бөлік есебінде бұрынғы КСРО Геология министрлігінің күшімен орындалған. Мұнда геоморфологиялық түсірім ұсақ масштабты (1:1000 000), орта масштабты (1:200 000) және ірі масштабты (1: 200 000-ден ірі) болып ажыратылады.

Жеке геоморфологиялық зерттеулер жеке геоморфологиялық объектілерді (мысалы, карсты және жанартау бедерін) не-

месе жеке геоморфологиялық көрсеткіштерді (мысалы, бедердің тілімдену тереңдігін, тілімдену жиілігін және т.с.с.) білу мақсатымен жүргізіледі. Жеке зерттеулердің нәтижесі әдетте жеке геоморфологиялық карталар жасау жұмысымен бітеді. Жеке геоморфологиялық зерттеулер А. И. Спиридонов (1970) атап өткендей, негізінен анық шектелген теориялық немесе қолданбалы (практикалық) мақсаттарды шешу үшін ұйымдастырылады.

Геоморфологиялық зерттеу жұмыстары дайындық (подготовительный), далалық (полевой) және ғылыми өңдеу (камеральный) кезеңдеріне бөлінеді. Дайындық кезеңде белгіленген аймақ жөніндегі бұрын болып өткен (геологиялық және геоморфологиялық) зерттеулердің деректерімен танысып білу, арнайы картографиялық материалдармен бірге топографиялық карталарды және космосурет материалдарын мұқият зерттеу. Дайындық кезеңде алдын ала жинап алған материалдардың негізінде далалық зерттеу бағдарламасы құрылады, соның ішінде белгіленген маршруттардың нобайы, қазбалы орындарының шурфтары, бұрғылау орындарының орналасу сызба нұсқасы және басқа, мысалы, геодезиялық жұмыстар енгізіледі.

Далалық зерттеу кезеңі геоморфологиялық экспедиция зерттеулерінің негізгі құрайтын бөлігі болып табылады. Осы кезеңде нақтылы деректерге (фактический материал) негізделген материалдарды жан-жақтан жинау, соның ішінде таужыныстарының үлгілерін жинақтау және олармен алдын ала өңдеу шараларын жүргізу, зерттелініп жатқан аумақтың геоморфологиялық құрылысы туралы алғашқы тұжырымдар жасау жұмыстары жүзеге асырылады. Ақырында сол аймақтың далалық геоморфологиялық картасы жасалынады.

Зерттеу мақсатына қарай және жасалатын картаның масштабына байланысты далалық жұмыстарды атқарған кезінде маршруттық зерттеулермен бірге кілттік әдіс (ключевой метод) немесе жалпы алаңдық түсірім (площадная съемка) әдістері қолданылады.

Кілттік әдісті қолданған кезінде сол аумақтың үлгісі болып саналатын ауқымы шамалы келген жеке бір аумақ ұқыпты тексеріліп және картаға түсіріледі. Содан кейін түсіру

әдісін аумақтың қалған бөлікшелерінің барлығына қолданып жүргізіледі. Бұл кезде ірі масштабты топографиялық карталар әуесуреттер мен ғарышсуреттер кең қолданылады. Мұндай жағдайда кілттік аумақтар эталон ретінде рөл атқарады. Кілттік аумақтар арасындағы аландардың экстраполяциясының дұрыстығын бақылау мақсатында сол аландарда түсіру маршруттарының сиретілген торы жүргізіледі.

Ал, жалпы алаңдық зерттеулер ірі масштабты картографиялау кезінде жүргізіледі. Бұл жағдайда маршруттар азды-көпті болса да бүкіл аумаққа біркелкі таралады. Сонымен қатар, маршруттар мен зерттеу нүктелерінің торы едәуір жиі болғандықтан, кілттік аумақтардың қажеттілігі болмайды. Әрине, маршруттық жұмыстарға қарағанда алаңдық зерттеулерге аса көп күш, қаражат және уақыт жұмсалады.

Ғылыми өңдеу кезеңі - бұл дала жұмыстары кезінде барлық жинақталған деректі материалдардың жан-жақты байланысын ой елегінен өткізіп, пайымдау және қорытынды шығару кезеңі. Ғылыми өңдеу кезінде әр түрлі талдау жұмыстары: палинологиялық, минералогиялық, петрографиялық, микро және макро-фауналық, диатомдық, радиометриялық және даладан іріктеп алынған үлгілердің басқа да талдау жұмыстары жүргізіледі. Сонымен қатар әуе және ғарышсуреттерді де қолданылады. Ғылыми өңдеу кезеңінің соңында геоморфологиялық карта жасалады да ғылыми есеп (есепнама) тақырыптары жазылады. Ғылыми есеп – бұл нақтылы аумақтың геоморфологиялық зерттеу қорытындыларының жиынтығы.

Далалық геоморфологиялық зерттеу әдістері

Далалық геоморфологиялық бақылаулар - көзбен шолып (визуальный) және аспаптық бақылауларға бөлінеді. Мұның ішіндегі ең бастысы - адамның көзбен шолып бақылау әдісі. Бұл әдіс бедер пішіндерінің құрылысын, жаратылу тегін, динамикасын оларды құрайтын таужыныстарын зерттеуге негізделген. Көзбен шолып бақылау жұмыстарын жүргізген кезде әдетте анероид, тау құбылнамасы (горный компас), геологиялық балға, рулетка сияқты қарапайым дала аспаптары кеңінен қолданылады. Кейде көзбен шолып бақылаулар вертолет және кіші авиациялық

самолеттермен бірге жүргізіледі. Әуеден көзбен шолып бақылаулар жүргізілген кезде зерттеліп жатқан аймақтар алдынала айқындалған маршруттар бойынша ұшып жүріп тексеріледі, ал алынған мәліметтер топографиялық карталарға белгіленіп, арнайы күнделікке жазылады. Әуеден көзбен шолып бақылауда жеке объектілердің үстінде тоқтап немесе қызықты геологиялық және геоморфологиялық объектілердің қасында жерге қонып зерттеуге вертолеттер ыңғайлы.

Жер бетіндегі көзбен шолып бақылау жұмыстары негізінен сол бақылау нүктелерінде жүргізіледі. Бақылау нүктелері аумақтың кездейсоқ орындары емес, олар бедердің қандай да болса белгілі бір элементтерін, пішіндерін немесе пішіндер кешендерін сипаттайтын нүкте. Бақылау нүктелерінде зерттелген бедер пішіндердің морфографиялық және морфометриялық сипаттамасы пайымдалады: олардың сыртқы бейнесі, кеңістіктегі орналасуы, орналасу бағыты жеке пішіндердің бір-бірімен өзара жалғасуы және т.б. Онымен бірге мұнда ерекше бедердің морфометриялық көрсеткіштеріне, яғни пішіндерінің салыстырма биіктіктерін, элементтердің еңіс бұрыштарын, ұзындығын, тереңдігін және енін өлшеуге назар аударылады. Мұндай жұмыстардың қажеттілігі бедер пішіндерінің ұсақ элементтері, мысалы, нано - және микропішіндер негізінен ірі масштабты топографиялық картаға да түспейді, ал мезопішіндері айтарлықтай әрқашан анық көрсетіле бермейді, немесе ол да картаға мүлдем түспеуі ықтимал. Осылайша топографиялық картаға өзен аңғарларының террасалары немесе жайылмалары сияқты маңызды бедер элементтері түспей қалады.

Әйтсе де, бедер пішіндерін сипаттау үшін, оның морфометриялық және морфографиялық көрсеткіштері жеткіліксіз. Геоморфологиялық бақылаулардың маңызды бір мақсаты – зерттеліп жатқан бедер пішіндерінің немесе бедер кешендерінің жаратылыс тегін анықтап білу. Осы мақсатпен пішіндердің құрамын анықтайтын таужыныстары әсіресе жер бетінде көрініп жатқан табиғи ашылымдар жан-жақты мұқият зерттеледі. Егер мұндай жағдайлар болмаса шурфтар салынады (қазылады) немесе шамалы бұрғылау жұмыстары жүргізіледі. Барлық жағдайларда, жаңағы геологиялық қабаттарды баяндап зертте-

ген кезде мынадай тәртіппен, дәйектеп суреттеу қажет: ең алдымен қарастырып отырған аймақты топографиялық немесе географиялық тұрғыдан анықтап нақтылау (топографическая или географическая привязка местности), оның геоморфологиялық жағдайын, биіктіктегі орнын (высотная привязка) және қиманың жалпы жағдайын сипаттау. Содан кейін тау жыныстардың әр қабатына бейнелеп сипаттама беру, мәселен, оның атауын, түсін, қалыңдығына, қабатталу сипатын, құрамын және ірі бөлшектердің (түйірлердің) бейнесін, құрылымын, жұмырлану көрсеткіштерін анықтау, жаңадан пайда болған заттарды (егер мұндайлар болса) көрсету, қабаттар арасындағы өзара қарым-қатынастың сипаттамасын беру, әр қабат қалыңдығын мұқият өлшеу керек болады.

Әрине дала жағдайларында бедер пішіндерін және оларды құрайтын тау жыныстар қабаттарын зерттеген кезде, олардың жаратылыс тегін және көнелігі (жасы) туралы қорытындыларды біржолата толық беру мүмкін емес. Сондықтан тау жыныстарының қабаттарын зерттеген кезде, оларды жан-жақты талдау үшін топырақ үлгілерін алады. Ал, осы талдаулардың нәтижесін геоморфологиялық карталарды жасауға және ғылыми есепнама жұмыстарын жазуға толық пайдаланылады.

Бақылау нүктелерінде қазіргі геоморфологиялық үдерістерге ерекше назар аудару қажет. Бақылау нүктелерінің жиілігі геоморфологиялық түсіру масштабына, зерттелетін аумақ бедерінің күрделілігіне, сапалы топографиялық карталар мен әуесуреті материалдарымен қамтамасыз етілуіне және сол аумақтың геологиялық және геоморфологиялық объектілерінің жер бетінде көрініс беру көрсеткіштеріне байланысты. Сонымен қатар, бақылау нүктелерінің арасындағы бақылау жұмыстары маршрут бойымен жүргізілген жүре шолу жұмыстарымен жалғасып отырады.

Геологиялық-геоморфологиялық объектілерде далада зерттеліп алынған барлық мәліметтерін арнайы дала күнделіктеріне жазып түсіреді. Күнделікте зерттеуді жүргізудің күні, яғни мезгілі, бақылау нүктелерінің реттік нөмірі және оның адресі (географиялық орны) және геоморфологиялық жағдайы жазылады.

Кейбір бақылау нүктелерінде бедер пішіндерін немесе геологиялық ашылымдарды сипаттаумен қатар, оларды суретке салу немесе суретке түсіру және геологиялық-геоморфологиялық кескіндерді сызу жұмыстары жалғаса береді. Мұндай жағдайларда дала зерттеушілерінің аспапты әдістері нивелирлік және теодолиттік әдістер қолданылады. Топографиялық және геодезиялық аспаптарды қолдану көп жағдайда толық геологиялық геоморфологиялық кескіндер сызу үшін, мысалы, өзен немесе теңіз террасаларының биіктігін анық білу үшін, беткейлердің еңіс бұрыштары туралы мөлшерін анықтау және тағы осындай деректер алу үшін өте қажет.

Көптеген жағдайларда далалық геоморфологиялық зерттеулер жүргізген кезде гидрометеорологиялық аспаптық бақылау әдістері де қолданылады. Олар қазіргі геологиялық-геоморфологиялық үдерістердің (жазықтық шаю, арналық эрозия, су толқынының режимі және т.б.) сипатын және қарқындылық жағдайларын зерттеу үшін қажет. Мұндай мәселелерді шешу үшін тұрғылықты гидрометеостанция материалдарының деректері жеткіліксіз.

Сайып келгенде, далалық геоморфологиялық зерттеулердің әдістері өте көп, өйткені шектес ғылыми пәндерінің зерттеу әдістерін толық қолданады. Сонымен қатар, далалық бақылау әдістері геоморфологиялық зерттеулердің алдына қойған мәселелерімен және зерттелу объектілерінің сипатымен белгіленеді.

31. Геоморфологиялық карталар

Далалық геоморфологиялық зерттеу материалын толығымен анық, қорытып, графикалық тәсілмен көрсететін құрал – геоморфологиялық карта болып саналады. Ол бедердің уақыт пен кеңістікте даму заңдылықтарын және бедер мен геологиялық құрылысын, бедер мен тектоникалық жағдайын, бедер мен басқа да географиялық ландшафт компоненттерінің арасындағы байланысын белгілейді. Геоморфологиялық карталардың басты ерекшеліктерінің бірі – бедер элементтерінің морфологиясын, жасын және қалыптасу тарихын бейнелеу. Сайып келгенде, геоморфологиялық карта – геоморфологиялық зерттеулердің

қажетті және маңызды нәтижесі, бедер туралы графикалық түрде жиналып алынған толық мәліметтер мен практикалық қолданылуының негізгісі.

Геоморфологиялық карталар өздерінің масштабына, мазмұнына және қойылған мақсатына қарай әр түрлі болып келеді.

Геоморфологиялық карталардың дәлдік дәрежесі олардың масштабына байланысты. Масштаб ірі болған сайын, картадағы мәліметтер де толығырақ көрсетіледі. Әдетте геоморфологиялық карталар геологиялық және топографиялық карталар сияқты стандартты масштабта жасалады. Карталардың масштабы бойынша: үлкен аумақтардың (мысалы, бүкіл Қазақстан аумағын) геоморфологиялық құрылысын жалпы көрсетуге арналған ұсақ масштабты (1:1000 000-нан ұсақ), жеке облыстардың геоморфологиялық құрылысын көрсететін орта масштабты (1:1000 000-нан 1:200 000 дейін) аймақтық карта және шаруашылық мақсатында игерілетін жеке аудандардың геоморфологиялық және геологиялық жағдайларын көрсететін ірі масштабы (1:200 000 және одан да ірі) карталарға болып ажыратылады. Шолу және ұсақ масштабты карталар әдетте тыңғылықты өңдеу тәсілмен, орта және ірі масштабты карталар дала геоморфологиялық зерттеу жолымен жасалады.

Мазмұны бойынша геоморфологиялық карталар жеке және жалпы геоморфологиялық карталарға бөлінеді. Жеке геоморфологиялық карталар тек бедердің морфография, морфометрия, қалыптасу тегі немесе жасы жайлы және тағы сондайларға байланысты жеке көрсеткіштер негізінде құрастырылады. Мұндай карталарда бедердің жазық бағыттағы тілімдену жиілігінің картасы (карта густоты горизонтального расчленения рельефа), бедер тілімденуінің жалпы көрсеткіш картасы (карта общего показателя расчленения рельефа), жер беті еңістігінің картасы (карта крутизны земной поверхности) және тағы басқа мысалдар бола алады.

Жалпы геоморфологиялық карталар жеке көрсеткіштердің жиынтығы ретінде бедердің жалпы сипаттамасын, оның ішінде маңыздылары болып табылатын: морфографиясын, мофрометриясын, қалыптасу тегін және бедердің жасын бейнелеп береді.

Карталардың мазмұны олардың алдына қойылған мақсатын анықтайды. Жеке геоморфологиялық карталар жеке мәселелерді: практикалық, ғылыми-зерттеу және тағы басқаларды шешу үшін жасалады. Осылайша, мысалы, бедердің тілімдену жиілігінің картасы (карта густоты расчленения рельефа) мен тілімдену тереңділігінің картасы (карта глубины расчленения рельефа) жол салу қажеттігінде кең қолдау табады. Бұл екі карта да жер бетінің еңістік картасымен қоса, аумақты территорияны ауылшарушылық жағынан ұйымдастырудың қажеттілігі үшін және т.б. қолданылуы мүмкін.

Жалпы геоморфологиялық карталар халық шаруашылығы мен ғылымның әр салаларының әр жақтарынан туындаған қажеттілігін қанағаттандырады. Олардың негізінде кез келген арнаулы геоморфологиялық карталар жасалуы мүмкін.

Жалпы геоморфологиялық карталардың маңыздылығын ескере отырып, біз мұндай карталардың мазмұны мен шартты белгілерін (легендалардың) құрылуына басты назар аудара отырып тоқталамыз. Әйтсе де осы уақытқа дейін бүкіл әлемде ғана, мысалы, көпшілік мақұлдаған геологиялық карта сияқты геоморфологиялық картаның бірыңғай шартты белгілері әлі күнге дейін жоқ екендігін атап өту қажет. Геоморфологиялық карта түсіру жөнінен едәуір деңгейге жетіп дамыған ТМД елдерінде де түсірім масштабты геоморфологиялық карталардың бірыңғай құрастырылған шартты белгілері жоқ.

Сонда да, әр түрлі ғылыми зерттеу, өндірістік, геологиялық және географиялық мекемелер жұмыстарының тәжірибесіне негіздей отырып, жалпы геоморфологиялық карталардың шартты белгілерін жасау туралы ұстанымдар жөнінде белгілі пікірлер айтуға тура келеді.

