ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

Қ.И. Сәтбаев атындағы
Қазақ ұлттық техникалық университеті

Г.Қ. Өмірова
А.Қ. Исағалиева
Ж.Б. Досымбекова

ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ӘДІСТЕРДІҢ НЕГІЗДЕРІ

5В070600 «Геология және пайдалы қазба кенорындарын іздеу мен барлау» мамандығы бойынша

Университеттің Ғылыми-әдістемелік кеңесі
оқу құралы ретінде ұсынған

Алматы 2013

ӘОЖ 550.3(075.8)
ББК 26.2 я 73
Ө 44

Ө 44 Өмірова Г.Қ., Исағалиева А.Қ., Досымбекова Ж.Б. Геофизикалық әдістердің негіздері: Оқу құралы. – Алматы: ҚазҰТУ, 2013. – 374 б.
Сурет 121. Кесте 4. Библиогр. – 13 атау.
ISBN 978-601-228-545-1

Жер қыртысын геофизикалық әдістермен зерттеудің негізгі мақсаты – Жер қыртысын құрайтын таужыныстардың құрамы, құрылысы, құрылымы және де олардың дамуын зерттеу; Жердің физикалық өрістерін өлшеу арқылы геологиялық ортаны зерттеп, пайдалы қазбаларды табу. Осы мақсатты шешу нәтижесінде геологиялық объектілерді тауып, олардың геометриялық мөлшерін бағалап, физикалық қасиеттері арқылы олардың геологиялық табиғатын анықтауға болады.

Геофизикалық әдістер – жер қойнауын физикалық әдістер көмегімен зерттеу. Бұл әдістерді мұнай және газ, рудалық пайдалы қазба кенорындарын іздеуде кең қолданады. Геофизикалық әдістер негізінде таужыныстардың физикалық қасиеттерін зерттейді. Осы әдістерді немесе пайдалы қазба кенорындарын іздеп табуда (мысалы, темір рудаларын табу үшін таужыныстардың магниттік қасиеттерін зерттейді), мұнай мен газ жиналатын тұз күмбездер сияқты геологиялық құрылымдарды карталауда, немесе мұхит түбінің бедерін, континентальды және мұхиттық жер қыртысының құрылысын, т. б. геологиялық мақсаттарды шешуде қолдана аламыз.

Мазмұны жағынан жұмыста келтірілген деректер «Геофизикалық әдістердің негіздері» пәнінен 5В070600 мамандығы бойынша арнайы жоғары білім беру стандартына толық сәйкес келеді.

ӘОЖ 550.3(075.8)
ББК 26.2 я 73

Пікір жазғандар:
Л.Д. Исаева, Геофизика каф. доц., геол.-минер. ғыл. кандидаты, Қ.И. Сәтбаев атындағы ҚазҰТУ;
Н.Б. Өзбеков, «Болжау» Ғылыми-өндірістік кешенінің директоры, физ.-мат. ғыл. кандидаты;
А.Ж. Ахметжанов, «АдаОйл фирмасы» ЖШС бас геофизигі, геол.-минер. ғыл. кандидаты.

Қазақстан Республикасы Білім және ғылым министрлігінің 2013 жылғы басылым жоспары бойынша басылды.

ISBN 978-601-228-545-1

© Өмірова Г.Қ.,
Исағалиева А.Қ.,
Досымбекова Ж.Б., 2013
© ҚазҰТУ, 2013

КІРІСПЕ

Геофизика – жердегі физикалық құбылыстар туралы ғылым.

Геофизика тақырыбы немесе зерттеу объектісі – қатты қабаттан (литосфера), теңіз, мұхит, жерасты және бетіндегі сулардан (гидросфера), ауа қабатынан (атмосфера) тұратын Жер планетасы.

Геофизикалық зерттеулер мақсаты – Жер қойнауы, оның су және ауа қабаттарының құрылысы туралы мәліметтер алу, планетамыздың пайда болуы мен дамуын зерттеу.

Геофизика бірқатар жаратылыстану ғылымдарына, оның ішінде Жер туралы ғылымдар – геология, геодезия, география, сонымен қатар, геохимия, физика мен астрономияға жақын.

Литосфера геофизикасы 2-ге бөлінеді:

а) жалпы геофизика – ол Жердің қатты қабатын тұтас қарастырып, осы қабаттың құрылысы мен дамуын зерттейді.

б) *барлау геофизикасы* – ол пайдалы қазбаларды (мұнай, газ, көмір, металл, су, т. б.) іздеу мен барлау мақсатында Жер қабығының адам игере алатын аймағының құрылысын зерттейді, сонымен қатар, инженерлік геология саласының практикалық (қолданбалы) міндеттерін шешуде қолданылады.

Кез-келген геологиялық міндетті шешу кейбір геологиялық объектіні орналасқан ортасынан ерекшелеуге, оның заттық құрамы мен геометриялық пішінін және ортамен құрылымдық, заттық арақатынасын анықтауға келіп тіреледі.

Геологиялық және геохимиялық әдістер таужыныстардың минералдық, петрографиялық немесе геохимиялық құрамын нақты зерттейтін жақын қашықтықтағы тура әдістерге жатса, геофизикалық әдістер алыс қашықтықтан зерттейтін жанама әдістер болып табылады. Олар шексіз тереңдіктен (теория жүзінде) алынған мәліметтердің біркелкі, көлемді және

интегралдық сипатта болуын қамтамасыз етеді. Сонымен қатар, геофизикалық әдістердің өнімділігі өте жоғары, ал үнемділігі таяз (100 м-ге дейінгі) ұңғылар арқылы барлаумен салыстырғанда бірнеше есе, ал терең (1 км-ден көп) ұңғылар арқылы барлаумен салыстырғанда жүздеген есе арзан. Жер қойнауын зерттеудің геологиялық және экономикалық тиімділігін арттыра отырып, геофизикалық әдістермен зерттеу геология мен тау-кен ісінде ғылыми-техникалық прогресті жеделдетудің маңызды бағыты болып табылады.

Геологиялық денелердің орналасқан ортасынан ерекшеленуі олардың заттық құрамындағы, физикалық күйіндегі өзара айырмашылықтарына негізделеді.

Геологиялық әдістермен таужыныстарының минералдық құрамы, құрылымдық, бітімдік ерекшеліктері, түсі, иісі, меншікті салмағы сияқты сипаттамалары зерттеледі. Бұл сипаттамаларды анықтау үшін таужыныстар табиғи түрде (эрозия, т. б.) немесе тау-кен жұмыстарымен ашылған және тікелей зерттеуге мүмкіндік болуы қажет.

Геофизикалық әдістерде зерттелетін геологиялық объектілердің орналасқан ортасынан физикалық қасиеттерімен (тығыздық, магниттік, электрлік, серпінділік, т. б.) ерекшеленуі қолданылады. Егер объект ортадан физикалық қасиетімен ерекшеленетін болса, оның маңында физикалық өрістің тарауында өзгеріс болады.

Физикалық өрістер тарауының геологиялық объектілерге байланысты өзгерісі (ауытқуы) геофизикалық аномалиялар деп аталады.

Геофизикалық аномалияларды анықтау – күрделі техникалық және математикалық проблема. Себебі өлшеу жұмыстары біртекті және қалыпты өрісті ортада ғана емес, геологиялық, табиғи, техногендік (геологиялық ортаның әртектілігі, тегіс емес рельеф, ғарыштық, атмосфералық, климаттық, өндірістік, т.б.) кедергілер бар жерлерде жүргізіледі. Сондықтан өріс параметрлерінің суперпозициясы ғана емес, олардың күрделі, сызықтық емес әсерлесуі орын алады.

Параллель профильдер немесе бағытжолдар (маршруттар) жүйесімен физикалық өрістердің параметрлерін өлшеуге және

аномалияларды (ауытқуларды) анықтау арқылы зерттелген таужыныстарын қасиеттерін бағалауға, геологиялық құрылысы туралы мәліметтер алуға болады.

Қалыпты өріс – зерттеу ауданының барлық нүктелеріне тән өріс.

Аномалиялы (ауытқыған) өріс – қалыпты өрістен жекелеген геологиялық объектілердің әсерімен ерекшеленетін өріс. Олар ауданы жағынан келесі түрлерге бөлінеді:

құрлықтық немесе материктік – ауданы жағынан құрлықтар мен материктермен салыстырмалы ірі аномалиялар.

аймақтық – бұл өрістің баяу өзгеретін, үлкен ауданда байқалатын және Жер қабығы мен жоғарғы мантиядағы ірі геологиялық құрылымдарға байланысты құрамбөлігі (компоненті).

жергілікті – аймақтық аномалиялы зона құрамына енетін жекелеген шағын геологиялық объект өрісі.

Табиғаты немесе пайда болуы жағынан физикалық өрістер 2-ге бөлінеді:

а) табиғи өріс – адамның әсерінен тыс Жер мен Жер қабығында болатын құбылыстар нәтижесінен пайда болған өріс. Оған магниттік, гравитациялық, электрлік, электрлік-магниттік, сейсмикалық (жерсілкінісінен пайда болған серпінді тербелістер өрісі), ядролық сәулелену және термиялық өрістер жатады;

б) жасанды өріс – зерттеушінің өзі жасайды. Оған электрлік, электрлік-магниттік, сейсмикалық, термиялық (жылыту, салқындату өрістері) өрістер жатады;

Геофизикалық әдістермен геологиялық міндеттерді шешу физикалық міндетті орындаудан басталады. Кеңістікте физикалық өрістің тарауын зерттейді, өлшенген өрістен аномалияны бөліп алады. Сонан соң аномалиялы физикалық өріс геологиялық тұрғыдан түсіндіріледі – интерпретацияланады: осылайша аномалиялы өріс көзі, оның геометриялық пішіні мен геологиялық табиғаты анықталады.

Геофизикалық аномалия көптеген факторларға байланысты:

а) объект физикалық қасиеттерінің орналасқан ортадағы таужыныстарын физикалық қасиеттерінен шамасы жағынан айырмашылығы;

б) болжанған геологиялық объектінің өлшемдері, орналасу тереңдігі, пішіні, т. б. геометриялық сипаттамалары.

Аталған параметрлерді біле отырып, геологиялық дене – объектінің өрісін кеңістіктің кез-келген нүктесі үшін есептеуге болады. Осы процедураны ***геофизиканың тура есебін шешу*** деп атайды.

Өрістің өлшенген параметрлері бойынша геологиялық дененің пішінін, кеңістіктегі орнын және қасиеттерін анықтау ***геофизиканың кері есебін шешу деп аталады.***

Сонымен қатар физикалық өрістің таралу сипаты оның көзі – геологиялық объектінің әртүрлі өлшемдеріне немесе орта моделінің физикалық қасиеттерінің әртүрлі арақатынастарына сәйкес болуы мүмкін. Барлау геофизикасының мәліметтерін геологиялық түсіндіру (интерпретациялау) немесе кері есебін шешу өріс көзінің геометриясы немесе оның физикалық қасиеттері туралы алдын-ала деректер болғанда ғана жеткілікті деңгейдегі дәлдікпен орындалады.

Геофизикалық әдістердің қолданылуымен шешілетін міндеттер

Геофизикалық жұмыстар, негізінен, пайдалы қазбаларды іздеу және барлау мақсатында жүргізіледі.

Атап айтқанда:

1) болжау мақсатындағы зерттеулер (аймақтық, масштабтары 1:1 000 000–1:500 000) – негізгі міндеттері: тереңдіктегі геологиялық құрылысты зерттеу, Жер қабығын оның бүкіл қалыңдығы бойынша зерттеу, геотектоникалық аудандау, пайдалы қазба кенорындарын аймақтық болжау;

2) геологиялық карталау – (масштабтары: орта 1:200 000–1:100 000, ірі 1:50000–1:25 000). Қойылатын міндеттер: іздеу мен барлау. Ол үшін тереңдік және көлемдік карталау, бос түзілімдер тысы алынған геологиялық негізді дайындау, пайдалы қазбалар іздеуге перспективалы аудандарды анықтау;

3) іздеу жұмыстары: а) іздеулер (масштабы 1:50 000–1:25 000) рудалы құрылымдарды, формацияларды, метаморфизм зоналарын, гидротермалдық және контактілік өзгерген таужыныстарын зерттеу міндеттерін шешеді; б) іздеу, бағалау

жұмыстары (масштабы 1:10 000–1:2000) аудандар мен учаскелер перспективасын зерттейді; болжанған қорды бағалайды және С2 бойынша қорын санау үшін барланатын кенорынды анықтайды.

Барлау геофизикасының негізгі тәсілдері, міндеттері мен жұмыс жүргізу масштабтары

***Барлау геофизикасының негізгі әдістері*:**
1) Магниттік барлау;
2) Гравиметриялық барлау;
3) Электрлік барлау;
4) Сейсмикалық барлау;
5) Ұңғыларды геофизикалық зерттеулер (ұңғылар каротажы).

Жұмыс жүргізу масштабтары:
– ұсақ масштабты;
– орта масштабты;
– ірі масштабты;

Шешілетін міндеттер:
а) рудалы кенорындар табу;
б) мұнай, газды кенорындар табу;
в) рудалық емес пайдалы қазбалар және көмір табу;
г) инженерлік-геологиялық зерттеулер,
д) тау-кен-техникалық зерттеулер.

Кенорындарды барлауда геофизикалық әдістерді рудалы денелерді анықтауға және рудаланудың морфологиясын, құрылысын зерттеуге, оны табиғи жағдайында сапалық және сандық бағалауға, кенорынның гидрогеологиялық жағдайын зерттеуге қолданады.

Геофизикалық әдістердің теориясы физикалық, математикалық сипатта, сондықтан геологияның осы саласы нақты ғылымдарға жақын. Математикалық модельдеу немесе геофизикалық міндеттерді математика көмегімен шешу күрделі процесс. Ол математиканың соңғы жетістіктерін қолдану мен ең жоғарғы деңгейдегі компьютерлендіру арқылы шешіледі.

Геофизикалық міндеттерді шешуде математикалық аппарат та жетіліп отырады.

Таужыныстарының физикалық қасиеттері

Кеңістікте физикалық өрістердің тарауын зерттеу кезінде объект пен оның орналасқан ортасы таужыныстарының физикалық қасиеттері де зерттеледі. Олар барынша дәл жүргізілсе, аномалиялы өрісті геологиялық түсіндіру де соншалықты нақты болады.

Таужыныстарының физикалық қасиеттері олардың табиғи орналасқан күйінде немесе бөліп алынған үлгілері бойынша анықталады.

Таужыныстарының негізгі физикалық қасиетттері:

1) Тығыздық **σ**;
2) Кеуектілік $\mathbf{K_п}$;
3) Магнит қабылдағыштық (магниттік қабілеттілік) **æ**;
4) Қалдық магниттелу $\mathbf{J_r}$;
5) Электр кедергісі **ρ**;
6) Жылу өткізгіштік **λ**;
7) Радиоактивтілік.

Таужыныстарының физикалық қасиеттері кейде аз (мысалы, тығыздық 1-мен 6 г/см^3-ге дейін), кейде көп (мысалы, меншікті электр кедергісі 0,001-ден 10^{15} Ом·м-ге дейін) аралықта өзгереді. Кейбір физикалық, геологиялық факторларға байланысты бір таужынысының қасиеттері әртүрлі, ал әртүрлі таужыныстарының қасиеттері бірдей болуы мүмкін.

Таужыныстарының физикалық қасиеттері, олардың минералдық және петрографиялық құрамға, суға, газға, мұнайға қанықтылығына байланыстылығын петрофизика зерттейді.

Сонымен, жоғарыда айтылған тұжырымдарды жалпылай отырып, келесі қорытындыға келуге болады: Жер қабығын геофизикалық зерттеу – күрделі құрылымды, көп қырлы ғылыми-қолданбалы сала. Ол әртүрлі сипатта классификацияланады:

- қолданылған өрісіне қарай (гравитациялық, магниттік, электрлік, сейсмикалық, температуралық және ядролық геофизика),

- технологиясы мен жұмыс жүргізу ортасына қарай (аэрокосмостық, далалық, акваториялық, жерасты әдістері мен ұңғыларды геофизикалық зерттеулер),

- қолданбалы бағыттары мен шешетін міндеттеріне қарай (тереңдік, аймақтық, барлау, инженерлік және экологиялық геофизика),

- жұмыстардың түрлеріне қарай (теориялық, аспаптық, тәжірибелік, есептеу және интерпретациялау геофизикасы).

1. СЕЙСМИКАЛЫҚ БАРЛАУ

Сейсмобарлау – серпімді тербелістер (сейсмикалық толқындар) көмегімен геологиялық объектілерді зерттейтін геофизикалық әдістердің бірі. Бұл әдістің физикалық негізіне сай сейсмикалық толқынның таралу жылдамдығы мен оның басқа сипаттамалары геологиялық ортаның физикалық қасиеттеріне (таужыныстарының құрамына, олардың кеуектілігі мен жарықшақтығына, мұнай мен газға қанығуына, астасудың кернеуліктік және температуралық жағдайларына) тәуелді болады. Нақты геологиялық ортада аталған қасиеттер біртекті тарамайды. Осы әртектіліктер сейсмикалық толқынның шағылуы, сынуы, рефракция мен дифракциясында бақыланады. Осылайша, сейсмикалық барлау әдістерінің негізімен геологиялық ортаның серпімді қасиеттерін бағалау мақсатымен шағылған, сынған, рефракцияланған және толқындардың басқа түрлерін зерттеу болады.

Сейсмобарлаудың әдістемесі қоздыру көзінен ортаның орын ауыстыруларының жылдамдығын тіркейтін сейсмо-қабылдағышқа дейін әртүрлі толқындардың жүру уақытын, олардың динамикасы мен қарқындылығын зерттеуге негізделген. Өте күрделі арнайы аспаптарда (сейсмикалық станцияларда) Жердің әлсіз тербелістері әсерінен сейсмо-қабылдағышта туатын электр сигналдары күшейтіледі және сейсмограмма немесе магнитограмма ретінде автоматикалық түрде тіркеледі. Осы сигналдарды талдау нәтижесінде сейсмогеологиялық шектердің жатыс терендігін, олардың құлау бұрыштары мен кеңістікте созылуын анықтауға болады. Ал геологиялық деректерді пайдалану барысында табылған шектердің геологиялық табиғатын зерттей аламыз.

Сейсмикалық барлауда екі негізгі әдістерді бөледі: шағылған толқындар әдісі (ШТӘ) және сынған толқындар әдісі (СТӘ). Басқа толқындар түрлерін қолданатын әдістерді кең пайдаланбайды.

Бүгінгі күнде толқындарды қоздырып, тіркеу үшін өте күрделі аспаптар мен жабдықтарды қолданады. Далалық жұмыстар нәтижесінде алынған деректерді жоғары дәлдікпен

ЭЕМ көмегімен сандық өңдейді. Айтылған нәрселер геологиялық қиманың геометриясын жоғары дәлдікпен (1 % қатемен) анықтауға мүмкіндік береді және қойылған геологиялық мақсаттарды нақты шешуге көмектеседі.

Шешілетін мақсаттарға сай сейсмобарлауды тереңдік, құрылымдық, мұнайгаздылық, рудалық, инженерлік түрлерге бөледі. Жұмыс өткізілетін орынға сай сейсмобарлауды жер бетінде (далалық сейсмобарлау), теңізде (теңіздік сейсмобарлау), ұңғымада (ұңғымалық сейсмобарлау) және жерастында жүргізеді. Сейсмикалық толқынның пайдаланатын жиілігіне сай жоғары жиілікті (100 Гц-тен жоғары жиіліктер), орта жиілікті (ондаған Гц жиіліктер) және төменгі жиілікті (10 Гц-тен төмен жиіліктер) сейсмобарлауды бөлуге болады. Неғұрлым серпімді толқынның жиілігі жоғары болса, соғұрлым толқындар тез басылып, барлау тереңдігі азаяды.

Сейсмобарлау – өте маңызды және де көптеген жағдайда ең дәл (басқа жағынан ең қымбат және күрделі) геофизиканың әдісі болып табылады. Оны келесі геологиялық мақсаттарды шешуде қолданады:

1) Жер қыртысы мен жоғары мантияны зерттеу;

2) Мұнай және газ кенорындарын іздеу мен барлау.

Әдіс ретінде сейсмобарлау XX ғасырдың 20 жылдарында пайда болды. Алғашқы кезде сейсмобарлауды жер сілкіністерін зерттейтін сейсмологиямен бірге қолданатын. Бұл жағдайдың дамуына көрнекті орыс ғалымы, академик Б.Б. Голицынның жұмыстары үлес қосты. Ол сейсмикалық толқындарды тіркейтін жаңа аспаптарды ұсынып, сейсмологияны көптеген теориялық зерттеулермен байытқан болатын.

Бірінші сейсмобарлау жұмыстарын Б.Б. Голицинның ұрпағымен П.М. Никифоров 1927 ж. іске асырған (СТӘ). 1923 ж. В.С. Воюцкийге ШТӘ ойлап тапқаны үшін патент берілді. Бірақ бұл әдістің практика жүзінде іске асырылуы көптеген техникалық және әдістемелік қиындықтарды кездестірді.

Үлкен мамандар тобы бірнеше жыл шағылған толқындарды жоғары дәлдікпен тіркеу үшін керекті аспаптық құралдар мен әдістемелік мінездемелерді жасауға тырысты. Бұл жұмыс сейсмобарлаудың дамуына өте көп үлес қосқан академик Г.А. Гамбурцев

басшылығымен жемісті іске асырылды. 1935 ж. ШТӘ бірінші далалық жұмыстарын жасап, бірінші сейсмобарлаулық стансаларын ұсынды. Осылайша, барлау геофизикасының өндірістік және зерттеулік негізі құралды.

1939 ж. бастап СТӘ өзгерілді. Академик Г.А. Гамбурцевтің басшылығымен көптеген күрделі геологиялық мақсатты шешуге көмектесетін сынған толқындар әдісінің корреляциялық тәсілі жарық көрді.

Ұлы Отан соғысы жылдарында сейсмобарлаудың көмегімен мұнай мен газдың бірнеше жаңа кенорындары ашылды. Бакудың қасында сейсмобарлауды теңізде пайдалану үшін алғаш рет далалық жұмыстар басталды. Мәңгі тоң және шөл дала жағдайларында жүргізу үшін сейсмикалық зерттеулердің әдістемесі ұсынылды.

Соғыс біткеннен кейін өте азғантай уақыт аралығында сейсмобарлауды техникамен қайта жабдықтады. Өте күрделі жаңа көпканалдық сейсмикалық стансалар жарық көрді. Осы жағдай далалық жұмыстардың сапасын жоғарылатып, еңбек өнімділігін арттыруға көмектесті. Интерпретацияның жаңа тәсілдері пайда болып, сейсмобарлаудың бірнеше әдістері жарық көрді. Мысалы, тереңдіктік сейсмикалық зондылау әдісінің (ГСЗ) пайда болуы жер қыртысының барлық қалыңдығын зерттеуге мүмкіндік берді.

Сейсмикалық барлаудың фундаменталды теориялық негіздерін жетілдіру мақсатында 1954 ж. бастап біздің мемлекетімізде сейсмикалық толқындар теориясының терең зерттеулері өткізіле бастады. Нақты геологиялық орталардың сейсмикалық қасиеттерін анықтауға аса үлкен назар аударылды. Өткізілген жұмыстардың нәтижесінде шөгінді қабаттың жіңішке қатпарлығының, сейсмикалық толқындардың кедір-бұдырлығының, жылдамдықтың тік градиентінің бар болуы сейсмикалық толқындардың ортада тарауына әсері анықталды.

1959 ж. бастап сейсмобарлауда қолданатын барлық техника мен жабдықтарды магниттік лентаға тіркеуге ауыстырды. Осы уақыттан бастап кума толқындармен бірге көлденең толқындарды тіркеуге мүмкіндік пайда болды. Магниттік тіркеудің негізінде жалпы тереңдіктік нүкте әдісі (ЖТНӘ) және

үлкен алаңдарда сейсмикалық толқындар көздерін топтастыру әдісі жарық көрді.

XX ғасырдың 70 ж. сейсмобарлауды техникамен қайта жабдықтаудың келесі кезеңі басталды. Сейсмобарлаудың далалық және өңдеу техникасы сандыққа ауыстырылды, сандық сейсмикалық стансалар пайда болды, сейсмикалық мәліметтерді өңдеуге арналған бірнеше есептеуіш центрлер жарық көрді. Мемлекеттің көптеген мұнайлы аудандарында (Каспий маңы ойпаты, Маңғышлақ, Орта Азия, т. б.) сейсмикалық барлаудың көмегімен бірнеше кен орындар ашылып, барланды.

1.1. Сейсмобарлаудың физикалық негіздері

1.1.1. Серпімділік теориясының негізі

Серпімді (сейсмикалық) толқындардың ортада таралу теориясы серпімділік теориясына негізделген, себебі геологиялық ортаны бірінші жуықтағанда серпімді деп санауға болады.

Сондықтан біртекті изотропты орталарға қатысты серпімділік теориясының негізгі анықтамалары мен заңдылықтарын қарастырайық.

Сыртқы әсердің нәтижесінде сұйық және газ тәрізді денелер өзінің пішіні мен көлемін өзгертетінін (яғни деформацияға ұшырайтынын) біз білеміз. Деформация кезінде дененің кіші бөлшектері бір-біріне және алғашқы орынына қатысты орын ауыстырады. Орын ауыстырудың шамасы мен бағыты сыртқы күштердің мәні мен түріне және дененің қасиеттеріне тәуелді болады.

Деформациядан кейінгі дене бөлшегінің орнын табуға болады, егер $U(x,y,z)$ орын ауыстыру векторының бөлшектің алғашқы орнына қатынасы анықталған болса.

Сыртқы күштердің әсерінен дененің ішінде ойша бөлінген параллелепипед өзінің пішінін немесе көлемін немесе пішіні мен көлемін өзгертеді. Осы жағдайда параллелепипед қабырғаларының ұзындығы өзгереді, ал қабырғалар құрайтын тік бұрыштар доғал немесе сүйірге ауысады. Деформацияны бағалайтын сандық шамалармен кіші параллелепипед

қабырғаларының салыстырмалы ұзаруы және 90° қатысты бұрыштардың абсолюттік өзгеруі болады. Осылайша, деформацияны толығымен 6 компоненттермен сипаттай аламыз. Бірінші 3 компоненттер нормальды, ал басқа 3-і – жылжымалық деп аталады.

Сыртқы күштердің әсерін алып тастағанда денелер алғашқы қалпына келетін деформацияны серпімді деп атайды. Керісінше жағдайда деформацияны пластикалық немесе серпімсіз дейді. Деформацияның сандық мәні ауданның бірлігіне әсер ететін сыртқы кернеулерге тәуелді. Тау жыныстарын серпімді денелер ретінде тек қана кіші деформациялар кезінде қарастыруға болады.

Деформация кезінде серпімді дененің ішінде ішкі кернеулер пайда болады. Олар денені құрайтын бөлшектер арасындағы серпімді әрекеттерге тәуелді. Денеден ойша бөлінген кіші мөлшерлі әр алаңға 3 түрлі кернеулер әсер етеді: бірінші кернеу алаңға перпендикуляр бағытталған (оны нормальдық кернеу деп атайды), ал алаң бойымен бағытталған екінші кернеуді жылжымалық кернеу дейді. Кернеудің үшінші компоненті кернеулер тензорының 6 компонентімен сипатталынады. Кернеулердің осы алты компоненті кіші деформацияның алты компонентімен Гук заңы арқылы байланысады.

Қатты заттан жасалған призманың бір осьті сығылуында (созылуында) әсер ететін кернеумен бағыттас призма ұзындығының салыстырмалы өзгеруі келесі қатынаспен анықталады:

$$F = E\Delta l\,, \qquad (1.1)$$

мұндағы $F-$ сыртқы әсердің мәні; E – Юнг модулі; Δl – призма ұзындығының салыстырмалы өзгеруі.

Призманың ұзаруы міндетті түрде оның a және b көлденең мөлшерлерінің Δa және Δb-ға дейін азаюына әкеледі. Изотропты денелер үшін таужынысындағы призманың бағытталғанына қарамай $\Delta l/l, \Delta a/a, \Delta b/b$ және $(\Delta a/a)/(\Delta b/b) = \delta$ тұрақты болады. E Юнг модулі мен δ

Пуассон коэффициенті осындай денелердің серпімді қасиеттерін толығымен сипаттай алады.

Анизотроптық денелер үшін осьтік кернеу тұрақты болған жағдайда призма қабырғаларының салыстырмалы ұзарулары призманың таужынысында бағытталғанына тәуелді болады, яғни дененің серпімділік қасиеті сыртқы күштердің бағытына тәуелді. Изотроптық денелерді Ламэ тұрақтылар көмегімен сипаттауға болады: λ сығылу модулі мен μ ығысу модулі. Бұл тұрақтылар бір шешімді E Юнг модулі мен δ Пуассон коэффициентімен байланысқан:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}. \tag{1.2}$$

$$\delta = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}. \tag{1.3}$$

Серпімділік денелердің бүкіл көлемі бойынша сығылуында (мысалы, дене орналасқан сұйық заттағы қысымды жоғарылатқанда) үлгінің көлемі азаяды. Осы жағдайдағы көлемнің $\Delta V / V$ салыстырмалы өзгеруі қысыммен келесі сызықтық өрнекпен байланысқан

$$p = k_c \cdot \frac{\Delta V}{V}, \tag{1.4}$$

k_c коэффициентін сығылу коэффициенті деп атайды. Изотроптық денелер үшін k_c , λ және μ арасындағы байланысты келесі түрде жазамыз:

$$k_c = \lambda + \frac{2}{3}\mu. \tag{1.5}$$

Сұйық заттар мен газда $\mu = 0$ және $k_c = \lambda$.