Жалпы геоморфологиялық картада бедердің мынадай негізгі сипаттамалары: оның морфографиясы мен морфометриясы, жаралу тегі (генезісі) мен жасы болуы тиіс. Бұл сипаттамаларды бейнелеу үшін сапалы немесе түрлі-түсті фонының әдістері (методы качественного или цветного фона), изосызықтар (изолиний), сызаттар (штриховки) түрлі белгілер (значки), индекстер қолданылуы мүмкін. Аса нақтылы және көрнекті картография-

лық тәсілі фонды бояу (фоновая закраска). Осы фонды бояумен бедердің ең маңызды сипаттамасының бірі – генезисін бояйды. Осылайша қағаз бетінде әр генезистік бедер пішіндері әр түрлі түспен боялады, мысалы, теңіз тектік бедер пішіндерін картада көк түспен, эолдық - сары, аллювийлік - жасыл, делювийлік - қызғылт-сары, көлдік-көгілдір түспен.

Дегенмен, бедер генезисін анықтаған кезде едәуір қиындықтар туады. Жоғары тақырыптарда айтылып кеткендей, жер бетіндегі бедер пішіндері эндогендік және экзогендік күштердің өзара қарым-қатынас әрекетінен қалыптасқан. Сонда геоморфологиялық картографиялау жүргізу кезінде зерттеушінің алдында бедер түзу үдерісінің қай тобы басымдау екен деген сұрақтар пайда болады. Бұл сұрақтарды шешу үшін мына тәртіпті нұсқау етіп қолдану қажет: топографиялық картаның масштабына және жүргізіліп жатқан геоморфологиялық түсірім масштабына сәйкес картаға арнайы қосымша геоморфологиялық мәліметтерді енгізу қажет. Мәселен, әр түрлі, бедер пішіндерінің генезисін анықтау кезінде келесі заңдылықтарды байқауға болады: бедердің кең ауқымды қамтып жатқан ірі пішіндері негізінде біркелкі өтетін эндогендік үдерістеріне байланысты, ал кішігірім бедер элементтері - экзогендік процестердің нәтижесі. Сондықтан геоморфологиялық карталарды түсіру кезде алдымен бедер пішіндерінің мөлшеріне назар аудару тиіс. Әдетте түсірім масштабта бедердің экзогендік түрлері жиі кездеседі. Бірақ, кейбір жағдайларда эндогендік бедердің кішігірім пішіндері кездесуі ықтимал. Мысалы, жанартау немесе лайлық жанартау төбешіктері, немесе жер бетінде кертпештер түрінде көрініс беретін терең тектоникалық жаралымдар. Тағы бір еске түсіретін жайт: жалпы, аккумуляциялық және өңделген (выработанный), бедерді картаға түсірген жағдайларда аккумуляциялық бедер түрлерін нүктелі, таңбалы әдіспен (точечный методом) белгілеп ажыратуға болады.

Бедердің морфографиялық пен морфометриялық сипаттамасын ең тиімді көрсететін әдістер, оларды топографиялық карталарда горизонталдар болып табылатын изосызықтар арқылы бейнелеу. Жақсы топографиялық карта онымен ешқандай

салыстыруға болмайтын ең нақты және ең суреттеп салынған бейнелеулермен тең келмейтін бедер туралы мәліметтерді толық береді.

Бедердің морфографиялық және морфометриялық сипаттамасының маңыздылығы осы бедер пішіндерінің морфологиясы жөнінде деректерден басқа генетикалық тұралы ақпарат, эндогендік және экзогендік үдерістер әрекеттерінің арақатынасы жөніндегі пайымдау мүмкінділігі мен олардың қарқындылығы жөнінде мәліметтер алуға болатынында. Шынында да әр табиғат агентінің әрекеті олар құрған бедердің пішіндері немесе пішіндер кешендерінің бейнесінде жүзеге асады. Эндогендік және экзогендік үдерістердің ара қатынасы сол немесе басқа жердің нақты биіктігінде, тілімдену жиілігі мен тереңдігінде көрініс береді. Осы факторлардың барлығы жер бетінің еңістелу бұрышымен қоса сол жердің қазіргі кездегі экзогендік үдерістерінің жиынтығын және қарқындылығын анықтайды.

Карта масштабында горизонталь арқылы түспей қалған бедер пішіндерін шартты белгілер арқылы көрсетеді, ал мұндай шартты белгілердің әрқайсысы өзінің суреттелген бейнесімен сол немесе басқа пішіндердің сыртқы түрін ғана сипаттайды, ал шартты белгілердің түсі – олардың генезисін білдіреді.

Геоморфологиялық картада бедердің жасын белгілеу өте маңызды рөл атқарады. Мысалы геологиялық карталарда тау жыныстарының жасын көрсету үшін нақты тәсіл – фонды бояу (фоновая закраска) болып табылатыны баршамызға аян. Ал, геоморфологиялық картада мұндай бейнелеу әдісі картаның көрнектілігін жойып, түрін кедейлендіруге әкеп соқтырады. Сондықтан геоморфологиялық карталарда бедердің жасын басқа тәсілмен: фонның түрлі-түстілігімен (сол немесе басқа генезисті топтың шегінде ғана), индекстермен (белгіленгеннен контурдың ішінде) бедерсызатпен (штриховкамен) бейнелейді. Әйтсе де бедерсызаттарды бедердің қалыптасуында үлкен рөл атқаратын геологиялық құрылымдарын (мысалы, жер бетінде айқын білініп, көрініс беретін брахиантиклиндік құрылымдарды, тұздық күмбездерді) көрсету үшін қолдану тиімді.

Геоморфологиялық карталарда арнайы шартты белгілермен

көптеген қазіргі заманда өтіп жатқан табиғи және антропогендік үдерістерді, яғни жазықтық шаю, флювийлік, эрозиялық, эолдық және т.б. үдерістерді көрсетуге болады.

Сөйтіп, түсірім масштаб бойынша геоморфологиялық карталарды жасау үшін, шартты белгілер жүйесін құру ұстанымдарының кейбіреулері осындай. Мұнда кейбіреулері ғана деп айтып отырған себебіміз, өйткені геоморфологиялық карталар құрылысының шартты белгілері туралы әр түрлі басқа да пікірлер бар.

Барлық жағдайда геоморфологиялық карталардың шартты белгілерінің жүйесі кез келген аумақ туралы бедердің сипатын көз алдымызға елестете алатын, оның жасы мен дамуы тенденциясы мен қалыптасу тарихы туралы мағлұмат бере алатындай болуы тиіс.

Морфогенетикалық ұстанымы бойынша құрастырылған әр масштабты геоморфологиялық карталар. Морфогенетикалық ұстанымы бойынша жасалған ірі масштабты геоморфологиялық карталардың негізгі түсіру нысаны - бедердің жеке пішіндерімен элементтері және олардың генезисі. Жоғары тақырыптарда айтылып кеткендей, бедер элементтері жер беті бедерінің ең жай категориясы, бұған жеке беткейлер, кертпештер, шыңдар, төбелер, төбешік етектері, өзен жағалары және т.б. жатады. Бедер пішіндері - көлемді келген табиғат құрылымының алуан түрлері. Олардың биіктігі (не болмаса тереңдігі), ұзындығы және ендігі бар, оң немесе дөңес және ойыс пішіндер болады. Аумақтың биіктігі жер бетінің орташа гипсометриялық деңгейден жоғары болса бұларды оң (дөңес) бедерлер дейді, ал жер бетінің орташа гипсометриялық деңгейден төмен болса – теріс, ойпаң пішіндер делінеді.

Орта масштабты геоморфологиялық картаның негізгі түсіру нысаны – бедердің генетикалық типтері (генетические типы рельефа). Бедердің генетикалық типтері - белгілі бір табиғат әрекетінен қалыптасқан, морфологиялық, морфометриялық және генезис жағынан ұқсас жер беті пішіндерінің заңды түрде үйлескен табиғат құрылыстары. Мәселен, жел әрекетінен пайда болған бедердің эолдық типі, мұздық әрекетінен қалыптасқан

бедердің мұздықтық типі, теңіз әрекетінен түзілген бедердің теңіздік типі және т.б. Ал, ұсақ масштабты геоморфологиялық карталардың негізгі түсіру нысаны – алдымен бедердің класы (таулар, жазықтар, төбелер) және класс тарамдары, одан кейін қажетті жағдайларда картаның масштабына сәйкес болса бедердің генетикалық типтері де түсіріледі.

Геоморфологиялық карта жасау үшін оған сәйкес геоморфологиялық шартты белгілер жасалынады. Геоморфологиялық шартты белгілер дегеніміз - бұл карта бетіндегі бедердің әр түрлі таксонометриялық жиынтығының шартты белгілер жүйесі. Ол геоморфологиялық картаны құрайтын негізгі және қажетті бөлігінің бірі. Шартты белгілерсіз геоморфологиялық карта өзінің мазмұнды сипаттамасын толық түсіндіре алмайды.

Әр аумақтың бедер пішіндері негізінде олардың морфология, генезис және жасы жағынан ажыратылады. Бедердің осындай морфогенетикалық ұстанымымен жүйелі түрде жіктелуі басқа әдістермен құрастырылған шартты белгілермен салыстырғанда ең қолайлысының бірі деп санауға болады, өйткені ол бедер туралы мәліметтерді картаның бетіне мейлінше толық бере алады.

Мұндай жағдайда бедердің әр генетикалық типіне картаның шартты белгілерінде көрсетілген түсі сәйкес келуі тиіс: аллювийлік генезисіне - жасыл, денудацияланған бедерлеріне - қоңыр, эолдық пішіндеріне - сары бояу. Ал жеке бедер пішіндері мен элементтері (жыралар, сайлар, төбешіктер, шұңқырлар, арналар, террасалар, кертпештер, беткейлер және т.б. арнайы бекітілген шартты белгілермен көрсетіледі. Сөйтіп, морфогенетикалық ұстанымымен құрастырылған геоморфологиялық картаның шартты белгілерін сапалы (түрлі-түсті) фонымен, әр түрлі бедер-сызаттармен, сызық белгілермен және әріп индекстерімен дайындап жасау қажет.

1-кестеде морфогенетикалық ұстанымына негізделген және геожүйе ақпараттық тәсілмен жасалынған Орталық Қазақстан және Балқаш аумағының ұсақ масштабты геоморфологиялық карта жасалынды.

**Орталық Қазақстан және Балқашмаңы аумағының
геоморфологиялық картасы**



Шартты белгілер

Бедердің класы	Бедердің генезисі	Бедердің типі	
Таулар	Тектоникалық денудациялық	Аласа биіктік	
Төбелер	Тектоникалық денудациялық	қырқалы	
		жонды	
		күмбезді	
		керегетас	
	Денудациялық	қырқалы	
		жонды	
койтас			
Жазықтар	Денудациялық	Пенеппен(қатарлы құрылым негізінде)	
		Қабатты (горизонтальды құрылым негізінде)	
	Аккумуляциялық	Көлдік	
		аллювийлік	
		аллювийлік пролювийлік	
		делювийлік пролювийлік	
эолдық			

(Э.И. Нұрмамбетов, Ф.Ж. Акиянова, А.Р. Медеу материалдары бойынша).

Ірі масштабты геоморфологиялық картаны жасау үшін мынадай орындау тәртіпті қолдану керек:

1. Географиялық негізін дайындау. Аумағы топографиялық картаға сәйкес келген калька бетіне топографиялық картадан бүкіл гидрография торын, негізгі тұрғын мекендерді, градус торларын және жолдарды түсіру. Осылардың жиынтығы картаның географиялық негізін құрады.

2. Алдын ала жасалып қойған геоморфологиялық шартты белгілер бойынша даярланған калька бетіне бедердің негізгі генетикалық түрін (типін), пішіндерін және жеке элементтерін мәселен, әреңістіктегі беткейлер мен кертпештер және алаңшалар, жеке төбешіктер мен шоқылар, жыралар-сайлар және олардың генезисін белгілеу. Олар бірімен-бірі геоморфологиялық шекаралармен қара түсті сызықтармен бөлінеді. Бұдан басқа бедердің жеке пішіндері мен элементтері арнайы белгілермен көрсетіледі.

3. Шартты белгілермен сәйкес бедердің генетикалық типтерін сапалы (түрлі-түсті) фонмен бояу.

4. Түрлі түсті фонмен немесе индекстермен бедер пішіндермен элементтерінің жасын көрсету.

5. Арнайы шартты белгілермен қазіргі геоморфологиялық үдерістерді (үгілу, жыралық эрозия, гравитациялық үдерістер, өзеннің эрозия мен аккумуляция үдерістері, эолдық және антропогендік үдерістерді) бейнелеу.

6. Картадағы рамкадан тыс шартты белгілерді безендіру (зарамочные оформление карты):

а) рамканың жоғарғы жағына картаның атын жазу, масштабын көрсету;

б) рамканың төменгі немесе оң жағында геоморфологиялық шартты белгілерін еңгізу;

в) картаның төменгі оң жағында карта жасаушылардың аты-жөнін және картаның құрастырған жылын жазу.

**Бедердің негізгі генетикалық категориясы және оларды
жалпы геоморфологиялық картада бейнелеу
(А. И. Спиридонов бойынша)**

Бедердің генетикалық категориясы	Индекс-тер	Түрлі-түсті фон және белгілер арқылы картада бейнелеу
<i>Эндогендік</i>		
<p>Тектоникалық: Жер қыртысы тау жыныстарының иілмелі түрде өз тұтастығын бұзбай қалыптасқан</p> <p>Айырылымды (дизъюнкциялық) қозғалыстар арқылы қалыптасқан</p> <p>Жанартаулық Жалған жанартаулық Құрылымды-денудациялық</p> <p>Үстінен төзімді тұнба тау жыныстармен жабылған</p>		<p>Қызыл бояу изобазалар, страто- және морфоизогипстер, көмпиме және төмендеу иілген пішіндердің ареалы (таралған аймақтары) Сызықты белгілер</p> <p>Шымқай-қызыл түсті Сұр-шымқай қызыл түсті</p> <p>Сұр түсті</p> <p>Жазық бағыттағы бедерсызаттар</p> <p>Еңістік бедерсызаттар</p>
<p>Жазық бағыттағы жазық</p> <p>Еңістік жазықтар</p> <p>Магмалық шоғырлармен жабылған</p> <p>Трапп тау жыныстармен жабылған жазық бағыттағы жазықтар</p> <p>Трапп тау жыныстармен жабылған еңістік жазықтықтар</p> <p>Кескілеп өткен интрузиялардың қашалған пішіндер түрлері</p> <p>Массивтік интрузияларының қашалған пішіндер түрлері</p>	<p align="center">V PV</p>	<p>Шымқай-қызыл түсті</p> <p>Жазық бағыттағы бедерсызаттар</p> <p>Еңістік бедерсызаттар</p> <p>Сызықты және масштабтан тыс белгілер</p> <p>Бедерсызаттар</p>

Экзогендік

<p>Гравитациялық: байланыссыз кесекті таужыныстары материалының беткей бойымен өз ілінісін жоғалтуы немесе уақытша таянышынан айырылып қалу нәтижесінде кенет төмен қарай ауысу мен сипатталатын гравитациялық қозғалыстар түрі (опырымалы, сусымалы, жылжымалы) таужыныстары блоктарының беткей бойымен өз салмақ күші әсерінен етекке қарай орын ауысуы, сырғуы;</p>	<p><i>gr</i></p> <p><i>dr,ds</i></p> <p><i>dr</i></p>	<p>Қоңыр түсті, Қызыл-қоңыр түсті</p> <p>Сарғылт түсті</p> <p>Қызғылт-сары түсті</p>
<p>Ірі кесекті материалдың беткей бойымен жаппай төмен қарай баяу ауысуы</p>	<p><i>sf</i></p> <p><i>d</i></p>	<p>Қызғылт-сары түсті</p>
<p>сазды материалдың беткей бойымен ағуынан құрылған (солифлюкциялық)</p>	<p><i>f</i></p>	<p>Жасыл түсті</p> <p>Сарғыш түсті</p> <p>Шөптік-жасыл түсті</p> <p>Жасыл түсті</p>
<p>Делювийлік Кешенді-денудациялық</p>	<p><i>r+s</i></p>	<p>Қоңыр түсті</p>
<p>Флювийлік: лайлы тастар ағындыларымен (селмен) уақытша сулармен құралған тұрақты ағын сулармен құралған</p>	<p><i>kr</i></p> <p><i>gl+n</i></p> <p><i>fgl</i></p> <p><i>ldl</i></p> <p><i>e</i></p> <p><i>bg</i></p> <p><i>l</i></p>	<p>Күлгін-сұр түсті</p> <p>Күлгін түсті</p> <p>Сұр жасыл түсті</p> <p>Сұр көгілдір түсті</p> <p>Сары түсті</p> <p>Көк-жасыл түсті</p> <p>Көгілдір түсті</p> <p>Көк түсті</p>
<p>Карсты және суффозиялық Тондық Мұздық (гляциалдық) Флювиогляциалдық Лимногляциалдық Эолдық Биогендік Көлдік Теңіздік</p>		
<i>Антропогендік</i>		
<p>Антропогендік</p>	<p><i>ant</i></p>	<p>Қара түсті (сызықты және масштабтан тыс белгілер)</p>

32. Қазіргі геоморфологиялық үдерістер және оларды карта бетіне түсіру

Жалпы геоморфологиялық карта әдетте ежелгі геоморфологиялық үдерістер арқылы қалыптасқан бедер пішіндерін қағаз бетіне бейнелейді. Ал, қазіргі геоморфологиялық үдерістер жоғарыда айтылғандай қазіргі кезде тікелей көзбен шолып байқалатын үдерістер. Оларды картаға түсіру алдында ең алдымен бір жүйеге келтіріп жіктеу қажет.

Әр түрлі ұстанымдарға негізделген қазіргі физикалық-географиялық үдерістердің топтастырылуын көптеген зерттеушілер ұсынған еді. Н. И. Николаев барлық экзогендік физикалық-географиялық үдерістерді белдемдікті (зональный) және бейбелдемдік (азональный) немесе интразоналдық үдерістерге бөлген. Белдемдік үдерістер - географиялық ендікке сәйкес өзгеріп отыратын табиғи үдерістер, ал бейбелдемдік немесе интразоналдық үдерістер деп белгілі бір зонаға тән емес кездесетін үдерістерді атайды. Белдемдік үдерістерге - үгілу, топырақ түзу, мәңгілік тон, эолдық үдерістер және ағын сулардың әрекеті, ал бейбелдемдік (интразоналдық) үдерістерге - ауырлық күштерінің (гравитация), жер беті тұйық сулары мен жер асты суларының әрекеті және адам әрекеті жатады.

Т. В. Звонкова физикалық-географиялық үдерістердің жіктеуін олардың қозғалмалы, динамикалық даму ұстанымдарына негіздеген. Сонымен бірге осы үдерістердің әр түрлі құрылыстарға жасаған әсерлерін және олардан қорғау шараларының сипаттамасын ұсынған.

Инженерлік геологияда эндогендік және экзогендік үдерістермен қатар эндолитогендік үдерістер де есепке алынады. Ол тау жыныстарының, адамның тікелей қатысуымен өзгертін ішкі физикалық, химиялық қасиеттерімен қатар, молекулярлық, энергияның өзгеруіне байланысты. Осы топтастырылудың ішінде іс жүзінде ең көп таралғаны геоморфологиялық үдерістердің генетикалық жіктелуі. Бұл жіктелуінің ерекшеліктерінің бірі – геоморфологиялық үдерістердің пайда болу себептерін, яғни генезисін тікелей көрсетеді және осы зиянды үдерістерге қарсы күрес жүргізу үшін тура бағаларын беріп, тиісті шаралар қолдануға мүмкіншілік туғызады (Э. Палиенко, 1978).

Қазіргі геоморфологиялық үдерістерінің генетикалық жіктемесі

Экзогендік үдерістер:

Үгілу (элювий және топырақ түзілу)

Делювийлік (алаңдық шаю және үйілу)

Гравитациялық (опырылу, жылжу, солифлюкция)

Флювийлік (тұрақты және уақытша ағын суларының эрозиялық және аккумуляциялық әрекеттері);

Жер асты сулары мен атмосфералық жауын-шашынның әрекетіне байланысты (карстық құбылыстар, батпақтану, саздану, суффозиялық, шымтезек жиналуы)

Теңіздер мен көлдердің жағалық үдерістері (абразия және аккумуляция).

Эолдық үдерістер (дефляция, корразия, аккумуляция)

Криогендік (аяздық үгілу, топырақтың бөртіп ұлғаюы және шөгуі).

Гляциалдық (мұздықтың экзарация мен лимногляциалдық аккумуляциялық әрекеті)

Флювиогляциалдық (мұздық суларының эрозиялық және аккумуляциялық әрекеті).

Лимногляциалдық (мұздықтық - көлдер суларының әрекеті).

Биогендік үдерістер.

Эндогендік үдерістер:

Қазіргі қозғалыстар әсерінен жер қыртысының тік бағыттағы және жазық бағыттағы ығысуы.

Жер сілкіну ықпалынан тау жыныстарының опырыла құлауы, жылжымалар құбылыстарының қалыптасуы, айырылымды және үзілмелі деформацияларының пайда болуы.

Жанартау әрекеті (жанартаулардың атқылап қопарылуы және аккумуляциялық әрекеті).

Антропогендік үдерістер:

Пайдалы қазбаларды өндіру барысында әр түрлі аккумуляциялық, яғни үйінділердің (террикондардың) пайда болуы немесе ашық тәсілмен өндіргенде біршама ауқымды қазынды – ашық кеніштердің қалыптасуы (110-сурет).

Инженерлік-құрылыстарды, сонымен қатар елді-мекендерді салу барысында аумақты тегістеу және топырақ үйінділерінің түзілуі, қоқысты жерлердің пайда болуы, урбанландықтардың дамуы.



110-сурет. Ашық кеніш (Edward J. Tabruck, Frederick, K.Lutdens, 1990)

Мұнай мен газ құбырларын бойлай топырақ жамылғысының бұзылуы.

Темір мен тас жолдарын жағалай жыра-жырмалардың пайда болуы.

Агрогендік үдерістер – жыртылған жерлерде эрозиялық әрекетінің артуы, алаңдық шаю және үйілу, топырақтың батпақтануы және сортаңдануы, жайылымдық жерлерде топырақ деградациясы, шаңғыту, шөл құбылыстарының байқалуы.

Генетикалық ұстанымына жіктелген қазіргі геоморфологиялық үдерістер мынадай тәсілмен картаға түсіріледі. Алдымен бедер элементтері мен пішіндері категориясын белгілеп, олардың қазіргі кездегі қарқындылығын айыру қажет. Мысалы, делювийлік беткейлердегі әр қарқынды делювийлік шайылу мен үйілу үдерістер, шөлді аймақтардағы аккумуляциялық және дефляциялық үдерістері, теңіз жағалауындағы абразия үдерістері, суффозиялық үдерістер. Содан кейін осы үдерістердің қарқындылығын түрлі-түсті өңмен (фонымен) немесе сызат белгілермен карта бетінде бейнелеу. Мұнда бейнелеу тәсілі де әр түрлі болуы ықтимал. Бірінші вариантта түрлі-түсті өңмен қазіргі геоморфологиялық үдерістердің генетикалық түрін, ал түстердің қоюлығымен - олардың қарқындылығын бейнелейді.

Екінші вариантта қазіргі үдерістердің қарқындылығы әр түспен, сызатты белгілермен олардың генетикалық түрін, мысалы, ең қауіпті үдерістерін қызыл түспен, ал баяу жүріп жатқан үдерістерді - жасыл түспен бояйды.

Сонымен қатар, қазіргі геоморфологиялық үдерістердің қарқындылығын анықтау үшін, сапалық көрсеткіштермен қатар, сандық көрсеткіштерді де қолдану тиімді.

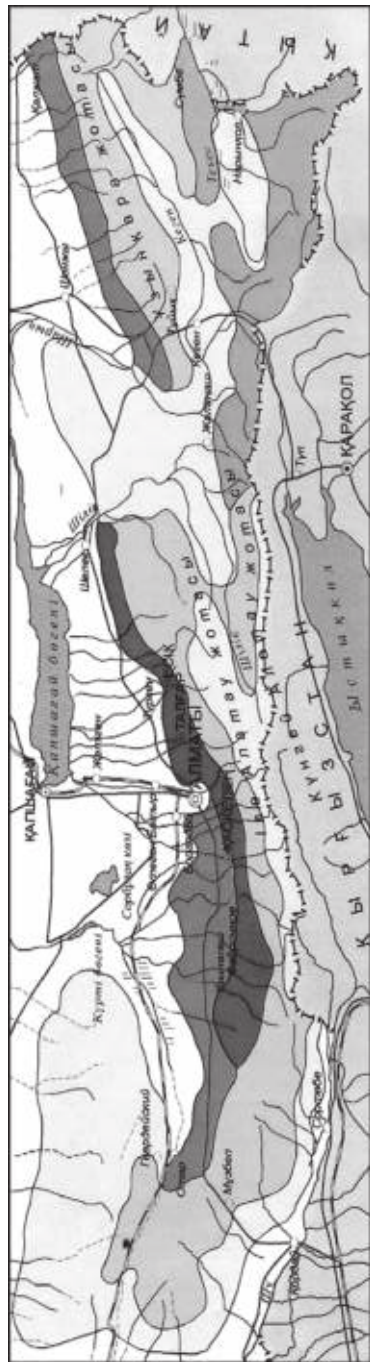
Жоғарыда айтылған геоморфологиялық үдерістердің көбі Қазақстан аумағында кең дамыған. Әсіресе Республикамыздың қуаңшылық денудациялық аймақтарында көбінесе эолдық әрекеті, яғни құм бөлшектерінің желмен ұшуы (дефляция), корразия, эолдық тасымалдау және шоғырлану үдерістері кең тараған. Орталық Қазақстандағы Сарыарқа өлкелерінде үгілу үдерістерімен қатар, делювийлік шайылуы мен үгілуі, суффозиялық үдерістер, уақытша ағын суларының әрекеті кең дамыған. Соңғы кездегі Батыс Қазақстандағы Каспий теңізінің су көтерілу ықпалынан абразия үдерісі, яғни соқпа толқын әсерінен жағалардың бұзылу үдерістері қарқынды түрде жүріп жатыр. Қазақстанның оңтүстік және оңтүстік-шығыс жағындағы таулы өлкелерін сел әрекетімен қатар сейсмо тектоникалық қозғалыстар әсерінен опырылмалар, жылжымалар, сырғымалар, қар көшкінділері және тағы басқа көптеген гравитациялық және эрозиялық үдерістер байқалады.

Қазіргі геоморфологиялық үдерістерді генетикалық ұстанымдармен жіктеу және арнайы шартты белгілермен геоморфологиялық карталарға түсіріп, оларға қарсы шаралар қолданудың бүгінгі күндерде практикалық маңызы өте зор.

Төменде Іле Алатауы, Кунгей Алатауы және Ұзынқара жоталарындағы қауіпті жылжымалы аудандар картасы (111-сурет) және селдің қауіп-қатерлігі картасы (112-сурет) космостық карталарды айқындау (дишифрлеу) және ГАЖ технологияларды пайдалану әдістері арқылы құрастырылған.

Қарастырып отырған таулы аудандардың жылжымалар мен опырылымдар жағдайларынан нақты сипаттама берсек, олар айтарлықтай материалдық шығын ғана емес, сондай-ақ адамдар өмірін қиып кетеді. Қазақстанда 150 мың км² аса ауданды жылжыма қауіпі бар аумақ алып жатыр. Осы аумақтарда шамасы 100 мыңға жуық халық тұрады. Алматы облысында жылжыма және опырылма қауіпі бар аумақтар - 50,9 мың км²,

Іле Алатауы, Күнгей Алатауы және Ұзынқара жоталарындағы жылжымалы аудандар картасы (Қазақстан Республикасының Ұлттық Атласы, III том, қоршаған ортасы және экология, Алматы, 2010)



Қауіптің дәрежесі	Аумақтардың бұғалуы (%)	Жылжымалылық мақсаты көлемі (млн м ³)	Жылжымалы теу желілерінің қолданылуы мақсатын терісінді (м)	Паратасіктің процесі	Қорытқыш күштер сипаттамасы
маңдайы	10 жүзінде жылжымаушы болмайды	0,5-10	5-10	эрозия	Менді зиян келтірмейтін жергілікті өсер
шамалы	10%-дан аз	10-50	10-20	опарылмаулар, қорымдар, эрозия	Адамдар қаз табуы мүмкін
бірқалыпты	10-25	50-100	20-50	эрозия, опарылмаулар, қорымдар	Ғимараттардың, имараттардың ішінара қорыуы, адамдардың қаз табуы.
күшті	25-50	100	50	жыра түзілу, эрозия	Ғимараттардың, имараттардың қорыуы, адамдардың қаз табуы.
өте күшті	50%-дан астам	100-150	50	жыра түзілу	Ғимараттардың, имараттардың айтарлықтай қорыуы, адамдардың қаз табуы.

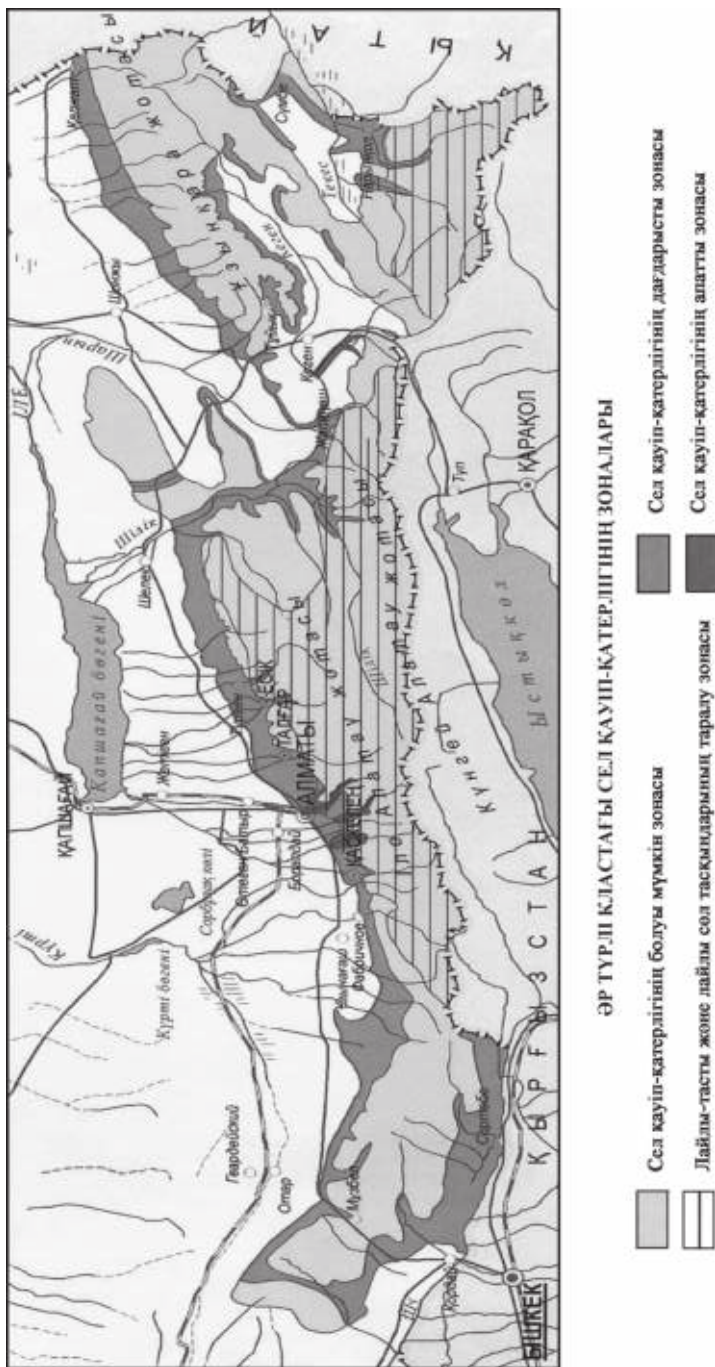
111-сурет

ал Іле Алатауының солтүстік беткейінде 2812,6 км² ауданды камтиді (111-сурет). Өте күшті қауіп бар аймақтардың жалпы ауданы 140,6 км² құрайды, қауіп күшті аудандар 577,6 км², 113,3 км² аудан шегінде жылжыма қауіптілігінің орташа дәрежесі белгіленген. Болмашы қауіпті жылжымалы аумақтар 60,9 км² алып жатыр. Жылжымалар пайда болуының белсенділігі мен масштабы грунттардың физикалық – механикалық қасиеті мен құрамына, бедердің тілімдену тереңдігі және беткейлердің еңістігіне байланысты. Іле Алатауында жоғарыда айтылған сипаттамалардың таралуы зоналығына байланысты, сондықтан жылжыма қауіптілігі де биіктік зоналар бойынша ажыратылады. Жылжыма қауіптілігінің күшті және өте күшті дәрежесіндегі аумақтың көп бөлігі аласа таулы зонада орналасқан. Орташа биік таулы зонада күшті жылжымалы қауіптілігі бар аумақтар аласа таулы және орташа биік таулы зоналарды бөліп тұрған тектоникалық кертпештер беткейлеріне бейімделген. Іле Алатауында ең ірі көрініс тапқан жылжыма құбылыстар сейсмогендік құламалы-жылжыма.

Олар орасан зор мөлшерімен және сирек қайталануымен ерекшеленеді. 1887 ж. Верный жер сілкінісі кезінде Іле Алатауындағы жекелеген опырылымдардың көлемі 50 млн м³ жеткен, ал беткей деформациялардың жалпы көлемі 440 млн м³ болған (28).