Егер дененің серпімділік қасиеттері оны құрайтын бөлшектерде бірдей болса, онда денені біртекті деп атайды. Керісінше жағдайда денелер біртексіз болады.

Біртексіз, изотроптық денелерде k_c, μ және λ координаталардың функциясы болып табылады.

Осылайша, денені құрайтын бөлшектердің орын ауыстыруларын зерттегенде біз серпімді толқынның

жылдамдығын өлшеп, физикалық қасиеттері мен күйі арқылы таужыныстарының бір-бірінен ерекшеленуін қарастыра аламыз.

1.1.2. Изотроптық ортадағы серпімді толқындар

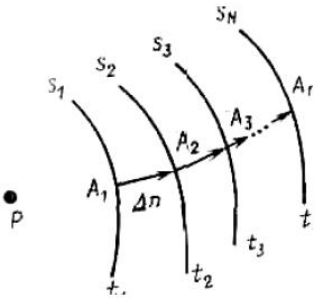
Толқындар мен оларды тудыратын толқындық процестер қозғалыстың ерекше түрі болып табылады. Осындай қозғалыста орта күйінің немесе кез келген физикалық шаманың өзгеруі соңғы жылдамдықпен нүктеден нүктеге беріледі. Ортаның бір нүктесіндегі болып жатқан процесс бір уақытта ортаның басқа нүктесінде өзгеріссіз қайталанады. Осы мәселе толқындық процестің ерекшелігі болып табылады.

Ортада толқынды тудыру үшін оның көзі болуы қажет, бірақ көздің әсері бітсе де оған тәуелсіз ортада толқын тарала береді. Айтылған жағдай толқынның басқа ерекшелігі: серпімді ортада толқындар туа береді, егер дененің кез келген нүктесіне уақытпен өзгеретін кернеу берілген болса. Осы процесс деформация кезінде жиналған потенциалдық энергияның қозғалысқа қатысы бар нүктелердің кинематикалық энергиясына түрленуінің арқасында пайда болады. Бұл процесс бір жақты болып қарастырылады – энергия толқын көзінен толығымен алынып серпімді денеге толығымен беріледі. Деформацияға ұшыраған дененің потенциалдық энергиясы тек қана деформация мәні мен серпімділік модульдеріне тәуелді, ал кинематикалық энергия – элемент массасы мен осы элементтің қозғалыс жылдамдығына тәуелді болатындықтан, серпімді толқынның таралуы серпімділік модульдері мен дененің тығыздығына тәуелді болады.

Энергия таралуының соңғы жылдамдығында уақыттың әр моментінде толқындық процесс соңғы мөлшерімен алаңды басып алады. Сондықтан уақыттың әр моментінде қозғалыс болып жатқан және қозғалыс жетпеген алаңдарды бөлетін кез келген бет бар болады. Бұл бетті толқынның майданы деп атайды. Осылайша, толқынның таралу процесін майдан бетінің таралуы ретінде қарастыруға болады.

Егер $t = t_1$ уақыт моментінде толқын майданы S_1 бетімен сипатталса, ал Δt өте азғантай уақыт қадамынан кейін, яғни

$t_2 = t_1 + \Delta t$ уақытта S_2 бетімен сипатталса, онда толқын S_1 бетінен S_2 бетіне таралды деп айтады, басқаша айтқанда бір жолды өтті дейді. Егер S_1 бетінің кез келген $A_1(x_1, y_1, z_1)$ нүктесінде $n(A)$ нормаль тұрғызсақ, онда ол S_2 бетін кез келген $A_2(x_2, y_2, z_2)$ нүктесінде қияды (1.1-сурет).



1.1-сурет. Белгілі толқын майданы бойынша толқынның сәулелік жолын тұрғызу

$A_1A_2 = \Delta n$ бөлшегі – бұл Δt уақыт қадамы ішінде толқынның өткен жолы.

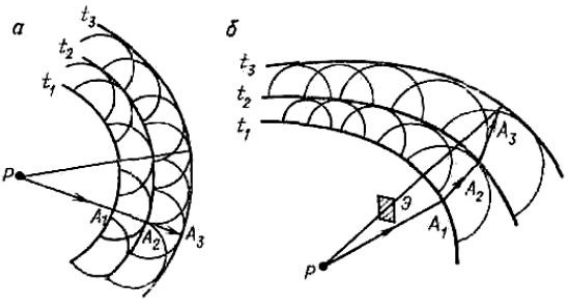
$A_1(x_1, y_1, z_1)$ нүктесіндегі толқын таралуының бағыты $n(A)$ векторымен көрсетіледі. Онда толқын таралуының жылдамдығын $v(A) = \Delta n / \Delta t$ деп белгілейміз. Жалпы жағдайда жылдамдық $A_1(x_1, y_1, z_1)$ нүктесінің кеңістікте орналасуына тәуелді. Егер орта біртекті болса, онда жылдамдық әр нүктеде өзгереді деп саналмайды. Серпімділік модульдер мен тығыздық өзгеретін біртексіз ортада жылдамдық координаталардың функциясы болып табылады, яғни $v = v(x, y, z)$.

$t_3 = t_2 + \Delta t$ уақытта толқынның майданы A_2A_3 жолын өтіп, S_3 бетімен беттеседі және қозғалыс A_2 нүктеден A_3-ке жетеді. Уақыттың келесі моменттері үшін нормаль тұрғызғанда біз $t_n = t_1 + n\Delta t$ уақыттағы A_n нүктесін табамыз. $A_1, A_2, \ldots . A_n$ сызығы A_1 нүктеден A_n нүктеге дейін толқынның толық жолын сипаттайды.

A_1 нүктеден A_n нүктеге дейін толқынның толық траекториясын толқынның сәулесі деп атайды, яғни сәуле – бұл қиылысу нүктелеріндегі майдан бетіне перпендикуляр болатын сызық және керісінше. Осылайша, әр уақыттағы толқын майданы бойынша толқын сәулесін тұрғызуға болады және керісінше. Осы мақсатты ***Ферма принципі*** негізінде шешуге болады. Біртекті және жылдамдықтары байсалды өзгеретін орталар үшін Ферма принципі келесі түрде анықталады: толқын көзінен белгілі бір нүктеге дейін толқын ең қысқа жолмен таралады (яғни нормаль бойымен). Орта біртекті болған жағдайда толқынның минималды жолы – тура сызық болады, сондықтан біртекті ортадағы сәулелер толқын көзінен шығатын тура сызықтардың жиынтығынан тұрады.

Серпімділік қасиеттері байсалды өзгеретін орталар үшін сәулелер формасын анықтау есебі өте күрделі математикалық түрлендірулермен шешіледі. Бұл мақсатты ***Гюйгенс принципін*** пайдалану негізінде шешуге болады.

Гюйгенс принципіне сай толқынның әр майданында орналасқан әр нүктені толқындар туғызатын көз ретінде қарастыруға болады. Осыдан, егер t_1 уақыттағы толқын майданының орны белгілі болса (1.2-сурет), алғашқы майдан бетінде орналасқан нүктелерден элементар майдандар жиынтығын тұрғызсақ, онда $t_2 = t_1 + \Delta t$ уақыттағы толқын майданын анықтай аламыз.

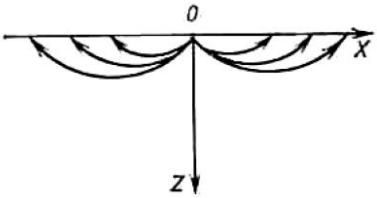


1.2-сурет. Гюйгенс принципіне түсініктеме: біртекті және біртексіз орталарда жалған көздердің пайда болуы

Егер жылдамдық байсалды өзгерсе, онда жылдамдық жуық бірдей болатындай кез келген Δt қадамын таңдауға болады. Онда $t+\Delta t$ уақыттағы әр элементар көзден толқыны $R = v(A) \cdot \Delta t$ радиуспен кіші сфера ретінде майдан құрайды. Барлық элементар майдандарды айналып өтетін бет $t + \Delta t$ уақыттағы толқын майданы болып табылады. Осылайша барлық уақыттардағы толқын майданын тұрғыза аламыз.

Егер ортадағы жылдамдық тұрақты болса, онда элементар толқындық майдандардың радиустары барлық нүктелер үшін тұрақты болып, толқынның майданы бұрмаланбайды (1.2, а-сурет). Біртексіз ортада t_1 уақыттағы майданның әр нүктесінде элементар толқындық $R = v(A) \cdot \Delta t$ радиустары әртүрлі болып, жаңа майданның формасы белгілі майданнан ерекшеленеді (1.2, б-сурет). Толқын сәулесі майданға оның әр нүктесінде нормальмен бағытталған болуы қажет. Бірақ біртексіз ортада майдандар әртүрлі болғандықтан сәулелер қисық сызыққа ауысады: A_1 нүктеден A_3 нүктеге келу үшін толқын $A_1A_2A_3$ жолды өтуі керек.

Қисық сызықты траекториямен толқынның таралу құбылысын ***толқынның рефракциясы*** деп атайды. Егер PA_3 бөлшегінің алдында Э экран (қалқа) орналасқан болса, онда ол толқындарға P қоздырғыш көзден A_3 бақылау нүктеге дейін таралуға кедергі жасамайды. Біртекті ортада PA_3 бөлшегі – бұл P қоздырғыш көзі ойша көрінбейтін жағдайдағы толқынның бақылау нүктеге дейін өтетін жолы (сәулесі). Оптикада толқындардың рефракциясы көмегімен даладағы сағымдардың пайда болуын түсіндіруге болады. Ал сейсмобарлауда рефракция толқындар қоздырылатын көздер Жер бетінде немесе оған жақын орналасқанда толқын сәулелерінің сол бетке шығуын мәжбүр етеді (1.3-сурет) және де таужыныстары қабаттарында толқын жылдамдығын зерттеуге көмектеседі.



1.3-сурет. Рефракция кезінде толқын сәулелерінің жер бетіне шығуы

Толқынның сәулесі мен майданы толқындық процестің кинематикасын түсінуге көмектеседі. Егер толқын сәулесінде орналасқан әр нүктеде толқынның $v(A)$ сәулелік жылдамдығы белгілі болса, онда қоздырғыш көзден ортаның әр нүктесіне дейін толқынның таралу уақытын анықтауға болады, яғни кинематикалық есепті шығара аламыз. Осындай кинематикалық есепті тура деп атайды: ортада жылдамдықтың белгілі таралуы бойынша ортаның әр нүктесіне дейін толқынның таралу уақытын анықтайды.

Кинематикалық есепті шығарғанда ортаны құрайтын бөлшектердің орын ауыстыратыны қарастырылмайды. Серпімді толқындардың динамикалық теориясына сай біртекті изотроптық ортада екі түрлі толқындар пайда болуы мүмкін. Егер орта бөлшектерінің орын ауыстырулары толқын таралуымен бағыттас болса, онда осындай толқындарды ***қума*** ***(P – толқыны***) деп атайды. Орта бөлшектерінің тербелісі толқын таралуына перпендикуляр болған жағдайда ***көлденең*** ***(S – толқындар)*** пайда болады.

Қума толқындарда орын ауыстырудың векторы толқын таралуына (яғни сәулеге) нормальмен бағытталған, ал сәуле өз бетімен майдан бетіне перпендикуляр. Осылайша, орын ауыстырудың векторы майданның жазықтығында орналасады.

Сұйық және газды денелерде тек қана қума толқындар таралады. Оларды дыбыстық, акустикалық деп атайды.

Қума және көлденең толқындар әртүрлі (сәйкесінше v_p және v_s) жылдамдықтармен таралады. Олардың мәндері келесі өрнектермен анықталады:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\sigma}}, \quad v_p = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}}, \tag{1.6}$$

мұндағы: σ – тығыздық.

λ және μ оң таңбалы болғандықтан қума толқындардың жылдамдығы барлық жағдайда көлденең толқындар жылдамдығынан жоғары болады. v_p / v_s қатынасы λ және μ – ға тәуелді болады, яғни

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{\lambda}{\mu} + 2}. \tag{1.7}$$

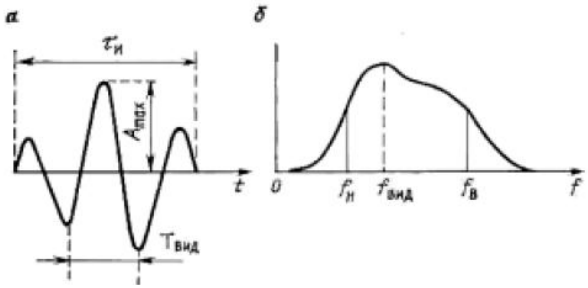
Пуассон коэффициенті өрнектеледі:

$$\delta = \frac{(v_p / v_s)^2 - 2}{2\left(v_p / v_s\right)^2 - 2}. \tag{1.8}$$

Қума толқындар екі түрлі болуы мүмкін. Бір толқынның орын ауыстыру векторының компоненттері тек қана тік жазықтықта орналасқан. Оларды ***тік поляризацияланған толқындар*** *(SV)* деп атайды. Басқа толқынның орын ауыстыру векторы горизонталь жазықтықта орналасқан, оның тек бір ғана компонентасы бар. Мұндай толқындарды ***көлденең поляризацияланған толқын*** *(SH*) деп атайды.

Толқындық процесс уақыт пен кеңістікке тәуелді. Ортаның бір бөлшегіне толқын келген жағдайда бөлшек тепе-теңдіктен шығып, орын ауыстыратынын бақылай аламыз. Бөлшектің қозғалысы орын ауыстыру векторымен толық сипатталынады. Бірақ біз тек қана бөлшекті қарастырып отырғанымызға сай U орын ауыстыру векторын бөлшектің алғашқы орнын сипаттайтын $x = x_1, y = y_1, z = z_1$ нүктесіне қатысты қарастырамыз. Осыдан кейін бөлшектің қозғалысын график түрінде көрсетуге болады. Ол үшін көлденең осьпен уақытты, ал тік осьпен – таралу бағытында тұрғызылған толқынның жолын немесе тік бұрышты координата жүйесінің кез келген осіне алынған $U(x, y, z, t)$ векторының кез келген проекциясын тұрғызу қажет болады. Бұл график бөлшек тербелісінің

уақытпен өзгеруін көрсетеді, оны орын ауыстырудың уақыттық импульсі деп атайды (1.4, а-сурет).



1.4-сурет. Орын ауыстырудың уақыттық импульсі және оның спектрі

Бөлшек тербелісінің нөлдік деңгейден ауытқуын импульстің $A_{\max}$ амплитудасы деп атайды, ал тербелістің ұзақтығын – импульстің τ_u ұзақтығы толығымен сипаттайды. Серпімді толқындардың кез келген көзі өзінің $U(t)$ импульстік пішінімен сипатталынады.

Орын ауыстырудың импульсі $x = x_1, y = y_1, z = z_1$ нүктесінде басылған кезде толқынның майданы осы нүктеден $\Delta R = v(x, y, z)\tau_u$ қашықтыққа таралады. Яғни, уақыттың бірдей моментінде тербелістер екі бетпен шектелген ортада орналасады. Осы беттер арақашықтығы $l_u = v(x_1, y_1, z_1) \cdot \tau_u$, мұндағы $v(x_1, y_1, z_1) - (x_1, y_1, z_1)$ нүктесіндегі толқын таралуының жылдамдығы. l_u шаманы орын ауыстыру импульсінің кеңістіктік ұзақтығы деп атайды. Уақыттық және кеңістіктік ұзақтықтар арасында келесі байланыс бар $l_u = v \cdot \tau_u$.

Толқынның майданы әр жаңа ауданға жақындаған сайын тербеліске бірнеше жаңа нүктелер қосылады. Әр нүктедегі орын ауыстырудың импульсі тек қана амплитудамен ерекшеленеді. Егер тербелістер идеалды серпімді ортада таралса, онда орын ауыстырудың импульсі өзінің пішінін өзгертпейді деп санайды. Осы заңдылықты келесі теңдеумен өрнектейміз:

$$U(x,y,z) = A(x,y,z)\cdot f\left[t-\tau(x,y,z)\right], \qquad (1.9)$$

мұндағы *A(x, y, z)* – тербеліс амплитудасының өзгеруін анықтайтын функция; f(t-τ) – орын ауыстыру импульсінің пішінін анықтайтын функция; *τ(x, y, z)* – толқын көзінен (x,y,z) координаталарымен нүктеге дейін толқынның жүру уақыты және де $t-\tau<0$ болған жағдайда $f(t-\tau)=0$; $t-$ толқын пайда болуынан бастап саналған уақыт.

Толқын көзінен алшақтаған кездегі орын ауыстыру импульсі амплитудасының өзгеруі ***геометриялық тарау эффектісі*** деп аталады. Таралу процесінде толқынға толығымен берілетін көздің энергиясы толқын майданының барлық үлкен бетінде таралатындықтан, майданның бірлігіне келетін энергия төмендейді. Сондықтан, тербелістің амплитудасы да азаяды.

Майдан бетінің үлкеюі тек қана майдан формасына тәуелді болады. Егер майдан бетімен $A(x,y,z)=const=AO$ өрнектелетін жазықтық болса, онда толқынды ***жазық*** деп атайды.

Біртекті изотропты ортада кіші мөлшерлі көздер (нүктелік көздер) $R(t)=v\cdot t$ заңдылыққа сай жоғарылайтын радиусымен сфера тәрізді майданымен толқындарды туындатады. Осындай майдан бетіне келетін энергия бірлігі $1/4\pi R^2$-қа пропорционал төмендейді, ал орын ауыстырулардың амплитудасы $1/R$ заңдылықпен азаяды. Осындай майданмен толқынды ***сфералық*** деп атайды.

Әртүрлі импульстар мен дыбыстардың жалпы қасиеттерін анықтауда спектрлік талдау көмектеседі. Физика курсынан қарапайым түстердің бір-біріне қосылуынан ақ түс пайда болатынын білеміз. Қарапайым түс уақытпен $A(t)=A\sin(\omega t+\varphi)$ заңдылықпен өзгеретін электр магниттік толқындарға сай болады. Мұндағы $\omega=2\pi f$ – бұрыштық жиілік; $f=1/T$ – сызықтық жиілік; T, A – сәйкесінше синусоида тербелістің периоды мен амплитудасы. Түстің өзгеруі λ толқынның ұзындығы немесе жиіліктің өзгеруінде сезіледі. Олар келесі өрнекпен байланысқан:

$$\lambda = \frac{c}{f}, \tag{1.10}$$

мұндағы: c – жарықтың жылдамдығы.

Жиіліктердің жиынтығы көрнекі жарықтың жиіліктік спектрін анықтайды. Сәйкес гармоникалық құраушылардың амплитудалары амплитудалық спектрді құрайды.

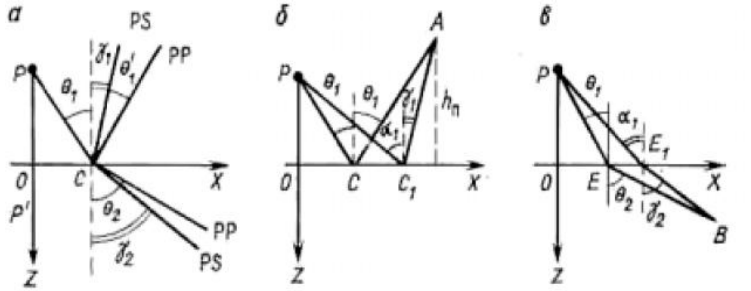
Осындай аналогиялық қасиет сейсмикалық тербелістерде де бар. Егер кез келген T_p уақыттың шектелген интервалында (мысалы, екі-үш секунд ішінде) кез келген толқынның импульсін тіркесе, онда оны ***гармоникалық тербелістердің суперпозициясы*** ретінде көрсетуге болады. Әр тербелістің амплитудасы, фазасы мен жиілігі әртүрлі. Амплитудалар мен фазалардың жиынтығын сәйкесінше амплитудалық және фазалық спектрлер деп атайды. Жиіліктік диапазон шегі жоғарғы және төменгі жиіліктермен шектелген. Олардың мәндері тек қана импульс формасына тәуелді (1.4, б-сурет). Спектрлік ауданда әртүрлі формалы импульстарды салыстырғанда олардың жиіліктік диапазондарын да салыстырады. Жиіліктік диапазондары бірдей импульстер олардың ерекшеліктеріне тәуелсіз эквивалентті болады.

1.1.3. Изотропты біртексіз орталардағы серпімді толқындар

Жазық бетпен бөлінген екі түрлі серпімді жарты кеңістіктерді біртексіз ортаның ең қарапайым мысалы ретінде қарастыруға болады. Жоғарғы және төменгі орталардағы жылдамдық пен тығыздықты сәйкесінше v_{p1}, v_{s1}, ρ_1 және v_{p2}, v_{s2}, ρ_2 деп белгілейік. Екі орталарды бөлетін бетті – көлденең жазықтық деп алайық. Толқынның нүктелік көзін шекараның үстінде $h_И$ биіктігінде орналастырайық. Қума және көлденең толқындар әртүрлі жылдамдықтармен таралатындықтан, есепті қарапайымдату үшін толқынның бір түрін қарастырамыз. Толқынның көзі тек қана қума толқынды тудырады деп санайық. PP' тік сызыққа қатысты есептің

симметриялық болатынын ескеріп, толқындарды тек қана *XOZ* жазықтығында қарастырамыз (1.5-сурет) *A* бақылау нүктесін шекара үстінен $h_П$ биіктікте орналастырайық. Көздің координаталары *xИ=0, zИ=hИ*, тіркеу нүктенің – *xП=x, zП=hП* болады. Уақыттың алғашқы моменті ретінде толқынды тудыру уақытын аламыз. Әр орта біртекті болғандықтан, көзден туған (*P* нүктеден) тербелістер *A* нүктеге дейін *PA* тура жолмен таралады.

Осы жолмен таралатын толқынға төменде ораналасқан шекара әсер етпейді. *PA* сәулесін ***тура толқынның сәулесі*** деп атайды. Шекара үстінде орналасқан *C* нүктесіне толқын *PC* тура сызықпен келеді. *PC*-ні ***түсу толқынның сәулесі*** деп атайды. *C* нүктесіндегі түсу толқын таралуының бағыты *PC* және *C* нүктесінде тұрғызылған нормаль жасайтын бұрышпен біршешімді анықталады. Оны θ_1 құлау бұрышы деп атайды



1.5-сурет. Екі қатты орталар шекарасындағы шағылған, сынған және ауыстырылған толқындардың пайда болуы

Түсу толқыны мен шекараның нормалі орналасқан жазықтықты толқын түсуінің жазықтығы деп атайды. Тәжірибе көрсеткендей, көзден шыққан дыбыс *P* нүктеде екі рет естіледі. Бірінші дыбыстан келетін екінші дыбыс – біз білетін жаңғырық құбылысы. Жаңғырықтың пайда болуы толқын шекараға жеткенде өзінің бағытын өзгертетінін дәлелдейді. Дыбыстың жоғарғы ортамен бірге төменгі ортада да естілетіні түсу

толқынының бір бөлігі жоғарыға қарай шағылады, ал басқасы – төменгі ортаға сынады дегенді білдіреді. Толқынның сынуы мен шағылуы C нүктесінде пайда болады, сондықтан оны сынған толқын үшін сыну нүктесі деп, ал шағылған толқын үшін – шағылу нүктесі атайды.

Осы екі жаңа толқындардың таралуы шексіз орталарға сай барлық заңдылықтарға бағынады. Біріншіден, олардың кинематикасы сәулелер (таралу бағыттарымен) және майдан формасымен анықталуы қажет. Екіншіден, Гюйгенс принципіне сай толқын шекараға жеткенде бұл тербелістерді шекарада орналасқан жалған көздер қоздырады. Жоғарғы және төменгі жарты жазықтықтарда шағылған және сынған толқындар қандай жолды өткенін анықтау үшін Ферма принципін қолдансақ жеткілікті. Ферма принципін осы жағдайда қарастыру ***Снеллиус заңдарына*** әкеледі. Снеллиус заңына сай шағылған толқынның сәулесі толқынның түсу жазықтығында орналасады, шекарадан жоғарыға қарай бағытталған және де осы сәуле және нормаль жасайтын θ_1 бұрышы (шағылу бұрышы) барлық жағдайда толқынның θ_1' түсу бұрышына тең, яғни $\theta_1' = \theta_1$ (1.5, *а*-сурет*)*.

Сынған толқынның сәулесі C нүктесінен (түсу нүктесі) басталып, құлау жазықтығында орналасады және де осы сәуле және нормаль жасайтын θ_2 бұрышы (сыну бұрышы) келесі қатынасқа бағынады:

$$\sin\theta_2 = \sin\theta_1 \cdot \frac{v_{p2}}{v_{p1}}. \qquad (1.11)$$

Төменгі жазықтыққа PC сәулені жалғастырғанда, ол өзінің бағытын кенет өзгертіп, сынады. Сұйық және газды заттарда бөлшектер екі жарты жазықтықтарды бөлетін шекара бойымен еркін таралуы мүмкін. Екі қатты жарты жазықтықтар жағдайында шекара бойымен ондай еркін қозғалыстар мүмкін емес, себебі бөлшектер әрекеттесіп, бір-біріне тартылады.

Бұл жағдай C нүктесінде түсу толқынмен аттас қума тербелісін тудырып, көлденең SV -толқынның пайда болуын да мәжбүр етеді. Оны ***алмастырылған шағылған толқын*** деп

атайды. Көлденең *PS*-толқыны төменгі жазықтықта пайда болады. Оны ***алмастырылған сынған толқын*** деп атайды. Осылайша, екі ортаны бөлетін шекараға бір қума түсу толқыны құласа, ол төрт толқындарды – екі қума және екі алмастырылған көлденең тербелістерді тудырады. Көлденең түсу толқыны 4 толқындық процесті – екі көлденең және екі алмастырылған қума толқындарды тудырады. Бұл дыбыстық толқындар серпімді толқындардан қатты ерекшеленеді – газды және сұйық заттарда екі орталарды бөлетін шекара тек қана екі қума – шағылған және сынған толқындарды тудырады.

Алмастырылған толқындардың кинематикасы Ферма принципіне негізделген және серпімді толқындар үшін ***жалпыланған Снеллиус заңына*** бағынады: осындай толқындардың сәулелері түсу жазықтығында орналасып, алмастырылған көлденең толқындардың γ_1 шағылған және γ_2 сынған бұрыштары келесі қатынастармен байланысқан:

$$\sin\gamma_1 = \sin\theta_1 \cdot \frac{v_{s1}}{v_{p1}}, \quad \sin\gamma_2 = \sin\theta_1 \cdot \frac{v_{s2}}{v_{p1}}, \qquad (1.12)$$

(1.12) теңдеуді ескергенде жалпыланған Снеллиус заңының келесі қатынастарын жазуға болады

$$\frac{\sin\theta_1}{v_{p1}} = \frac{\sin\theta_2}{v_{p2}} = \frac{\sin\gamma_1}{v_{s_q}} = \frac{\sin\gamma_2}{v_{s2}}. \qquad (1.13)$$

мұндағы θ_1 – қума толқынның құлау бұрышы; θ_2 – оның сыну бұрышы; γ_1 және γ_2 – алмастырылған толқындардың сәкесінше шағылу және сыну бұрыштары.

Ферма, Гюйгенс принциптері мен олардан шығатын Снеллиус теңдеулері ***геометриялық сейсмиканың заңдары*** деп аталады. Олардың көмегімен сейсмобарлаудың көптеген кинематикалық есептерін шешуге болады.

A бақылау нүктесінде үш толқын пайда болуы керек: PA сызықпен жүретін тура толқын; $\theta_1 = \theta_1'$ болатындай PCA жолмен таралатын шағылған қума толқын; алмастырылған шағылған толқын (1.5, б-сурет). Соңғы толқын A нүктесіне

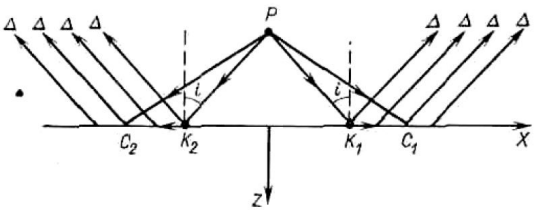
келуі мүмкін, егер алмастырылған толқын C нүктесінде емес, C_1 нүктесінде пайда болса. Бұл нүктеде γ_1 бұрышы α_1 бұрышымен Снеллиус заңымен байланысқан:

$$\sin\gamma_1 = \frac{v_{s1}}{v_{p1}}\sin\alpha_1 . \qquad (1.14)$$

Шекара астындағы B нүктесінде екі толқынды бақылауға болады – қума және көлденең (1.5, в-сурет). Қума толқын көзден PEB жолмен жүреді, ал алмастырылған толқын – PE_1B жолымен жүреді. Осындай жағдайда $\theta_1, \theta_2, \gamma_1, \gamma_2$ бұрыштары келесі Снеллиус заңына бағынады:

$$\sin\gamma_2 = \frac{v_{s2}}{v_{p1}}\cdot\sin\alpha_1 ; \quad \sin\gamma_2 = \frac{v_{s2}}{v_{p1}}\cdot\sin\alpha_1 . \qquad (1.15)$$

Басты толқынның пайда болуы. (1.11) теңдеуден, егер $v_{p2} > v_{p1}$, онда сынған толқынның сәулесі түсу толқынның құлау бұрышы өскен сайын екі орталарды бөлетін шекараға жақындайды, яғни $\sin\theta_2 > \sin\theta_1$. $v_{p2}.\sin\theta_1 / v_{p1} = 1$ болған жағдайда $\theta_2 = 90^\circ$ және де сынған толқынның сәулесі шекара бойымен бағытталады (1.6-сурет).