Селдер Қазақстанның таулы және тауалды аудандарында кеңінен таралған, сондықтан да осы аумақтарда тұру және шаруашылық әрекетімен айналасу едәуір қауіп-қатерге байланысты (112-сурет). Сел қауіп-қатері бұл селдің жағымсыз, кері әсерін тигізетін қауіп. Сел қауіп-қатерінің мөлшері адамға, табиғатқа, шаруашылық нысандарына тигізетін әр түрлі сел құбылыстарының пайда болу мүмкіндігіне және зиянның тигізетін ықтималдығына байланысты. Сел қауіп-қатері болуы мүмкіндік класына шаруашылық тұрғыдан нашар игерілген биік таулы және ішінара орташа биік таулы зоналары жатады, мұнда сел тасқындарының қауіп-қатері айтарлықтай жоғары немесе орташа болса да, соған қарамастан олардың ықпалы шектеулі және тек қана экосфераға әсер етеді. Бұл класқа халықтың саны және техносфера нысандары мол, алайда соңғылардың жақсы қорғалғандық жағдайда, сел пайда болуының орташа қауіпті

Іле Алағауы, Күнгеі Алағауы және Ұзынқара жоталарындағы селдің қауіп-қатерлігі картасы
(Қазақстан Республикасының ұлттық Атласы, III том, қоршаған ортасы және экология, Алматы, 2010)



112-сурет

территориясы жатады. Бұған аласа таулы зоналардың іс жүзінде игерілмеген жеке аумақтары да кіреді. Сел қауіп-қатері болуы мүмкін зоналарға Іле және Жетісу Алатауы, Күнгей және Теріскей алатауы, Қырғыз, Талас, Ұзынқара, Қаратау және т.б. Қазақстанның құрамына кіретін солтүстік-батыс Тянь-Шань, сондай-ақ Шығыс Қазақстан аумағында орналасқан сел жүретін алаптарының бастаулары жатады. Сел қауіп-қатері дағдарыс ретінде бағаланатын аумақтар Оңтүстік-Шығыс және Шығыс Қазақстан облыстарының таулы өзендердің сел жүретін көбінесе аласа таулы және орташа биік биік таулы зоналар, мұнда қауіпсізділігі жеткіліксіз және халқы орта дәрежелі зардапқа ұшырайтын жергілікті және облыстық маңызы бар елді мекендер және өндірістік-шаруашылық нысандар орналасқан.

Апатты сел қауіп-қатері бар класына зардабы қйталанбайтын экономика даму векторының сел құбылыстарының айтарлықтай кері әсерлерінің мүмкіндігі мол аумақтар, жоғары және орташақауіпті селдердің болуында біршама жеткіліксіз немесе жағымсыз әсерінен қорғану жүйесі жоқ халық тығыз қоныстанған сондай-ақ өндірістік және ауылшаруашылық дамыған аймақтар жатады. Алайда орташа қауіпті селдер пайда болатын зоналарда орналасқан нысандар экономикалық-әлеуметтік дамуында маңызы зор аймақтар экологиялық тұрғыдан қауіпті, олар қиратылған жағдайларда екінші реттегі ірі техногендік сел құбылыстардың тудыруы ықтимал. Апатты сел қауіпмен Үлкен Алматы (орташа биік таулы зона), Кіші Алматы, Ақсай (аласа таулы зона), Бадам, Қаратал, Текелі (орташа және таулы зоналар) өзендердің алаптары сипатталады (28).

Антропогендік үдерістерге байланысты соңғы кездегі табиғат құбылыстары (сортаңдану, опырылмалар, эолдық дефляция мен аккумуляция, ластану және т.б. зиянды құбылыстар) күннен күнге қарқынды түрде дамып келеді. Бүгінгі таңда антропогендік әсерлер жер бедерінің өзгеруінде ең маңызды фактор ретінде жылдан-жылға өсіп келеді, соның салдарынан қоршаған ортаның табиғи тепе-теңдік жағдайы бұзылып, әр түрлі өзгерістер пайда болуда. Кейде мұндай әрекеттер ғаламдық көлемдегі ірі өзгерістерді туғызады.

ҚОРЫТЫНДЫ

Геоморфология Жердің немесе оның жекелеген аймақтарының бедер ерекшеліктерін, сол пішіндердің қалыптасу тегін, сырт бейнесін, даму және таралу заңдылықтарын зерттейтін геологиялық-географиялық ғылым.

Геоморфология біздің планетамызды зерттейтін ғылымдарының бірі болғандықтан, жер бетінің пайда болуын, оның дамуын және құрылымын танып білу барысында өзінің едәуір үлесін қосуда, сондықтан теориялық мәселелерді шешу жолында, ол геология, физикалық география және палеогеография ғылымдарымен тығыз байланысты. Осы теориялық мәселелердің бірі, жоғарыда айтылғандай, жер жүзін қалыптастыратын эндогендік және экзогендік үдерістердің өзара әрекеттерін зерттеу.

Жер бетін зерттейтін ғылыми ретінде геоморфологияның белгілі бір қадағалайтын объектісі – бедер және бұл ғылым дамымайынша жердің құрылымы мен тарихы туралы теориялық талдау жасауға мүмкіншілік жоқ, бұл геология, биология, физикалық, география мәліметтерін есепке алмай талдау жасағандай болар еді. Сонымен бірге геоморфология зерттеулері геологиялық іздестіру жұмыстары, шашылымдарды іздестіру жолдары, мұнай құбырларды және гидротехникалық құрылыстарды салу және т.б. сияқты практикалық тұрғыда қолданылады.

Соңында айтарымыз, геоморфология басқа ғылыми мәліметтерге сүйене отырып, жер бетінің дамуына жалпы баға береді. Ең алдымен біз планетамыздың тектоникалық дамуының қарқынды кезеңінде өмір сүріп отырмыз. Альпілік тау түзілу және оның жалғасы жаңатектоникалық кезең әлі біткен жоқ. Тектоникалық қозғалыстармен байланысты бедердің едәуіртік бағыттағы және жазық бағыттағы әсерінен қарқынды үгілу және денудациялық үдерістер жүзеге асты. Осымен байланысты литосфераның үстіңгі қабатының материалы жер бедерінің гипсометриялық жоғарғы жерінен (тау өлкелерінен) төмен қарай тасымалданып ойпаң және ойпат жерлерге келіп шөгеді.

Қазіргі кездегі шөгінділердің құрылу жылдамдығы бұрынғы геологиялық дәуірлермен салыстырғанда едәуір жоғары екендігі дәлелденді. Сондықтан қазіргі кезең тек биік тау түзілу немесе үгілу денудация үдерістерінен басқа сонымен қатар аккумуляциялық тегістеу заманы да болып саналады. Жер бетінің осы кезеңдегі табиғаттың даму жағдайлары мен ерекшеліктерін геоморфологияның алдында тұрған ғылыми және қолданбалы мәселелерін шешу жолында еске алу қажет.

Жоғарыда айтылып кеткен экзогендік бедер құру үдерістерінің көбі Қазақстан аумағында кең дамыған. Соңғы кездегі антропогендік үдерістерге байланысты табиғаттың қуаңшылық құбылыстары (сортандану, эолдық әрекет, ластану) және т.б. зиянды құбылыстар еліміздің көп аймақтарында кездеседі. Осы үдерістерді ғылыми тұрғыдан зерттеп, оларға қарсы әрекет жүргізу бүгінгі күндерде ең басты мәселе болып табылады.

Соңғы кездерде “антропогендік география” және “антропогендік ландшафттану” түсініктері пайда болды. Олар геоморфологиялық ортаға адам әрекетінің әсер етуіне байланысты. Бұл әрекет бедер құрылысына, оның дамуына және тұрақтылығына әсер етеді. Антропогендік геоморфологияның зерттеу нысаны антропогендік (техногендік және агрогендік) бедер және үдерістер. Антропогендік бедерді зерттеудің маңызы зор. Өйткені ол адам әрекетіне байланысты және бедерді өзгеріске әкелген үдерістердің жиынтығын бағалауға мүмкіндік береді. Бұл үдерістердің әрекеті мен ізін барлық жерлерде байқауға болады. Адамның шаруашылық әрекетінің нәтижесінде жаңа бедер пішіндері және антропогендік шөгінділер пайда болады, табиғи үдерістердің сипаты өзгереді. Геоморфологиялық үдерістер дамуында адам әсерінің пайдасы да зияны да бар. Өкінішке орай адам әрекетінің табиғатқа зиянды жағы да аз емес.

Жер бетіндегі бедер пішіндерін өзгерте отырып, осы өзгерудің тиімділігін және табиғат қорғау шараларын жете зерттеу қажеттілігін ескертеміз. Қорғауды қажет ететіндер өсімдік, жануар, топырақ, су, ауа, жер қойнауы, жер ресурстары яғни барлық қоршаған орта екендігі баршаға мәлім. Оның қатарына бедер де кіреді. Сондықтан осы табиғат байлықтарын қорғау

және кешенді түрде тиімді пайдаланудың дұрыс жолдарын қарастырып жоспарлау қажет.

Адам әрекетінен қалыптасатын алуан түрлі антропогендік бедер пішіндері қазіргі экзогендік үдерістердің дамуына өзгерістер әкеліп, оның бағыттылығы мен қарқындылығына әсер етеді. Сондықтан да табиғи үдерістердің жағымсыз көрініс беруімен күресуге жоспарланған шараларда міндетті түрде табиғи құбылыстардың дамуындағы антропогендік бедер пішіндерінің рөлі ескерілуі қажет. Қазіргі уақытта инженерлік-шаруашылық кешендер мен табиғи жүйенің өзара қатар өмір сүру мәселесі шындыққа айналып отырғанда, адам мен табиғи орта қарым-қатынастарын теория жағынан ұқыпты зерттеу мен ғылыми тұрғыдан сараптау ерекше маңызды мәнге ие болып отыр.

Жаңа қолданыста пайдаланған геоморфологиялық аталымдардың орысша-қазақша сөздігі

А

абразионно-аккумулятивный океанический уровень –
абразиялық-аккумуляциялық мұхит деңгейі
абразионная бухта – абразиялық қойнау
абразионный обрыв – абразиялық жар
абсолютный возраст горных пород – тау жыныстарының
абсолюттік жасы
абсолютный геологический возраст – абсолюттік
геологиялық жас
абсолютная геохронология – абсолюттік жержылнама
(геохронология)
абсолютная система высот – биіктердің абсолюттік жүйесі
абсорбция – абсорбция, сіңірілуі, сорылу
авандельта – авандельта, сыртқы атырау
авторегуляция в природе – табиғаттағы өзін өзі реттеу
авторский оригинал – авторлық түпнұсқа
агат – ақық, агат
агенты выветривания – үгілу агенттері
агенты денудации – денудация агенттері
агенты переноса – тасымалдау агенттері
агломерат вулканический – жанартаулық агломераты
агрегаты (сростки) кристаллические – кристалл агрегаттары
(шорлары)
агрессивность воды – судың жемірілігі
адаптация – бейімделу
азимут астрономический – астрономиялық азимуты
азимут падения – еңістену азимуты
азимут простирания – созылым азимуты
азональность – бейзоналық

азурит – ләпсі тас, азурит
айсберг – мұзтау
акватория – айдын
акклиматидация – жерсіну, жерсіндіру
аккумулятивная равнина – аккумуляциялық жазық
аккумулятивный рельеф – аккумуляциялық бедер
аккумулятивные формы рельефа – бедердің аккумуляциялық пішіндері
активность сейсмическая – сейсмикалық активтілігі
активный вулкан – белсенді жанартау
активный разлом – белсенді жарылым
активный слой почвы – топырақтың әрекетті қабат
активизация тектоно-магматическая – тектоникалық-магмалық активтілігі
алеврит – құмайт
алевритовая структура – құмайтты құрылым
алевролит – құмайтастар, алевролит
александрит – александрит (құбылматас)
аллогенная брекчия – аллогендік жентас (брекчия)
аллотрофное озеро – аллотрофтық көл
аллохтонные отложения – аллохтондық шөгінділер
аллювиальные отложения – аллювийлік шөгінділер
аллювиальная почва – аллювийлік топырақ
аллювиальная равнина – аллювийлік жазық
аллювиальные россыпи – аллювийлік шашылымдар
алмазная россыпь – алмасты шашылымдар
алмазоносная труба – алмасты түтік
альпийская зона – алпілік зона
амплитуда смещения – ығысу амплитудасы
амплитуда разрыва — ажырау амплитудасы
анализ генетический – генетикалық талдау
анализ гранулометрический – түйірөлшемдік талдау

анализ мощностей – қалыңдықтарды талдау
анализ перерывов и несогласии – үзілістер мен
үйлесімсіздіктерді талдау
анализ структурный – құрылымдық талдау
анализ фациальный – фациялдық талдау
аналитическая карта – талдау картасы
аналог стратиграфический – стратиграфиялық ұқсастық
аналогия – ұқсастық
аннотация – аңдатпа
аномалия высоты – биіктік аномалиясы
аномалия силы тяжести – ауырлық күшінің аномалиясы
антарктические оазисы – антарктикалық шұраттар
антецедентная долина – антецеденттік аңғар
антиклинальная долина – антиклиндік аңғар
антиклинальная складка – антиклиндік иілім
антиклинальная структура – антиклиндік құрылым
антропогенный рельеф – антропогендік бедер
антропогенная эрозия – антропогендік эрозия
антропогенное воздействие – антропогендік әсер,
антропогендік ықпал
антропогенное загрязнение – антропогендік ластану
антропогенная система (период) – антропогендік жүйе
(кезең)
антропогенное явление – антропогендік құбылыс
антропогенные образования – антропогендік түзілімдер
антропогенная нагрузка – антропогендік жүктеме
антропогенные отложения – антропогендік шөгінділер
антропогенная экосистема – антропогендік экожүйе
арена геоморфологическая – геоморфологиялық арена
аридная зона – құрғақ зона
аридно-денудационный рельеф – қуаңшылық-денудациялық
бедер
архипелаг – топарал

атмосферный фронт – атмосфералық шеп0
афтершок – кейінгі дүмпу (афтершок)
аэробные процессы – аэробтық үдерістер
аэрогеосъемка – аэрогеотүсіру
аэрозоль – ауа тозаңы
эроснимок наклонный – еңістік аэросурет
аэроснимок перспективный – перспективалық аэросурет
аэроснимок спектрональный – спектроналық
аэросурет
аэрофотосъемка перспективная – перспективалық
аэрофототүсіру
аэрофототопография – аэрофототопография
аэроэлектроразведка – аэроэлектробарлау

Б

база данных – мәліметтер базасы
базальная зона гор – таудың етек зонасы
базальные слои – төменгі қабаттар
базис аккумуляции – аккумуляция базисі0
базис геодезический – геодезиялық базис
базис переменный – ауыспалы базис
байджараки – байджарактар (тоңтөбелер)
байраки – байрактар, құрғақ сайлар мен жыралар
баланс Земли водный – Жердің су балансы
баланс ледника водный – мұздықтың су балансы
баланс снежного покрова – қар жамылғысының балансы
балка – сай
балочный рельеф – сайлы бедер
бальность землетрясения – жерсілкіну балдылығы
банка – банка (теңіздік қайраң)
бар – жағалық құмбел (бар)
бар устьевой – сағалық бар
бараньи лбы – қоймандай тастар

барашки – толқын көпіршігі
бархан – барқан, құм шағыл
барханные гряды – шағыл қырқалар
барханные цепи – шағылдар тізбегі
барьер горный – тау кедергісі
барьерный риф – тосқауыл кедертас
барьер торосов – үйінді мұздар бөгеті
бассейн – алап, әуіз, әуіт, хауыз
бассейн бессточный – ағынсыз алап
бассейн водосборный – су жиналу алабы
бассейн выпашивания – жырту алабы
бассейн замкнутый – тұйық алап
бассейн нефтегазоносный – мұнайлы - газды алап
бассейн отстойный – тұнық алабы
башенный карст – мұнаралы карст
башня буровая – бұрғылау мұнарасы
бедная руда – мардымсыз кен
бедный растительный покров – жұтан өсімдік жамылғысы
безрусельные ложбины – арнасыз қолаттар
белки, белогорье – қарлы шыңдар, ақ таулар
берег выровненный – тегістелген жаға
берег лопастной – түбекті-қойнаулы жаға
берег обрывистый – тік жарлы құламалы жаға
берег отмелый – қайраңдық жаға
береговой бриз – жағалық жел
береговой вал – жағалық белес
береговая зона – жағалық зона
береговая линия – жағалық сызық
береговая отмель – жағалық қайраң
береговые формы рельефа – жағалық бедер пішіндері
березовые колки – шоқ қайын
бессточная область – ағынсыз атырап
бессточный бассейн – ағынсыз алап