1.6-сурет. Басты толқынның пайда болуы

Шекарада орналасқан сынған толқынның алдыңғы шебі шекараға перпендикуляр тарайды. Осылайша, K_1-дің оң жағында және K_2 сол жағында орналасқан шекара нүктелеріне толқынның энергиясы екі жолмен келуі мүмкін: PC сызықпен

(1.6-сурет) және толқын көзінен K_1 және K_2 нүктелер арқылы KC сызықпен Жер бетіне шығады. $v_{p2} > v_{p1}$ болғандықтан PK_1C_1 (PK_2C_2) жолмен тарайтын толқын PC жолды өтетін толқынды озып кетеді. Гюйген принципіне сай, шекарада орналасқан сынған толқынның алғы шебінің нүктелері алғашқы шағылуға қарағанда жаңа толқындарды басқаша туындатады. C нүктесіндегі шағылған толқын оған түсу толқын келгенде туады, яғни жаңа толқынға қарағанда, кештеу. Ферма және Гюйгенс принциптеріне сай, басқаша тарайтын толқын K_1 ерекше сәуленің оң жағында (немесе K_2 сол жағында) болады. Бұл толқынның сәулелері бір-біріне параллель болып, шекараға тұрғызылған нормальмен i ***критикалық бұрышын*** жасайды. Осындай жағдайда $\sin i = \dfrac{v_{p1}}{v_{p2}}$. Жаңа толқынды басты деп атайды және ол ортада күрделі траекториямен тарайды: толқын көзінен v_{p1} жылдамдықпен шекараға дейін критикалық бұрышы арқылы, содан кейін v_{p2} жылдамдықпен шекара бойымен тарап, шекараның әр нүктесінен v_{p1} жылдамдықпен бақылау нүктелеріне шығады. Егер $v_{s2} > v_{p1}$ болса, онда алмастырылған басты толқын пайда болуы мүмкін.

Шағылған және басты толқынның динамикасы. Жазық шекараға қума сфералық толқын құлағанда энергияның бір бөлігі төменгі ортаға өтіп, басқа бөлігі – шағылады. Қатты орталарда түсу толқынның энергиясы екі шағылған және екі сынған толқындардың пайда болуына жұмсалады. Осының әсерінен шағылған толқындардағы тербелістің амплитудасы түсу толқынның амплитудасына қатысты өзгеруі қажет. Сейсмикалық толқынның динамикалық теориясына сай, шағылған толқын импульсінің формасы түсу толқынның формасымен бірдей болады, егер толқынның құлау бұрышы критикалық бұрышқа жетпесе. Осыдан бастап шағылған толқын

импульсінің формасы толқынның құлау бұрышына тәуелді болады.

Шағылған толқынның амплитудасы екі фактормен анықталады: толқын көзінен шекараға шағылып, бақылау нүктеге дейін толқын жүретін арақашықтығымен және $k(\theta)$ ***шағылу коэффициентімен.*** $k(\theta)$ – толқынның құлау бұрышына және ортаның серпімділік қасиеттеріне тәуелді болатын шама:

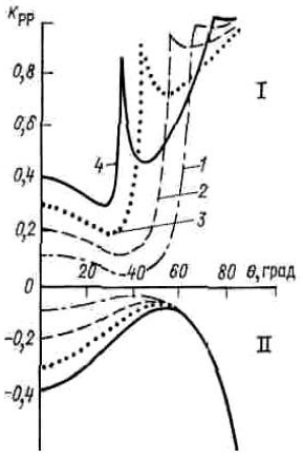
$$A_{\max} = \frac{A_0}{R_1 + R_2} \cdot k_{12}(\theta), \qquad (1.16)$$

мұндағы R_1 – толқын көзінен бақылау нүктеге дейінгі қашықтық; R_2 – шағылу және бақылау нүктелер арақашықтығы; A_0 – көздің қарқындылығын сипаттайтын тұрақты шама; θ – толқынның құлау бұрышы.

Сейсмобарлауда $R_1, R_2 > \lambda H$ саналады (мұндағы λH – орын ауыстыру импульсінің спектріндегі толқынның максималды ұзындығы). Егер $\theta = 0$ болса, онда $k_{12}(\theta)$ үшін өрнек келесі түрде жазылады:

$$k_{12}(\theta) = \frac{\sigma_2 \cdot v_2 - \sigma_1 \cdot v_1}{\sigma_1 \cdot v_1 + \sigma_2 \cdot v_2}, \quad k_{21}(\theta) = \frac{\sigma_1 \cdot v_1 - \sigma_2 \cdot v_2}{\sigma_1 \cdot v_1 + \sigma_2 \cdot v_2}. \qquad (1.17)$$

$Z = \sigma \cdot v$ шаманы ***акустикалық қаттылық*** деп атайды. (1.17) өрнегінен шекараның шағылдырғыш қасиеті акустикалық қаттылықтардың ерекшеліктеріне тәуелді болатынын бақылап отырмыз. Егер $Z_1 < Z_2$ болса, онда шағылу коэффициентінің таңбасы теріске ауысады. Бұл эффектіні ***полярлықтың айналуы*** (шағылған толқынның импульсі түсу толқынның импульсіне қатысты теріс полярлы болады) деп атайды. Шағылу коэффициентінің құлау бұрышқа тәуелділігі 1.7-суретте көрсетілген.



1.7-сурет. Шағылу коэффициентінің құлау бұрышқа тәуелділігі:

I – толқын $v_p = 2400$ $м/с$, $v_s = 1440$ $м/с$; $\rho = 2{,}2$ $г/см^3$ параметрлерімен ортадан:

$1 - v_p = 2700$ $м/с$; $v_s = 1620$ $м/с$; $\rho = 2{,}4$ $г/см^3$:

$2 - v_p = 3000$ $м/с$; $v_s = 1800$ $м/с$; $\rho = 2{,}62$ $г/см^3$;

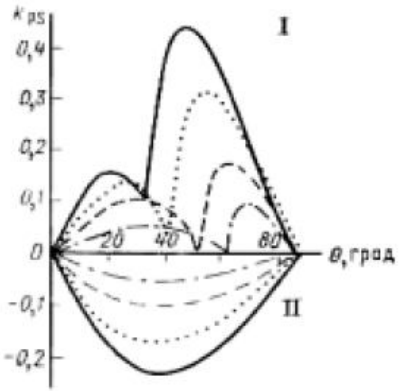
$3 - v_p = 3600$ $м/с$; $v_s = 2160$ $м/с$; $\rho = 2{,}72$ $г/см^3$;

$4 - v_p = 4300$ $м/с$; $v_s = 2580$ $м/с$; $\rho = 2{,}2$ $г/см^3$

параметрлермен шекараларға түседі.

II – толқын 1-4 орталардан $v_p = 2700$ $м/с$; $v_s = 1440$ $м/с$; $\rho = 2{,}2$ $г/см^3$ параметрлерімен ортаға түседі

Критикалық шамадан аспайтын құлау бұрышының мәнінде алмастырылған толқындар импульсінің формасы түскен толқындардың формасына сай болады. Құлау бұрышының нормальды мәнінде алмастырылған толқындар тарамайды. *PS* - типті алмастырылған толқындардың шағылу коэффицентінің құлау бұрышына тәуелділігі 1.8-суретте көрсетілген.



1.8-сурет. PS типті алмастырылған толқындардың шағылу коэффицентінің құлау бұрышына тәуелділігі

Басты толқын импульсінің формасы түсу толқынының формасынан қатты ерекшеленеді. Толқынның көзі мен бақылау нүктесінің арақашықтығы үлкен болған жағдайда (1.8-сурет) басты толқынның орын ауыстыру импульсі түсу толқынының импульсімен келесі қатынаспен байланысқан

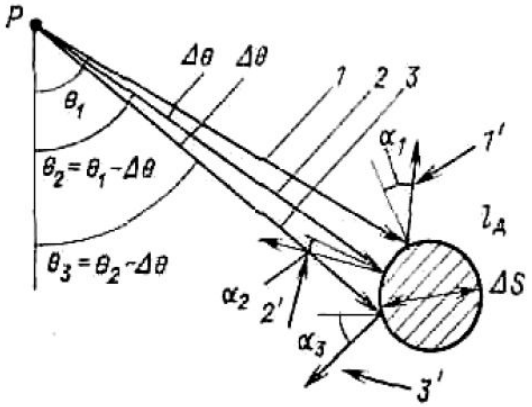
$$f_{басты}(t) = \int_0^t f(\tau)dt, \qquad (1.18)$$

мұндағы $f(\tau)$ – түсу толқынының орын ауыстыру импульсі. Осы жағдайға тәуелді басты толқын спектрінің периоды үлкенірек, ені азырақ болады. Осылайша, түсу толқынға қарағанда басты толқын төмен жиілікті болады.

Серпімді толқынның дифракциясы. Оптикадан белгілі дифракция құбылысы барлық толқындық процестерде болады.

Максималды сызықтық мөлшерлерімен біртексіз $l_Д$ геологиялық объектіні қарастырайық (1.9-сурет). Нүктелік көзден осы денеге дейін қашықтық дене мөлшерлерінен біраз үлкен болсын. Егер геологиялық объектінің серпімді қасиеттері оны қоршайтын ортадан ерекшеленсе, онда осы объектінің әр нүктесіне толқын келгенде шағылған және сынған толқындар

пайда болып, толқын сәулелері Снеллиус заңына бағынатындай тарауы қажет.



1.9-сурет. Дифракция толқынның пайда болу себебі
1 – 3 – *түсу толқынның сәулелері;* 1′ – 3′ – *шағылған толқын сәулелері*

ΔS біртексіз беттегі құлау нүктесінің шамалы орын ауыстыруында бетке тұрғызылған нормальдың бағыты тез өзгереді. Осылайша, екі түсу толқын сәулелерінің азғантай айырмашылықтарында ΔS біртексіз бетте орналасқан нүктелерден шағылған және сынған толқындар сәулелері жан-жаққа тарайды. Сонда біртексіз геологиялық объектіні кеңістіктің барлық нүктелерінен бақылай аламыз.

θ және $\theta + \Delta\theta$ азғантай айырмашылығында түсу толқынының бір сәулесі жан-жаққа тарайтын бірнеше толқындарды тудырады. Егер объектінің мөлшері түсу толқынының минималды ұзындығына қарағанда азғантай болса, онда толқын осы объектінің нүктелеріне дейін бірдей уақытта келеді және де Гюйгенс принципінің негізінде осы нүктелер екінші толқындарды тудыратын көздер болып табылады. Осылайша, жалған элементарлы көздер тудыратын толқындар ортаның әр нүктесінде бірдей уақытта тарай бастайды. Бірақ осындай жағдайда геологиялық объектіні толығымен бақылай алмаймыз.

Қарастырылған мәселелер келесі нәтижелерді жасауға мүмкіндік береді:

1. Дифракция пайда болады, егер жергілікті объектінің мөлшері түсу толқынының спектріндегі ең минималды ұзындығымен салыстырмалы болса;

2. Егер жергілікті объектіге тұрғызылған нормаль өзінің бағытын тез және кең шекте өзгертсе.

Аталған екі жағдай бойынша ортада толқынды тудыратын екі көз пайда болады: біреуі – нақты, екіншісі – дифракция тудыратын объектінің барлық көлемінде таралған көздер.

Осыдан дифракцияның кинематикалық есебін шығаратын тәсілді анықтауға болады: Ферма принципінің негізінде көзден дифракция объектісіне дейін және осы денеден бақылау нүктесіне дейінгі толқын жүретін жолды табу қажет (біз білетініміздей, бұл жол минималды уақытты алу қажет). Егер геологиялық орта біртекті болса, онда дифракция толқыны жүретін жолдың әр учаскесі тура сызықтың бөлшегі болып табылады.

Беттік толқындар. Әдетте серпімді толқынның көзі Жер бетінде немесе оған жақын тереңдікте орналасады. Ауаның тығыздығы тау жыныстар тығыздығынан біраз аз болғандықтан, Жер беті мен ауа шекарасындағы (оны еркін деп атайды) бөлшектердің қозғалысында ауаның әсерін қарастырмасақ та болады. Алғаш рет Рэлей ұсынған теориялық шешім еркін шекарада түрі ерекше тербелістердің пайда болуын дәлелдейді. Бұл тербелістерді цилиндрлік алғы шебімен толқындар ретінде көрсетуге болады. Цилиндрлік алғы шебінің осі толқын көзінен өтіп, шекараға перпендикуляр болады. ***Рэлей толқыны*** деп аталатын толқын еркін шекара бойымен тарайды. Осы кезде ортаның бөлшектері эллипс тәрізді траекториямен тік жазықтықта қозғалады. Бірақ еркін шекарадан алшақтаған сайын алғы шебіндегі бөлшектер тербелісінің амплитудасы күрт азаяды. Үлкен тереңдікте осындай типті толқындар тарамайды.

Беттік толқындар қатты және сұйық кеңістіктерді бөлетін беттерде де пайда болуы мүмкін (Стоунли толқыны). Осындай толқындарды беттік деп атайды. Рэлей толқынының жылдамдығы Пуассон коэффициенті мен көлденең толқындар

жылдамдығына тәуелді. Егер толқын көздері еркін шекарада орналасқан болса, онда энергияның 60 % жоғары қарқынды Рэлей толқынының пайда болуына кетеді. Толқын көзі еркін ауадан алшақтаған сайын Рэлей толқынының қарқындылығы күрт азаяды.

Таужыныстарындағы сейсмикалық толқынның жұтылуы. Нақты орталардағы сейсмикалық толқынның динамикасына сейсмикалық энергияның жұтылуы өте қатты әсер етеді. Осы құбылыс ортаның әртектілігінен серпімді энергияның жоғалуынан пайда болады. Мысалы, жазық гармоникалық толқынның A амплитудасы x қашықтық өскен сайын экспонента заңымен азаяды, яғни

$$A = A_0 e^{-\alpha x}, \qquad (1.20)$$

мұндағы A_0 – алғашқы амплитуда; α – жұтылудың амплитудалық коэффициенті.

Жұтылудың амплитудалық коэффициенті таужыныстарында әртүрлі ерекшеленеді. Ол таужынысының кеуектілігі мен жарықшақтылығы өскен сайын және де суға қанығу мен жатыс тереңдігі азайған сайын өседі. Ақтарылған, метаморфтық, қатты шөгінді тау жыныстарында $\alpha = 10^{-5} - 10^{-3}$ $1/м$; борпылдақ шөгінді тау жыныстарында – $\alpha = 10^{-3} - 0{,}5$ $1/м$.

Осымен бірге жұтылудың амплитудалық коэффициенті сигнал жиілігіне тәуелді болады. Неғұрлым жиілік өссе, соғұрлым ол да өседі. Сондықтан ортаның жұтылдырғыш қасиеттерін бағалау үшін β ***жұтылудың декременті*** деген ұғымды қолданады:

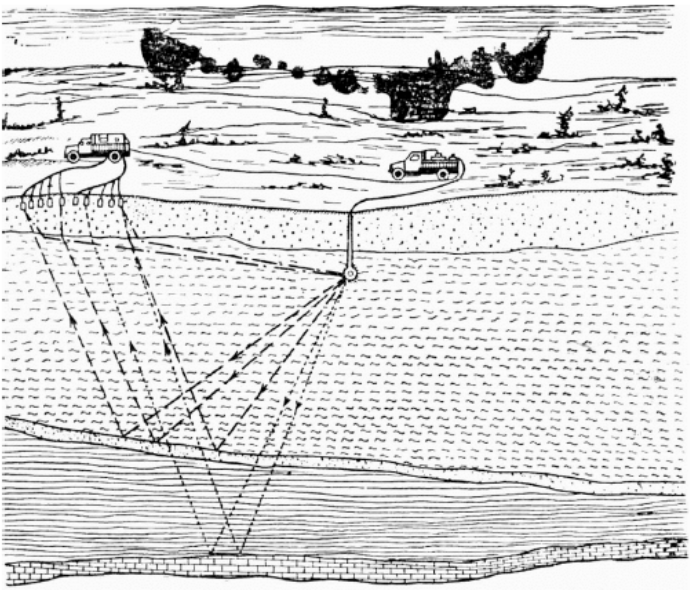
$$\beta = \alpha / \lambda, \qquad (1.21)$$

Бұл шама гармоникалық тербеліс амплитудасының толқын ұзындығына тең қашықтыққа тәуелді азаюын сипаттайды.

1.1.4. Сейсмобарлау әдістерін негіздеу

Сейсмобарлауда зерттелінетін ортаны еркін шекарамен Жер беті сияқты жарты кеністік деп санайды. Осы бетте немесе оған жақын қоздырылған толқын өзінің таралу процесінде

зерттелінетін ортаның әр нүктесіне дейін жетеді. Егер толқынның жолында ортаның серпімді қасиеттері күрт өзгеретін шекара кездессе, шағылған немесе шағылған және сынған (басты немесе тереңдікке өтетін) толқындар тарай бастайды. Шағылған және басты толқындар Жер бетіне қайта оралады, ал тереңдікке өтетін толқын келесі шекараға дейін тарайды. Осы шекарада біз қарастырған процесс қайталанады. Осылайша, Жер бетіне бірнеше жаңа толқындардың жиынтығы келеді: шағылған, ауыстырылған, сынған және сәйкесінше жағдайларда дифракция толқындары. Әр шекарадан шағылған толқындар Жер беті мен шағылдырғыш шекара арасындағы қалыңдықты екі рет өтеді (1.10-сурет).



1.10-сурет. Сейсмобарлау жұмыстарын өткізудің жалпы схемасы

Шекараға түсетін әр толқынның сәулесіне әр шағылған толқынның сәулесі мен өткен жолы сай болады. Егер бір шекарадан шағылған толқындарды қоздырғыш көзден әртүрлі қашықтықтарда орналасқан сейсмоқабылдағыштарда тіркесек,

онда толқынның жүру уақыты таужыныстар қалыңдығындағы шекараның жатыс орыны, толқын жылдамдығы және қоздырғыш көзі мен қабылдағыш арақашықтығына тәуелді болатыны белгілі.

Шағылған толқынның қабылдағышқа келу уақытының қоздырғыш көзі мен қабылдағыш арақашықтығына тәуелділік графигін ***шағылған толқынның годографы*** деп атайды. Егер шағылдырғыш шекара жергілікті жазық болса, онда шағылған толқынның годографы қарапайым болып, ол арқылы шекара үстіндегі қалыңдықтың толқын жылдамдығы мен қимадағы шекараның орнын анықтау қиын емес болады. Мысалы, егер $x = 0, t(x) = t_0(x)$ болса, онда төмендегі өрнекпен Жер бетінен шекараға дейінгі эхотереңдікті (бақылау нүктесінен шекараға тұрғызылған нормаль бойымен алынған шекараға дейінгі қашықтық) толқын қоздырылған әр нүктеде табуға болады

$$h = \frac{t_0 \cdot v}{2}, \qquad (1.22)$$

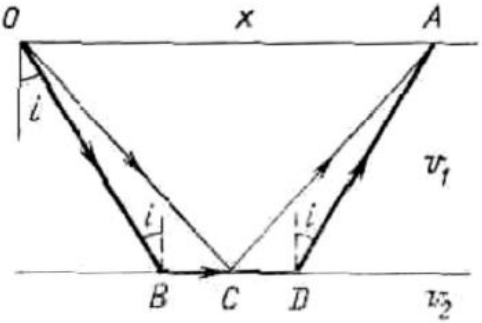
мұндағы: h – эхотереңдік; v – шекара үстіндегі қалыңдықтағы толқынның жылдамдығы.

Жер бетінде орналасқан кез келген нүктедегі h – ті білсек, шағылдырғыш шекараның орналасуын да табуға болады. Бұл үшін эхотереңдіктің тұрақты мәніне сай болатын нүктелердің геометриялық орнын тапсақ жеткілікті болады. Шағылу нүктесінің геометриялық орны $R = h$ радиусымен сфера сай болады. Осындай сфералар жиынтығын қиып өтетін беті шағылдырғыш шекараның орнын береді.

Қабат жабынынан шағылған толқынның годографы оның үстінде орналасқан таужыныстарының жылдамдығы туралы ақпаратты көрсетеді. Қабат табанынан шағылған толқынның годографы осы ақпаратпен бірге қабат ішіндегі жылдамдықтарды сипаттайды. Осындай «көрші» годографтардың бірдей қарастырылуы қабат ішіндегі таужыныстар туралы ақпаратты толығымен алуға көмектеседі.

Осы мәселеге жылдамдықты тереңдік бойымен немесе планда зерттеу негізделген. Шағылған толқынның годографы шағылдырғыш шекарадан төмен жатқан қабаттар бойынша

ақпараттар бермейді. Шағылған толқынның динамикалық параметрлері – амплитуда, импульстің пішіні – шекараның тек акустикалық ерекшелігі мен ортаның жұтушылық қасиеттерін бағалауға мүмкіндік береді. Шекарадан төмен жатқан қабат туралы ақпаратты сынған басты толқындар көмегімен алуға болады (1.11-сурет).



1.11-сурет. Шағылған және сынған толқындар сәулелерінің траекториясы
О – толқынның көзі; А – қабылдағыш

Басты толқынды Жер бетінде тіркеп және де толқын уақытының қашықтыққа тәуелділік графигін тұрғызсақ, ***сынған толқынның годографын*** аламыз. Сынған толқындар годографы шекара астындағы таужыныстарының жылдамдығын сипаттайтынын 1.13-суреттен бақылап отырмыз.

Шағылған толқындарды зерттеу – шағылған толқын әдісінің (ШТӘ) негізін құрайды, ал сынған толқындар – сынған толқындар әдісінің (СТӘ) негізі болып табылады.

1.2. Сейсмикалық барлау аспаптары мен жабдықтары

Геофизикалық зерттеулердің барысында техникалық жабдықтау жағынан сейсмобарлауды ең күрделі әдіс деп санайды. Негізінен, бұл жағдай екі себепке байланысты:

1. Барлау тереңдігін бірнеше километрге дейін қамтамасыз ету үшін профильдегі әр бақылау нүктесінде өте қарқынды тербелістерді қоздыру қажет;

2. Қоздыру пунктінің әр орнында серпімді толқындарды бірнеше сейсмоқабылдағыштарда бірдей бақылау қажет (әдетте 24-тен 96-ға дейін).

Сейсмикалық аппаратура дегеніміз – серпімді толқынның ***көзі***; серпімді тербелістерді тіркеп, оларды электр сигналдарға ауыстыратын жабдықтар (Жер беті сейсмобарлауында ***сейсмоқабылдағыштар*** және теңіздік сейсмобарлауда – ***пьезоқабылдағыштар*** немесе ***гидрофондар***); көздің жұмысын басқаратын және уақыттың нақты есебін қамтамасыз ететін көп каналды тіркеуіш ***сейсмикалық стансасы***. Бүгінгі күнге сай сейсмостансаларда аппараттық кешенге біріктірілген мини компьютер мен периферия жабдықтары бар.

1.2.1. Серпімді толқындардың көздері

Белгілі бір уақыт моментінде тұйықсыз немесе тұйықталған серпімді ортаның бетіне механикалық әсер етуге мүмкіндік беретін кез келген құрылғыны серпімді толқынның көзі деп атайды. Осындай көздің қарапайым түрімен жер бетін соғуға болатын балғаны қарастыруға болады.

Жалпы түрдегі серпімді толқынның көзі үш элементтен тұрады: (механикалық, химиялық, электржылулық) энергияны жинаушы; берілген уақыт моментінде жиналған энергияны серпімді денеге әсер ету үшін механикалық энергияға түрлендіретін құрылғы; механикалық әсерді іске асыруға арналған аспап. Әдетте нақты көздер 1-2 $м^2$ ауданнан аспайтын серпімді дененің алаңына әсер етеді.

Механикалық күштер әсер ететін беттің түрлері бойынша көздерді екі топқа бөлуге болады: орта ішінде орналасқан тұйықталған бетке әсер ететін ***батырылатын*** көздер; тұйықсыз (ұңғыма немесе Жердің еркін бетіне) бетке әсер ететін ***беттік*** көздер. Батырылатын көздер көбінесе қума толқындарды, беттік көздер – қума және көлденең толқындарды қоздырады.

Жинайтын энергия көлеміне қатысты көздерді әлсіз (энергия 10-104 *Дж*-ге дейін өзгереді); орта қуатты (104-106 *Дж*) және қуатты (106-109 *Дж* және жоғары) көздерге бөледі.

Серпімді денеге әсер етудің ұзақтығына қатысты барлық көздерді ***импульстік*** (олардың ортаға әсер ету уақыты $0{,}1 \cdot 10^{-3}$-ден 0,1 с дейін өзгереді) және ***квазиүздіксіз*** (2-3 тен 20 сек дейін) көздерге бөледі.

Импульстің пішіні, қарқындылық, қоздырылатын толқындардың құрамы (қума және көлденең толқындардың көлемі) қоздыру жағдайына тәуелді. Толқындарды қоздыру жағдайы механикалық әсерді іске асыратын аспаптың таужынысымен әрекеттесу контактісінің сапасы мен көздің қасындағы ортаның серпімді қасиеттерімен анықталады. Қоздыру жағдайына қатысты қоздырылатын толқындардың қарқындылығы 1000 есе жоғарылауы мүмкін.

Жер беттік сейсмобарлауда көздердің үш түрін кең қолданады: конденсияланған жарылысты заттар (ЖЗ); газды детонацияның қондырғылары; вибросейсмикалық платформалар.

ЖЗ негізіндегі көздер. Оларды батырылатын вариантта кең қолданады. 100 гр-нан бірнеше кг-ға дейінгі массалы зарядты (цилиндр немесе призма тәрізді) сумен толтырылған ұңғымаға орналастырады. Белгілі уақыттың бір моментінде сейсмостансадан берілетін команда бойынша жарылыс электрлі детонатор көмегімен іске асырылады. Жарылыс кезінде пайда болатын газдың температурасы мен қысымы өте жоғары болады. Осы қысымның әсерінен жарылыстан пайда болған қуыстың қабырғалары ығысады. Осылайша серпімді толқындар туады.

Еркін беттегі ЖЗ-ды пайдалану қоздырудың тиімділігін күрт азайтады, сондықтан оны өте ерекше жағдайда қолдану қажет.

Газды детонация құрылғысы (ГДҚ). Серпімді толқындарды қоздыру үшін жылжымалы төменгі қабырғасымен (поршень) цилиндрдің ішіне жарылысты газды толтырады. Осындай цилиндрді жер бетіне автокөлікпен қысады. Уақыттың белгілі бір моментінде сейсмостансадан берілген команда бойынша газды жағады. Осы кезде жарылыс пайда болып, газдың көлемі күрт жоғарылайды. Өте үлкен қысыммен газ поршеньге әсер етеді. Цилиндрдің жоғарыға қарай қозғалысы

автокөліктің инерттік массасымен ауырланғандықтан, қысым Жерге беріліп, серпімді толқындарды тудырады.

«Вибросейс» секілді көздер. Олар квазиүздіксіз тербелістерді қоздырады. Толқындардың генерациясы таңбасы айнымалы және контакт бетіне нормальмен әсер ететін күштермен қамтамасыз етіледі. Вибросейсмикалық көз дегеніміз – құрылғы орнатылған автокөлікпен Жерге қысылатын металды платформа. Осындай құрылғының массасы 17 т-ға жетеді, осылайша платформа Жерге жақсы қысылады. Гидравликалық жетекші (машинаны жүргізетін механизм) көмегімен майды цилиндр ішіне толтырады, ал цилиндрдің штогы оған бекітілген платформаны қозғалтады. Жұмысты цилиндр ішіндегі майдың көлемін жоғарылатады немесе азайтады. Осы кезде платформа Жерге қысады немесе оның әсері автокөліктің массасы туғызатын статикалық әсерге ауысады. Осы кезде созылу-қысылу (жоғары-төменге қарай қозғалыс) периодын байсалды өзгертеді – жоғары жиіліктен төменгіге және керісінше (10-100 Гц). «Вибросейсм» типті көздің жұмыс мерзімі 10-20 сек.

Пневматикалық көздер – қабырғасы өте жуан камера. Оған 10-15 *МПа* әсерімен ауаны толтырады. Осылайша жиналатын энергия ауа қысымы және камера көлемімен (әдетте, 0,5-30 л) анықталады. Арнайы қақпақша көмегімен сейсмостансадан берілетін команда бойынша камера ашылып, ауа жоғары жылдамдықпен суда жарылады. Пневматикалық көздерді орта қуатты көздерге жатқызады. Олар жинайтын энергия 200-300 кПа-дан жоғары болмайды.

Электр ұшқынды көздерде конденсатор көмегімен жиналатын энергияны қолданады. Негізінде көз ретінде екі электродты санайды. Уақыттың белгілі бір моментінде оларды жоғары вольттық (10-15 мың вольт) конденсаторларға бекітіп, жоғары вольттық разрядты жасайды (найзағай кезінде ауада болатын секілді). Электродтар орнатылған сұйық зат буға айналып, бу-газды қуыс пайда болады. Оның ішіндегі қысым 100-1000 *МПа* жетеді. Бұл қуыс қабырғаларының қозғалысы суда серпімді толқындарды қоздырады.

Электр ұшқынды көздерді әлсіз көздерге жатқызады. Олар жинайтын энергия 100 кДж-ден жоғары болмайды.

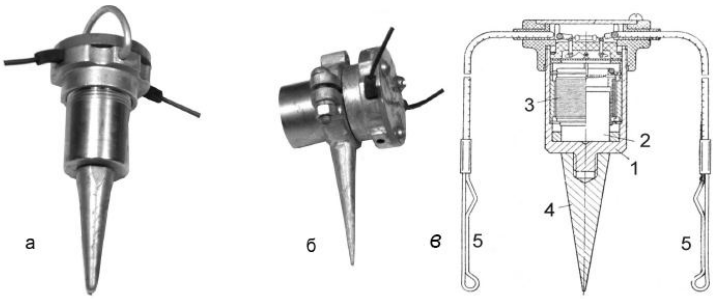
Батырылған және беттік көздердің бірнеше жетіспеушіліктері мен артықшылықтары бар. Батырылған көздердің артықшылығы олардың өте жоғары пайдалы әсер коэффициенті мен беттік толқындарды қоздырмайтыны болады. Ұңғымада оларды керекті тереңдікте орнатқанда сапалы деректерді алуға болады. Бірақ батырылған көздерді қолданғанда ұңғыманың керектігі барлаудың құнын жоғарылатып, оның мерзімін ұзартады.