бессточные впадины – ағынсыз ойпаңдар
бечевник – сүйретпе жол
биогенные отложения – биогендік шөгінділер
биогенные формы рельефа – биогендік бедер пішіндері
биологическое выветривание – биологиялық үгілу
битум – таушайыр
бифуркация рек – өзендердің тарамдануы, бифуркациясы
блеклая руда – солғын кен
блок висячий (крыло висячее) – аспалы блок, аспалы қанат
блок-диаграмма – кескін-пішін, диаграмма топтамасы
блуждающее озеро – шарасын ауыстырған көл, кезбе көл
блуждающая река – кезбе өзен
блюдца степные – дала көлдеулері
бобовая руда – бұршақ тәріздес кен
бобовины – бұршақтастар
боковая долина – бүйірлік аңғар
болото верховое – беткі батпақ
болото сфагновое – мүкті батпақ
бор – шоқ қарағай, шоқ орман
бора (северный ветер) – бора (солтүстік қысқы суық жел)
бореальная зона – бореалық (суық) зона
борозда – жүйек (атыз)
борозды скольжения – сырғанау ағыздары
борт – шеткі өңір, шеткі жак, бүйір
бочаг, омут, пучина – тұңғиық, шұңғыма
брекчий вулканические – жанартаулық брекчиялар
брекчий осадочные – шөгінді брекчиялар
бровка (край обрыва) – жарқабақ
брод, переправа – өткел, өткел кешу
бронированный рельеф – қалқаланған (брондалған) бедер
бугор – төбешік
бугорок – төмпешік
бугристые пески – құмтөбешік, төбешікті құмдар

бугры пучения – бұдырланған (көмпиме) төбешіктер
бугры торфяные – шымтезек төбешіктері
будинаж – будинаж (қат-қабаттардың бөлшектенуі)
булыжник – кесектас
бур – бұрғы
бурая почва – құба топырақ
бурение картировочное – карталаулық бұрғылау
бурение керновое – кернді бұрғылау
бурение колонковое – бағаналы бұрғылау
бурный ветер – долы жел
буровая вышка – бұрғылау мұнарасы
буровая скважина – бұрғылау ұңғымасы
буруны – қайраң толқындар
бурый железняк – қошқыл теміртас
бурый уголь – қоңыр таскөмір
буроземы – құба топырақтар⁰
бутовый камень – кесек тас
бухтовый берег – қойнау жаға
быстрина – сарқырама
быстроток –тезағар, тезағын
Бэра (Бер-Бабине) закон – Бэр (Бер-Бабине заңы)
Бэровские бугры – Бэр төбешіктері

В

вади – вади, құрғақ эрозиялық аңғарлар
вал – бел (белес)
валунник – дөңбектас
валуны – қойтастар
ванна (в геоморфологии) – ванна (геоморфологияда), ойдым
вариант – нұсқа
вдольбереговые течения – жағабойлық ағыстар
долбереговой поток наносов – жағабойлық тасындылар
ағыны

вековые колебания – ғасырлық тербелістер
веерообразная складка – желпуіш тәріздес қатпар
веера блуждания – кезбелер желпуіштері
величина оседания – тұну шамасы (мөлшері)
вероятное отклонение (ошибка) – ықтималды ауытқу (қате)
вертикальный разрез – вертикалдық қима
вертушка гидрологическая – гидрологиялық зырылдауық
верхний уровень денудации – денудацияның жоғарғы деңгейі
верховодка – қалқыма су
верховое болото – беткі батпақ
верховье, исток реки – өзеннің бастауы
вершина дельты – атырау басы
весенняя распутша – көктемгі лайсаң
ветер порывистый – өкпек, ұйтқыма жел
ветрораздел – желайрық
ветровая рябь – жел шымыры
ветровая (эоловая) деятельность – жел (эол) әрекеті
взброс – қаусырма
взбросо-сдвиг – қаусырма-ығыспа
вещественный состав – заттық құрам
веха – қада
взвесь – сүзбе тозаң, жүзінді
взвешенная пыль – ұшпа шаң
взвешенные наносы – жүзбе тасындылар, қалқыма тасындылар
взморье – теңіз жағалауы
взмучивание – лайлану
видимость горизонтальная – жазықтық көрінімділік
видимый горизонт – көрінім көкжиек
видимый спектр – көрінім спектр
визир лазерный – лазер көздеуші
визирование – нысаналау
виргация – виргация (тау тізбегінің тарамдануы)

висячий ледник – аспалы мұздық
включения в минералах – минералдардағы кірікпелер
вкрапленники – сеппелер
вкрапления – сеппелену
вкрапленность – сеппелілік
влагоемкость горных пород – тау жыныстарының ылғал
сиымдылығы
влагооборот на Земле, круговорот воды – Жердегі ылғал
айналымы
влагоперенос – ылғал тасымалдау
влагопроводность – ылғал өткізгіштік
влагосодержание воздуха – ауадағы ылғал мөлшері
влекомые наносы – ілеспе тасындылар
вложенные, присложенные террасы – сүйелмелі (еселенген)
терассалар
вмещающие породы – сыйстырмалы тау жыныстары
внедренные горные породы – енген тау жыныстар
внутригорная впадина – тау ішіндегі ойыс
v-образная долина – v-тәрізді аңғар
вогнутая равнина – ойысты жазық
внутренняя морена – ішкі морена
вогнутый берег – ойпаң жаға
вогнутый склон – ойысты беткей
вогнутые формы рельефа – бедердің ойысты пішіндері
вода агрессивная – жебір су
вода инфильтрационная – сіңбе су
вода ископаемая – қазба су
вода конденсационная – будан пайда болған су
вода межпластовая – қабатаралық су
вода промышленная – өнеркәсіптік су
вода рудничная – кеніш суы
вода стоячая – тоспа су
вода ювенильная – ювениль суы

водно - ледовый баланс – су-мұз теңдестігі
водный баланс ледников – мұздықтың су балансы
водокаменный сток – сулы-тасты ағын
водоностность реки – өзеннің сулылығы
водоностный горизонт – сулы қабат
водоотводной канал – су бұру, су тарту каналы
водообильность породы – тау жынысының сумолдылығы
водопад – сукұлама
водопой – суат
водонепроницаемый горизонт – су өтпейтін қабат
водопроницаемость горных пород – тау жыныстарының су өткізгіштігі
водораздел – суайрық
водосбор, водосборный бассейн – сужинау,су жинау алабы
водослив – суағар
водоупор – сутірек
водоупорный горизонт – су өткізбейтін қабат
воды дренажные – құрғату сулары
воды трещинно-карстовые – жарықшақ-карст сулары
возвышенность – қырат
возвышенность куполовидная – дөң, күмбез бітімді қырат
возобновление природных ресурсов – табиғи ресурстарды жанарту
возрожденные горы – жанарған таулар, қайта түзілген таулар
волны сейсмические продольные и поперечные - құма және көлденең сейсмикалық толқындар
воронки карстовые – карсттық шұңқыр
воск горный – тау балау им ызы
воски ископаемый – қазба балауыздар
восходящее развитие рельефа – бедердің көтеріле (өрлей) дамуы
врезанная долина – тілме аңғар
врезанные меандры – тілме меандрлар, ирелендер

врезы – тілімдер
временный водоток – уақытша ағын су
временный интервал – уақыттық аралық
время всемирное – дүниежүзілік уақыт
время поясное – белдеулік уақыт
время съемочное – түсіру уақыты
вскрыша – аршылым
всплывание – қалқып бетіне шығу
вспучивание грунта – грунт қабаруы
вторичное месторождение – туынды кенорны
вулкан действующий – әрекетті жанартау
вулкан трещинный – жарықшақты жанартау
вулкан уснувший – тынышталған жанартау
вулкан центральный – орталық жанартау
вулканические бомбы – жанартаулық бомбалар
вулканические брекчин – жанартаулық брекчиялар
вулканические газы – жанартаулық газдар
вулканические выбросы – жанартау атындылары
вулканические извержения – жанартау атқылаулары
вулканический кратер – жанартау көзелігі
вулканический обелиск – жанартаулық сынтас
вулканоченный грязевый поток – жанартаутектік лайлы тасқын
вулканогенно осадочные породы – жанартау текті шөгінді тау жыныстар
выборка – іріктеме
выбросы газа – газ шығарындылары
выветривание – үгілу, морылу
выветривание горных пород – тау жыныстарының үгілуі (морылу)
выветривание избирательное (селективное) – алалай (талғамды) үгілуі
выжимание – сығымдалып көтерілу

выемка – ойық
выклинивание слоев – қабаттардың сүйірлене сыналануы
вымывание почвы – топырақтың шайылуы
вымоина, провал – ойылым
выпадение пыли – шаңның жаууы
выполаживание склонов – беткейлердің жайпақталуы
выполнение жильное – тастамыр толтырмасы
выпуклая поверхность – дөңес бет
выпуклость – дөңестік
выпуклые формы рельефа – бедердің дөңес пішіні
выработанный рельеф – өңделген бедер
выработка – қазынды
высоко поднятая и глубоко расчлененная горная страна – жоғары көтерілген және терең тілімденген таулы атырап
высота относительная – салыстырмалы биіктік
выступ фундамента – іргетас көтерілімі
высыпка – шашынды
выцветы солей – сордың тұзды қабыршығы
выщелачиваемость горных пород – тау жыныстарының сілтісізденуі
выщелачивание почвы – топырақтың сілтісізденуі

Г

гайоты – гайоттар (жайпақ төбелі суасты таулар)
галечник – малтатас
галогенные породы – галогендік жыныстар
гамада – гамада, тастақты шөл
генезис подземных вод – жер асты суларының
генетические типы рельефа – бедердің генезисі
генезис рельефа–бедердің генезисі генетикалы
географическая оболочка – географиялық қабық қ типтері
геодезическая опорная сеть – геодезиялық тірек торы

геологическая структура – геологиялық құрылым
геологическая съемка – геологиялық түсіру
геологические образования – геологиялық түзілімдер
геологическое дишифрирование – геологиялық ажырату,
айқындау
геологическое обнажение – геологиялық ашылым
геология структурная – құрылымдық геология
геология четвертичная – төрттік кезең геологиясы
геологоразведочные работы – геологиялық барлау жұмыстары
геоморфологический цикл – геоморфологиялық цикл
геоморфология поисковая – іздеу геоморфологиясы
геоморфология суши – құрлық геоморфологиясы
геоморфология экспериментальная – эксперименттік
геоморфология
геохронология – геохронология (жержылнама)
геохронология абсолютная – абсолют жержылнама
геохронология сравнительная – салыстырмалы
геохронология
гипотеза дрейфа материков – материктердің ығу гипотезасы
гипотеза пульсационная – лүпілдеу гипотезасы
гипоцентр (фокус) землетрясения – жерсілкініс ішкіндігі
глазомерная оценка – көзмөлшер бағалау
глазомерная (визуальная) съемка – көзмөлшерлік түсіру
глазомерные наблюдения – көзмөлшер байқаулар
глубина эрозионного вреза – эрозиялық жырудың тереңдігі
глубинные разломы – тереңдік жарылымдар
глубинная складка – тереңдік қатпар
глубоководные желоба – тереңсулы науалар
глыбовые горы, сбросовые горы – жақпарлы таулар
глыбы – жақпартастар
голография сейсмическая – сейсмикалық голография
голубой ил – көгілдір тұнба
голый карст – тақыр карст

гольцовый рельеф – жалаң шыңдық бедер
гора платообразная – үстірт тәрізді тау
гора столовая – төрткіл тау
горизонт – көкжиек,(геол) қабат
горизонт базальный – базалық қабат
горизонт всасывания – сорықтау қабаты
горизонт вымывания – шайылу қабат
горизонт гумусовый – гумус қабаты
горизонт маркирующий – танымал қабаты
горизонтали – горизонтальдар
горизонтальное залегание – жазықтық жатыс
горизонтальный масштаб – көлденең масштаб, жазықтық масштаб
горизонтальные (тангенциальные) движения – жазықтық қозғалыстар
горная гряда – тау қырқасы
горная цепь – тау тізбегі
горнобурая почва – таудың құба топырағы
горно-долинные ветры – тау-аңғарлық желдер
горно-каштановая почва – тау қоңыр топырағы
горное оледенение – таулық мұзбасу
горное поднятие – тау көмпимесі, көтерілімі
горно-покровное оледенение – таулық-жамылғылық мұзбасу
горные выработки – тау-кен қазындылары
горный компас – тау компасы (тұсбағар)
горный обвал – тау опырылмасы
горный отрог – тау сілемі
горный проход – тау өткелі
горный пояс – тау белдеуі
горный узел – тау торабы
горный хребет – тау жотасы
горный хрусталь – мөлдіртас
горы возрожденные – қайта жаңарған таулар

горы сбросовые – лықсыма таулар
горы-свидетели – куәгер таулар
горы складчато-глыбовые – қатпарлы-жақпарлы таулар
гранулометрический анализ – түйіршікөлшеуіштік талдау
грот – тар үңгір
грубообломочные породы – ірі кесекті тау жыныстар
гряды – қырқалар
гряды моренные – мореналық қырқалар
гряда торосов – мұз үйінділерінің қырқалары
грязовое озера – лайбалшықты көл
грязокаменный поток – грязевые вулканы – лайлы
жанартаулар
грязовой конус – балшық конусы
грязовый поток – лайлы тасқын
грязь буровая – бұрғылау лайы
гуано – гуано, кепкен саңғырық
губа – кірме
гумус – шірінді

Д

дайка – сығылым, дайка
дамба – бөгет
движение земной коры – жер қыртысының қозғалысы
движения тектонические вертикальные – тік тектоникалық
қозғалыстар
движения колебательные – тербелмелі қозғалыстар
дельта – атырау
денудационная ступень – денудациялық саты
денудационный срез – денудациялық кесінді
долина сквозная – өтпелі аңғар
древнее оледенение – көне мұзбасу
древняя долина – ежелгі аңғар
древовидная речная система – ағаш бұтағы тәрізді өзен жүйесі

дрейф материков – материктердің ығуы
дресва – тасқиыршық, үгіндітас
дуга островная – аралдық иін
дуга островная молодая – жас аралдық доға
дюны – жағалық шағылдар

Е

ендова – ойлауыт
ерик – жайылма тармағы

Ж

желоб глубоководный – терең сулық науа
желоба выдувания – үрлену науалары
желоба океанические – мұхиттық науала
жерло вулкана – жанартау көмейі
жерловина, некк – таскөмей
живое сечение реки – өзеннің ағыс қимасы

З

забериги – жиекмұздар
заводь – арналық шығанақ
загар пустынный – шөл тотығы
задернованная поверность – шымдалған бет
задернованные склоны – шымдалған беткейлер
заживление трещин – жарықшақтардың бітелуі
заиление – ұйықтану, тұнба шөгу
закопушка – апанша
закраина – жиексу
залегание вертикальное – тік жатыс
залив – шығанақ
заложение (время заложения) – қалыптасу уақыты
замкнутая долина – тұйық аңғар

замкнутый бассейн – тұйық алап
замкнутый формы рельефа – тұйықталған бедер пішіндері
западины – шөкпе ойыстар, бидайық ойынқылар

И

избирательная эрозия – талғамдық эрозия
изилистость реки – өзеннің ирелеңділігі, иірі
изгиб реки, лука – өзеннің иіні
изливишеся породы – төгілген (атқарылған) тау жыныстар
изоклиальная складка – изоклиндік қатпар
изолинии – изосызықтар
инструментальные наблюдения – аспапты бақылаулар
интрузивное тело, (залежь) – интрузиялықдене, шоғыр
истуканы каменные – тас бағаналар

К

кавернозность горных пород – тау жыныстарның қуыстылығы
казахский мелкосопочник – қазақтың ұсақ шоқылары
каменные кольца – тасты сақиналалар
каменные многоугольники – тасты көпбұрыштар
каменные полосы – тасты жолақтар
каменные столбы – тас діңгектері
камеральный период – ғылыми өңдеу кезеңі
канава – канава, ор
канавка – оршық
карровые поля – каррлық алаңдар
карст погребенный – көмбе карст
карстовые столба – карст бағаналары
карстово-суффозионные воронки – карстық-суффозиялық
шұңқырлар
карстовые пещеры – карстық үңгірлер
карстовые реки – карстық өзендер
карстовый колодец – карстық құдық

карьер – ашық кеніш
карстовые явления – карстық құбылыстар
колебательные тектонические движения – тербелмелі
тектоникалық қозғалыстар
коллекторские породы – жинауыштық тау жынысытар
конкреции – тасберіштер)
конус выноса – ысырынды конусы
концевое озеро – сағалық көл
кора выветривания – үгілу, морылу қыртысы
коралловые рифы – маржан кедертастары
корреляция – коррреляция, сәйкестендіру
коса – құм қайыр
косогор – қия бетке
котловина – қазаншұңқыр
краевой прогиб, передовой прогиб – шеткі ойыс, шеткі иілім
краснозем – қызыл топырақ
кратер – кратер, көзелік
кратер вулканический – жанартаулық кратер
кратер метеоритный (астроблема) жасынтастық кратер
(астроблема)
кратерное озеро – көзелік көл)
кровля – жабын
крутой склон – қия беткей, құламалы беткей
крутизна ската – ылди құлдылығы, крутизна склона –
беткейдің құлдылығы
крутой, обрывистый – құламалы, жарлауыт
крыло разрыва опущенное (нижнее) – айырылымның түсіңкі
(төменгі) қанаты
крыло разрыва поднятое (верхнее) – айырылымның көтеріңкі
(жоғарғы) қанаты
крыло складки – қатпар қанаты
кряж – бұйрат
кулисы – жықпылдар, ықтырмалар