Беттік көздің артықшылығы – ұңғыманың керек еместігі. Олардың Жерге қысымы минималды, сондықтан беттік көздерді тіпті қалада да қолдануға болады. Бірақ олардың пайдалы әсер коэффициенті батырылған көздерге қарағанда төменірек және олар қарқынды беттік толқындарды тудырады.

1.2.2 Серпімді толқындардың тіркеуіштері

Жер бетінде жүргізілетін сейсмобарлау жұмыстарында тіркеулерді әдетте Жердің еркін бетінде іске асырады. Серпімді толқынның Жер бетіне келуі Жерді құрайтын бөлшектерді тербелістіреді. Осы тербелістерді тіркеп, электр кернеудің өзгерісіне ауыстыру қажет болады. Механикалық тербелісті электр кернеуге электрдинамикалық құрал көмегімен түрлендіреді. Бұл құрал серіппеге ілінген инерттік массадан тұрады. Серіппе өз бетімен тіркеуіштің корпусына қатты бекітілген. Корпустың қозғалысы кезінде инерттік масса тепетеңдікте қалуға тырысады, ал осы жағдай серіппенің созылу немесе қысылуына әкеледі. Инерттік масса ретінде цилиндр тәрізді индукциялықтың катушкасын қолданады. Катушка орамы бойынша тіркеуіштің корпусына бекітілген тұрақты магнит өрісі өтеді.

Сейсмоқабылдағыштың құрылысы мен жалпы түрі 1.12-суретте көрсетілген.



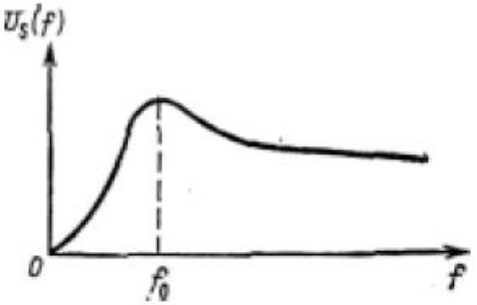
1.12-сурет. Сейсмоқабылдағыштың құрылысы мен жалпы түрі
а) тік; б) көлденең; в) тік сейсмоқабылдағыштың құрылысы:
1 – корпус; 2 – электромагнит; 3 – катушка; 4 – Жерге орналастырғыш; 5 – клеммалар

Жерге орнатылған сейсмоқабылдағыш жер бетінің тербелістерін тіркейді. Корпус катушкаға қатысты ығысады. Катушка орамынан өтетін магнит өрісі де өзгереді. Катушкада сейсмоқабылдағыш корпусының ығысуы жылдамдығына пропорционал болатын ЭДС пайда болады. Бұл күш векторлық болғандықтан оның көлденең және тік құраушыларын тіркей аламыз. Сондықтан да катушка тек вертикаль жазықтықта ығысатындай сейсмоқабылдағышты құрастырады.

Сейсмоқабылдағышты электрмеханикалық түрлендіргіш ретінде қарастырғанда, оның қасиеттері жиіліктік сипаттама мен сезгіштікпен анықталады. Сейсмоқабылдағыштың шығысындағы кернеу Жердің тербелісіне тәуелді қалай өзгеретінін ***жиіліктік сипаттама*** көрсетеді. Бұл жағдайда ығысудың жылдамдығы келесі өрнекпен анықталады

$$U(t) = U_0 \sin 2\pi ft,$$

мұндағы f – жиілік, U_0 – ығысу жылдамдығының амплитудасы (1.13-сурет)



1.13-сурет. Сейсмоқабылдағыштың жиіліктік сипаттамасы

Сейсмоқабылдағыштың f_N төменгі шектік жиілігінің мәні инерттік масса-серіппе жүйесінің f_0 өздік жиілігіне тәуелді болады. Сейсмоқабылдағыштың f_0 мәні арқылы оларды төменгі жиіліктік (5–10 Гц) және орта жиіліктік (15–30 Гц) түрлерге бөледі. Сейсмоқабылдаштың сезгіштігі (0.3–0.7 В/см) болады. Әдетте, сейсмоқабылдағыштың пішіні 3 см диаметрімен цилиндр тәрізді, оның биіктігі жуық шамамен 10 см және массасы 150 гр.

Жарылыс пункттен әртүрлі қашықтықтарда серпімді толқындарды бірдей уақытта тіркеу үшін сейсмоқабылдағыштарды қолданады. Бірдей толқындардың әртүрлі бақылау пункттерге келу уақытының айырмасын нақты білу үшін сейсмоқабылдағыштың нақтылығы мен дәлдігіне жоғары талаптар қойылады. Сейсмоқабылдағыштардың жиіліктік сипаттамалары бірдей болуы қажет.

Профильде орнатылған әр сейсмоқабылдағышқа сейсмостанция кірісінен екі арнайы сымдар арқылы электр кернеу беріледі. Сейсмоқабылдағыштардан шығатын сымдар жиынтығын ***сейсмокоса*** дейді. Сейсмокоса ұзындығы 3 км-ге дейін болуы мүмкін.

Теңізде жүргізілетін сейсмобарлауда сейсмоқабылдағыштарды теңіз түбіне орнату қиынға соғады. Сұйық заттағы серпімді тербелістер гидростатикалық қысымға қатысты артық қысымды қоздырады. Егер суға бос шар немесе цилиндрді

орнатсақ, онда толқынның келуі цилиндр қабырғаларына қысымның жоғарылауымен немесе азаюымен сезіледі.

Қысымның әсерінен зарядтар пайда болатын заттар тобы бар екенін физика курсынан білеміз. Мұндай заттарды ***пьезоэлектриктер*** деп атайды. Егер конденсаторды құрайтын екі металды беттер арасында пьезоэлектрикті орнатсақ, онда кернеу пайда болады. Серпімді толқындарды сұйық немес газды заттарда тіркегенде осы эффекті пайдаланылады.

Теңіздік сейсмобарлаудағы серпімді толқындарды тіркеуге арналған құрылғыларды ***пьезоқабылдағыш*** немесе ***гидрофон*** деп атайды. ***Гидрофон*** дегеніміз – жан-жақты қысымға жауап беретін цилиндрлік пьезокерамикалық конденсаторлар (1.14, а-сурет) немесе гидростатикалық қысым өзгергенде бүгіліске жауап беретін пьезокерамикалық пластиналар жүйесі (1.14, б - сурет).



1.14-сурет. Пьезоқабылдағыштардың сыртқы түрі
а – пьезокерамикалық цилиндрдің сығылуына жауап беретін ПДС-21 пьезоқабылдағышы;б – пьезокерамикалық пластиналардың бүгілуіне жауап беретін ПДС-7 пьезоқабылдағышы

Сейсмоқабылдағыштардағы секілді конденсатордың екі жағына сай келетін гидрофонның екі шығыс клеммасы бар. Теңізде бұл клеммалар электрлік бекітілген болмауы үшін гидрофондарды пластмассадан жасалған шлангіге орнатып, изоляция сұйық затпен құяды. Гидрофондар орнатылған және май немесе дизельді отынмен толтырылған шлангіні ***пьезокоса*** деп атайды.

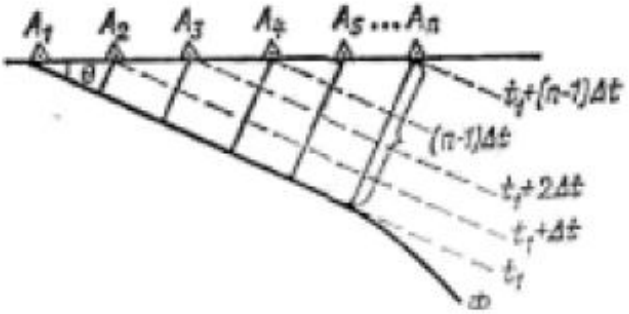
6 т массалы пьезокосаның ұзындығы 3 *км*-ге дейін болуы мүмкін. Пьезокосаны бақылау пункттер (каналдар) санына тең 24-тен 60-ға дейінгі бөліктерден құрайды. Теңіздік сейсмобарлау жұмыстарын өткізгенде берілген тереңдікте

пьезокосаны көзбен бірге кеме артынан буксирлейді. Көз және пьезокосаны батырудың тиімді тереңдігі сейсмикалық сигналдың 1/4 ұзындығына тең. Буксирлеудің жылдамдығы 5-8 *км/сағ*.

1.2.3. Серпімді толқындарды тіркеу мен қоздырудың интерференциялық жүйелері

Бірнеше тіркеуіштерді (сейсмоқабылдағыштар немесе гидрофондар) бірдей қолдағанда белгілі бір бағытта толқындарды ең жақсы сапамен қабылдайтын тіркеуіш жүйелерді жасауға болады. Осылайша, мұндай жүйелер белгілі бір бағытта тарайтын толқындарды жақсы жояды. Бағытталған тіркеуіш жүйелерді құрау принципі өте күрделі: белгілі бір сызық бойымен орнатылған сейсмоқабылдағыштардың шығысынан кернеулерді қосады (сызықтық топтастыру) немесе аудан бойымен (аудандық топтастыру).

Сейсмоқабылдағыштар тобын қолданғанда бағытталған әсерді қалай жасауға болатынын түсіну үшін n сейсмоқабылдағыштардан тұратын сызықтық топтастыруды қарастырайық. Сейсмоқабылдағыштар профиль бойымен Δx арқылы орнатылған (1.15-сурет).



1.15-сурет. Сызықтық топтастырудағы толқынның сейсмоқабылдағыштарға келуінің схемасы

Егер топтың ұзындығы (оны топтастырудың L базасы деп атайды) қысқа және оның шегіндегі толқынның алғы шебін жазықтық ретінде қарастыруға болатын болса, онда бір ізді бекітілген сейсмоқабылдағыштардың шығысында болатын импульс әр қабылдағыш шығысынан келген импульстер тізбегі болып табылады. Импульстер арасындағы уақыттық ығысулар тек қана сейсмоқабылдағыштар арақашықтығы, толқынның құлау бұрышы және толқын жылдамдығына тәуелді болады (1.15-сурет). Егер толқынның құлау бұрышы нөлге тең болса, толқын барлық қабылдағыштарға бір уақытта келіп, топтың шығысындағы кернеу n есе жоғарылайды (әр қабылдағыштың шығысында болатын кернеуге қарағанда). Егер уақыттық ығысу импульс ұзақтығынан жоғары болса, онда топтың шығысындағы сигнал амплитудасы әр қабылдағыштың шығысындағы импульс амплитудасына тең болады, бірақ сигналдың ұзақтығы тіркелетін толқынға қарағанда ұзын болады. Осылайша, топ шығысындағы сигналдың амплитудасы, пішіні мен ұзақтығы толқынның құлау бұрышына тәуелді.

Осы принципті аудандық топтастыруда да қолданады. Бұл үшін n көздерді Δx арқылы сызық немесе аудан бойымен орнатады. Топтың барлық көздері бірдей істесе, онда толқындар бірге келіп, бірін-бірі күшейтетін орта нүктелерінде қарқынды толқындарды бақылай аламыз. Сызықтық топтастыруда бұл құбылыс нормальдан топтастыру сызығының центріне қарай бақыланады. Энергияның максимумын басқа жаққа бағыттау үшін көздер бір-біріне қатысты белгілі бір тұрақты кешігумен бірізді жасалады.

1.2.4. Сейсмикалық стансалар

Серпімді толқындар тудыратын бөлшектердің тербелісі немесе судағы қысымның өзгерулері әлсіз болады. Тіркеуіш құралдардың шығысында болатын кернеулер де сәйкесінше әлсіз. Деңгейі төмен жаратылыс кедергілер 10 микровольтқа дейін кернеулерді жасайды, керісінше жағдайда – 100 микровольтқа дейін.

Осындай тербелістерді тіркеп, осцилографта бақылауға мүмкіндік жоқ. Басқа жақтан жаратылыс кедергілердің қарқындылығы әр жиілікті диапазондарда әртүрлі. Мысалы, 50 Гц жиілікте өте қарқынды электр кедергілер туады. Бұл кедергілер пайдалы сигналды бөлу мақсатын қиындатады, сондықтан оларды толқынды тіркеудің алдында жою қажет.

Сейсмостанция дегеніміз – құрамында бірнеше сүзгіштері бар көпканалды күшейткіш. Оның шығысына әр қабылдағыш тіркеген тербелісті жазатын көпканалды тіркеуіш құрылғыны бекітеді. Басқа жақтан, сейсмостанция көмегімен далалық жұмыстар кезінде толқындарды тіркеу процесін бақылауға болады. Сейсмостанцияны каналдар саны (тіркеу каналдар саны), күшейткіш аппаратураның өздік кедергілер деңгейі, өткізу диапазоны (ол $f_{том}$ төменгі және $f_{ж}$ жоғарғы жиіліктермен шектеледі), динамикалық диапазоны (сигналдар бұрмаланусыз тіркелу үшін сигналдың максималды амплитудаларын анықтайды), күшейткіштердің кіріс кедергілері, күшейткіштердің максималды күшейту коэффициентімен сипаттауға болады. Тіркеу түріне сай барлық сейсмостансаларды екі түрге бөледі: аналогты және сандық.

Аналогты сейсмостансаларды бүгінгі күнде кең қолданбайды. Олардың көмегімен сигналды күшейтеді, жиіліктер арқылы жіктеп, үздіксіз функция ретінде магниттік лентаға немесе $U(t)$ график ретінде қағазға шығарады.

Сандық сейсмостансаларда сигналды сандық түрде жазады, яғни уақыт бойымен үздіксіз өзгеретін сигналды Δt уақыттық қадамы (дискретизация қадамы) арқылы дискреттік тізбекке ауыстырып, екілік код көмегімен көрсетеді. Жиіліктер диапазоны (5–10) – (125–250) *Гц*-пен шектеледі. Егер жазудың ұзындығы T болса, онда есептер саны $T/\Delta t$ болады. Өткізу диапазонының жоғарғы жиілігі Δt дискретизация қадамымен келесі өрнекпен байланысады: $f_N = 1/4\Delta\pi$. Тек қана осы қатынас орындалса, алғашқы сигналды бұрынғы үздіксіз қалпына қайта келтіре аламыз. Бүгінгі сандық сейсмостан-

саларда $\Delta t = 2 \cdot 10^{-3} c$ және $f_N = 125$ *Гц,* ал динамикалық диапазоны – 140-160 децибел қолданады.

Үздіксіз сигнал дискретизациядан кейін екілік кодпен жазылған лездік амплитудалар жиынтығына ауыстырылады. Бұл ақпараттарды ЭЕМ-ға өңдеу үшін енгізеді.

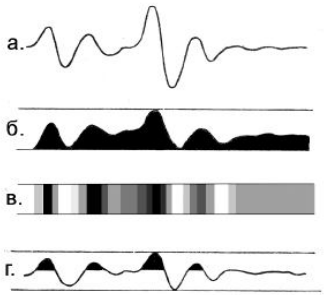
Барлық сейсмостансаларда келесі екі құрал бар:

1. ток көзінің жұмысын басқаратын;

2. ток көзін команда (электр сигналды) берген уақытты магниттік таспаға немесе басқа сақтаушыға тіркейтін құрал.

Осы уақыт моментінен бастап сейсмоқабылдағыштардан сейсмостанция кірісіне келетін сигналдарды жазғанда, тұрақты қадаммен уақыттың өзгеруін параллель жазады. Сигналды сандық түрде жазу процесін дискретизацияны іске асыратын құрал басқарады.

Әр тіркеуіш каналдан келген мәліметтерді график ретінде көрсетеді. Әр нүктеде тіркелген $U(t)$ сигнал – уақыт арқылы өзгеретін кернеу. Сигналды уақыт функциясы ретінде көзбен шолу үшін 3 негізгі тәсілдерді қолданады – ауытқулар тәсілі, айнымалы еннің тәсілі және айнымалы тығыздықтың тәсілі. Әр кезде аралас тәсілдерді де қолданады (1.16-сурет).



1.16-сурет. Сейсмикалық сигналды бейнелеу тәсілдері
а – ауытқулар тәсілі; б – айнымалы тәсілі; в – айнымалы тығыздықтың тәсілі; г – аралас тәсілі

Ауытқулар тәсілі бойынша сигналды тікбұрышты координата жүйесінде бейнелейді. Абцисса осімен уақытты,

ордината осімен – кернеу мәнін тұрғызады. Айнымалы еннің тәсілінде кез-келген нөлдік сызықтан ауытқитын сигнал амплитудасы қара түспен автоматты түрде боялады. Айнымалы тығыздықтың тәсілінде неғұрлым тығыздық жоғары болса, соғұрлым түс те өзгереді. Аралас тәсілде сигналды бейнелегенде бірдей таңбалы амплитудалар қара түспен боялады.

Әр тіркеуіштен келген сигналды толқынды қоздыру моментінен жаза бастайды. Осы момент осы жазудың бастапқы моменті деп аталады (уақыт осіндегі шартты нөл). T ұзақтығымен бір каналдың жазуын ***сейсмотрасса*** деп атайды. Бірдей шекарадан шағылған немесе сынған толқындарды жақсы бақылау үшін OXZ жазықтығында барлық сейсмотрассалардың бастапқы моментін профиль бойымен бағытталған OX осінде, ал сейсмотрассаларды – тік осьпен төменге қарай орналастырады. Әр сейсмотрассаның бастапқы нүктесінің OX осіндегі орны берілген масштабта профильдегі тіркеуіштің орнымен бірдей болуы қажет. Осылайша көрсетілген сейсмотрассалар жиынтығын ***сейсмограмма*** деп атайды. Сейсмикалық жазуды график ретінде бейнелейтін құрылғыны плоттер немесе тіркеуші деп атайды.

Сандық және аналогты сейсмостансаларды автокөлікте орнатады.

1.3. Сейсмикалық барлаудың бақылау әдістемесі және жүйесі

Сейсмикалық барлаудың осы немесе басқа әдістерінің мүмкіндіктерін жүзеге асырудың ең қолайлы жағдайын қамтамасыз етуші әдістердің жинтығын әдістеме деп атайды. Ошақтың қабылдағыш орнатылымдарға (сейсмоорам – сейсмокоса, пьезоорам) салыстырғандағы орналасуы, оның және қоздыру пунктінің бақылау бетінде орын ауыстыру әдістері бақылау жүйелерімен анықталады.

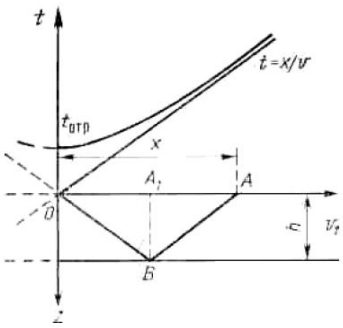
Құрлықтық және мұхиттық сейсмобарлауды зерттелуші ортада жылдамдықтың таралуы туралы ақпаратты тек толқындардың келу уақытының ошақ пен жер бетіндегі қабылдағыштар арасындағы қашықтыққа тәуелділігін зерттеу

арқылы алуға болады. Жер бетіндегі бақылау кезінде ашылатын мүмкіндіктер сәйкес әдістердің кинематикалық міндеттерін шешу кезінде байқалады.

1.3.1. Шағылған толқындар әдісі

Шағылған толқындар әдісінің жалпы қозу пункті (ЖҚП) жағдайындағы тура кинематикалық есептер.

Ең қарапайымы, жарық параллельді қабатқа арналған годограф туралы есеп. Координаттар жүйесін ОХУ жазығы жер бетімен сәйкес келетіндей етіп аламыз, *OX* осі параллель бойымен, ал *OZ* осі төмен бағытталсын. Қума толқындардың жылдамдығын осы қабатта және төменгі жарты кеңістікте сәйкесінше v_1 және v_2 деп, ал қабат қалыңдығын – h деп белгілейік (1.17-сурет)



1.17-сурет. Горизонталь шағылдырушы шекара үшін шағылған толқын годогрофы: $t_{отр}$ — *шағылған толқын годографы;t=x/v — сынған толқын годографы*

Нүктелік қозу көзін координаттар басына, ал қабылдағышты – ошақтан x қашықтыққа орналастырамыз. Қабат табанынан шағылған толқынның қабылдағыш орналасқан нүктеге келу жылдамдығын табайық.

Снелиус заңына сәйкес OBA_1 және A_1BA бұрыштары тең, яғни OBA үшбұрышы тең бүйірлі, өйткені В нүктесіндегі шекараның нормалі вертикаль бағытымен сәйкес келеді.

Демек, $A_1A = OA_1$ және OBA жолының ұзындығы

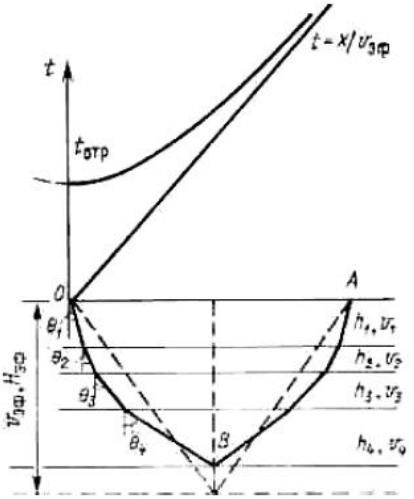
$$l = 2\sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}} = \sqrt{4h^2 + x^2} \ . \qquad (1.23)$$

Осы жолмен толқынның жүріп өткен уақыты

$$t(x) = \frac{1}{v}\sqrt{x^2 + 4h^2} \ . \qquad (1.24)$$

(1.24) өрнектен қатпарлы орта жағдайындағы шағылған толқын годографы – гипербола, оның минимумы $x=0$ нүктесінде орналасқан. Годографтың оң және сол жақ тармақтары (x<0 жағдайда) OZ осіне қатысты симметриялы. x артқан сайын $t(x)$ ассиметриялық $t(x)=x/v$ мәніне ұмтылады. t(x) годографы $t=\pm x/v$-ң екі тармағымен жасалған бұрыш ішінде орналасқан.

Енді горизонталь қабаттасқан қабаттар бумасы жағдайында берілген қиманы қарастырайық. Мұндағы жылдамдықтар мен қабаттар қалыңдығы сәйкесінше $v_1, v_2, \ldots, v_n$ және $h_1, h_2, .., h_n$. Мысалы, бірінші жағдайда ошақтан вертикальға θ_1 бұрышпен шығатын сәуленің төртінші шекарадан шағылғанда профильдің қай нүктесінен шығатынын құрастыру қажет болсын. Бұл толқын үшін сәуле траекториясы 1.18-суретте көрсетілген.



1.18-сурет. Қатпарлы ортадағы шағылған толқын годографы

Снелиус заңына сәйкес мынаны аламыз

$$\sin\theta_2 = \frac{v_2}{v_1}\sin\theta_1;\quad \sin\theta_3 = \frac{v_3}{v_2}\sin\theta_2;\ \sin\theta_4 = \frac{v_4}{v_3}\sin\theta_3.$$

$\sin\theta_2, \sin\theta_3, \sin\theta_4$-ні $\sin\theta_1$ арқылы ретімен түрлендіре отырып, мынаны аламыз

$$\frac{\sin\theta_1}{v_1} = \frac{\sin\theta_2}{v_2} = \frac{\sin\theta_3}{v_3} = \frac{\sin\theta_4}{v_4}.$$

Вертикаль оське қатысты есептің симметриясына байланысты $t_n(x)$ – жұп функция екенін көреміз, яғни $t(x)=t(-x)$.

Қабылдағышты ошақтан аз алыстатқанда $t(x)$ функциясын $t^2(x) = t^2{}_{0n}(x) + \frac{x^2}{v^2{}_{эф}}$ тәуелділігімен аппроксимациялауға болады немесе

$$t(x) = t^2{}_{0n} + \frac{x^2}{v^2{}_{эф}} = \frac{1}{v_{эф}}\sqrt{x^2 + 4H^2{}_{эф}},$$

мұндағы $t_{0n} = 2\sum_{t=1}^{n}\frac{h_i}{v_i}$.

Бірақ (1.25) өрнегі толығымен қалыңдығы $H_{эф}$ және жылдамдығы $v_{эф}$ біртекті қабатқа арналған годографпен (1.24) сәйкес келеді. $v_{эф}$ шамасы нақты қабаттың қалыңдығы және қабаттылық жылдамдықтармен қарапайым түрде байланысты:

$$v_{эф} = \sqrt{\sum_{t=1}^{n} v^2{}_i \cdot \frac{\Delta t_i}{t_n}},\qquad t_i = \frac{h_i}{v_i},\quad t_n = \sum_{t=1}^{n}\Delta t_i. \qquad (1.27)$$

(1.26) өрнегінен $v^2{}_{эф}$ қабаттылық жылдамдықтардың өлшенген квадраттарының суммасына тең. $\Delta t_i / t_n$ көбейткіштері жалпы жүріс уақытқа үлкен үлес қосатын жылдамдықтарға үлкен мағына береді.

$H_{эф}$ және $v_{эф}$ мағынасын анықтау үшін қабатты бумадағы орташа жылдамдық $v_{орт}$ шамасын қарастырайық. (1.24) өрнегінен $x=0$ болғанда шағылған толқын годографынан толқынның 2 жүру уақытын, яғни оның жарылыс көзінен сәйкес

шекараға нормаль бойымен жүріп өткен және қайта қайтқан уақытын анықтауға болады.

Бұл бағытта толқынның таралу уақытының орташа жылдамдығы

$$t_{0n} = 2\sum_{t=1}^{n} \frac{h_i}{v_i} = 2\frac{H_{эф}}{v_{эф}}. \qquad (1.28)$$

Осы бағытта тарайтын толқынның орташа жылдамдығы

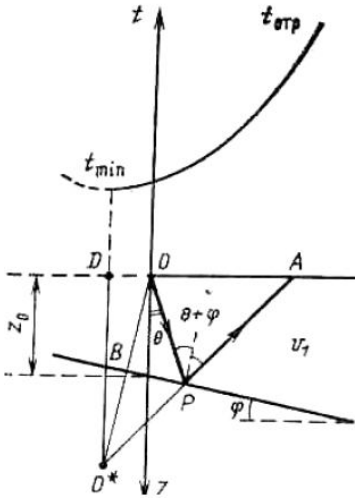
$$v_{орт} \quad \frac{h_1 + h_2 + ... + h_n}{h_1 / v_1 + h_2 / v_2 + ... + h_n / v_n} = \sum_{t=1}^{n} v_i \frac{\Delta t_i}{t_{0n}}. \qquad (1.29)$$

(1.27) және (1.29) өрнектерін салыстыру арқылы қабаттылық жылдамдықтар айырмашылығы аз болғанда $v_{эф} > v_{орт}$ болады және олар $v_{орт}$ ұмтылады. (1.28) өрнегіне сәйкес қабаттың $H_{эф}$ эффекті (тиімді) қалыңдығы

$$H_{эф} = \frac{1}{2} v_{эф} \cdot t_0 = H \cdot \frac{v_{эф}}{v_{орт}}. \qquad (1.30)$$

Бірақ $v_{эф} > v_{орт}$, $H_{эф} > H$. $H -$ шағылған шекараға дейінгі шынайы тереңдік. Осылайша, ***тиімді қабат*** – бұл қалыңдығы мен жылдамдығы қабатталған қабаттың шынайы қалыңдығы мен ондағы орташа жылдамдықтан асатын біртекті қабат.

Енді табаны еңкіш қабат үшін шағылған толқын годографын алайық (1.19-сурет).



1.19-сурет. Еңкіш шағылдырғыш шекара үшін шағылған толқын годографы: O^* – *жалған жырылыс көздің орны;* $t_{\min}$ – *минималды уақыт*

Қабаттағы толқын жылдамдығын v_1 деп алып, профильді оның табанына перпендикуляр жүргіземіз. Нүктелік көзді *OZ* төмен бағытталатындай, ал *OX* профильмен бірігетіндей етіп координаттар басына орналастырамыз. OZ-пен θ бұрышын құрайтын құлаған толқын сәулесін қарастырайық. Онда шекараға түскен сәуле бұрышы $\theta+\varphi$, мұнда φ – шекараның еңкею бұрышы. *O* нүктесінен шекараға нормаль жүргізейік және онда *2OB* кесіндісін салайық. *OBP* және *OB*P* үшбұрыштары тікбұрышты және конгруэнтті. Мұнан, *OP=O*P* және бұрыш *O*PO=180°-2(θ+φ)*, ал бұрыш *OPA=2(θ+φ)*.

*O*PA* бұрышы есептелген *O*PA=180°* бұрышының суммасы болып табылады, ал *O*, P, A* нүктелері бір түзуде жатады, оның жолы *O*P+PA= O*A*. Егер O нүктесінде орналасқан шынайы жарылыс көзінің орнына жарылыс көзі *O** орналасқан жылдамдығы v_1 шексіз ортаны қарастырсақ, толқын кинематикасы бұрынғыдай болады. Мұндай жарылыс көзін жалған (мнимый) деп атайды. Жалған жарылыс көзін қарастырғанда келесі жолды табамыз

$$O^*A = \sqrt{\left(O^*D\right)^2 + \left(DA\right)^2} \ .$$

Бірақ $OD = O^*P\sin\phi = 2OB\sin\phi$, $O^*D = 2OB\cos\phi$, $AD = x + OD$. *BO*-ны бұрғылау деректері бойынша алынған жарылыс көзі астындағы шағылдырушы шекараға дейінгі тереңдіктің z_0 шынайы мәні арқылы сипаттауға тура келеді $z_0 = BO/\cos\varphi$.

Шын мәнінде вертикаль бойынша тереңдікті емес, жарылыс көзінен шекараға дейінгі ең аз қашықтық – ң эхотереңдігін қолданған дұрыс және оны белгілі v_1 жылдамдығында қабылдағыш жарылыс көзіне өте жақын қашықтықта орналасқан жағдайда табуға болады. Егер $BO = h$, нәтижесінде

$$O^*A = \sqrt{4h^2 \cdot \cos^2\varphi + \left(x \pm 2h\sin\varphi\right)^2} = \sqrt{x^2 \pm 4hx\sin\varphi + 4h^2}$$

$$t(x) = \frac{1}{v}\sqrt{x^2 \pm 4hx\sin\varphi + 4h^2} \ . \qquad (1.31)$$

Өрнектегі екінші қосылғыш нағыз шама квадраты болғандықтан, $t(x)$ минималды мәнге $x \pm 2h\sin\varphi = 0$ болғанда ие болады, яғни

$$x_{\min} = \mp 2h\sin\varphi, \quad x_{\min} = \mp 2h/v\cos\varphi, \quad t_0 = \frac{2h}{v} \ . \qquad (1.32)$$

(1.31) өрнегінен, *t(x)* – гипербола екені көрінеді, бірақ оның минимумы профиль бойымен шекарадан $2h{\cdot}\sin\varphi$ қашықтықта көтеріле ығысқан. Бұл ығысуды сейсмикалық ығысу деп атайды.

Эффективті жылдамдық пен қалыңдықты қолдануға еңкіш пласттардан құралған қабат шекарасынан шағылған годограф мүмкіндік береді, ол мына түрде көрініс береді:

$$t(x) = \frac{1}{v_{эф}}\sqrt{x^2 \ \pm 4H_{эф}x\sin\varphi + 4H^2{}_{эф}} \ . \qquad (1.33)$$

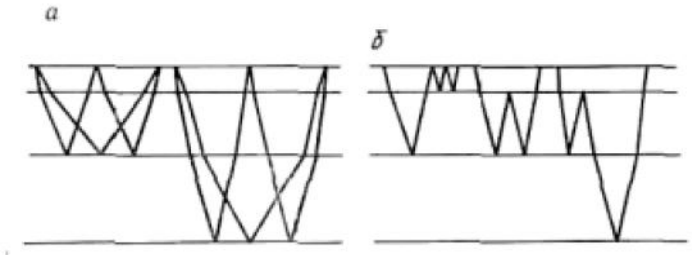
мұндағы $H_{эф}$ – қозу пункті астындағы эффективті эхотереңдік.

1.3.2. Еселі шағылған толқынның кинематикасы

Қабатты қат-қабатта әрбір шағылдырушы шекара жарылыс көзінен шекараға және шекарадан ары қарай Жер бетіндегі бақылау нүктесіне дейін жол жүретін шағылған толқынды туғызады. Бұл толқындарды бір еселі деп атайды. Бірақ толқын қабатты қат-қабатта тарағанда шағылу толқынның екі ортаның шекарасына түскен сайын пайда болады және толқынның қалай пайда болғаны маңызды емес. Толқын тікелей қозу пунктінде, еркін шекарадан шағылғанда немесе қабат ішінде пайда болады.

Біртекті толқындар еркін бетке жетеді және қат-қабатта қайта тарайтын толқынға бастау береді. Өзінің төмен қарай жүретін жолында бұл толқын шекараның әрбірімен шағылады және Жер бетіне қарай қайта тарайтын толқындар туғызады.

Осындай толқындардың ішінде (1.22-сурет) бір шекарадан бірнеше рет шағылған толқындар бар. Кейбір шағылдырушы шекараны жабатын қат-қабаттан бірнеше рет өткен толқын көп еселі, -екі, - үш еселі, т. б. деп аталады.



1.20-сурет. Толық еселі (а) және толық емес еселі (б) толқындардың пайда болу схемасы

1.20-суреттен жер бетіне қат-қабат ішінде бірнеше рет шағылған толқындар да шығады. Мұндай толқындар толық еселі емес, жарты еселі деп аталады.

Жарты кеңістікте жатқан жазық параллель қабат үшін толық ретті толқын годографын 1.20-суретке қарап оңай алуға болады

$$t_m = \frac{1}{v}\sqrt{x^2 + (2mh)^2} \ . \qquad (1.34)$$

Горизонталь қабаттасқан қат-қабат үшін m-ретті толқын годографы мына өрнекпен берілген:

$$t_{mn} = \frac{1}{v_{эфn}} \sqrt{x^2 + \left(2mH_{эф}\right)^2} , \qquad (1.35)$$

мұндағы $v_{эф}$ – эффективтік жылдамдық; $H_{эф}$ – бір еселі түзуші шекарадағы эффективтік біртекті қабаттың эффективтік қалыңдығы.

Профильдегі әрбір бақылау нүктесіне шағылған толқын өте көп келеді, олардың ішінде біреселілері ғана пайдалы болып табылады. Әрбір қабылдағышпен тіркелетін ауыспалы, басты, көлденең және еселі толқындар Рэлей толқындары сияқты үнемі кедергі толқындар болып табылады, олар пайдалы толқындарды бөліп алуға кедергі жасайды.

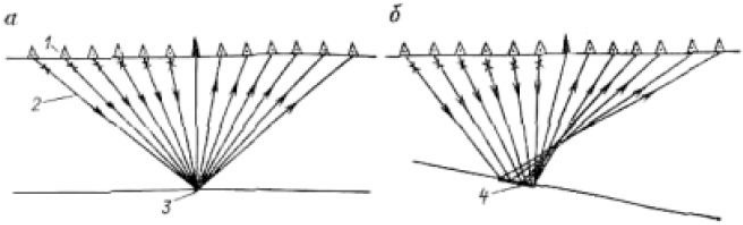
1.3.3. Жалпы тереңдік нүктесі әдісінің тура кинематикалық есептері

Шағылған толқындар годографтары үшін жоғарыда алынған қатынастар жарылыс көзінің профильде, ал қабылдағыштың орналасу жағдайы ауыспалы болатындай жорамалдар алынды.

Дәл осындай теңдікті қабылдағыш бір орында, ал қозу пункті профиль бойымен ауысатын (жалпы қабылдау пункті әдісі, ЖҚП) жағдайға да алуға болады. Соңғы жағдайдағы годографтар үшін алынған қатынастарға қабылдау пункті астындағы эхотереңдік кіреді.

Қазіргі таңда жалпы қозу пункті әдісі толығымен жалпы тереңдік нүктесі немесе көп еселі жабу әдісімен ауыстырылды. ЖТН әдісінің ЖЖП және ЖҚП әдістерінен айырмашылығы ошақ пен қабылдағышты профильдегі тіркелген кейбір $x_к$ нүктесіне қарағанда профиль бойымен симметриялы орналасады (1.21-сурет). Қабылдағыш пен жарылыс көзін $x_к$ орта нүктесінен l қашықтыққа алыстатқанда, жарылыс көзімен қабылдағыш қашықтығы $2l=L$ құрайды, ал қозу пунктінің астындағы эхотереңдік $h\ (\pm l,\ x_k)$ тең, мұндағы x_k – профильдегі орта нүкте координатасы.

Жазық еңкіш шекарада профиль оның жазығына крестеп бағытталса, қозу пункті астындағы эхотереңдік $h(-l)$ $x_к$ нүктесіндегі эхотереңдіктен h_0 қарапайым түрде байланысты: $h(-l)=h_0 \pm l\cdot\sin\varphi$. ЖЖП-не арналған қатынастағы x орнына $2l$ шамасын және h орнына $h(\pm l) = h_0 \pm l\cdot\sin\varphi$ шамасын қойғанда, ЖТН годографының теңдеуін аламыз. Горизонталь жазық шекарада, жарылыс көзі мен қабылдағыштардың O орта нүктесімен салыстырғанда симметриялы болса, жарылыс көзі – қабылдағыштың барлық позицияларында шағылу нүктесі шағылдырушы шекара бойымен жылжымайды.



1.21-сурет. ЖТН әдісі бойынша толқындар сәулелерінің жолы мен бағыты

Осы мағынада ол жалпы болып табылады. Еңкіш шекарада шағылу нүктесі мына шаманың ұлғаюымен ығысады:

$$\varepsilon(l)=\frac{L^2}{4H}\sin\varphi\cos\varphi=\frac{L^2}{8H}\sin 2\varphi\,. \qquad (1.36)$$

1.21-суреттен, оның ығысуы ЖҚП қарағанда аз екенін көруге болады.

Жоғарыда аталған жағдайдан МЖТН үшін бір еселі және m-еселі толқындар годографының өрнегін аламыз:

$$t(l)=\frac{2}{v_{эф}}\sqrt{l^2\cos^2\varphi+H^2{}_{эф}}=\sqrt{t^2{}_0+\frac{4l^2\cos^2\varphi}{v^2{}_{эф}}}\,, \qquad (1.37)$$

$$t^m(l)=\sqrt{\left(t^m{}_0\right)^2+4l^2\cos^2 m\varphi/v_{эф}}\,, \qquad (1.38)$$

мұндағы $v_{эф}$ – қабатты қат-қабатқа арналған эффективтік жылдамдық немесе біртекті ортаның шынайы жылдамдығы; φ –

сәйкес шекараның еңкею бұрышы; m – шағылған толқындар еселігі.

(1.38) және (1.37) қатынастарынан ЖТН-ң годографы – гипербола екенін көреміз. Оның минимумы профильдің хк нүктесінде орналасқан және ол шекараның еңкіш немесе горизонталь болуына тәуелді емес. *Хк* нүктесіне қатысты жарылыс көзі – қабылдағыштың профильдегі орналасу позициясының саны жабылу реті деп аталады және де ол бір нүктеден неше рет шағылғанын көрсетеді.

Шағылған толқындар әдісінің әдістемесі мен бақылау жүйесі

Шағылған толқындар әдісінде негізгі ақпаратты шағылған толқын годографынан алады. Годографты тек сейсмограммаға сәйкес шекарадан шағылған толқын анық көрінгенде ғана алуға болады. Ол үшін:

а) жарылыс көзінің қарқындылығы барлық қажетті шекаралардан шағылған толқындар кәдімгі кедергілер деңгейінен асуы қажет;

б) қабылдағыштар арасындағы қашықтық бір шекарадан шағылған толқындарды тануға мүмкін болатын шамадан аспауы қажет;

в) қабылдағыш орнатылымның ұзындығы (годограф ұзындығы) $v_{эф}$ жылдамдықты сенімді анықтауға мүмкіндік беруі қажет;

г) бақылау қадамы (профиль бойында барлық өлшеуіш қондырғыларды араластыратын қашықтық) барлық зерттелуші ауданда маңызды горизонттардың үздіксіз бақылануын қамтамасыз етуі қажет.

д) сейсмикалық деректерге қойылатын барлық талаптар оларды өңдеу кезінде сақталуы қажет.

Жарылыс көзінің типін таңдау (жер беті немесе тереңдік) жұмыстың жүру жағдайымен анықталады. Мұнда қажетті қарқындылықты біртипті жарылыс көздерін топтау арқылы алуға болады. ЖЗ қолданылатын тереңдік жарылыс көздерін беттік толқындарды айтарлықтай әлсіретететіндей тереңдікте борпылдақ түзілімдер жабынының астына орналастырады. Әдетте, зарядты орналастыру тереңдігі 10–15 м құрайды. Заряд

мөлшері тәжірибелік жұмыс процесінде таңдалады. Серпімді толқындарды қабылдау үшін ШТӘ-не арналған қума толқында – вертикальды сейсмоқабылдағыштар, ал көлденең SV-толқында – горизонтальды сейсмоқабылдағыштар қолданылады. Бұл көп жағдайда қиманың жоғарғы бөлігі қалыңдығы бірнешеден 30-50 м дейін жететін борпылдақ түзілімдерден құралатынына байланысты. Бұл түзілімдер аз жылдамдықтар зонасын (АЖЗ) түзеді. Бұл зонада қума толқындардың жылдамдығы 300-ден 800 м/с дейін өзгереді.

Шағылған толқындардың сәулесі АЖЗ табанынан сынғанда вертикальға жуық жүреді. Сондықтан қума толқындардың ығысу векторы дәл солай вертикальға жуық бағытталған, ал көлденең *SV* – толқынның ығысу векторы профиль бойымен горизонталь жүреді. Осылайша, вертикальды қабылдағыштар көп жағдайда қума толқындарға, ал көлденең қабылдағыштар – көлденең *SV* – толқына реакция береді. Қабылдау пунктінің арақашықтығы Δx қиманың жоғары бөлігін нақты зерттеу кезінде тереңдігі 500 м-ге дейінгі жағдайда 6-12 м тең болады, ал 500 м тереңдіктен асқанда 25-50 м жетеді. Бақылаудың осындай қадамында бір горизонттан шағылған толқындардың келу уақытының айырмашылығы қабылдағышты жарылыс көзінен аз алыстатқанда милисекунд бөлігіне, ең алыс жұптарда бірнеше милисекунқа дейін өзгереді. Мүмкін болған ығысу қабылданушы импульстің көрінетін периодының жартысынан аспауы қажет, яғни , $\Delta x < v \cdot T_{көр}/2$.

ЖҚП әдісіндегі қабылдағыш орнатылымының ұзындығы $xm=(n-1)\ \Delta x$ деп анықтайды (мұндағы n – каналдар саны) және ең терең маңызды горизонт үшін $t(xm)-t(0)$ айырмашылығы 30–50 мс құрауы қажет. Профиль бойымен өлшегіш қондырғыны (0,3–0,5) xm қадаммен жылжытады. Профильдер арасындағы қашықтық зерттелуші аудандағы түсірілім масштабына байланысты алынады. Олар нақты (детальды) жұмыстарда бірнеше ондаған метрден 500–1000 м және одан жоғары болып өзгеруі мүмкін. Бақылауды орталық немесе флангты орналастыру сызбасы бойынша жүргізеді. Бірінші жағдайда қозу пунктін қабылдағыш орнатылымының ортасына орналастырып, годографтың екі тармағын алады. Екінші

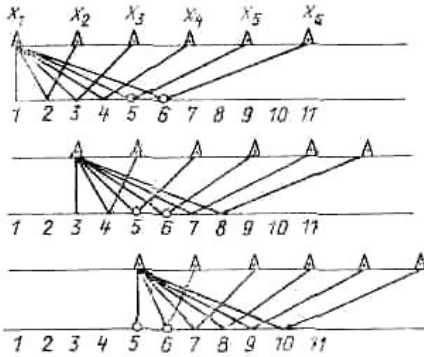
жағдайда қабылдағыш орнатылымының басынан алып, профильдің бойындағы қозғалысқа байланысты оң немесе сол флангіге орналастырады. Мұнда годограф ұзындығы *xm* құрайды. Қабылдау орнатылымының басынан қозу пунктіне дейінгі қашықтықты тәжірибелік жолмен алады. Ол ондаған метрден жүздеген метрге дейін өзгереді. Осыдан біржақты годографтарды алады. ЖТН әдісінде профильдің әрбір бақылау нүктесінде қабылдағыш пен жарылыс көзінің осы нүктеге қатысты симметриялы таратылуы кезінде бірнеше жазу алу қажет. Осындай позициялардың саны жабылудың ретімен алынатын сейсмикалық деректердің ары қарай тиімді өңделуін анықтайды. Бақылауды келесі түрде жүргізеді. Бақылау нүктелерін сызықты профиль бойымен Δx қадаммен орналастырады, оның қадамы қабылдау қондырғысының қадамымен тең болады (1.24-сурет).

Қабылдау орнатылымның әрбір позициясында қозу пункті қабылдау пунктінің маңындағы профильдің бір нүктесіне шығармастан немесе қашықтықтағы флангті орнатылым, бақылаудың еселі қадамында – шығарылымды флангті орнатылым.

Серпімді толқындар қоздырылып тіркелген соң жарылыс көзі – қабылдағыш орнатылымының барлығын профиль бойымен бір қадамға жылжытады. Осылайша, жарылыс көзі мен қабылдағыштар рет-ретімен профиль бойындағы барлық бақылау нүктелерінде $x_1, x_2, \ldots\ldots, x_n$ орналасады. Өлшеуші қондырғының сәйкес жағдайында жарылыс көзі де өз уақытында әрбір бақылау нүктесіне түседі.

1.22-суретте профильде о-к шығарылыммен және қабылдағыш каналмен көрініс беретін өлшегіш қондырғының бірнеше орналасу жағдайы келтірілген. 5 тереңдік нүктесі туралы ақпаратты өлшеуіш қондырғының бірінші позициясында – қозу көзі x_1, ал сейсмоқабылдағыш – x_5, екінші позициясында – қозу көзі x_2, ал сейсмоқабылдағыш – x_4 және т. б. алуға болатынын 1.24-суреттен бақылауға болады. Осылайша 5-ші тереңдік нүктесінен жарылыс көзі-қабылдағыштың үш симметриялы алыстауларында шағылулар алынады. Бұл профильдің x_3 нүктесінде төмендегі 3 айырмалардың ЖТН годографы алынғанын

білдіреді: *l=0*; *Δx*; *2Δx* немесе *L=0; 2Δx; 4Δx* болғанда сәйкесінше.



1.22-сурет. Өлшегіш қондырғының бірнеше орналасу жағдайы

1.22-суреттен осындай годограф профильдің келесі нүктелеріне де алынады. Профильдегі екі алғашқы немесе екі кейінгі нүктелер ерекшеленеді. Егер әрбір қозу кезінде *2N* қабылдау каналы қолданылса, онда профильдің әрбір нүктесінде ЖТН-ң *N* нүктеден годографы алынады, яғни әрбір тереңдік нүктесі *N* рет жабылады.

1.22-суреттен жарылыс көзінің *kΔx* шығарылымында ЖТН годографы *l=k·Δx; (k+1)·Δx,..., (k+N)·Δx* алыстауы үшін алынады. ЖТН әдісінің ЖҚП әдісінен басты артықшылығы алғашқы деректерді ЭЕМ-де сәйкесінше өңдеу жолымен тұрақты толқын-кедергілердің ең алдымен толық еселі шағылған толқындардың қарқындылығын әлсіретуге мүмкіндік береді.

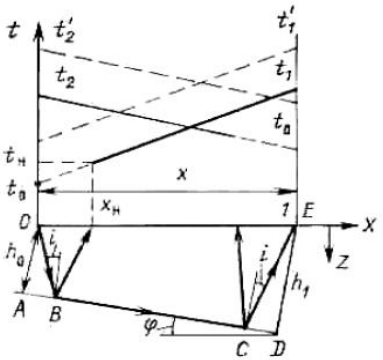
ЖҚП әдісіндегі бір еселі немесе көп еселі толқындарға арналған годографтардың қатынастарынан, t_0 бір немесе жақын мәндерінен көп еселі немесе бір еселі толқындар годографтары $v_{эф}$ мәнінен ажыратылады. Бұл толқындардың *l* келу уақытындағы айырмашылық *L=2l<Нэф* шартында τ кешігу функциясымен анықталады

$$\tau(L) = \frac{L^2}{2t_0}\left(\frac{1}{v^2_{2эф}} - \frac{1}{v^2_{1эф}}\right). \qquad (1.39)$$

(1.39) өрнегінен, егер $v_{2эф} \approx v_{1эф}$ немесе L аз болса, онда кешігу функциясы 0-ге жуық болады, оларды пайдалы және толық еселі толқындар кинематикасы бойынша ажырату мүмкін емес. Бұл тек жылдамдық тереңдікпен өскенде ғана мүмкін болады, сондықтан қиманың жоғарғы жағында түзілетін толық еселі толқындардың $v_{эф}$ мәні жарты жолы серпімді толқындардың жылдамдықтары жоғары болатын түзілімдерде t_0-ның жақын мәндерімен таралатын бір еселі толқындардың $v_{эф}$ мәнінен аз болады.

1.3.4. Сынған (бас) толқындар әдісі

Сынған толқындар әдісінің тура кинематикалық есептері. Біртекті жарты жазықтықта жатқан табаны жазық, еңкіш болып келетін біртекті қабатты қарастырайық. Қабаттың еркін бетін координаттар жүйесінің OXУ жазығымен сәйкестендіреміз және Z осін төмен қарай бағыттаймыз. Нүктелік көзді координаттар басына, ал OX осін қабат табаны жазығына перпендикуляр бағыттаймыз (1.23-сурет).



1.23-сурет. Сынған толқындар әдісінің тура кинематикалық есебін шығарудың схемасы

t_1 – тура годограф; t_2 – қарсы годограф;
t_1', t_2' – қуалаушы годографтар

Қабаттағы және серпімді жарты кеңістіктегі қума толқын жылдамдығын сәйкесінше v_1 және v_2 деп белгілейміз. 1.23-суреттен қозу пункті астындағы h_0 эхотереңдік пен h_1 қабылдау пункті өзара $h_1 = h_0 + x \cdot \sin\varphi$ қатынаспен байланысқан, мұндағы φ – қабат табанының еңкею бұрышы. Бас толқынның Р нүктесіне келу уақыты

$$t(x) = (OB + AC)/v_1 + (AD - AB - CD)/v_2,$$

бірақ $OB = h_0 / \cos i;$ $AC = h_0 / \cos i;$ $AD = x \cdot \cos\varphi;$ $AB = h_0 \cdot tgi;$ $CD = h_1 \cdot tgi;$

Осыны ескере отырып *t(x)* үшін мынаны аламыз:

$$t(x) = \frac{2h_0 + x \cdot \sin\varphi}{v_1 \cos i} + \frac{x\cos\varphi - 2h_0 \cdot tgi - x \cdot tgi \cdot \sin i}{v_2} = \\ = \frac{2h_0 \cdot \cos i}{v_1} + \frac{x \cdot \sin(i-\varphi)}{v_1}. \qquad (1.40)$$

Егер сындырушы шекара қарама-қарсы бағытта құласа (қабылдау пунктінен жарылыс көзіне), онда $h_1 = h_0 \cdot \sin\varphi$ және

$$t(x) = \frac{2h_0}{v_1}\cos i + \frac{x}{v_1} \cdot \sin(i-\varphi)/v_1. \qquad (1.41)$$

(1.40) және (1.41) өрнектерін біріктіруге болады:

$$t(x, h_0) = \frac{2h_0}{v_1}\cos i + \frac{x}{v_1}\sin(i \pm \varphi), \qquad (1.42)$$

мұнда шекара қабылдағыш жаққа құлағанда «оң» таңбасын, ал жарылыс көзіне қарай құлағанда «теріс» таңбасын алады; *t(x, h_0)* – эхотереңдік қозу пунктінің астында екенін білдіреді. Осылайша, тік бұрышты *(x, t)* координатадағы жазық еңкіш шекара үшін сынған толқын годографы – бұл нүктеден *($x_н$, $t_н$)* координаттарымен OX осіне θ бұрышпен шығатын жарты түзу. θ бұрышы келесі қатынастан анықталады:

$$tg\varphi = \frac{dt(x)}{dx} = \frac{\sin(i \pm \varphi)}{v_1}.$$

$\frac{dt(x)^{-1}}{dx}$ шамасын көрінерлік жылдамдық деп атайды:

$$v^* = v_1 \cdot \sin(i \pm \varphi)$$

sin i=v1/v2 екенін ескере отырып мынаны аламыз

$$v^* = v_2 \cdot \frac{\sin i}{\sin(i \pm i)}. \qquad (1.43)$$

(1.43) қатынастан көрінерлік жылдамдық төменгі қабат жылдамдығынан артық не кем болуы мүмкін:

$$v^*_+ = v_2 \cdot \frac{\sin i}{\sin(i \pm i)} < v_2, \quad v^*_- = v_2 \cdot \frac{\sin i}{\sin(i \pm i)} > v_2.$$

$\varphi = 0$ болған жағдайда $v^*_+ = v^*_- = v_2$, егер $\varphi = i$ $v^*_- = \infty$ және $\varphi > i$ болғанда $v^*_- <0$.

$x_н$ және $t_н$ мәндерін *BC=0* шартынан оңай анықтауға болады (1.25-сурет):

$$x \cdot cos\ \varphi = 2h0 \cdot tg\ i - x \cdot tg\ i \cdot sin\ \varphi = BC = 0.$$

Осы теңдеуді шеше отырып, мынаны табамыз

$$x_н = 2h_0 \cdot \frac{\sin i}{\cos(i \pm \varphi)}, \quad t_н = 2h_0 \cdot \frac{\cos\varphi}{\cos(i \pm \varphi)}. \qquad (1.44)$$

$\varphi = 0$ болғанда $x_н = 2h_0 \cdot tgi$; $t_н = 2h_0 / v_1 \cos i$ аламыз. Шағылған толқын годографын t осімен қиылысқанға дейін жалғастырғанда осы өрнекті аламыз:

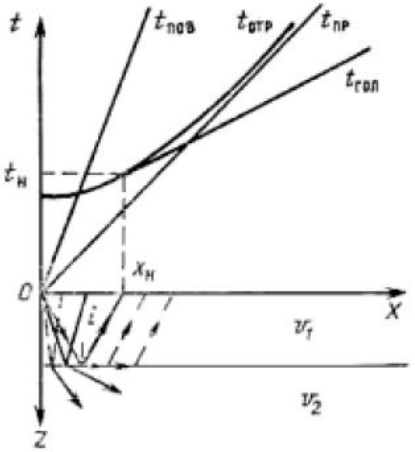
$$t_0 = (2h_0/v1) \cdot cos\ i.$$

Егер қабат орнына еңкіш қат-қабатты қарастырсақ, онда осы қат-қабат табанында сынған толқын годографы үшін эффективті жылдамдық түсінігін қолдана отырып келесі өрнекті аламыз:

$$t(x) = \frac{2H_{эф}}{v_{эф}} \cdot \cos i + \frac{x \cdot \sin(i \pm \varphi)}{v_ф}, \quad \sin i = \frac{v_{эф}}{v_2}. \qquad (1.45)$$

Сынған толқын годографының алғашқы нүктелерінде толқынның критикалық бұрышпен шағылған сәулелері және бас

толқынның бірінші сәулесі өзара сәйкес болады. Сынған және шағылған толқындардың бір шекара үшін алынған годографтарының арасындағы қатынас 1.24-суретте келтірілген.



1.24-сурет. Тура, шағылған және бас толқындар годографтары арасындағы қатынас: $t_{пр}$ *– тура толқын годографы;* $t_{пов}$ *– беттік толқын годографы;* $t_{гол}$ *– бас толқын годографы;* $t_{отр}$ *– шағылған толқын годографы*

(1.44) өрнектен сынған толқындарды тек қабылдағыштарды қозу пункттерінен белгілі бір қашықтыққа алыстатқанда, атап айтқанда $x>2h_0 \cdot tg\ i$ болғанда бақылауға болады. Бұл сейсмобарлауды сынған толқындар әдісі бойынша жүргізу әдістемесінің шағылған толқындар әдісінің әдістемесінен принципті ерекшелейді. СТӘ-де қабылдағыштар арасындағы қадамды мына шарттан алады: $\Delta x<v*T_{көр}/2$, мұндағы $T_{көр}$ – тіркелуші импульстердің көрінетін периоды. Δx шамасы қиманың жоғарғы бөлігін нақты зерттеуде 2-3 метрден 100 метрге дейін өзгереді және үлкен тереңдіктерді зерттеуде одан да жоғары болады. Сынған толқындар шағылған толқындардан төмен жиілікті спектрлермен, яғни біртекті импульстердің үлкен ұзақтығына ие болуымен ерекшелетіндіктен сынған толқындар әдісінде арнайы төмен жиілікті сейсмоқабылдағыштар жиі қолданылады. Қабылдағыш орнатылымының ұзындығын

сынған толқындар годографтарының формасын сенімді орнату мүмкін болатындай етіп таңдайды. Шешілетін есептерге сәйкес ол ондаған метрден 3-6 км дейін өгереді. Сынған толқындар әдісі бойынша жұмыс жүргізгенде, толқынды сенімді анықтауға және олардың барлық зерттелуші ауданда көрінуін қамтамасыз ететін бақылау жүйелерін қолданады, қарсы және қуалаушы годографтар жүйесі бойынша бақылау кезінде жүзеге асады. Қарсы годографты алу кезінде қабылдағыш орнатылымының әрбір позициясында қозуды оң немесе сол флангтен жүргізеді және барлық өлшегіш қондырғыларды профиль бойымен кейбір қадаммен жылжытады. Қуалаушы годографты алу кезінде қозуды бір флангтен жүргізеді, өлшегіш қондырғыны да профиль бойымен жылжытады (1.23-сурет).

Әдістің ең тиімді ерекшелігі қабатты қат-қабаттың жарты жазықтықта немесе үлкен қалыңдықты біртекті қабатта жатуы осы қат-қабат табанынан сынған толқындарды Жер бетіне басқа толқындардан бұрын келетіндей қашықтықта бақылау мүмкіндігінің болуында (толқынның бірінші пайда болуы уақытының әдісі). Сынған толқындардың бұл қасиеті инженерлік-геологиялық және гидрогеологиялық есептерді шешуде, мысалы, борпылдақ және тығыздалған түзілімдерді, құрғақ және сулы түзілімдерді бөлуші шекаралардың орналасу жағдайын табу кезінде қолданылады.