купол вулканический – жанартау күмбезі
куполовидная возвышенность – күмбез тәрізді қырат
купол соляной – тұз күмбезі
курумы – қорымдар
«курчавые скалы» - «бұйра жартастар»
куэстовый рельеф – куэсталық бедер
кювет – кювет (су таратушы жасанды арна)
кыры, гыры – қырлар
кяриз – кәріз

Л

лавовый поток – лава тасқыны
лавина – көшкін
лавина лотковая – науалық көшкін
лавины прыгающие снежные – секірмелі қар көшкіндері
лавовый палец – лавалық бармақ
лавовый покров – лавалық жамылғы
лавовый столб – лавалық бағана
лапиллы – шаментастар, лапилдер
латеритная кора выветривания – латериттік үгілу, морылу
қыртысы
левада, урема – левада, өрім (шалғын, жайылым)
левостороний сдвиг – сол жақтағы ығыспа
ледниковые отложения – мұздық шөгінділері
ледниковые формы рельефа – бедердің мұздықтық пішіндері
ледниковый покров – мұздықтық жамылғысы
ледниковый язык – мұздықтық тілі
ледовый шит – мұз қалқаны
ледниковые отложения – мұздық шөгінділері
лежачие складки – жатаған қатпарлар
лежачий блок – жатаған блок (қаптал)
ленточный бор – таспа шоққарағай
ленточные глины – таспа саздар

лессовидные отложения – лесс тәріздес шөгінділер
лиман – келтабан
линейная складка – бойлық, созылмалы қатпар
линейная эрозия – бойлық, сызықтық эрозия
ловушка нефти и газа – мұнай және газ тұтқышы
лог – жырасай
ложбина – қолат
ложе ледника – мұздық табаны
ложе океана – мұхит табаны
ложе русла – арна табаны
локальные поднятия – жергілікті көтерілімдер
локальные террасы – жергілікті террасалар
лоток – астау
лотковые лавины – науалы қар көшкіндер
лощина, падь – өзек
луга заливные – жайылмалық шалғындар
луговая степь – шалғынды дала
лужа – шалшық
лужайка – көгал
лука – иін
лунка, выемка – ойық
лунковый рельеф – шұңқырлы бедер

М

маар – маар
магматический контакт – магмалық жапсар
маркирующий горизонт – танымалы қабат
марши – теңіз жайылмалары
маршрутные исследования – маршруттық зерттеулер
материковый склон – матеріктік беткей
материковый шельф – матеріктік қайраң
материнская порода – түп негіз тау жынысы
меандрирование – ирелендеу

меандры – ирелеңдер
межгорная впадина – тауаралық ойпаң
межгорная котловина – тауаралық қазаншұңқыр
межгорная равнина – тауаралық жазық
межгорный прогиб – тауаралық ойыс, иін
межгорье – тауаралық
междуречье – өзенаралық
межень – саба (ең төменгі деңгей)
меженный уровень – сабалық деңгей
мелкозем – майда топырақ
мелкосопочник – ұсақшоқылық
мель – қайыр
мерзлота вечная – мәңгі тон
мшары – мшарлар мүкті батпақтар)
мыс – мүйіс, тұмсық

Н

набережная – жағалау, жағалаулық
наветренный берег – жел өтетін жаға
наветренная сторона – жел жақ бет
наветренный склон – жел жақ беткей
навеска – өлшенді, ілінбе
нагон – жел көтерме
нагорные террасы, гольцевые террасы – таулықырат
террасалары
нагорье – таулы қырат
нагрузка антропогенная – антропогендік жүктеме
надвиг – бастырма
наблюдения визуальные – көзмөлшер байқаулар
надпойменная терраса – жайылма үсті терраса
накидной монтаж – жайылма монтаж
наклонная равнина – еңісті жазық
наложенная терраса – конба (үстіңгі) терраса

насыпь – үйінді
натечные формы – сауысты пішіндер
недра – жер қойнауы
немая порода – тылсым тау жыныс
несогласие угловое – бұрыштық үйлесімсіздік
несогласное залегание – үйлесімсіздік жатыс
нефтегазоносная структура – мұнай-газды құрылым
нефтеносная толща – мұнайлы қабат
нивальный климат – мәңгі қар климаты
низина – ой, ойпаң
низкая пойма – аласа жайылма
низкогорный рельеф – аласа таулы бедер
низкогорье – аласатаулық
низменность – ойпат
низовье реки – өзеннің төменгі бөлігі
0000нисходящее развитие релефа – бедердің төмендей дамуы
нисходящие источники – тұма көзде
ниша волноприбойная – соқпа толқын қуысы
нос структурный – құрылымдылық тұмсық

О

обвальный склон – опырымалы беткей
обломочные горные породы – сынықты тау жыныстар
обнажение горных пород – тау жыныстарының ашылымы
обрыв – жар
обрывистый – жарлауыт, жарлы
обрывистый берег реки - өзеннің жарқабағы
овражная эрозия – жыралық эрозия
овражно- балочный рельеф – жыралық-сайлық бедер
овринги – аспалы, өрме көпірлер
озерная ванна – көл (шарасы) ваннасы
озеро концевое – сағалық көл
озеро кратерное – кратерлік көл

озеро моренное – мореналық көл
озеро плотинное – бөгеттік көл
озеро самосадочное – тұз түзетін көлдер
озеро-старица – ескі арналық көл
озерцо – көлшік
озы – оздар
ойкумена – мекенді аумақ, ойкумена
окаменелости – таснұсқалар
окатанность – жұмырлылық
омут – шұңғыма
оплывина – сырғыма
оползень – жылжыма
оползневая терраса – жылжыма терраса
опорная точка – тіректі нүкте
опорный геолого-геофизический профиль –
геологиялық-геофизикалық тіректі кескін
опорный горизонт – тіректі қабат
опорный стратиграфический разрез – тіректі стратиграфиялық
қима
опробование – сынамалау
опрокинутая складка – төңкерілме (аударылма) қатпар
опрокинутое залегание – төңкерілме (аударылма) жатыс
опускание – төмендеуі, төмен ойысуы
опустынивание – шөлдену, шөлге айналу
орогенические движения – орогендік қозғалыстар
ориентирование на местности – жергілікті жерді бағдарлау
ориентирование по карте – карта бойынша бағдарлау)
осадки (геологические) – шөгінділер (геологиялық)
осадки атмосферные – атмосфералық жауын-шашын
осадки твердые – қатқыл жауын-шашындар.)
осадконакопление – шөгінді жиналу (шөгіндену)
осадкообразование – шөгінді жаралу (шөгінділену)
осадочный чехол – шөгінді тыс

осадочные породы – шөгінді тау жыныстар
осадок – тұнба (тұнбалану)
осадочный материал – тұнба материал
основание складчатое – қатпарлы тұғыр
осовы – алқапты қар көшкіндер
останцы – тау жұрнақтары
островная дуга – аралдық доға
осыпной склон – қорымдық беткей
осыпь – қорым
ось гребня – қырқа өсі
отвал – үйінді
отмель материковая – материктік (кұрлықтық) қайран
отмель приустьевая – арнамаңы қайраңы
отметка уреза воды – су деңгейінің биіктік белгісі
отрицательные формы рельефа – бедердің теріс пішіндері
отрог горного хребта – тау жотасының сілемі
отступление моря – теңіздің шегінуі
отступление склонов – беткейлердің шегінуі
отторженцы – қаңғымалар
очаг зарождения села – селдің пайда болу ошағы

П

паводок – тасқын, су тасу
падение – құлама
падение реки – өзен құламасы
падун – құлама
падь – терең аңғар, терең сай
палинологический анализ – палинологиялық (тұқым-тозаңдық талдау)
пальцеобразная скала – бағана жартас
памятники природы – табиғат ескерткіштері
панцирь – сауыт
параболические дюны – пароболдық жағалық шағылдар

перехват рек – өзендердің қауысуы, басқа өзенді қосып алу
перевал – асу
перевал небольшой – белегір
перевеянные пески – қайталап ұйтқылауындағы құмдар
перекат – өзен қайраңы
перерыв стратиграфический – стратиграфиялық үзіліс
перерывы в осадкообразовании – шөгінділену үзілісі
пересеченность рельефа – жер бедерінің ойлы-қырлығы
перестройка ландшафта коренная – ландшафтаы түпкілікті өзгерту
пересыпь – тасқын көтермесі
пересыхание водоема, реки – су қоймасының, өзеннің тартылуы
перешеек – мойнақ
периодичность осадконакопления – шөгінді жиналудың кезеңділігі
пески бугристые – төбешікті құм
пески грядовые – қырқалы құм
пески зыбучие – оппа құм
песчаная рябь – құм шымыры
песчаная гряда – жалқұм
песчаные пустыни – құмды шөлдер
песчаные кочки – құм төмпешіктері
плавни – қорыстар
пласт – қат, қабат
пластовая равнина – қабатты жазық
пластово-денудационная равнина – қабаттық-денудациялық жазығы
плотина – бөгет
плато – үстірт
плато нагорное – таулы үстірт
плато столовое – төрткіл үстүрт
плато структурное - құрылымдық үстірт

плёс – өзен иірімі (қарасу)
плесовая лощина – қарасулы өзек
плиты литосферные – литосфералық тақталар
плоскогорья – жайпақ таулар
плоскостной смыв – алаңдық (жазықтық) шаю
площадь водосбора – су жинау ауданы
площадная кора выветривания – аудандық үгілу қыртысы
пльвун – қорыс
пляж – жағажай
поверхности выравнивания – тегістелу беттері
поверхностный сток – беттік ағыс
поверхностные воды – жер беті сулары
поверхность (плоскость) разрыва – айрылым беті (жазықтығы)
поверхность (граница) Мохоровича – Мохорович беті (шегі)
поверхность напластования – қатталу беті
поверхность несогласия – үйлесімсіздік беті
поворот реки – өзеннің бұрылысы(қалтарысы)
погребенный рельеф – көмбе бедер
погружение складок – қатпарлардың батуы
подветренная сторона – ық жақ бет
подветренный берег – ық жақ жаға
подветренный склон – ық жақ беткей
поддвиг - сұғынба
поддвигаемая плита – сұғынба тақтасы
подводные окраины континентов – континенттердің су асты шеттері
подводные горы – су асты таулар
подводные долины – су асты аңғарлар
подводные хребты – су асты жоталар
подземные воды – жер асты сулар
подземные реки – жер асты өзендер
подзолистая почва – күлгін топырақ
подзона географическая – географиялық зонашық

подножие – баурай, тау етегі
поднятие антиклинальное – антиклиндік көтерілім
поднятие горное – тау көтерілімі
поднятие сводовое – күмбезді (дөңесті) көтерілім
поднятие срединно-океаническое – ортаңғы-мұхиттық көтерілім
подошва пласта – қат табаны
подошва склона – беткей табаны
подошва слоя – қабаттың табаны
подпор подземных вод – жерасты суларының тежеме көтерілімі
подстилающий слой – төселме қабат
подъем – өр, көтеру
поды – отырма ойпаңда
пойма – жайылма
пойменное болото – жайлмалық батпақ
пойменное озеро, старица – жайылмалық көл, ескі арна
пойменные отложения – жайылмалық шөгінділер
покатошь – еңістік, ылдыйлық
покров тектонический – тектоникалық жамылғы
покрышки залежей нефти – мұнай шоғырларының жапқыштары
поле карровое – каррлық алаң
полигональные образования – полигоналдық жаралымдар
пологий, покатый – түйетайлы, тайқы, қия
пологое залегание – көлбеу жатыс
положительные тектонические движения – оң тектоникалық қозғалыстар
положительные формы рельефа – бедердің оң пішіндері
полосы каменные – тасты жолақтар
полуостров – түбек
польдеры – польдерлер
полюя – оймауыттар, ойықтар

поляна – алаңқай, алаң
поморья – теңіз жағалаулары
понижение – ояң, ойпаң
понижения межгрядовые – қырқааралық ойпауыттар,
ойпаңдар
понор – оқпан
попятная эрозия – шегінбе эрозия
профиль (разрез) долины поперечный – аңғардың көлденен
кескіні (қимасы)
пористость горных пород – таужыныстардың кеуектілігі
порог (геогр.) – шоңғал (геогр.)
порода вмещающая – сыйыстырушы тау жыныс
порода изверженная – атқылама тау жыныс
порода излившаяся – төгілме тау жыныс
порода немая – тылсым тау жыныс
порода почвообразующая – топырақжасаушы жыныс
порода обломочная – сынықты тау жыныс
порода осадочная – шөгінді тау жыныс
порода рыхлая – болбыр тау жыныс
порода скальная – қатты тау жыныс
порода сыпучая – сусыма тау жыныс
порода цементированная – керіштенген тау жыныс
поток грязекаменный – лайлы-тасты тасқын
поток мутьевой – лайлы қою тсқын
поток лавовой – лава тасқыны
поток селевой – сел тасқыны
почва бурая – құба топырақ
почва каштановая – қоңыр топырақ
почва подзолистая – күлгін топырақ
почва серая – сұр топырақ
поющие пески – сусылдақ (әнші) құм
поясность высотная – биіктік белдеулік
правосторонний сдвиг – оң жақты ығыспа

превышение рельефа – бедердің биікқайырымы
предвестники землетресения – жерсілкіну хабаршылары
предгорная лестница – тауалды саты
предгорная равнина – тауалды 0 жазық
предгорные впадины – тау алды ойпаңдар
предгорный прогиб – тауалды ойыс
предпосылки поисковые – іздеу алғышарты
представительность пробы – сынамаңың өкілеттілігі
предупреждение о лавинах – көшкіндер туралы ескерту
предупреждение о селевой опасности – сел қаупі туралы ескерту
препарировка – қашалау
прибой – соқпа толқын
привязка геодезической сети – геодезиялық торының байланыстыру
признаки поисковые – іздеу белгілері
прилавки (геогр.) – бөктер таулар (геогр.)
приливо-отливные течения – көтерілу-қайту ағыстары
приливы и отливы – көтерулер мен қайтулар
приплесок – шалпыма жаға
приусловные валы – арнамаңы белестер(жалдар)
присыпки – себілімдер
проба – сынама
проба золота – алтын сынамасы
провал – ойылым
прогиб – ойыс, иін, иінді ойыс
прогиб межгорный – тауараралық ойыс
прогиб наложенный – үстілік ойыс
прогноз геологический – геологиялық болжам
прогнозирование географическое – географиялық болжау
продольная долина – бойлық аңғар
продольные и поперечные сейсмические волны – құма және көлденең сеймикалық толқындар

продукты выветривания – үгілу (мору) өнімдері
пролив – бұғаз
пролювиальная равнина – пролювийлік жазық
промоина, рытвина – жырма, шұқанақ
проницаемость пород – тау жыныстардың өтімділігі
профиль равновесия – тепе-теңдік кескін
пропасть – құз, шыңырау
пропасть карстовая – карстық құз
пропласток (прослой,прослоек) – қатша
прорыв – тіліп өту
просадка – отыру, шөгу
просадочность горных пород (грунтов) –
тау жыныстардың (грунтардың) отырымдылығы
просадочный грунт – шөкпе грунт
просветиться – жарыққа түсірілу
прослой – қабатша
простираие – созылым
проток, протока – тармақ
проточное озеро – ағынды көл
профиль геоморфологический – геоморфологиялық кескін
проход горный – тау аралық өткел
процессы геологические – геологиялық үдерістер
процессы рельефообразования – бедертүзілу үдерістер
процессы анаэробные – анаэробтық үдерістер
процессы склоновые – беткейлік үдерістер
процессы тектонические – тектоникалық үдерістер
прочность горных пород – таужыныстар беріктігі
пруд – тоған, әуіт
прыгающие снежные лавины – секірмелі қар көшкіндері
пустынный загар – шөл тотығы
пустыня каменистая – тастақ шөл
пучение почвы – топырақ компимесі
пучина – тұңғыық

пыльная буря – шаңды дауыл
пъедмонт – пьедмонт (тауалды жазық)
пятнистая текстура – таңдақты бітім
пятнистая тундра – теңбіл тундра
пятающаяся эрозия – шегінбе эрозия

Р

работы поисково-разведочные – іздеу-барлау жұмыстары
равнина возвышенная – қыратты жазық
равнина волнистая – белесті жазық
равнина денудационная – денудациялық жазық
равнина нагорная – таулық жазық
равнина наклонная – еңіс жазық
равнина пластовая – қабатты жазық
равнина пластово-денудационная – қабатты-денудациялық
жазық
равнина предгорная – тау алдындағы жазық
равнина цокольная – тұғырлық жазық
равнинная страна – жазық өлке
равнины аллювиальные – аллювийлік жазықтар
радиальный центробежный тип речной сети –
радиалдық орталықтан тепкіш өзен торы
радиальный центростремительный тип речной сети –
радиалдық орталыққа тартқыш өзен торы
радиоуглеродный метод – радиокөміртектік әдіс
развитие рельефа восходящее – бедердің өрлей дамуы
разгрузка подземных вод – жерасты суларының босауы
раздвиг – ажырама
раздробленность – бөлшектену
разлив реки – өзен суының жайылуы
разлом – жарылым
размыв – шайылу
разновозрастный – әр жастағы