1.4. Сейсмобарлау деректерін өңдеу және интерпретациялау

Сейсмикалық деректерді өңдеу дегеніміз – бұл әрбір сейсмотрассада немесе сейсмотрассалар тобында тұрақты және тұрақсыз кедергілерді басу мақсатында және зерттелуші толқындардың кинематикалық және динамикалық сипаттамаларын толық анықтау мақсатында белгілі реттілікпен жүргізілетін операциялар жиынтығын айтады. Сейсмикалық интерпретациялау процесі кезінде сейсмограммада тіркелген толқындар ішінен бір ретті шағылған және сынған (рефрагирленген) толқындарды бөледі және осы толқындардың кинематикасы мен динамикасы бойынша жылдамдықтары мен

кейбір серпімді параметрлерінің таужыныс қабатында тереңдік бойынша және жалпы планда таралуын зерттейді. Геологиялық интерпретациялау процесі нәтижесінде бұрғылау деректерімен байланысты геологиялық карталау, зерттеу ауданының тектоникалық жағдайы геологиялық түсінігі алынады. Серпімді толқындарды таралу жылдамдығы бойынша бөлу зерттелуші қат-қабат ішіндегі интервалдарды тау жыныс құрамы мен жасына, сонымен қатар олардың қасиетінің өзгеруіне теңестіреді.

1.4.1. Сейсмобарлаудағы интерпретациялау модельдері

Шағылдырушы және сындырушы шекаралардың орналасу жағдайын және зерттелуші қат-қабаттағы толқындардың таралу жылдамдығын сейсмикалық деректер бойынша зерттеу сейсмобарлаудың кері кинематикалық есептерін шешу арқылы жүргізеді. Геофизиканың жалпы барлық кері есептері сияқты, сейсмибарлаудың кері есебін шешу зерттелуші ортаның құрылысы мен қасиетіне қатысты априорлы болжамдар шеңберінде ғана мүмкін. Құрамында эмпирикалық деректер және түзілім мен олардың қасиеттерінің пайда болуын бақылаушы белгілі физикалық заңдылықтар кіретін осындай болжамдар жүйесін ортаның сейсмигеологиялық модельдерін жасау кезінде қолданады. Осындай модельде шынайы геологиялық объектілер орнына серпімді параметрлердің жиыны мен олардың кеңістікте – тереңдік бойынша және планда өзгеруінің заңымен сипатталатын орталары болады.

ШТӘ сейсмобалауында серпімділік қасиеттері пландағы тұрақтылығымен тереңдік бойынша вертикальды өзгеретін орта моделі кең тараған. Осы тип модельдерін 2 класқа бөледі: тереңдік бойынша жылдамдықтың үздіксіз және секірмелі өзгеруі.

Мұнда серпімділік қасиеттері әртүрлі қабаттар арасындағы шекараны локальды жазық деп қабылдайды.

Қатпарлы қабат моделін жазық локальды шағылдырушылармен бірге қолдану келесі жағдайларға негізделеді:

1. Қабылдағыш орнатылымының ұзындығы шағылған толқындар әдістерінде әдетте 3000 м аспайды. Бұдан, серпімді толқындар қасиеттерінің горизонталь бағытта төмен екені туралы болжамдар жергілікті сипатта болады және өлшемдері 3000 м аспайтын профиль ауданында орындалады. Кей жағдайларда мұндай болжамдар шынайы геологиялық жағдайлармен келістіріледі.

2. Жалпы қоздыру пункті әдісінде, шағылу нүктесінде шағылу шекарасында қабаттарды орналастыру ұзындығының жартысынан аспайтын қашықтықта орын ауыстырады, ал ЖТН – шекараның бір орнында немесе шекара еңкіш болса, азғана қашықтыққа орын ауыстырады. Бұдан кинематикалық жағымен шекараны жазық деп қарауға болады, егер ол өлшемдері ЖҚП орнатылым ұзындығының жартысынан аспайтын жергілікті учаскенің жазығынан аз ерекшеленсе.

3. Шағылған толқындардың динамикасы жағынан шынайы шекараны жазық деп қарастыруға болады, егер ол айналы шағылдырушы нүкте маңындағы жазық болып табылса. Бұл аумақтың өлшемдері Френельдің сейсмикалық сигналдың басым жиілігінің бірінші зонасымен анықталады. Яғни, сигналдың спектральды құрамымен шекараның жату тереңдігіне байланысты.

4. Геология тізімдерінің қабатты сипаттамалары қабаттар арасындағы шекаралардағы серпімді қасиеттердің секірмелі өзгеруін болжайды, сонымен қатар қабаттың он метрге жуығы және одан да төмен қалыңдықтары әрбір қабат көлемінде серпімді қасиеттердің өзгермейтіні туралы болжамдарды толық дерлік ақтайды.

Серпімді қасиеттердің тереңдік бойынша үздіксіз өзгеру моделі біртекті қабаттардың қалың қатпарларын сипаттау үшін қажет болып табылады. Мұнда таужыныстар қысымының өсуі және литогеологиялық қасиеттердің заңды өзгеруін ескеру қажет. Бұл модельге түзілімдердің серпімді қасиеттері тереңдікпен баяу өзгеретін жұқа қабаттар жүйесімен көрініс бергенде жүгінуге болады. Көрші қабаттардағы қасиеттердің аз айырмашылығы және олардың толқындарының ұзындығы сеймобарлауда қолданылатындарға қарағанда аз болуы.

Сынған толқындар әдісінде шағылған толқындар әдісіне қарағанда зерттелуші толқындар негізгі жолды сындырушы шекара бойымен горизонтальға жуық бағыт бойынша жүреді. Сындырушы шекара қабаттары орнатылымның барлық интервалында жазық болып табылады деген болжам барлық жағдайда әділетті емес. СТӘ-де жекелеген қабаттардағы жылдамдықтың өзгеруіне сезімтал эффективті жылдамдық емес белгілі бір шекара бойымен таралған толқын жылдамдығы зерттелетіндіктен, СТӘ-не арналған интерпретациялық модельдер шекараның қисықтығын, сонымен бірге таужыныстарының горизонталь бойымен сындырушы шекарада жылдамдықтарының өзгеруін ескеру қажет.

Тереңдік бойынша серпімді қасиеттердің үздіксіз өзгеруінің моделі құрамы біртекті қалың қабаттарды сипаттау үшін керек болуы мүмкін. Осы кезде таулы қысымның жоғарылауын немесе литолиялық қасиеттердің заңдылықтық өзгеруін ескеру қажет болады. Тереңдік өскен сайын серпімділік қасиеттері байсалды өзгеретін жіңішке қабаттар жүйесі секілді шөгінділерді де сипаттау үшін осы модельді қолданады. Көрші қабаттардың физикалық қасиеттері арқылы азғантай ерекшеленуі және сейсмобарлауда қолданатын толқындар ұзындығына қарағанда олардың азғана қалыңдығы осындай шөгінділерді серпімділік қасиеттері үздіксіз өзгеретін ортадан ажыратуға мүмкіндік бермейді.

ШТӘ-не қарағанда СТӘ-де зерттелетін толқындар сындырғыш шекаралар бойымен, яғни горизонтальға жақын бағытпен тарайды. Тіркеуіш құрылғы бойынша сынған шекара жазық болады деген болжау көптеген жағдайда орындалмайды.

1.4.2. Сейсмограммаларды өңдеу

ШТӘ және СТӘ мәліметтерінің жазбасын сүзгі параметрлері және сейсмотрассадағы толқын амплитудасын түрлі тәсілдермен тегістеп, оны әртүрлі көрінетін тасушыға қайта жазады. Тіркелетін толқындардың динамикалық диапазоны сигналдарды бейнелейтін тіркеуіштің динамикалық

диапазонынан 1000 есе жоғары болғандықтан, осы процедураны іске асырады.

Сейсмобарлауда тіркелетін сигналдардың диапазоны 10–25-тен 120–150 Гц-ке дейін өзгереді, ал инженерлік-геологиялық жағдайда – 1000-ға дейін жетуі мүмкін. Осы диапазоннан сүзгіштер көмегімен диапазондар аралықтарын таңдауға болады, мысалы, 15-60; 25-80 Гц, т. б.

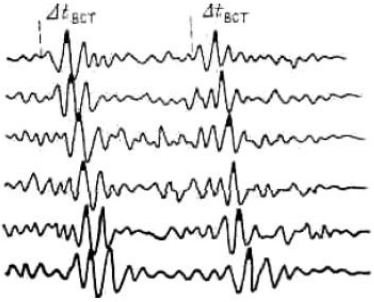
Жазуды қайта құрылғының әр диапазонында сейсмограмма алады. Осындай сейсмограммалар жиынтығын бір-бірімен салыстырып, қызықтыратын толқындар ең жақсы бақыланатын жиіліктер диапазоны таңдалады. Тіркелген сигналдардың динамикалық диапазонын тегістейтін құрылғының параметрлерін таңдау көмегімен сейсмограммалардағы жеке толқындар импульсінің пішінін өзгертпей, олардың салыстырмалы қарқындылығы туралы ақпараттарды алу үшін жасайды.

Тіркеуіш құрылғының әр орнында жазылған сейсмограммаларды бірізді ораналастырып, барлық профиль бойымен әртүрлі толқындарды бақылайды. Бір шекарадан қоздырылған сынған, шағылған, рефракцияланған, дифракцияланған толқындарды бақылау ***корреляция*** деп аталады. Егер тіркеу пункттері арасындағы қашықтық аз ғана болса, онда толқындардың пайда болу уақыты, пішіні мен қарқындылығы (t, x) жазықтығында қатты өзгермейді. Осы мәселелерге корреляция негізделген. Бұл операция түрлері бірдей толқындарды бөлуге ғана емес, әртүрлі типті каналдарда тіркелген толқындар арасындағы уақыттық ығысуларды анықтауға көмектеседі. Δt_{BCT} үшін түзетулерді енгізгенде нақты келу уақытын анықтауға болады (1.25-сурет).

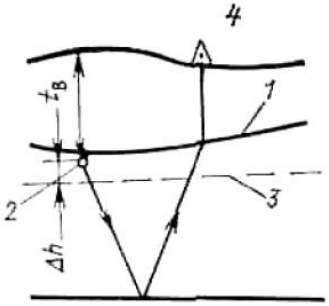
Әр сейсмограмма бойынша қабаттылық қалыңдық ішіндегі әртүрлі шекараларға сәйкес болатын бірнеше сынған немесе шағылған толқындар годографтарын тұрғызуға болады. Көптеген жағдайда осындай годографтар аз жылдамдықтар зонасының (АЖЗ) әсерінен бұрмаланған болуы мүмкін (1.26-сурет).

Годографтарды нақты түрге келтіруде АЖЗ үшін түзетулерді енгізеді. Осыдан бастап дұрысталған годографтарды

Жерге емес, келтіру бетке қатысты қарастырамыз (1.28-сурет). (t,x) жазықтықта және барлық профиль үшін тұрғызылған годографтар жиынтығы біріктірілген годографтарды құрайды. Олардың көмегімен толқындарды бөлудің дұрыстығын тексереді. Осы кезде ***өзаралық принципін*** қолданады. Бұл принципке сай, көз және қабылдағыш орындарын ауыстырсақ, онда бір типті толқындардың жүру уақыты өзгермейді. Годографтарды өңдеудің алдында оларды тегістейді: $t(k\Delta x)$ дискреттік тізбегіне эксперименталды есептерді орташалайтын $\tau(x)$ үздіксіз функциясын сәйкес келтіреді (1.27-сурет).

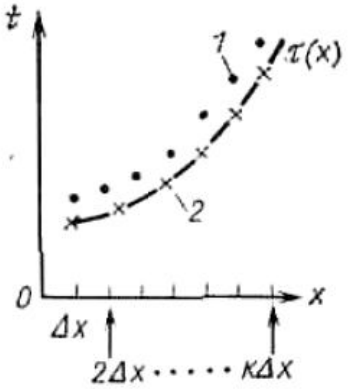


1.25-сурет. Әртүрлі фазалар немесе ерекше экстремумдар арқылы корелляцияның мысалы



1.26-сурет. Шағылған толқындар кинематикасына АЖЗ әсері

1 – АЖЗ-нің табаны; 2 – толқынның көзі; 3 – келтіру беті; 4 – қабылдағыш; t_m *– толқын көзінен вертикальға дейін толқын жүрудің уақыты;* Δh *– толқын көзінің биіктігі*



1.27-сурет. *τ(x)* эксперименталды мәліметтер бойынша үздіксіз годографты тұрғызу мысалы

1.4.3. Жалпы қоздыру пункті бойынша ШТӘ деректерінің интерпретациясы

Қоздыру пункті $xk\left(k=1,2,...n\right)$ профиль нүктесінде орналасқанда сейсмограмма жазылған болсын. Оның көмегімен жазық шағылдырғыш шекаралар бойынша бірнеше толқындар үшін годографтар тұрғызылған. i-шағылған толқынның годографы былай өрнектеледі:

$$t_i = \frac{1}{v_{ki}} \cdot \sqrt{x^2 \pm 4H_{ki} \cdot x \cdot sin\varphi + 4H^2{}_{ki}} = \\ = \sqrt{\frac{x^2}{v^2{}_{ki}} + \frac{2t_{0i}\left(x_k\right) \cdot x \cdot sin\varphi_{ki}}{v_{ki}} + t^2{}_{0i}\left(x_k\right)}. \qquad (1.46)$$

мұндағы v_{ki} – бірінші шекараға дейін қабаттың эффективтік жылдамдығы; $\varphi_{ki} - xk$ бақылау нүктесінің астындағы шекараның еңкею бұрышы; H_{ki} – қоздыру пункті астындағы эффективтік эхотереңдік; $t_{0i}\left(xk\right) = 2H_{ki} / v_{ki}$.

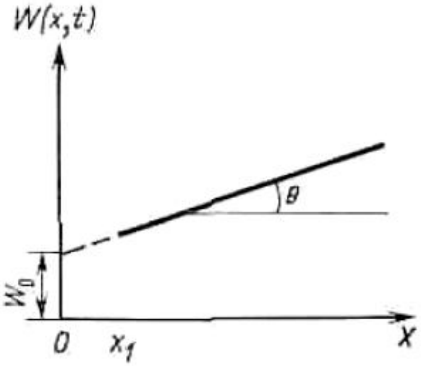
(1.46) теңдеудің екі жағын квадраттағанда

$$t^2{}_i(x_k, x) = \frac{x^2}{x^2{}_{ki}} + 2\frac{t_{0i}(x_k)}{v_{ki}} \cdot x \cdot \sin\varphi_{ki} + t^2{}_{0i}(x_k). \quad (1.47)$$

(1.47) өрнекте x қашықтық пен $t_i(xk, x)$ толқынның келу уақыттары берілген. Белгісіз – $H_{ki}, \varphi_{ki}, v_{ki}$, $t_{0i}(xk)$ шаманы белгілі деп санауға болады, егер $x=0$. Белгілі x және $t_i(xk, x)$ пайдалана отырып, (1.47) өрнекке сай жаңа $W_i(x_k, x) = \left[t^2{}_i(x_k, x) - t^2{}_{0i}\right]/x$ функцияны анықтайық.

$$W_i(x_k, x) = \frac{x}{v^2{}_{ki}} \pm 2\frac{t_{0i}(x_k)}{v_{ki}} \cdot \sin\varphi_{ki}. \quad (1.48)$$

x-тің әр мәні үшін W_i-ді анықтайық. Есептеулер нәтижелерін (W, x) жазықтыққа тұрғызып, тура сызықпен орташалайық (1.28-сурет).



1.28-сурет. ШТӘ-нің кері есебін графикалық тәсіл көмегімен шығару

Осындай жағдайда v_{ki} үшін аламыз:

$$v_{ki} = \sqrt{\frac{1}{tg\theta}}, \quad (1.49)$$

мұндағы $\theta -$ OX осі мен $W(x)$ еңкейген сызық жасайтын бұрыш. OW осіндегі бөлшек былай өрнектеледі

$$W(0)=\frac{2t_{0i}\cdot\sin\varphi_{ki}}{v_{ki}}. \qquad (1.50)$$

t_{0i} және v_{ki} белгілі болғандықтан, H_{ki},φ_{ki} анықтауға болады:

$$H_{ki}=\frac{t_{0i}(x_k)\cdot v_{ki}}{2},\quad \sin\varphi_{ki}=\frac{W(0)\cdot v_{ki}}{2t_{0i}}. \qquad (1.51)$$

t_{0i} нақты мәні белгісіз деп санайық. $t_{\min}$ қолдана отырып, әртүрлі t_{0i} үшін $W_{ki}(x)$ графиктер жиынтығын тұрғызайық. (1.48) өрнектен, егер біз қолданған t_{0i} мәндерінен бір мән дұрыс болса, онда оған сай келетін $W_{ki}(x)$ функция x-ке тура пропорционал және де (W,x) жазықтықта оған еңкейген сызық сәйкес болады. Бұл сызықты OW осьпен қиылысқанға дейін созғанда белгісіз $H_{ki},\varphi_{ki},v_{ki}$ шамаларын табамыз.

Осылай барлық годографтарды өңдегенде ***эффективті жылдамдықтардың жиынтығын*** анықтай аламыз. $v_{эф}$-тің t_{0i}-ге қатысты өзгеруін талдау бір еселі толқындар годографын жалпы сейсмотрассадан бөлуге көмектеседі. Осындай есепті шығаруға болады, егер ұңғымалық немесе геологиялық зерттеулер негізінде тереңдік өскен сайын орта жылдамдықтың жоғарылауы нақты белгілі болса. Осы жағдайда $v_{эф_i}$ тізбегінен тек қана белгілі $v_{орта}(t_0)$-ға сәйкес келетін мәндерді таңдайды. Егер годографтар арқылы анықталған $v_{эф}$ мәндері t_0-ге қатысты $v_{орта}(t_0)$-ның байсалды өзгеруіне сәйкес болмаса, онда ол еселі толқынның годографы деп саналады.

$v_{эфi}$ мен t_{0i} белгілі болған жағдайда шағылдырғыш беткейдің орнын анықтауға болады. Әр қоздыру пунктінің астындағы эхотереңдіктің мәні $v_{эф}$-мен былай байланысады

$$H_{эф} = \frac{v \cdot t_{0i}}{2}.$$

Қоздыру пункті $H_{эф}$ радиусымен шеңбердің центрі деп санағанда, есептелген $v_{эф}$ мәніне сәйкес келетін шағылу нүктелердің геометриялық орнын табуға болады. Екі көрші қоздыру пункттерде тұрғызылған шеңберлерге жанама бөлшек осы пункттер арасындағы ***шағылдырғыш шекараның*** геометриялық орнын береді. Барлық пункттерде осы тұрғызуларды іске асырғанда шекараны профиль бойымен анықтауға болады.

$v_{эф}(t_0)$ мәндері орта жылдамдықтың тереңдікке тәуелділігін толығымен сипаттайды. $t_k(x)$ және $t_{k+1}(x)$ годографтары кез келген қабаттың жабынынан және табанынан тұрғызылған болсын. Осы қабаттың ішінде жылдамдық тұрақты деп санайық. Сонда (1.27) өрнек пен эффективті жылдамдықтың анықтамасын қолданғанда:

$$v^2(t_{0k}) = \sum_{i=1}^{k} v^2{}_i \cdot \frac{\Delta t_i}{t_{0k+1}}, \quad v^2(t_{0k+1}) = \sum_{i=1}^{k+1} v^2{}_i \cdot \frac{\Delta t_i}{t_{0k+1}},$$

мұндағы:

$$\Delta t_i = \frac{2h}{v_i}, \quad t_{0k} = \sum_{i=1}^{k} \frac{2h_i}{v_1}, \quad t_{0k+1} = \sum_{i=1}^{k+1} \frac{2h_i}{v_1},$$

сонда:

$$v^2(t_{0k}) \cdot t_{0k} = \sum_{i=1}^{k} v^2{}_i \cdot \Delta t_i,$$

$$v^2(t_{0k+1}) \cdot t_{0k+1} = \sum_{i=1}^{k+1} (v^2{}_i \cdot \Delta t_i + v^2{}_{k+1} \cdot \Delta t_{k+1}).$$

Астыңғы өрнектен жоғарыдағы өрнекті алғанда:

$$v^2{}_{k+1} = \frac{v^2(t_{0k+1}) \cdot t_{0k+1} - v^2(t_{0k}) \cdot t_{0k}}{t_{0k+1} - t_{0k}}. \qquad (1.51)$$

Белгілі $v_{эфi}$ мен t_{0i} мәндері арқылы есептелген қабаттың қалыңдығы үлкен болса (ондаған немесе жүздеген метрге дейін) және де геологиялық деректерге сәйкес болмаса, онда қабаттылық жылдамдықтың орнына ***аралық жылдамдықты*** қарастырады. Осындай жағдайда аралық жылдамдық осы аралықтың орта жылдамдығын нақты сипаттай алады. Аралық жылдамдықты профиль бойымен зерттеу осы аралықтағы таужыныстардың физикалық қасиеттерінің өзгеруі туралы толық ақпарат береді.

ЖҚП (жалпы қоздыру пункті) әдісін өткізу нәтижесінде аудан бойынша сейсмикалық қималар жүйесін тұрғызады.

Ауданды қиып өтетін профильдер жиынтығы шағылдырғыш шекаралар бойынша құрылымдық карталарды тұрғызуға және де шекаралар парасы арасындағы қабаттарды қума және көлденең толқындардың жылдамдықтарымен сипаттауға мүмкіндік береді.

1.4.4. Сынған толқындар әдісі мәліметтерінің интерпретациясы

Жазық сындырғыш шекараның годографы былай өрнектеледі:

$$t(x) = \frac{2H_1}{v_1} \cdot \cos i + \frac{x}{v_2} \cdot \sin(i \pm \varphi), \quad x > 0.$$

мұндағы $v_1 -$ үстіңгі ортаның эффективті жылдамдығы; $H_1 -$ профильдің бір нүктесіндегі қоздыру пункті астындағы эффективтік тереңдігі; $\varphi -$ шекараның еңкею бұрышы; $v_2 -$ сындырғыш шекара астындағы ортаның эффективтік жылдамдығы (1.25-сурет).

Осы годограф арқылы анықталатын көрінерлік жылдамдық:

$$\left(\frac{dt}{dx}\right)^{-1} = v^* = \frac{v_1}{\sin(i \pm \varphi)}.$$

φ еңкейю бұрышы белгісіз болғандықтан, анықталған v^* мәні бойынша v_2-ні таба алмаймыз. Бұл үшін тағы бір годограф

тұрғызылуы қажет. Бұл үшін бақылауларды іске асырғанда тіркеуіш жүйені өзгертпей, екі флангтан толқындарды қоздырып, қарсы келетін годографтар жүйесін тұрғызады. Егер пункттер арасындағы қашықтық l болса, онда тура және оған қарсы келетін годографтар үшін былай жаза аламыз:

$$\vec{t}(x) = \frac{2H_1 \cdot \cos i}{v_1} + \frac{x \cdot \sin(i \pm \varphi)}{v_1}, \qquad (1.52)$$

$$\tilde{t}(x) = \frac{2H_2 \cdot \cos i}{v_1} + \frac{(l-x) \cdot \sin(i \pm \varphi)}{v_1}. \qquad (1.53)$$

мұндағы H_1, H_2 – сәйкесінше бірінші және екінші қоздыру пункттері астындағы эхотереңдіктер. (1.52) және (1.53) теңдеулерді қолдана отырып, $v*_+$ және v^*_- көрінерлік жылдамдықтарды табамыз:

$$v*_+ = \frac{v_1}{\sin(i+\varphi)}, \qquad (1.54)$$

$$v*_- = \frac{v_1}{\sin(i-\varphi)}.$$

Екі белгісіз шамалары бар теңдеулер көмегімен φ және t-ні табамыз:

$$(i+\varphi) = \arcsin\frac{v_1}{v^*_+}, \quad (i-\varphi) = \arcsin\frac{v_1}{v^*_-},$$

$$\varphi = \frac{1}{2} \cdot \left[\arcsin\frac{v_1}{v^*_+} + \arcsin\frac{v_1}{v^*_-} \right], \qquad (1.55)$$

$$t = \frac{1}{2} \cdot \left[\arcsin\frac{v_1}{v^*_+} - \arcsin\frac{v_1}{v^*_-} \right]. \qquad (1.56)$$

Сонда $v_2 = \frac{v_1}{\sin i}$. Егер $\varphi \le l$ және $\cos\varphi \approx 1$ тең болған жағдайда:

$$\frac{v_1}{v^*_+} = \sin i \cdot \cos\varphi + \cos i \cdot \sin\varphi,$$

$$\frac{v_1}{v^*_-} = \sin i \cdot \cos\varphi - \cos i \cdot \sin\varphi ,$$

$$sin\, i \cdot cos\,\varphi \approx sin\, i \approx \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{v_1}{v^*_+} + \frac{v_1}{v^*_-} \right) + cos\, i \cdot sin\,\varphi ,$$

бұдан

$$v_2 = \frac{2}{1/v^*_+ + 1/v^*_-} . \qquad (1.57)$$

Бірінші және екінші қоздыру пункттер астындағы эхотереңдіктер былай өрнектеледі:

$$H_1 = \frac{v_1 \cdot t_{01}}{2\cos i} , \;\; H_2 = \frac{v_1 \cdot t_{02}}{2\cos i} , \qquad (1.58)$$

мұндағы t_{01}, t_{02} – сәйкесінше годографтарды уақыт осіне қарай жалғастырғандағы қиылысу нүктелерінің уақыттары. Қоздыру пункттері аралығында белгілі t_0 және v_1 арқылы сындырғыш шекараның орнын анықтайды. Егер біртекті орта мен қабатты бөлетін бет жазық болмаса, бірақ геологиялық деректерден немесе ұңғымалық бақылаулардан шөгінділердегі жылдамдықтар қатты ерекшеленбейді деген ақпараттар белгілі болса, онда сынған толқындардың годографы тура сызықтық болмайды. Годографтың еңкею бұрышы оның кез келген нүктесінде (1.43) өрнегімен анықталады. Осы жасалған жорамалдарға сай v_1 мәндері тұрақты болады, ал φ еңкею бұрышы x-ке тәуелді. Шекара жазық болатындай тіркеуіш құрылғының ұзындығында және де қарсы годографтар жүйесі арқылы бақылауларды жасасақ, әр қоздыру пунктінің астындағы эхотереңдіктерді анықтап, сындырғыш шекараның орнын табуға болады.

Егер геологиялық деректер негізінде сындырғыш шекара жазық және оның үстіндегі ортаның жылдамдығы тұрақты болатыны белгілі болса, онда сынған толқындар годографының тура сызықтық еместігі төменгі шөгінділердің жылдамдығының өзгеретінін білдіреді. Осындай жағдай пайда болуы мүмкін, егер, мысалы, жас қабаттар астында жатқан іргелі таужыныстар

кез-келген факторлар (заттық құрамы, жарықшақтылық, кеуектіліктік) әсерінен өзгертілген болса. v_2-ні зерттегенде жылдамдықтары ерекшеленетін зоналарды бөліп, оларды іргелі таужыныстарының белгілі бір күйімен байланыстыруға болады. Осылайша, біз борпылдақ таужыныстар қабатының астындағы іргелі таужыныстарын карталай аламыз. Осыған ұқсас жер қыртысының үлкен тереңдіктеріндегі таужыныстар құрамының өзгеруін, граниттер дамуының зоналарын анықтауға, т. б. мәселелерді бөлуге болады.

1.4.5. ЖТН әдісі деректерін өңдеу мен олардың интерпретациясы

Жұмыстарды ЖТН әдісі көмегімен іске асырады, әр бақылау нүктеде N сейсмотрассалар жиынтығы – ЖТН сейсмограммасын алады. ЖТН әдісінің нәтижелерін өңдеу – өте күрделі, көпкезеңді процесс. Оның нәтижесінде N сейсмотрассалардан құралған әр ЖТН сейсмограммасын бір жаңа сейсмотрассаға ауыстырады. Осы сейсмотрассадағы бір еселі толқындардың қарқындылығы тұрақты және тұрақсыз толқын-кедергілерге қарағанда бірнеше жоғары. Осындай жаңа сейсмотрассаны қалай жинақтайтынын, оның физикалық мағынасы мен толқын-кедергілерді жоюдың тиімділігі немен анықталатынын қарастырайық.

Профильдегі A_1, A_2, A_3 бақылау нүктелерінде $x = 0$ жағдайдағы сейсмотрассалар (t_0 сейсмотрассалары) алынған деп санайық. Оларды $S_{ok}(t)$ деп белгілейік. $S_{ok}(t)$ сейсмотрассаларында тіркелетін шағылған толқындар $x \neq 0$ сейсмотрассалардан ерекшеленеді (бір еселі толқындар сәулелерінің траекториясы түсу толқын сәулесінің траекториясымен сәйкес болады, яғни көзден шыққан сәуле көзден шекараға дейін және керісінше бірдей жолмен оған қайта оралады). Осылайша, барлық бір еселі толқындар шағылдырғыш шекараға толқындардың нормальмен құлаған жағдайында туады. Егер $S_{ok}(t)$ сейсмограммасы арқылы бір еселі толқындарды бөліп,

олардың пайда болуының $t_{1k}, t_{2k}, ... t_{ik}$ бірінші уақыт моменттерін анықтауға болатын болса, онда сәйкесінше шекараларға дейін эхотереңдіктерді келесі өрнекпен біле аламыз:

$$H_k = \frac{v_{орта} \cdot t_{ik}}{2},$$

мұндағы $v_{орта} - k$ шағылдырғыш шекараның үстіндегі ортаның орта жылдамдығы.

Шағылған толқындар импульстерінің амплитудалары шағылу коэффициенттеріне тәуелді болады: егер сигнал амплитудасы өзгерсе, онда үстінде жатқан тау жыныстарының физикалық қасиеттері өзгереді.

Тік бұрышты координата жүйесіндегі көлденең осьпен бақылау нүктелерін, ал тік осьпен – $S_{ok}(t)$ сейсмотрассалары тұрзызылған сейсмограмма шағылдырғыш шекаралары туралы толық ақпаратты бере алады. Бірақ $S_{ok}(t)$ және t_0 сейсмотрассаларда бір еселі толқындардан басқа көптеген көп еселі толқындар бақыланады. Олардың көлемі шағылдырғыш шекаралар саны жоғарылаған сайын күрт өседі. Осы себептен терең шекаралардан шағылатын бір еселі толқындарды жалпы толқындық өрістен бөлу өте қиын болады: неғұрлым бір еселі толқынның тіркеу уақыты үлкен болса, соғұрлым жаңа көп еселі толқындардың саны өседі. Әр жағдайда бұл толқындар арасынан бір еселі толқындарды бөлуге мүмкіндік болмайды.

$S_{ok}(t)$ сейсмотрассадан белгілі бір жолмен барлық көп еселі толқындар жойылған деп санайық. Осындай жағдайда жаңа сейсмикалық бейне зерттелетін қиманы толық сипаттайды (бір еселі толқындардың бірінші пайда болуының уақыты мен олардың амплитудалары анықталған болатын еді). Бір еселі толқындардың бірінші пайда болуының уақыты мен олардың қарқындылығы $S_{ok}(t)$ нақты сейсмотрассамен бірдей, өзгермеген, ал еселі толқындар толығымен жойылған $F_0(t)$ сейсмотрассаны тұрғызуға болады, егер көптеген өңдеу процедураларын іске асырсақ.

1.29-суретте $S_o(t)$ сейсмограмманың алғашқы сейсмикалық бейнесі мен одан көп еселі толқындарды жойғаннан кейін $F_0(t)$ сейсмограммасы көрсетілген. ЖТН сейсмограммасын $F_0(t)$ сейсмограммаға түрлендіру операциясын келесі мысалдармен қарастырайық. Профильдің кез келген нүктесінде N ($S_1(t), S_2(t), ...S_N(t)$) ЖТН сейсмотрассалары берілген болсын. Олар $x_1 \le x_2 \le x_N$ көз-тіркеуіш арақашықтарына сай. $x_1 \neq 0$, яғни $S_0(t)$ сейсмотрассалар жоқ (1.30, а-сурет).

Сейсмограммада тек қана бір шағылған толқын бақыланатын болсын. Толқындардың бірінші пайда болу уақыттары (1.37) өрнегіне сай ЖТН годографымен анықталады:

$$t_{11}(x) = \sqrt{t^2{}_{01} + \frac{x^2}{v_1^2}} = t_{01} + \Delta t_k(x),$$

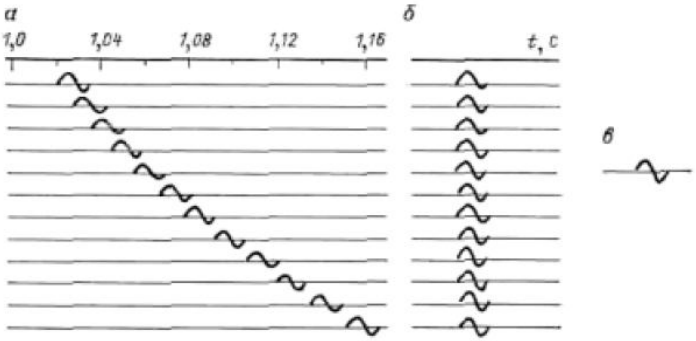
мұндағы t_{01} – $x = 0$ тең болғандағы осы толқынның келу уақыты (яғни $S_{ok}(t)$ сейсмотрассадағы толқынның келу уақыты); v_1 – $м/с$ -пен өлшенетін тұрақты шама.



1.29-сурет. $S_0(t)$ ЖТН сейсмограммасы (а) мен $F_0(t)$ бір еселі толқындар сейсмограммасы *(б)*

$S_{11}(t)$ сейсмотрассадағы бір еселі толқынның бірінші пайда болуының уақытын t_{11} деп белгілейік. Осы толқынның $S_{01}(t)$ сейсмотрассадағы уақыты

$$t_{01} = \sqrt{t_{11} - \frac{x^2}{v^2_1}} \ .$$



1.30-сурет. ЖТН сумматрассаны тұрғызу: *а – алғашқы* $S_k(t)$ *сейсмотрассалары; б – белгілі* $v = 3000$ *м/с нақты жылдамдықпен есептелген сейсмотрассалар; в – қосудың нәтижесі*

v_1 белгілі деп санағанда t_{01}-ді анықтап, $S'_k(t)$ сейсмотрассадағы импульсті $S_0{}'(t)$ қосымша сейсмотрассаға көшіреміз. Осылайша, t_{01} уақытты барлық ЖТН сейсмограмманың құрамындағы N сейсмотрассалар үшін анықтап, импульстерді қосымша сейсмотрассаға көшіруге болады. Осы барлық импульстердің басталу уақыты бірдей, бірақ әртүрлі амплитудалары болуы мүмкін. Осылайша, N қосымша $S_0(t)$ сейсмотрассаларды тұрғызамыз: $S^1{}_0(t)$, $S^2{}_0(t)$, ... $S^N{}_0(t)$ (1.32, б-сурет). Әр сейсмотрассаның пайда болу уақыты мен толқын импульсінің пішіні $S_0(t)$ трассамен бірдей, бірақ амплитудасы нақты трассаның амплитудасынан ерекшеленеді.

N қосымша трассалардан $F_0(t)$ суммотрассаны былай жасайық: барлық қосымша сейсмотрассаларды қосып, оларды N-ға бөлеміз. Осындай синфаздық қосуда $F_0(t)$ суммотрассадағы

импульстің пішіні алғашқы ЖТН сейсмотрассалардағы сияқты, ал оның амплитудасы орта амплитудаға тең болады (1.32, в-сурет).

v_1-дің орнына v_{11} жылдамдық берілген болсын деп санайық $(v_1 \le v_{11})$. $S_1(t)$ трасса көмегімен $S_0(t)$ сейсмотрассадағы болжап отырған толқынның пайда болу уақытын анықтайық:

$$t_{01}(v_{11}, x_1) = \sqrt{t^2{}_{11} - \frac{x_1{}^2}{v^2{}_{11}}} = \sqrt{t^2{}_{01} + x^2{}_1\left(\frac{1}{v^2{}_1} - \frac{1}{v^2{}_{11}}\right)}.$$

$S_1(t)$ сейсмотрассадағы импульсті ол $t_{01}(v_{11}, x_1)$ уақыт моментінде басталатындай $F_0(t)$ сейсмотрассаға көшірейік. $S_2(t)$ толқынның $F_0(t)$ сейсмотрассадағы бірінші басталу уақытын анықтау үшін келесі өрнекті қолданамыз:

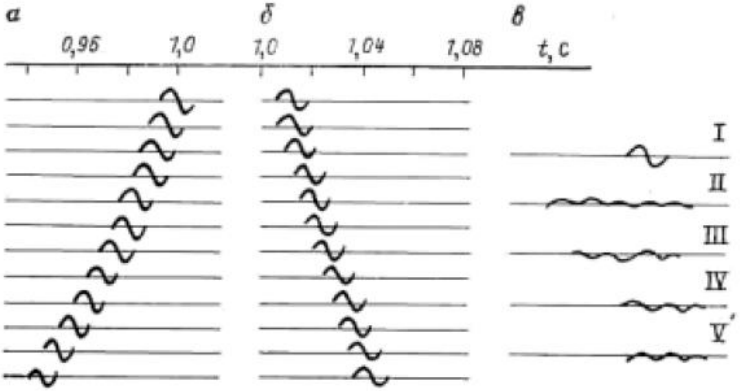
$$t_{02}(v_{11}, x_2) = \sqrt{t^2{}_{01} + x^2{}_2\left(\frac{1}{v^2{}_1} - \frac{1}{v^2{}_{11}}\right)}.$$

$S_2(t)$ сейсмотрассадағы импульсті ол $t_{02}(v_{11}, x)$ уақыт моментінде басталатындай $F_0(t)$ сейсмотрассаға көшірейік. Басқа ЖТН сейсмотрассалар бойынша t_{0i} уақытты аналогиялық анықтап, әр сейсмотрассадағы импульсті табылған t_{0i} уақыттарда басталатындай $F_0(t)$ сейсмотрассаға көшіреміз.

Бірдей уақыттағы импульстер мәндерін қосып, N-ға бөлейік. $v_{11} < v_1$ болғандықтан, табылған барлық $t_{0i}(v_{11}, x)$ ерекшеленеді және t_{01} уақытқа тең болмайды. $F_0(t)$ сейсмотрассада t_{01}-ді анықтаудың дұрыстығы x және v_{11}-ге тәуелді:

$$\Delta t(v_{11}, x_k) = t_{01}(v_{11}, x_k) - t_{01} = \sqrt{t^2{}_{01} + x^2{}_k\left(\frac{1}{v^2{}_1} - \frac{1}{v^2{}_{11}}\right)}. \quad (1.59)$$

(1.59) өрнектен неғұрлым x және $v_1 - v_{11}$, соғұрлым Δt-де өседі. 1.31-суретте ЖТН сейсмотрассаларын тұрғызудың мысалдары көрсетілген.



1.31-сурет. Жылдамдықтар әртүрлі болған жағдайда ЖТН суммотрассаларын тұрғызу мысалдары (алғашқы сейсмотрассалар 1.30-суретте көрсетілген)

а – $v_{11} = 2500$ *м/с болғандағы қосымша сейсмотрассалар;*

б – $v_{11} = 3500$ *м/с болғандағы қосымша сейсмотрассалар;*

в – қосудың нәтижелері: I – $v_{11} = 3000$ *м/с, II* – $v_{11} = 2500$ *м/с;*

III – $v_{11} = 2700$ *м/с, IV*– $v_{11} = 3250$ *м/с, V* – $v_{11} = 3500$ *м/с*

v_{11} v_1-ге тең болмаған жағдайда импульстер бір-бірін толықтырады.

Қарастырылған операцияны ЖТН тәсілі бойынша қосу деп атайды.

1.33-суреттен көріп отырғандай, ЖТН тәсілі бойынша қосу операциясы көмегімен интерпретатор екі мақсатты шеше алады:

1) толқынның пайда болу t_0 уақытын анықтайды;

2) қызықты толқын импульсінің пішінін анықтайды (оның қарқындылығы $S_0(t)$ сейсмотрассаның қарқындылығына тең), ал кедергілердің қарқындылығы біраз азаяды.

Толқын амплитудасы қалай азайғанының шамасын анықтау үшін, бір сейсмотрасса амплитудасын қосу нәтижесінде анықталған сейсмотрассаның амплитудасына қатынасын есептейміз. Қосудың нәтижесіндегі импульстің амплитудасы минималды болады, егер $F_0(t)$ сейсмотрассадағы қосылатын

импульстер арасындағы ығысулар $T_k / 2$-мен (мұндағы T_k – алғашқы ЖТН сейсмотрассасындағы толқын импульсінің көрінетін периоды) салыстырмалы болса. Бірақ осыдан кедергілерді тиімді жоюға болады, егер x_N келесі шартты қанағаттандыратын болса:

$$\sqrt{t^2{}_0 + \frac{x^2{}_N}{v^2}} - t_0 \geq T_k, \quad x_N \geq v \cdot \sqrt{2T_k \cdot t_0}\,. \qquad (1.60)$$

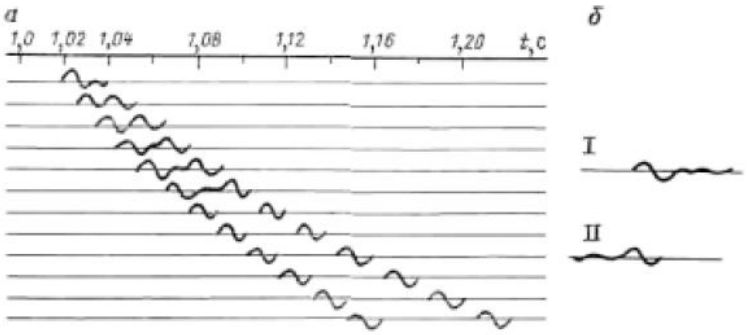
Жоғарыда қарастырылған мысал келесі өте маңызды нәтиже жасауға мүмкіндік береді. $F_0(t)$ суммотрассадағы импульстің амплитудасы максималды болады, егер өзгерте отырып таңдалған v_1 мәні дұрыс болса. Осылайша, $F_0(t)$ сейсмотрассаның динамикалық параметрлеріне негізделіп жылдамдықтарды анықтауға болатынын бақылап отырмыз. Осындай мақсатты шешу ***ЖТН мәліметтері арқылы жылдамдықты талдаудың*** негізін құрайды.

Жоғарыда көрсетілген әдіспен барлық кедергілерді жоюға болатын еді, егер бір еселі және көп еселі толқындар ЖТН сейсмограммасында $t_{01}, t_{02}, ...t_{0k}$ уақыттарда жеке басталатын болса. Бірақ нақты сейсмограммада бұл толқындар интерференцияланады (бір-біріне қосылады). Бір толқындарды қалдырып, басқаларын жоюға болады, егер олардың годографтары $v_{ЖТН}$ жылдамдығы бойынша ерекшеленсе. Егер әртүрлі годографтар үшін $v_1, v_2, ...v_k$ параметрлері бір-біріне жақын болса, онда ЖТН әдісі арқылы қосу процедурасы көмегімен кедергілерді де, толқындармен пайдалы сигналдарды да біркелкі жоямыз немесе олар өзгеріссіз қалады.

Мысалы, орта жылдамдықтың $S_0(t)$ сейсмотрассадағы толқынның t_0 келу уақытына тәуелділігі анықталған болсын. Осындай ақпараттарды ***ұңғымалардағы сейсмокаратаж*** жұмыстарын өткізгенде алуға болады. Бірақ годографтың теңдеуіне орта жылдамдық емес, $v_{эф}$ эффективті, немесе

толқын бір еселі болса $\frac{v_{эф}}{cos\varphi}$, немесе толқын m-еселі болса – $\frac{v_{эф}}{cosm\varphi}$ жылдамдықтар кіреді, мұндағы φ – шекара еңкеюінің бұрышы; $v_{эф}$ – шекара үстіндегі қабаттың эффективті жылдамдығы. Осы себептен ЖТН әдісі бойынша қосу процесінде қолданатын жылдамдықты эффективті демей, $v_{ЖТН}$ немесе қосудағы жылдамдығы деп айтады және де барлық жағдайда $v_{ЖТН} > v_{орта}$. Шекараның азғантай еңкеюінде (егер $\cos\varphi \approx 1$ болса) $v(t_0)$ графигін $v_{эф}(t_0)$ графигіне жуық қолдануға болады. Үлкен еңкею бұрыштарында (мысалы, $\varphi = 30^\circ$ болғанда), бір еселі толқындардың $v_{ЖТН}$ жылдамдығы 13,5 % $v_{эф}$-тен жоғары, ал екі еселі толқыны үшін – екі есе жоғары болады.

Егер $S_0(t)$ сейсмотрассадағы бір еселі толқынның басталу уақыты t_0 болса, онда осы шекарада пайда болған екі еселі толқынның басталу уақыты $2t_0$ болады. Бірақ бұл толқын $v_{эф}(t_0)$ жылдамдығымен қабатты екі рет өтті. Осылайша, егер t_0-да басталған бір еселі толқын $v_{эф}(t_0)$ жылдамдықпен анықталса, онда $2t_0$-да басталатын екі еселі толқын да осы жылдамдықпен анықталуы қажет. Егер тереңдік өскен сайын (басқаша айтқанда t_0 өскен сайын) $v_{эф}(t_0)$ жоғарыласа, онда екі еселі толқындарды қосу жолымен (білетініміздей, олар үшін $v_{ЖТН} = v_{эф}(t_0/2)$) жоюға болады. Бір еселі толқынның амплитудасы өзгермейді. Бірақ шекараның еңкею бұрышы өскен сайын көп еселі толқындарды жоюға мүмкіндік болмайды. Мысалы, бір еселі және екі еселі толқындардың басталу уақыты бірдей болсын. Осындай жағдайдағы сейсмограмманың түрі 1.32-суретте көрсетілген.



1.32-сурет. ЖТН арқылы қосу процесі көмегімен көп еселі толқындарды жоюдың мысалы

а – $v_{эф}1 = 3000 м/с$ *және* $v_{эф}2 = 2500 м/с$ *жылдамдықтарымен екі толқындар бақыланатын* $S_k(t)$ *алғашқы сейсмограммасы; б – қосудың нәтижесі: I –* $v_1 = 3000 м/с$, *II –* $v_1 = 2500 м/с$

Нақты ЖТН сейсмотрассаларда кез келген толқынның импульсін бөліп, $S_k(t)$ сейсмотрассадағы оның t_{1k} басталу уақытын тауып, оны толығымен $F_0(t)$ сейсмотрассаға орналастыра алмаймыз, себебі осы сейсмотрассаның әр уақытында көптеген толқындар интерференциясының нәтижесі тіркеледі. Сондықтан кез келген Δt уақыттық қадаммен алынған есептермен жұмыс істейді. Осы жағдайда $S_k(t)$-нің әр есепті үшін кинематикалық түзетуді тауып, бұл есептті $F_0(t)$ сейсмотрассадағы $t_{0n} = t_n - \Delta tk(xk, N)$ нүктесіне орналастыру қажет. $t_n + \Delta t$ келесі есепті үшін оған сай түзетуді тауып, операцияны қайталайды. Жылдамдықтың мәнін $v_{эф}(t_0)$ қисығынан таңдайды. Бұл график байсалды өзгеретіндіктен, ал $\Delta t_k << t_{0n}$ болғандықтан $v_{эф}(t_n) = v_{эф}(t_0)$ деп санауға болады. Қарастырылған операцияларды бүкіл трасса бойымен қайталайды. Әдетте, жазудың орта ұзақтығы 6 *с*, $\Delta t = 2$ *мм*, осылайша әр сейсмотрассада 3000 кинематикалық түзетулерді

есептеу қажет болады. ЖТН сейсмотрассалар саны бақылаудың еселігіне тең және 12-ден 48-ге дейін өзгереді. Осылайша, бір бақылау нүктеде 48-3000 кинематикалық түзетулерді есептеп, 48-3000 қосуларды іске асырып, жылдамдықтың бір варианты үшін бір $F_0(t)$ сейсмотрассаны аламыз. Әдетте, профильдегі бақылау нүктелерді 50 м қадаммен орналастырады, яғни профильдің 1 км-не 20 бақылау нүктесі келеді.

ЖТН мәліметтерінің өңдеу процесі қарастырылған операциялармен шектелмейді. ЖТН әдісі арқылы қосудың алдында аз жылдамдықтар зонасы (АЖЗ) үшін түзетулерді енгізіп, барлық бақылау нүктелерді бір деңгейге келтіреді. Тек қана осы жағдайда ЖТН годографының пішіні кинематикалық түзетулерді енгізуге ыңғайлы болады. АЖЗ үшін түзетулердің (статикалық) дұрыс еместігі ЖТН пайдалы толқындарын фаза бойынша қосуға мүмкіндік бермейді.

Кинематикалық түзетулерді нақты анықтауда жазудың әр интервалы үшін $v_{ЖТН}(t_0)$ іріктеп алады. Бұл процедура көмегімен $v_{эф}(t_0)$ қисығын нақтылай аламыз. Егер бақылаулар қасында ешқандай тіректі ұңғыма жоқ болса, онда $v_{эф}(t_0)$ қисығы ерекше болуы мүмкін. Осындай жағдайда жылдамдықты талдау міндетті түрде жасалынады.

Жоғарыда қарастырғандай, $F_0(t)$ сейсмотрассадағы шағылған толқындар импульстерінің амплитудалары шағылу коэффициенттері туралы ақпараттарды анықтайды. Бірақ бұл ақпараттар геометриялық тарау факторымен бұрмаланады: шағылған толқынның амплитудасы шекараға дейін тереңдік өскен сайын азаяды. $F_0(t)$ сейсмотрассадағы бір еселі толқындардың сәулелер траекторияларының ерекшеліктері геометриялық тарауды ескертуге және шағылған толқынның динамикасына оның әсерін алып тастауға көмектеседі. Бұл үшін $F_0(t)$ сейсмотрассаны $t \cdot v_{эф}(t_0)$ функцияға көбейтсек жеткілікті. $\Phi_{0k}(t) = F_0 \cdot (t)t \cdot v_{эф}(t_0)$ сейсмотрассалары шағылған толқындардың нақты амплитудаларын анықтай алады және әртүрлі шекара-

лардағы шағылу коэффициенттері арасындағы қатынастарын бағалауға көмектеседі.

Тереңдік бойынша және планда шағылған толқындар динамикасын зерттеуде $\Phi_{0k}(t)$ сейсмотрассаларын пайдалану үшін, әр пункттегі импульстердің пішіні және қарқындылығы бойынша ерекшеліктерін ескеріп, барлық сейсмотрассаларды бірдей стандартты қоздыру импульсінің пішініне келтіру қажет.

Осындай тегістеуді іске асыру үшін арнайы өңдеудің процедураларын қолданады.

Жиі қиманы тереңдік бойынша ажырату деңгейінің маңызы да зор болады. Осындай жағдайда сейсмотрассаларды өңдегенде қоздыру импульсінің спектрі кеңейеді, ал ұзақтығы азаяды. Осындай операцияны ***кері сүзгілеу*** деп атайды. t_0 сейсмотрасса секілді $\Phi_{0k}(t)$ немесе $F_0 \cdot (t)$ сейсмотрассалар жиынтығын ***сейсмикалық уақыттық қима*** деп атайды. Осындай қимада негізгі шағылдырғыш шекаралар, олардың конфигурациясы, қабаттардың серпімді қасиеттерінің түс бойынша ерекшелену дәрежесі анық көрінеді. Бірақ сейсмикалық қима ***тереңдік қимамен*** сәйкес келмейді. Тереңдік қимада вертикаль бойымен өлшенген бақылау нүкте мен шағылдырғыш беткей арасындағы қашықтықты шекараның тереңдігі деп санайды.

Сейсмикалық қимада нақты тереңдіктер емес, эхотереңдіктер көрсетіледі.

Уақыттық сейсмикалық қималарды өңдеудің соңғы кезеңінде ***миграция*** операциясын өткізеді. Бұл өте күрделі және іске асыруға өте қиын математикалық өңдеудің бір түрі. Оның нәтижесінде тереңдік сейсмикалық қима тұрғызады. Осындай қимада ерекше динамикалық сипаттамаларымен шағылған толқындар нақты тереңдіктерде орналастырылған болады.

ЖТН әдісінің нәтижелерін толығымен өңдегеннен кейін интерпретатордың қолында келесі мәліметтер болады:

1. Барлық зерттелетін аудан бойынша шағылдырғыш беткейлер айқын бақыланатын тереңдік қималардың жиынтығы.

2. Профильдердегі барлық бақылау нүктелерінде жылдамдылық талдау нәтижесінде анықталған эффективті жылдамдықтардың мәндері.

3. Әр шекаралар аралығында (1.51) өрнегі арқылы есептелген аралық жылдамдықтардың мәндері.

4. Әр шекаралар арасында есептелген жұтылу коэффициенттерінің мәндері.

5. Шағылған толқындар амплитудаларының мәндері (шартты бірліктерде көрсетілген) немесе шартты шағылу коэффициенттері.

Осы деректерді қолдана отырып, шағылдырғыш шекараға дейін тереңдікке немесе зерттеленетін ауданда бақылау нүктесінің орнына тәуелді эффективті және аралық жылдамдықтар қалай өзгеретінін анықтауға болады. Айтылған сейсмикалық параметрлердің тереңдік бойынша немесе планда таралуы және оларды ұңғымалық зерттеулер нәтижелері мен геологиялық негіздермен салыстыру процесі ***геологиялық қиманы болжаудың*** негізін құрайды. Осындай кешендік талдау процесінде сейсмикалық сипаттамаларды таужыныстардың құрамы, құрылысы, шөгінділер жиналудың жағдайлары, шөгінділер өзгеруінің түрі және аудан дамуының тарихын анықтау үшін қолданады. Мұнай мен газды іздегенде бұл тәсіл негізгі болып табылады, себебі оның көмегімен көмірсутектер жиналудың аралықтары мен шоғырдың контурын анықтауға болады.

Бақылау сұрақтары:

1. Сейсмикалық барлаудың физикалық негіздері мен әдіс түрлері.
2. Тау жыныстардың серпімділік қасиеттері.
3. Сейсмикалық әдістердің далалық әдістемесі мен техникасы.
4. Сейсмикалық барлауда қолданатын аспаптар мен жабдықтар.
5. Сейсмикалық барлау деректерін өңдеу тәсілдері.
6. Сейсмикалық барлау деректерінің интерпретациясы.
7. Сейсмикалық барлауды қолдану салалары.

2. ГРАВИБАРЛАУ

Гравибарлау – бұл гравиметриялық немесе гравитациялық барлаудың қысқаша атауы. Гравибарлау Жердің жоғарғы қабаттарының геологиялық құрылысын зерттеуге және пайдалы қазба кенорындарын іздеуге арналған геофизикалық әдістердің бірі болып саналады.

Гравибарлау әдісі И. Ньютонның заңы бойынша, таужыныстар массалары тудыратын тартылыс өрісін зерттеуге негізделген. Жер бетінде осы өріс Жердің өз осі арқылы айналуынан пайда болатын центрден тепкіш күшімен қосылып, ауырлық күші (гравитациялық) өрісін қоздырады. Гравиметрия әдісін барлау осы жиынтық өрісті өлшеу арқылы, ауданның геологиялық құрылысын анықтауға мүмкіндік береді. Ауырлық күшінің жер бетінде таралуын және гравитациялық өрістің элементтерін зерттеуге негізделген білім саласын гравиметрия деп атайды (грек тілінде $gravis$ – ауыр, $\mu\varepsilon\tau\rho\varepsilon\omega$ – өлшеймін).

Гравиметрияның маңызы тек қана гравиметриялық барлау саласымен шектелмейді. Оның Жердің сыртқы пішінін зерттеуде де маңызы зор (мысалы, Жердің сығылуын анықтау, т. б.), яғни жоғары геодезияның негізгі мақсаттарын шешуде, бұл әдістің орны айрықша.

Кез-келген дене мен Жер арасындағы тартылыс күшін **ауырлық күші** деп атайды. Ауырлық күшінің өлшем бірлігі – дина (1 дина – 1 гр массаны 1 сек ішінде 1 см-ге жылжыту үшін берілетін үдеу). Бірақ көп жағдайда ауырлық күші g еркін түсу үдеумен өлшенеді. Соңғы кезде үдеудің өлшем бірлігін, ауырлық күшін алғаш өлшеген ғалым Г. Галилейдің (1564–1642) құрметіне Гал деп атайтын болды; $0{,}001$ Гал $=1$ *мгл* (миллигал). Осылайша, егер тартылатын дене массасы 1 гр болса, онда динамен өлшенетін ауырлық күшінің сандық мәні Галмен өлшенетін үдеуге тең.

Ауырлық күші үдеуін анықтау үшін Галилей өзі ашқан қатты дененің түсу заңын пайдаланды. Бұл заңға сай, еркін түскен дененің жолы бірінші секундтағы ауырлық күші үдеуінің жартысына тең. Сол замандағы өлшеу техникасы

жетілмегендіктен және басқа да кемшіліктерге байланысты Галилей есептеген ауырлық күші мәнінің дәлдігі жоғары болмады.

Галилейдің әдісімен салыстырғанда ауырлық күші үдеуін өлшеуге математикалық маятникті қолдануға ыңғайлы болды. Математикалық маятник дегеніміз – бұл салмақсыз жіпке ілінген өте ауыр материалдық нүкте. Маятниктің T тербеліс периоды оның ұзындығына l тура пропорционал, ал ауырлық күші үдеуіне g кері пропорционал болады (Томсон теңдеуі)

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{\ell}{g}}.$$

Математикалық маятниктің периоды деп тербеліс кезіндегі оның екі шеткі нүктелер немесе екі тепе-теңдіктер арасындағы уақыт айырмасын алады.

(1.1) өрнегін физикалық маятникке де қолдануға болады, бірақ ол үшін **келтірілген ұзындықты** пайдаланған дұрыс:

$$l = \frac{J}{aM},$$

мұндағы J – айналу осіне қатысты дененің инерция моменті, а – айналу осінен маятниктің ауырлық центріне дейінгі қашықтық, M – маятник массасы. Маятниктің келтірілген l ұзындығын анықтау қиынға соғады, сондықтан ауырлық күші үдеуін өлшеген алғашқы зерттеушілер математикалық маятникке максималды ұқсайтын аспаптарды қолдануға ұмтылды.

Алғашқы кездегі өлшеулер ауырлық күші үдеуінің абсолютті мәнін анықтау үшін жасалған, өйткені жер бетінің әрбір нүктесінде ауырлық күші үдеуінің мәні бірдей болады деп саналған. Жер бетіндегі ауырлық күші мәнінің бірдей еместігі алғаш рет 1672 ж. дәлелденді. 1743 ж. Клеро «Жер пішінінің теориясы» атаулы еңбегінде ауырлық күшін Жер пішінін анықтау үшін қолдануға болатынын көрсетті. Осы мәселеге астрономия мен геодезия мамандары қызығушылық білдірді. Ауырлық күші үдеуін жер бетінде өлшей бастады. Жер пішінін анықтауда Лаплас пен М.В. Ломоносов зор үлес қосты.

Кейіннен, маятник тербелістері туралы теорияның дамуына байланысты бақылау әдістері де өзгерді. Жоғарғы дәлдікпен өлшеу үшін бақылау қателіктерінің көздерін табуға және маятник ұзындығы немесе оның тербеліс периодының өзгеруіне әсер ететін әртүрлі себептерді (мысалы, сыртқы ауаның әсері, температура өзгеруі, т. б.) ескеруге тура келді. Сонымен бірге, маятник пен қосымша аспаптардың құрылысы да өзгертілді.