разрез – кима
разрушительные процессы – қиратқыш процестер
разрыв (разрывное нарушение) – айырылым (айырылымды бұзылыс)
разубоживание – мардымсыздану, сиреу
раковина – бақалшық, қабыршақ
ракушечник (ракушняк) – ұлутас
рапа – көлтұздық, рапа
распадок – бүйірлік аңғар, жыра, жылға
распутица – лайсаң, аласыпаран
расселина – терең жарық
рассеянные элементы – шашыранды элементтер
растворимые породы – ерігіш тау жыныстар
расчлененность рельефа – бедердің тілімденуі
расщелина – терең жарық, терең шатқал
равнина расчлененная – тілімденген жазық
река блуждающая – кезбе өзен
реки каменные – тасты өзендер
реликтовая форма рельефа – қалдық бедер пішіні
реликтовые озера – қалдық көлдер
рельеф балочный – сайлы бедер
рельеф выработанный – өңделген беде
рельеф зрелый – кемелденген бедер
рельеф ископаемый – қазба бедер
рельеф овражно-балочный – жарлы- сайлы бедер
рельеф погребенный – көмбе бедер
рельеф скульптурный – мүсіндік бедер
рельеф фиксированный – сақталған бедер
рельеф холмисто-западинный – төбелі ойпаңды бедер
рельефообразование – бедер түзілу, бедер жаралымы
речка – өзеншік, кіші өзен
речная долина – өзен аңғары
речная сеть – өзен торы

речная система – өзен жүйесі
речная эрозия – өзен эрозиясы
речной бассейн – өзен алабы
речной сток – өзен ағыны
речные наносы – өзен тасындылары
речные перехваты – өзендердің қауысуы, қосылып ағуы
речные террасы – өзен террасалары
ритмичность осадконакопления – шөгінді жиналу
ырғақтылығы
ритмичность природных процессов и явлений –
табиғи процестер мен құбылыстардың ырғақтылығы
риф – кедертас
риф барьерный – тосқауыл кедертасы
риф коралловый – маржан кедертасы
рифтовая долина – рифтік аңғар
ров – ор
роза ветров – жел өрнегі
россыпи – шашылымда
рукав реки – өзен тармағы, тарамдары
русло – арна
русловые отложения – арналық шөгінділер
русловые россыпи – арналық шашылымдар
ручей – жылға
рытвины – жырмалар, шұқанақтар
рыхлые отложения – борпылдақ шөгінділер
рябь ветровая – жел шымыры
рябь волнения – толқу шымыры
рябь течения – ағыс шымыры

С

сальза – сальза
сальтация – сальтация
самородок – сомтума

самосадка (самосадочная соль) – тұнбатұз
самосадочные озера – тұзтұңба көлдер
сапропель – сапропель, шірік тұңба
сброс – лықсыма, лықсу
сбросовая долина – лықсыма аңғар
сбросовые горы – лықсыма таулар
сбросовый уступ – лықсыма кертпеш
сбросы ступенчатые – баспалдақты лықсымалар
свод – күмбез тәрізді құрылым, дөңес
сводовое поднятие – дөңесті көтерілім
сгонно-нагонные явления – желқұма-желкөтерме құбылыстар
сдвиг – ығыспа
седловина – кезең
сейсмические волны – сейсмикалық толқындар
сейсмические явления – сейсмикалық құбылыстар
селективная денудация – талғамдық (тандалмалы) денудация
селеобразующий очаг – селжаралым ошақ
селеопасность территории – аумақтағы сел қауіптілігі
селеопасный период – сел қауіпті кезең
селеспуск – селазғызба
селитебная территория – қоңыстық аумақ
сеть маршрутная – бағытжол торабы
сечение рельефа – бедер қимасы
сила тяжести – ауырлық (салмақ) күш
система синклинальная долина – синклиндік аңғар
система четвертичная (период) – төрттік жүйе (кезең)
система геоинформационная (ГИС-технология) –
геоақпараттық жүйе (ГАЗ технологиясы)
скалы курчавые – бұйра жартастар
скалы-останцы – қалдық жартастар
скат – құлама, еңіс
скважина буровая – бұрғылау ұңғымасы
сквозная долина – өтпелі аңғар

складка веерообразная – желпуіш тәрізді қатпар
складка диапировая (протыкания) – диапирлік (теспе) қатпар
000 складки горных пород – тау жыныстрының қатпарлары
складки основания – тұғыр қатпарлары
складчатость – қатпарлық
склон материковый – материктік беткей
склоновые отложения – беткейлік шөгінділер
склоновые процессы – беткейлік үдерістер
склоны – беткейлер, төскейлер
слабоволнистая равнина – шамалы белесті жазық
слоек – қабатшық
слой – қабат
смыв плоскостной – алаңдық шайылу
смятие пород – тау жыныстарының мыжылуы
согласное залегание – үйлесімді жатыс
солонцы – сортаң
солончак – сор
солончаки пухлые – бөртпе сорлар
солончаковая почва – сор топырақ
солончаковая пустыня – сор топырақты шөл
солончак корковый – қабыршақты сор
соляно-купольная структура – тұз-күмбезді құрылым
сопка грязевая (сальза) – лайлы, балшық шоқы (сальза)
сортировка осадков – шөгінділердің іріктелуі
состав гранулометрический – түйірөлшемдік құрам
способ угловых засечек – бұрыштық қиылыстыру тәсілі
способ штриховки – сызаттау тәсілі
спуск – құлама, ылди
срединная морена – ортаңғы морена
срединно-океаническое поднятие – ортаңғы-мұхиттық көтерілімі
срединно-океанический хребты – ортаңғы-мұхиттық жоталар

срединный массив – орталық массив
среднегорье – орташа биікті таулар
срез денудационный – денудациялық кесім
стадия развития рельефа – бедер дамуының кезеңі
стадия юности рельефа – бедердің жастық кезеңі
старица – ескі арна
староречье – ескі өзен
створ – тұстама
степь луговая – шалғынды дала
сток – ағын
столбы каменные – тас діңгектер
стороны горизонта – көкжиек тұстары
стрелка – нұсқар
стрелка магнитная – магниттік нұсқар, магниттік тіл
стремкина – сылдырама
струйное течение – сорғалама ағыс, шапшыма ағыс
структура тектоническая – тектоникалық құрылым
структурное несогласие – құрылымды үйлесімсіздік
суглинки – саздақтар
супеси – құмдақтар
суходолы – құрғақ аңғарлар
сухостепь – қуаң дала
сыпучие пески - сусыма құмдар
сырты – сырттар

Т

тектоника новая глобальная – жаңа жаһандық тектоника
тектоническая трещина – тектоникалық жарық
тектонические брекчии – тектоникалық женттастар
тектонические движения – тектоникалық қозғалыстар
тектонические прогибы – тектоникалық иінді ойыстар
тектонические подвижки – тектоникалық жылжулар
тектонические трещины – тектоникалық жарықшақтар

тектонические чешуи – тектоникалық қабыршықтар
тектонический контакт – тектоникалық жапсар
тектонический покров – тектоникалық бүркеме (жамылғы),
шарьяж
тектонический шов – тектоникалық жым
теплоемкость горных пород – тау жыныстарының
жылу сыйымдылығы
теплопроводность горных пород – тау жыныстарының
жылу өткізгіштігі
термальная вода – ыстық су
термитник – термиттер (ақ қанатты құмырсқа илеуі)
термокарстовый рельеф – термокарстық бедер
террасы террасы надпойменные – жайылма үсті террасалар
терригенные отложения – терригендік шөгінділер
теснина – шат
техногенная аккумуляция – техногендік аккумуляция
толща – қатқабат
томпонаж скважины – ұңғыманы тығындау
топи – ми батпақтар
топкий – миялы
топографическая поверхность – топографиялық бет
топографическая съемка – топографиялық түсірім
торосы – мұзүйінді
тортукуль – төрткіл
точка визирования – көздеу нүктесі
точка исходная – бастапқы нүктесі
точка отбора проб – сынама алу нүктесі
точка привязки аэроснимка – аэросуретті байланыстыру
нүктесі
точка росы – шық нүктесі
трансформные разломы – трансформалық жарылымдар
трещиноватость горных пород – таужыныстардың
жарықшақтығы

трещинные излияния – жарықтардан төгілу
трясина, топкое место – оппа, ұйық
туф известковый – әктасты туф
тыловой шов террасы – террасаның сырт жапсары

У

увал – жон
увязка – үйлестіру
угловое несогласие – үйлесімсіздік бұрышы
углубление – апан
узбой – өзбой, узбойлар
уклон реки - өзен еңістігі
упругость горных пород – таужыныстарын серпімділігі
уступ – кертпеш, эскарп
уступ террасы – терраса кертпеші
устье – саға
устье скважины – ұңғыма сағасы (ернеуі)
устевой бар – сағалық құмбел (бар)
устевой затор – сағалық кептеме
утес – қия жартаc
ущелье – шатқал

Ф

фаза орогеническая (орогенеза) – орогендік фаза (орогенез фазасы)
фаза складчатости – қатпарлық фазасы
фаза тектогенеза – тектогенез фазасы
факторы антропогенные – антропогендік факторлар
фён – фён (аңғарлық жел)
физическое выветривание – физикалық үгілу (морылу)
фиксированный рельеф – бастапқы қалпын сақтаған бедер
фильтрация – сүзілу, сүзбелену, сорғу
фиорд, фьорд - фиорд, фьорд (тар, терең және ұзын шығанақ)

фирн – қиыршық мұз, қиыршық қар
фирновая линия – қиыршық мұз сызығы
фирновое поле – қиыршық мұз өрісі
фирновый бассейн – қиыршық мұз алабы
фирновый лед – қиыршық мұз
флювиальные процессы – флювийлік үдерістер
флювиогляциальные отложения – флювиогляциалдық шөгінділер
флювиогляциальные процессы – флювиогляциалдық үдерістер
фон – ая, көрініс, фон
фон геохимический – геохимиялық ая
фон нормальный – қалыпты ая
фонд земельный – жер қоры
фонтан – шапшыма су, бұрқақ
фонтанирующая скважина – шапшыма ұңғыма
форма – пішін, тұрпат, түр
формы натечные – сауысты пішіндер
формы рельефа – бедер пішіндері
формы рельефа выпуклые – бедердің дөңесті түрі
формы рельефа линейные – бедердің сызықтық пішіндері
формы рельефа реликтовые – қалдықты бедер пішіндері
фоссализация – таснұсқалану
фундамент платформы – платформаның кристалдық іргетасы
фундамент складчатый – қатпарлы іргетас
футшток Кронштадтский – Кронштад футштогі

Х

холм – төбе
холмик – төбешік
холмистая равнина – төбелі жазықтар
холмисто – западный рельеф – төбелі бидайықты бедер
холмогорье – төбелі аласа таулар

хребет –жота
хребет горный – тау жотасы
хребет изоклиальный – изоклиндік жота
хребет срединно-океанический – ортаңғы мұхиттық жота
хрупкий – морт
хрупкость – морттық

Ц

цель визирная – көздеуіш нысана
цемент пленочный – қабыршақтық керіш (цемент))
цементация – дәнекерлеу, кірігу
центраклиналь – центрклин
центр покровного оледенения – жамылғы мұзбасу орталығы
цепи дюнные – жағалық шағылдар тізбектері
цепь горная – тау тізбегі
цикл географический – географиялық цикл
цикл геоморфологический – геоморфологиялық цикл
цикл складчатости – қатпарлық цикл
цирки оползневые – жылжымалы цирктер
цоколь – тұғыр
цоколь горы – тау тұғыры
цокольная равнина – тұғырлық жазық
цокольная терраса – тұғырлық терраса

Ч

чагыл (бархан) – шағыл
чарнокит – чарнокит
части света – дүние бөліктері
частота отбора проб – сынамаларды алу жиілігі
чаша озера – көл шарасы
чашеобразная низина – табан тәріздес ойпаң
чернозем – қаратопырақ
чернь урановая, чернолесье – қара орман

черта минерала – минералдың түссызығы (дағы)
четвертичная геология – төрттік кезең геологиясы
четвертичная система – төрттік кезең жүйесі
четвертичный период – төрттік кезеңі
четвертичные отложения – төрттік кезеңінің шөгінділері
четвертичные осадки – төрттік кезеңнің шөкпелері
чехол осадочный – шөгінді тыс
чехол платформенный – платформалық тыс
чешуи тектонические – тектоникалық қабыршықтар
чинки – шыңдар
численный масштаб – сандық масштаб

Ш

шаг сетки – тор қадамы
шапка газовая – газ телпек
шар-зонд – шар-зонд
шарнир складки – қатпар топсасы
шаровая лава – шарлық лава
шаровая текстура – шарлы бітім
шарьяж – шарьяж (көлбеме)
шахта естественная – табиғи шахта
шельф – қайраң
шельфовый лед – қайраңдық мұз
шельфовый ледник – қайраңдық мұздық
шельфовые отложения – қайраңдық шөгінділер
шероховатая поверхность – кедір бұдырлы бет
ширина складки – қатпар ені
широко раскинувшаяся степь – көсілген кең дала
широта географическая – географиялық ендік
шитовые вулканы – қалқантәрізді жанартаулар
шихан – шикан (жалғыз төбе)
шкала абсолютной геохронологии – абсолют жержылнама
шкаласы

шлаки вулканические – жанартау қождары
шлам буровой – бұрғылау шламы
шлейф лавины – көшкін етегі
шлейфы пролювиальные – пролювийлік етек
шлиф прозрачный – мөлдір тілімтас
шлихи – түпшаймалар
шлихово-минералогический анализ – түпшаймалық-
минералдық
талдау
шлиховое золото – түпшайма алтын
шляпа соляная – тұз телпек
шов тектонический – тектоникалық жым
шор – сор
шотт – шотт (тұнық, ойыс)
шпаты полевые – дала шпаттары
шратты (карры) – шраттар (карстық бедер)
штатив – штатив, ұшаяқ
штиль – тымық
шторм – теңіз дауылы
штрих – сызат
штриховка – сызаттау
штуф – кесек
шуга – қабыршақ мұз, анжыр
шугоход – анжыр сеңі

Щ

щебень – шақпатаc
щебнистые почвы – шақпатасты топырақ
щеки – қысаң тік жағалар
щелочь – сілті
щелочность воды – судың сілтілігі
цель, теснина – саңылау, қысаң
щелочные горные породы – сілтілі тау жыныстар

щит – қалқан

щит кристаллический – кристалдық қалқан

щит ледовый – мұз қалқаны

щитообразный вулкан – қалқан тәрізді жанартау

Э

эвапоритовые осадки – эвапоритті тұңбалар

эвгеосинклиналь – эвгеосинклин

эволюция рельефа – бедердің эволюциясы

эворзионные озера – эворзиялық көлдер

эвстатичесие колебания – эстатикалық тербелу

эвстатические колебания уровня моря – теңіз деңгейінің

эвстатикалық (баяу) тербелуі

эквилен – эквилен (тегістелген жазық)

экзарация – экзарация (мұздық эрозиясы)

экзарационный микрорельеф – экзарациялық микробедер

экзогенные (гипергенные) месторождения – экзогендік

гипергендік кенорындары

экзогенные формы рельефа – экзогендік бедер пішіндері

экзарация – экзарация

экзотический утес – экзотикалық қия жартаc

экологическая ниша – экологиялық қуыс

эксгаляции вулканические – жанартаулық ұшпалар

эксплуатация природных ресурсов – табиғи ресурстарды

пайдалану

экспозиция склонов – беткейлердің экспозициясы

экстремальные ситуации – экстремальдық ахуалдар, төтенше,

айрықша ахуалдар

экстремальные условия – экстремальдық (қиын-қыстау)

жағдайлар (төтенше) жағдайлар

экструзивные вулканы – экструзиялық жанартаулар

экструзивные горные породы – экструзиялық тау жыныстары

экструзивный купол – экструзиялық күмбез

элементы залегания слоев горных пород –
тау жыныс қабаттарының жатыс элементтері
элементы ландшафта – ландшафт элементтері
элементы рассеянные – шашыранды элементтер
элементы рельефа – бедер элементтері
элементы самородные – сомтума элементтері
элементы складки – қатпар элементтері
элементы-примеси – қоспа элементтері
эллипсоид вращения – айналу эллипсоиды
энергия рельефа – бедердің энергиясы
эоловые города – эолдық қалалар, тас қалалар
эоловые знаки ряби – шымырдың эолдық белгілері
эоловая деятельность – жел әрекеті
эоловые каменные грибы – эолдық тасты саңырауқұлақтары
эоловые каменные столбы – эолдық тас бағаналар
эоловые отложения – эолдық шөгінділер эоловые процессы –
эолдық үдерістер
эоловые россыпи – эолдық шашылымдар
эоловые формы рельефа – эолдық бедер пішіндері
эпейрогенические движения – эпейрогендік қозғалыстар,
эпигенитические долины, наложенные долины –
эпигенетикалық
аңғарлар, үстеме аңғарлар
эпейрогенические движения – эпейрогендік қозғалыстар
эпи платформенные горные пояса – эпиплатформалық таулы
белдеулер
эпи платформенные орогенные пояса – эпиплатформалық –
орогендік белдеулер
эпи платформенный орогенез – эпиплатформалық орогенез
эпицентр землетрясения – жер сілкіну эпицентрі, сырткіндігі
эпоха складчатости – қатпарлық заман
эра кайнозойская – кайнозой эрасы
эродированный вулкан – мұжылған жанартау

эрозионная долина – эрозиялық аңғар
эрозия избирательная – талғамдық, таңдалмалы эрозия
эрратические (блуждающие) валун – эрратикалық (кезбе) –
қойтастар
эруптивная деятельность – эруптикалық әрекет
этаж структурный – құрылымдық этаж
этаж тектонический – тектоникалық этаж
этажность рельефа – бедер этаждылығы
этап геоморфологический – геоморфологиялық кезең
эффективность охраны природы – табиғатты қорғаудың
тиімділігі
эффективность природопользования – табиғатты
пайдаланудың тиімділігі
эффузивная горная порода – эффузиялық тау жыныстар

Ю

ювенильные воды – ювенилдік сулар
ювенильные источники – ювенилдік көздері
юра, юрская система (период) – юра, юра жүйесі (кезеңі)
южный склон возвышенности – қыраттың оңтүстік (қағыл)
беткейі
юность рельефа – бедердің жастық кезеңі
явление природно-антропогенное – табиғи-антропогендік
құбылыс
явление стихийное – тілсіз құбылыс, дүлей құбылыс
явления карстовые – карсты құбылыстар
явления сгонно-нагонные – шалқып – шегіну құбылыстары
ядро концентрации – шоғырлану ядросы
ядро складки – қатпар ядросы
язвы выдувания – үрлену ойықшылары
яйла – жайлау, яйла
яма – апан
ямы и рытвины – үңгір-шұңқырлар

ямы и рытвины – үңгір шұңқыр
янтарь – кәріптас, (шайыртас)
яр – жар
ярданги – ярдангтар (тік қырқалар)
ярус – жікқабат
ярусность карста – сатылы карст
ярусность рельефа – сатылы бедер
ячеистые пески – ұяшық құмдар
ячеистый рельеф – ұяшық бедер
яшма – яшма (сәндік тас)

Пайдаланылған әдебиеттер тізімі

1. *Абдрахманов С. А., Базарбаев К. Б., Медеу А. Р.* Русско-казахский словарь географических терминов. Алматы, 2011.
2. *Ақпамбетова К. М., Веселова Л. К.* Жалпы геоморфологияның терминологиялық түсіндірме сөздігі. Алматы, РБК. 1994.
3. *Ақпамбетова К. М., Жандаев М. Ж.* Краткий курс геоморфологии. Қараганда, 1994.
4. *Ананьин Г. С., Симонов Ю. Г., Спиридонов А. И.* Динамическая геоморфология.- М: Изд-во Моск ун-та, 1992.
5. *Аубакиров Ж.А. Абдрахманов С .А., Базарбаев К.Б.* - Русско-казахский толковый географический словарь, Ғылым, 1966.
6. *Аубекеров Б.Ж.* Геоморфология и новейшая тектоника в зоне канала Иртыш-Қараганда.- Алма-Ата, 1977.
7. *Аубекеров Б.Ж. Кусаинов С.А.* Четвертичный период горных регионов Казахстана и \Северного Китая. Вестник КазГУ.- Алма-Ата, 1997
8. *Башенина Н. В.* Формирование рельефа земной поверхности. М: Высшая школа, 1967.
9. *Бәкіров С. Б.* Жалпы геология (1,2,3 бөлімдер). Алматы. 1991.
10. Бірмағамбетов Ә., Мамырова К. Географиялық сөздік. Алматы, Рауан, 1992.
11. *Вегенер А. В.* «Происхождение материков и океанов» - М.: ГИЗ, 1924.
12. *Веселова, Халықова.* Жалпы геоморфология, Алматы, 1997.
13. *Гвоздецкий Н. А.* Карст. Природа мира. – М.: Мысль, 1981.
14. *Герасимов И. П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Инс. Географии АН СССР, 1959.
15. *Дэвис У. М.* Геоморфологические очерки (пер. с англ.) М., Иностранная литература. 1962.
16. *Достайұлы Ж.* Жалпы гидрология. Алматы, Білім, 1996.
17. *Жандаев М. Ж.* Геоморфология Заилийского Алатау и проблемы формирования речных долин. Алма-Ата, Наука, 1972.

18. *Жандаев М. Ж.* Речные долины, Алма-Ата, Казахстан. 1984.
19. *Жандаев М. Ж.* Методические указания по общей геоморфологии. Алма-Ата, 1986.
20. *Жандаев М. Ж.* Геоморфология речных долин. Алматы: Казахстан, 1998.
21. *Жандаев М. Ж.* Природа Заилийского Алатау. Алма-Ата: Казахстан, 1978.
22. *Зейлик Б. С., Сеитмуратова Э. Ю.* Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника. Алма-Ата. Изв.АН КазССР. Сер.геол. 1975. №1.
23. *Зейлик Б. С.* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М: ВИЭМС. Геоинформ.1978.
24. *Костенко Н. П.* Геоморфология. – 2-е изд. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1999.
25. *Кинг Л.* Морфология Земли. М, Прогресс, 1967.
26. *Криволуцкий А. Е.* Рельеф и недра Земли. – М.: Мысль, 1977.
27. *Курманов К. Б.* Русско-казахский словарь-справочник терминов и понятий по физической географии. Алматы, Рауан, 19930000
28. Қазақстан Республикасының ұлттық Атласы, қоршаған ортасы және экология, Алматы, 2010 ж.
29. Қазақша-орысша, орысша-қазақша терминологиялық сөздік. Геология, геодезия және география. Алматы: Қазақ университеті, 2000.
30. *Кусаинов С. А.* Методические указания по комплексной физико-географической практике.Алма-Ата,1985.
31. *Құсайынов С. А., Боранқұлова Д. М., Бексейітова Р. Т.* Неотектоника. – Алматы: Қазақ университеті, 2011.
32. *Құсайынов С. А.* Жалпы геоморфология. Алматы, 1998.
33. *Құсайынов С. А. Аубекеров Б.Ж.* Төрттік геология, 2003.
34. *Құсайынов С. А.* Жалпы геоморфология. Алматы, 2006.
35. *Құсайынов С. А. Боранқұлова Д. М. Бексейітова Р. Т.* Неотектоника. Алматы 2011.

36. *Леонтьев О. К., Рычагов Г. Н.* Общая геоморфология. М., Высшая школа, 1988.
37. *Лютцау С. В.* Основы геоморфологии. Изд-во МТУ, ч. Т. 1971. ч. II - 1978.
38. *Маккавеев Н. Н.* Сток и русловые процессы. – М.: Изд-во МГУ, 1971.
39. *Медеуов А. Р. Нурланов М. Т.* Селевые явления сейсмоактивных территорий Казахстана. (Проблемы управления). Алматы, Қаржы-Қаражат. 1996.
40. *Макарова Н. В., Суханова Т. В.* Геоморфология. – М: МГУ, 2009.
41. *Медоев Г. Ц.* Геологическое и геоморфологическое строение гор Соғаты. Известие АН Каз. ССРС. Алма-Ата, 1951.
42. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965
43. Национальный атлас Республики Казахстан, том I. Природные условия и ресурсы. Главный редактор Медеу А.Р., Алматы, 2010.0
44. *Палиенко З.Т.* Поисковая и инженерная геоморфология. Киев, Вища школа, 1978.
45. *Пиотровский М.В.* К познанию законов Земли. (Жизнь и исследования Уильяма Морриса Дэвиса и Вальтер Пенка). – М: Мысль, 1984.
46. Рельеф Казахстана (пояснительная записка к геоморфологической карте Казахской ССР масштаба 1:1500 000). Алма-Ата, Ғылым, 1991.
47. *Сапарбаев К.Н., Нұсипбаев Т.* Орысша-қазақша геологиялық түсіндірме сөздік. Алматы, Қазақ университеті, 1991.
48. *Сейітов Н.С.* Геология терминдерінің сөздігі. Алматы, Қазақстан, 1996.
49. *Сейітов Н.С.* Жұмыр жердің тынысы. Алматы, Қазақстан ба-спасы, 1991.
50. *Спиридонов А.И.* Геоморфологическое картографирование. М., Недра, 1975.

51. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. М., Наука, 1977.

52. Тұяқбаев Н., Арыстанов К. Абишев Б. Жалпы геология курсы. Алматы, Білім, 1993.

53. Федорович Б.А. Динамика и закономерности рельефа образования пустынь М., Наука, 1983.

54. Хамза С., Хамзин Б.С. Жердің жаратылуы, құрамы, құрылысы, даму тарихы. – Қарағанды, 2005.

55. Щукин И.С. Общая геоморфология (т. I, II, III) МГУ, 1960, 1964, 1974.

56. Яфазарова Р. К. Природа селей Заилйского Алатау, проблемы адаптации, Алматы, 2007.

Шетел әдебиеті

57. Геологиялық сөздік “Дичжи чубаньшэ баспасы”, Пекин, 1985 (қытай тілінде).

58. Ду Хэн Цзянь, Чэнь Хуа Хуэй, Геоморфология және төрттік геология, Дичжи чубаньшэ баспасы, Пекин, 1981 (қытай тілінде).

59. Шынжян - Ұйғыр автономия республикасының сейсмологиялық басқармасы, Фуюн сейсмикалық жарылым зонасы, Дичжи чубаньшэ баспасы, Пекин, 1985 (қытай тілінде).

60. King L. C. , Planation remnants upon high lands, Z . Geomorph.

61. J. Tarbuck Frederik K. Lutgens “The T.Earth/ Merril Publishing company, USA, 1990.

62. Hinds E.A. Norman Geomorphology the evolution of lanscape, New York, 1943.

63. Travel notes in Xinjiang. China, Beijing, 1995.00

Richard J., Chorlev, Stanlev A. Sehtumm. Geomorphology London, 1984.

МАЗМҰНЫ

КІРІСПЕ	3
<i>I бөлім. БЕДЕР ТУРАЛЫ ЖАЛПЫ ТҮСІНІК</i>	
1. Геоморфология пәні, оның зерттеу нысаны, бедер тұралы ұғым	6
2. Геоморфологияның даму тарихы жайлы қысқаша мәліметтер	8
3. Бедердің пішіндері мен элементтері және оның морфографиясы мен морфометриясы.....	16
4. Бедердің морфография және морфометриясына байланысты жіктелуі	19
5. Бедердің генезисі мен жасы	25
6. Бедерді зерттеунің әдістемелік ұстанымдары мен практикалық маңызы	33
<i>II бөлім. ЭНДОГЕНДІК (ҚҰРЫЛЫМДЫҚ-ТЕКТНИКАЛЫҚ) БЕДЕР</i>	
7. Бедер және тау жыныстары.....	40
8. Бедер және геологиялық құрылымдар	43
9. Жер қыртысындағы тектоникалық қозғалыстардың бедер құрудағы рөлі	50
10. Қатпарлы (иілмелі) деформациялар және олардың жер бетіндегі көрінісі	52
11. Дизъюнкциялық дислокациялар және олардың жер бетінде көрініс беруі.....	56
Дизъюнкциялық дислокациялардың геологиялық және геоморфологиялық белгілері.....	62
12. Неотектоникалық қозғалыстардың бедер құрудағы рөлі.....	65

Қазіргі кездегі тектоникалық қозғалыстардың бедер түзілудегі орны	70
13. Магматизм және бедер пішіндерінің құрылуы.	
Интрузиялық және эффузиялық магматизм және бедер...	72
Жанартаулардың жер бетінде таралуы және лайлы жанартаулар.....	84
14. Сақиналы құрылымдар	87
15. Бедер түзілуіндегі жер сілкіністерінің рөлі.....	91
16. Жер қыртысының құрылысы және бедердің планеталық пішіндері.....	98
17. Материктердің ірі бедер пішіндері.....	105
Материктік платформалардың ірі бедер пішіндері (мегапішіндері).....	105
Материктік қозғалмалы белдеулерінің ірі бедер пішіндері.....	111
Жер қыртысының горизонталь бағыттағы сығылмалы жағдайда қалыптасқан орогендік бедер.	
Орогендердің типтері.....	112
Жер қыртысының дөңесті тәрізді көтеріліп созылмалы жағдайда қалыптасқан орогендік бедер (рифтогендік бедер).....	116
18. Материктердің жаралуы және литосфералық тақталар тектоникасы туралы болжам.....	120

III бөлім. ЭКЗОГЕНДІК БЕДЕР

19. Бедер және климат	127
20. Тау жыныстарының үгілуі.....	131
Үгілу қыртысы (кора выветривания).....	134
21. Беткейлер, беткейлік үдерістер және беткей бедері.	

“Беткей” туралы ұғым	136
Беткейлік үдерістер мен беткейлік бедер пішіндері.....	140
Пенеплен, педимент, педиplen және тегістелу беттері туралы түсініктер	149
Қазақстан аумағында пенеплен мен педиplen аймақтарының таралуы	156
22. Флювийлік үдерістер және бедер пішіндері.....	159
Уақытша ағын сулардың әрекеті және олар құрайтын бедер пішіндері	160
Сел құбылыстарының бедер құрудағы орны	169
Тұрақты ағын сулардың бедер құру әрекеті. Эрозия және өзендердің кеңістіктегі дамуы	174
Аңғарлардың морфологиялық элементтері. Өзен арнасы	180
Өзен меандрлары, меандр түрлері.....	183
Арнаның бойлық бейіні	187
Өзен жайылмалары.....	189
Өзен террасалары мен олардың түрлері.....	191
Өзен аңғарларының морфологиялық және генетикалық үрлері.....	196
Өзендердің қосылу құбылыстары (речные перехваты)...	203
Аңғарлар ассиметриясы	204
Өзен торларының түрлері	206
Атыраулар.....	208
Өзен аңғарлары және аллювийлік шашылымдар	212
23. Көл және көл қазан шұңқырларының қалыптасуы	214
24. Карстық үдерістері және бедердің карст пішіндер. “Карст” деген ұғым. Карст құрылуының шартты	

жағдайлары.....	216
Карстық аймақтарының бедер пішіндері.....	218
Карстық аймақтарының үңгірлері және аңғарлары мен өзендері.....	221
Жалған карстық (псевдокарст) үдерістер мен бедер пішіндері.....	225
25. Мұздық (гляциалдық) үдерістер және бедердің мұздық пішіндері.....	227
Мұздықтардың пайда болу жағдайы мен қоректенуі Мұздықтардың түрлері.....	228
Таулы-мұздық бедер пішіндері.....	230
Жамылғы мұз басқан аймақтардың бедер пішіндері.....	238
26. Мәңгі тоң таралған аймақтарда бедердің құрылу үдерістері. Мәңгі тоңның таралуы және құрылысы.....	244
Тоңдық деформациялар және бедердің тоңдық пішіндері.....	245
27. Шөлді аймақтардың бедер пішіндері	249
Бедердің дефляциялық және коррозиялық пішіндері.....	250
Лёссстен құрылған бедер пішіндері.....	263
Шөл аймақтарының аридтық-денудациялық бедер пішіндері.....	268
28. Теңіз жағалаулық үдерістер мен бедер пішіндері. Жаға туралы түсінік.....	273
Абразия	274
Теңіз террасалары	277

Теңіз жағалауларының бедер пішіндері.....	278
Маржандық кедертастар мен атоллдар	279
29. Мұхит түбіндегі экзогендік үдерістер және бедер пішіндері.....	283

*IV бөлім. ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУ ӘДІСТЕРІ ЖӘНЕ
ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ КАРТОГРАФИЯЛАУ*

30. Геоморфологиялық дала зерттеулерінің құрылымы мен әдістері. Геоморфологиялық зерттеулерінің құрылымы	285
Далалық геоморфологиялық зерттеу әдістері.....	287
31. Геоморфологиялық карталар	290
32. Қазіргі геоморфологиялық үдерістер және оларды карта бетіне түсіру.....	301
Қазіргі геоморфологиялық үдерістердің генетикалық жіктемесі.....	302
Қорытынды.....	309
Жаңа қолданыста пайдаланған геоморфологиялық аталымдардың қазақша-орысша сөздігі.....	312
Пайдаланылған әдебиеттер тізімі.....	358
Мазмұны.....	362

Құсайынов Сейітқожа Ахмерұлы

ЖАЛПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Оқулық

Басуға 28.08.12. қол қойылды. Қағазы офсеттік.
Қаріп түрі “Таймс” Пішімі 60х90/16. Баспа табағы 23.
Таралымы 1000 дана. Тапсырыс № 938.

Тапсырыс берушінің дайын файлдарынан басылып шықты.



ЖШС РПБК «Дәуір», 050009,
Алматы қаласы, Гагарин д-лы, 93а.
E-mail: rpik-daur81@mail.ru