Маятник тербелісіне сыртқы ауаның әсерін И. Ньютон зерттеген. Ол әртүрлі материалдардан жасалған маятниктердің түрлі сұйықтардағы тербелістерін зерттеп, амплитуда өзгерісінен айтарлықтай әсерді таба алмады. Кез-келген сұйық затта болып жатқан тербелістер үшін, маятник сығып шығаратын ауаның салмағына түзетуді И. Ньютон бірінші енгізген.

XIII ғасырдың ортасында маятниктің жаңа түрі пайда болды. Маятниктегі қыспақтың орнына призманы қолданып, жіпті оның бас жағына бекітіп болды. Бұл өзгеріс маятник ұзындығын дәлірек өлшеуге мүмкіндік берді. Бірақ шешілетін мәселелер көбейген сайын, ауырлық күші үдеуін өлшеу дәлдігін көтеруге талап қойылды. Жер шарының әр бөліктерінде бір-бірінен тәуелсіз және бір уақытта бірнеше ғалымдар айнымалы маятникті ұсынды. **Айнымалы маятник** дегеніміз – екі математикалық маятниктер жиынтығы. Олардың арасындағы қашықтықты және желінің ұзындығын өзгерте отырып, екі маятник біраз уақыт ішінде бірдей периодпен тербелетін жағдайды туғызады. Сонда, екі жіптің арақашықтығы айнымалы маятниктің келтірілген ұзындығы болып саналды. XIX ғасырдың ортасында айнымалы маятниктерге негізделе отырып, жаңа аспаптар құрылды.

XIX ғасырдың ортасынан бастап гравиметриялық зерттеулер қарқынды дамыды. Алынған нәтижелерге сүйене отырып, Стокс Жердің сыртқы пішінін анықтайтын теореманың негізін ұсынды.

Осы кезде изостазия теориясы, яғни Жер қыртысының тепе-теңдік теориясы ашылды. Сөйтіп, гравиметриялық зерттеулерді Жердің үлкен тереңдіктегі бөлігін зерттеу үшін де пайдалануға мүмкіндік туды.

1876 ж. Гельмерттің «Жоғары геодезияның математикалық және физикалық негіздері» арнаулы еңбегі жарық көрді. Бұл жұмыста гравиметриялық өлшеулерге сүйеніп, Жердің пішінін анықтауға болатыны және ауырлық күшке Жердегі полюс сығылуының әсері жоғары болатыны дәлелденді.

XIX ғасырда ауырлық күшінің тек абсолюттік мәндерін өлшейтін, бірақ оларды іске асыруға қиын болғандықтан, салыстырмалы өлшеулерді (2 нүктедегі ауырлық күшінің айырмасы) жасауға мүмкіндік беретін аспаптардың шығуы, жер бетінде ауырлық күшін өлшеу жұмыстарын бірнеше есеге жеңілдетіп, аумағын кеңейтті. Ауырлық күшінің салыстырмалы өлшеулерін жүргізу үшін, ауырлық күшінің қандай болса да, әйтеуір бір абсолютті мәнін дәл білуіміз керек. Сондықтан, 1894 жылдан бастап 1904 жылға дейін Потсдам қаласының қасында 5 айнымалы маятниктер көмегімен 9,8 м/с^2 тең ауырлық күшінің эталонды абсолютті мәні анықталды. Біз оны еркін түсу үдеуі ретінде білеміз.

1896 жылда Этвеш гравитациялық вариометр аспабын ұсынды. Бұл аспап көмегімен гравитациялық өріс элементтерінің (ауырлық күші потенциалының екінші туындыларының) салыстырмалы мәндерін алуға болды. Сонымен қатар, Этвеш алғаш рет аномалия қисық сызықтарын Жер қойнауындағы гравитациялық өрісті тудыратын геологиялық объектілермен байланыстыруға болатынын дәлелдеді. Бұл гравиметрия көмегімен шешетін мақсаттардың шеңберін кеңейтуге мүмкіндігін берді.

Осы уақыттан бастап гравибарлау әдісі кеңінен дами бастады. XX ғасырдың басында орыс ғалымы М. Слудский Мәскеу аумағында тік сызықтардың ауытқуы әдісі көмегімен осы ауытқуларды тудыратын Жер қойнауындағы геологиялық массалар мен олардың мөлшерін табуға болатынын көрсетті. Болжанған гравитациялық эффектілер практикалық мәліметтермен дәлелденді. Аталған өлшеулердің барлығы да вариометр аспабы көмегімен жасалынған. Тек, екінші әлемдік соғыстың алдында ғана вариометрдің орнына дәлдігі жоғары жаңа гравиметрлер пайда болды.

Кеңес үкіметі кезінде гравиметрия қарқынды дамыды. В.И. Ленинның бұйрығымен Курск магниттік аномалиясынан бастап, бүкіл Кеңес Одағы аумағында пайдалы қазба кен орындарын іздеу мақсатында геофизикалық әдістер жан-жақты пайдалана бастады. Кейіннен Донбасс және Каспий маңы ойпаттарында мұнай мен газ кенорындарын іздеуде гравиметриялық зерттеулерді кең қолданатын болды.

2.1. Теория және гравибарлаудың негіздері

2.1.1. Ауырлық күші мен еркін түсу удеуі

Жер бетінде орналасқан кез-келген нүктеге әсер ететін ауырлық күшін И. Ньютонның тартылыс және центрден тепкіш күштерінің векторлы қосындысы ретінде табуға болады.

Ньютонның тартылыс күші Жердің барлық заттарды өзіне тартуынан туындайды.

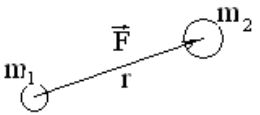
Бүкіл әлемдік тартылыс заңына сәйкес, m_1 және m_2 нүктелік массалары осы массалар көбейтіндісіне тура пропорционал және олардың арақашықтық квадратына кері пропорционал, яғни

$$F = G\frac{m_1 m_2}{r^2}, \qquad (2.1)$$

мұндағы G – гравитациялық тұрақты. СГС жүйесінде $G = 6{,}673 \cdot 10^{-8} см^3 / г \cdot с^2$, СИ жүйесінде $G = 6{,}67220(41) \cdot 10^{-11} Н(м^2 / кг^2)$.

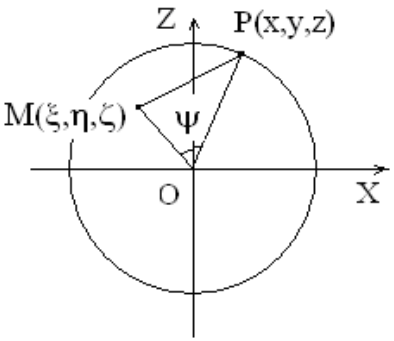
Бірлік массаға әсер ететін тартылыс күшін тартылыс өрісінің **кернеулігі** деп атайды және ол осы массаны қозғау үшін берілетін үдеуге тең. Тартылыс күші үдеуден тек қана өлшем бірлігімен ерекшеленеді.

Тартылыс күші – векторлық шама. Ол вектор бастайтын нүктеден өзіне тартатын нүктеге қарай бағытталған (2.1-сурет).



2.1-сурет. Материялық нүктелер арасында туындайтын тартылыс күші

Жер бетінде орналасқан x, y, z координаталарымен сипатталатын P нүктесін қарастырайық. Осы нүктедегі ауырлық күші мәнін анықтау үшін Жер қойнауында орналасқан (ξ, η, ζ) координаталарымен M нүктесін аламыз (2.2- сурет).



2.2-сурет. Р және М нүктелерінің жазықтықта орналасуы

Таңдалған нүктелер арақашықтығын r деп белгілейік. Жер және жазықтық центрлері бір нүктеде орналасқан, ал Z осі Жердің айналу осіне сәйкес болатын координата жүйесін таңдайық. Егер P нүктесінің массасы 1, ал M нүктесі – dm -ға тең болса, онда P нүктесіндегі тартылыс күші келесі түрде өрнектеледі:

$$F = G\frac{dm}{r^2}. \qquad (2.2)$$

Табылған F күшінің x, y, z бағыттардағы проекцияларын табайық. Дифференциалдық геометрияға сәйкес, вектордың әр бағыттағы проекциясын табу үшін, күш векторын оның бағыты мен координата осьтері жасайтын бұрыштың косинусына көбейтсек жеткілікті. Бұрыштар косинустарын келесі теңдеу арқылы табамыз:

$$\cos(F,x) = \frac{\xi - x}{r},\ \cos(F,y) = \frac{\eta - y}{r},\ \cos(F,z) = \frac{\zeta - z}{r}.$$

Олай болса, тартылыс күшінің әрбір координата осіне проекциясын төмендегідей анықтауға болады:

$$\mathrm{d}F_x = G\frac{dm}{r_2}\cdot\frac{\xi - x}{r},\ \mathrm{d}F_y = G\frac{dm}{r_2}\cdot\frac{\eta - y}{r},\ \mathrm{d}F_z = G\frac{dm}{r^2}\cdot\frac{\zeta - z}{r}. \quad (2.3)$$

Интегралдаудан кейін:

$$F_x = G\int\frac{\xi - x}{r^3}dm,\ F_y = G\int\frac{\eta - y}{r^3}dm,\ F_z = G\int\frac{\zeta - z}{r_3}dm. \quad (2.4)$$

Осылайша, (2.4) өрнектері тартылыс күшінің x, y, z бағыттарындағы проекцияларын сипаттайды.

Жер өзінің осі арқылы айналуына байланысты, Жер бетінде центрден тепкіш күш туындайды. Енді осы күшті қарастырайық. Физикада центрден тепкіш күш келесі өрнек арқылы анықталады:

$$C = \frac{v^2}{r_1},$$

мұндағы v – нүкте қозғалуының сызықтық жылдамдығы, r_1 – Z осінен P нүктеге дейін қашықтық.

Центрден тепкіш күштің x, y, z бағыттарына сәйкес проекцияларын табайық. Бұл үшін ортадан тепкіш күш векторын, оның бағыты мен әр координата осьтері жасайтын бұрыштың косинустарына көбейтеміз. Бұрыш косинусы былай анықталады:

$$\cos(c,x) = \frac{x}{r_1},\ \cos(c,y) = \frac{y}{r_1},\ \cos(c,z) = 0.$$

Сонымен, центрден тепкіш күштің әр бағытқа сәйкес проекциялары төмендегідей өрнектеледі:

$$C_x = \frac{v^2}{r}\cdot\frac{x}{r},\ C_y = \frac{v^2}{r_1}\cdot\frac{y}{r},\ C_z = 0.$$

Сызықтық және бұрыштық жылдамдықтар келесі өрнек арқылы өрнектеледі: $V = \omega r$. Олай болса, центрден тепкіш күш проекцияларын былай табамыз:

$$C_x = \omega^2 x,\ C_y = \omega^2 y. \quad (2.5)$$

(2.5) өрнектері центрден тепкіш күштің *x, y, z* бағыттарына сәйкес проекцияларын сипаттайды.

Жердің ауырлық күші – тартылыс және центрден тепкіш күштердің косындысы, сондықтан табылған өрнектер арқылы ауырлық күшінің x, y, z бағыттарына сәйкес проекцияларын анықтауға болады:

$$g_x = G\int \frac{\xi - x}{r^3} dm + \omega^2 x, \quad g_y = G\int \frac{\eta - y}{r^3} + \omega^2 y,$$

$$g_z = G\int \frac{\zeta - z}{r^3} dm. \qquad (1.6)$$

Ауырлық күші проекцияларының (2.6) теңдеулері W функциясының x, y, z бағыттарына сәйкес бірінші туындылары болып табылады. Интегралдау нәтижесінде W функциясын сипаттайтын өрнекті төмендегідей жазамыз:

$$W = G\int \frac{dm}{r} + \frac{1}{2}\omega^2 (x^2 + y^2). \qquad (2.7)$$

(2.7) өрнегін ескере отырып, (2.6) өрнектерді келесі түрде жазуға болады:

$$g_x = \frac{\partial W}{\partial x}, \quad g_y = \frac{\partial W}{\partial y}, \quad g_z = \frac{\partial W}{\partial z}. \qquad (2.8)$$

Табылған g_x, g_y, g_z функцияларын **ауырлық күші потенциалдары** деп атайды. Сонымен, математикалық түрлендрулерді шығару жолымен біз өте маңызды нәтижеге келдік: гравибарлауда ауырлық күшінің орнына, оның потенциалын пайдалануға болады. Ауырлық күші потенциалын төменде көрсетілген себептерден қолданады:

1) математикалық теңдеулерді қарапайым түрге келтіру үшін;

2) егер белгілі бір нүктеде үздіксіз функция немесе оның туындылары анықталған болса, онда осы функция мен оның туындыларын өрістің қандай болса да нүктесінде табуға болады. Осындай өрістерді **потенциалды** деп атайды. Осылайша, гравитациялық және магниттік өрістер потенциалды деп саналады, ал потенциалды өрістің негізгі сипаттамасы – потенциал болып табылады;

3) Ауырлық күшінде болмайтын потенциалдың өте маңызды қаситтері бар.

2.1.2. Гравитациялық потенциалдың касиеттері

Координаталары x, y, z болатын P нүктесін координаталары $(x+dx, y+dy, z+dz)$ болатын шексіз жақын жатқан P' нүктесіне орын ауыстыру керек болсын дейік. Онда ауырлық күші потенциалының dW өсімшесін былай анықтауға болады:

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x}dx + \frac{\partial W}{\partial y}dy + \frac{\partial W}{\partial z}dz\,. \qquad (2.9)$$

dx, dy, dz -ті табу үшін P және P' нүктелер арақашықтығын белгілі бұрыштар косинустарына көбейту қажет:

$$dx = ds\cos(s,x)\,,\ dy = ds\cos(s,y)\,,\ dz = ds\cos(s,z)\,. \qquad (2.10)$$

(2.8) және (2.10) өрнектерін бірге қарастыра отырып:

$$dW = ds\left[g_x\cos(s,x) + g_y\cos(s,y) + g_z c\cos(s,z)\right].$$

g_x, g_y, g_z шамаларын табу үшін ауырлық күші векторын ауырлық күші бағыты мен координата остері жасайтын бұрыштар косинустарына көбейтеміз, яғни

$$g_x = g\cos(g,x)\,,\ g_y = g\cos(g,y)\,,\ g_z = g\cos(g,z)\,. \qquad (2.11)$$

Сонда

$$dW = gds\left[cos(s,x)cos(g,x) + cos(s,y)cos(g,y) + cos(s,z)cos(g,z)\right] \qquad (2.12)$$

Квадрат жақшаның ішіндегі ауырлық күш векторы мен белгілі бір s бағыты жасайтын бұрыштың косинусы болып табылады, яғни

$$dW = gds\cos(g,s) \text{ немесе } \frac{dW}{ds} = g\cos(g,s)\,, \text{ немесе}$$

$$\frac{dW}{ds} = g_s\,, \qquad (2.13)$$

мұндағы g_s – ауырлық күші векторының s бағытына проекциясы.

Осылайша, ауырлық күші потенциалының бірінші маңызды қасиетін анықтадық: ауырлық күші потенциалы дегеніміз – **ауырлық күшінің белгілі бір *s* бағытына алынған проекциясы** (2.3-сурет).

(2.13) өрнегінен ауырлық күш потенциалының тағы бір қасиетін анықтауға болады: ауырлық күші потенциалы дегеніміз – бір нүктені басқа нүктеге ауыстыру үшін жасалынатын жұмыс, яғни

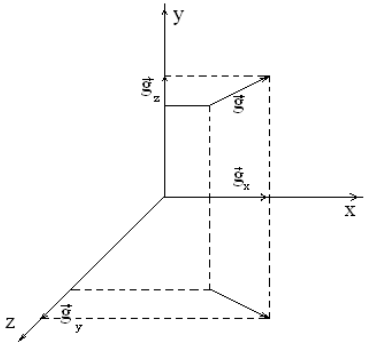
$$dW = g_s ds\,. \qquad (2.13^*)$$

(2.13^*) өрнегі үшін s орын ауыстырудың бағыты ауырлық күші векторына перпендикуляр болғандағы жағдайын қарастырайық, яғни осы екі вектор жасайтын бұрыш 90º-қа тең дейік. Онда $dW = 0$. Бұл теңдеудің шешімін табу үшін оны интегралдаймыз

$$W(x, y, z) = const\,. \qquad (2.14)$$

Соңғы теңдеу кез-келген бір беттің теңдеуі болып табылады. Осындай бет үшін келесі қасиеттерді анықтауға болады:

- ауырлық күш потенциалының мәні тұрақты;
- жасалынатын жұмыс 0-ге тең;
- ауырлық күші потенциалының векторы осы бетке нормальмен бағытталған;
- денгейлік беттердің саны шексіз және олар бір-бірімен ешқашан да қиылыспайды.



2.3-сурет. Ауырлық күші потенциалы

Айтылған қасиеттермен анықталатын бетті деңгейлік бет деп атайды. Const-ның бір мәнінде бұл бет тыныш қалпындағы теңіз немесе мұхит бетімен сәйкес келеді. Бұл бетті Жердің пішіні деп санап, **геоид** деп атайды. Геоид деген ұғымды И. Листинг 1873 ж. енгізген.

Мұхитта тыныш су бетімен сәйкес келетін геоид беті, құрлықта ауырлық күші векторы геоид бетіне нормальмен бағытталған болатындай жалғастырылады.

Біз қарастырған қасиеттерден басқа ауырлық күші потенциалы **гармоникалық қасиеттермен** де сипатталады:

1) Егер нүкте қоздырғыш массалар ішінде орналаса, онда ауырлық күшінің потенциалы Пуассон теңдеуіне сәйкес төмендегідей өрнектеледі:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 V}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}=-4\pi G\sigma. \qquad (2.15)$$

2) Егер нүкте қоздырғыш массалар сыртында орналаса, онда ауырлық күшінің потенциалы Лаплас теңдеуіне сәйкес төмендегідей өрнектеледі:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 V}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}=0. \qquad (2.16)$$

2.1.3. Ауырлық күші потенциалының екінші туындылары. Олардың физикалық және геометриялық мағыналары

Ауырлық күшінің үш бірінші туындылары оның әр координата остеріне проекциялары болып табылады. Олай болса, вертикаль бойымен алынған ауырлық күші потенциалы оның толық құраушысы болып табылады.

Төрт бұрышты координата жүйесін алайық. Z осін қандай болса да нүкте арқылы өтетін вертикаль сызықпен бағыттағанда xy жазықтығы осы нүктеде деңгейлік бетпен қиылысатын көлденең жазықтық болып табылады. x осі меридиан бойымен, $y-$ бірінші вертикальмен бағыттайық. Координата жүйесінің басталуындағы ауырлық күшінің толық құраушысы $g_z=\frac{\partial W}{\partial z}$.

Егер бұл шаманы x, y, z бағыттар арқылы дифференциалдасақ, онда

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x} = W_{xz}; \quad \frac{\partial g}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial y} = W_{xy}; \quad \frac{\partial g}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = W_{zz} . \quad (2.17)$$

Wxz және wxy x және y көлденең бағыттарында орын ауыстырғандағы g ауырлық күшінің өзгеруін көрсетеді, оларды **көлденең градиенттер** деп атайды. *Wzz* тік бағыттағы ауырлық күшінің өзгеруін көрсетеді. Оны ауырлық күшінің тік градиенті деп атайды. Ауырлық күшінің жетінші туындысы

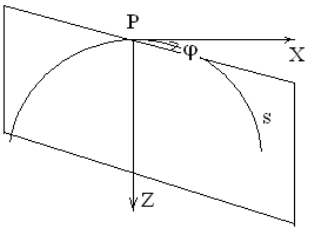
$$\frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = W\Delta .$$

Потенциалдың екінші туындыларының физикалық және геометриялық мағыналарын қарастырайық:

1) Физикалық мағына

Ауырлық күшінің екінші туындылырын потенциалдың әр координата остері алынған градиенті ретінде қарастыруға болады. **Градиент** – қандай болса да нүктенің орын ауыстырғандағы ауырлық күші өзгеруінің жылдамдығы. Ауырлық күшінің көлденең градиенттері – $W_{xx}, W_{yy}, W_{xy}, W_{\Delta}$. W_{xx}, W_{yy} градиенттердің геометриялық қосындысы толық көлденең градиентті береді.

2) Геометриялық мағына. Ол үшін $W(x, y, z) = C$ теңдеумен анықталатын s деңгейлік бетті қарастырайық.



2.4-сурет. Ауырлық күші потенциалының екінші туындыларының геометриялық мағынасы

РХУ жазықтығы s деңгейлік бетке Р нүкте арқылы жанама жүргізілген (1.4-сурет). Z осі деңгейлік бетке нормальмен бағытталған. Осы нормаль бойымен жазықтықты жүргізгенде деңгейлік беттің **нормальдық қимасын** аламыз. Нормалдық қима және PXZ жазықтықтары жасайтын бұрышты φ деп анықтайық. Дифференциалды геометриядан, егер нормальдық қима PXZ жазықтықпен φ бұрыш жасаса, онда белгілі нүктеден өтетін деңгейлік бет қисықтығын былай есептеуге болады

$$\frac{1}{\rho_\varphi} = r\cos^2\varphi + 2s\cos\varphi\sin\varphi + t\sin^2\varphi\,, \qquad (2.18)$$

мұндағы $\frac{1}{\rho_\varphi}$ – деңгейлік бет қисықтығының радиусы,

$$r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}, s = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}, t = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}.$$

Егер кез-келген нүкте деңгейлік бетпен тек қана бір рет z нүктесінде қиылысса, онда оның z координатасы х және у-тің функциясы болып табылады, яғни $z = f(x, y)$. W=C теңдеуін х арқылы дифференциалдау арқылы

$$\frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z}\frac{\partial z}{\partial x} = 0\,.$$

W – нің x осі бойынша екінші туындысы

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + 2\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}\frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \frac{\partial W}{\partial z}\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = 0\,. \qquad (2.19)$$

РХУ координата жазықтығы деңгейлік бетке жанама болғандықтан

$$\frac{\partial z}{\partial x} = 0, \frac{\partial z}{\partial y} = 0, \frac{\partial W}{\partial z} = W_z\,.$$

Мұны (2.19) өрнегіне қою арқылы

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = -W_z\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\,.$$

Мұнда $\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = r$, олай болса $r = -\frac{1}{W_z}\frac{\partial^2 W}{\partial x^2}$. Осылайша $s = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} = -\frac{1}{W_z}\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}$, $t = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = -\frac{1}{W_z}\frac{\partial^2 W}{\partial y^2}$ табуға болады. Соңғы теңдеулерді еске ала отырып, (2.18) өрнегін төмендегідей жазуға болады:

$$\frac{1}{\rho_\varphi} = -\frac{1}{W_z}(W_{xx}\cos^2\varphi + W_{xy}\sin 2\varphi + W_{yy}\sin^2\varphi). \qquad (2.20)$$

Табылған өрнек потенциалдың екінші туындыларын деңгейлік беттің радиусымен байланыстырады. Деңгейлік беттің радиусы геометриялық шама болғандықтан, Wxx, Wxy, Wyy потенциалдың екінші туындылары деңгейлік беттің геометриясын анықтайды. Осылайша, Wxx, Wxy, Wyy **потенциалдың екінші туындылары деңгейлік бет қисықтығының радиусын анықтайды.** Жазылған анықтама потенциалдың екінші туындыларының бірінші геометриялық мағынасы болып табылады.

Енді меридиан және бірінші вертикальдағы кималарды қарастырайық:

1) Меридиандағы қимада $\varphi = 0$. Бұл шаманы (2.18) өрнекке қойғанда

$$\frac{1}{\rho_m} = -\frac{1}{W_z}W_{xx}. \qquad (2.21)$$

2) Бірінші вертикальдағы кимада $\varphi = \frac{\pi}{2}$, сонда

$$\frac{1}{\rho_n} = -\frac{1}{W_z}W_{yy}. \qquad (2.22)$$

Осы өрнектерді пайдаланып, келесі түрлендіруді жасауға болады

$$Wyy - Wxx = W\Delta = \frac{1}{Wz}\left(\frac{1}{\rho_m} - \frac{1}{\rho_n}\right),$$

мұндағы $\frac{1}{\rho_M}$ және $\frac{1}{\rho_N}$ – бірінші вертикаль және меридиан қималарындағы деңгейлік бет қисықтығының радиусы. Меридиан және бірінші вертикальдағы қималар беттің **нормальдық қималары** деп аталады. Көлденең екінші туындылардың $W\Delta$ айырмасы **деңгейлік беттің сферадан** ауытқуын көрсетеді. Бұл потенциалдың екінші туындыларының екінші геометриялық мағынасы болып табылады.

Потенциалдың екінші туындыларынының өлшем бірлігі – Этвеш (Э). 1 Этвеш 1 км ішіндегі ауырлық күшінің 0,1 мГл өзгеруін сипаттайтын шама, яғни

$$1\ \text{Этвеш} = \frac{1}{10^9} \cdot \frac{1}{сек^2}.$$

Потенциалдың екінші туындыларын өлшеуге арналған аспапты **вариометр** деп атайды.

2.1.4. Геоид бетіндегі ауырлық күшінің удеуі. Клеро теоремасы. Ауырлық күші удеуінің қалыпты мәні

Егер ауырлық күшінің нормаль арқылы туындысын тапсақ, онда деңгейлік беттегі ауырлық күшінің мәнін анықтауға болады:

$$g = \frac{dW}{dn}.$$

Сфероид бетіне дейін қашықтық пен r сфероид радиусының мәндері бір-біріне жақын. $\Delta\varphi$ бұрышы φ географиялық және φ' геоцентриялық бойлықтар айырмасына тең. Экваторда $\Delta\varphi$ 0 тең, ал полюстарда бұл бұрыш өзінің максималдық мәніне жетеді. Сондықтан келесі теңдеуді жазуға болады

$$\frac{dW}{dn}\cos(\varphi - \varphi') = g\cos(\varphi - \varphi') = -\frac{dW}{dr}.$$

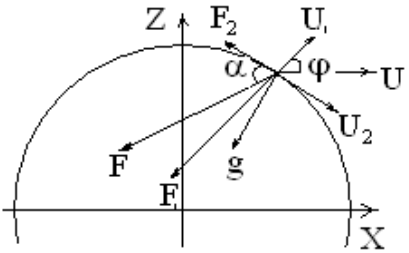
$g\cos\Delta\varphi$ шама өте азғантай мәнге өзгеруінен, оны қарастырмасақ да болады. Осылайша

$$g = -\frac{dW}{dr}.$$

Бұл өрнектегі радиус және ауырлық күші векторының бағыттары қарама-қарсы болатынын (-) таңбасы көрсетіп тұр.

Жердің пішінін азғантай қысылуымен айналу сфероид деп қарастырайық. Онда ауырлық күшін келесі өрнек анықтайды $g = F + U$, мұнда F – тартылыс күш, U – центрден тепкіш күш.

Қарастырып жатқан күштердің әрқайысысын құраушыларына жіктейік: тік құраушысын бетке нормальмен, көлденеңді – бетке жанама бағыттайық (2.5-сурет).



2.5-сурет. Күштерді тік және көлденең құраушыларына бөлу

Суретке сай келесі қарапайым байланыстарды жазуға болады

$$F_1 = F\cos\alpha, \qquad U_1 = U\cos\varphi,$$
$$F_2 = F\sin\alpha, \qquad U_2 = U\sin\varphi,$$

мұндағы α – экватор жазықтығы пен нормаль арасындағы бұрыш, яғни географиялық бойлық; φ – географиялық және геоцентриялық еңдіктер жасайтын бұрыш.

F_2 және U_2 күштер көлденең жазықтықта қарама-қарсы әсер етеді. Олар бір-біріне тең болуы тиіс, себебі керісінше жағдайда жер бетіндегі қандай болса да нүкте экватор немесе полюстерге қарай үдемелі қозғалысты жасайтын болады. Сондықтан, $F_2 = U_2$ немесе

$$F\sin\alpha - U\cos\varphi = 0. \qquad (2.23)$$

Тік жазықтықта бірлік массаға келесі күш әсер етеді

$$g = F_1 - U_1 = F\cos\alpha - U\sin\varphi,$$

бірақ $U = w^2 r, r = R\cos\gamma$, сондықтан

$$g = F\cos\alpha - w^2 R\cos^2\varphi, \qquad (2.24)$$

мұндағы R – Жердің орта радиусы.

Соңғы өрнекті келесі түрде жазайық $g = F\cos\alpha - w^2 R + w^2 R\sin^2\varphi$. Алынған теңдеуді екі жағдайда қарастырамыз:

1) Нүктемізді экваторда орналастырғанда $\varphi = 0$, α бұрышы – өте азғантай. Сонда $g_э = F - w^2 R$. Егер a – экватор осінің жартысы болса, онда оны Жердің орта радиусы деп санауға болады, яғни

$$g_э = F - w^2 a.$$

2) Полюстегі нүктені таңдағанда $(\varphi = 90^\circ)$, онда

$$g_p = F.$$

Геоид теңдеуіне табылған $g_э$ және g_p өрнектерін қойғанда, аламыз

$$g = g_e\left(1 + \frac{g_e - g_p}{g_e}\sin^2\varphi\right).$$

Аустыруды енгізейік: $\frac{g_p - g_e}{g_e} = \beta$, онда

$$g = g_e\left(1 + \beta\sin^2\varphi\right). \qquad (2.25)$$

(2.25) өрнегін **Клеро өрнегі** деп атайды. Бұл формула арқылы ауырлық күшінің мәнін геоид бетінде табуға болады. Бұл өрнек бойынша Жердің қысылу коэффициенті $\alpha = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{298{,}2}$, мұндағы a – сфероидтың экваториалды жарты осі, b – сфероидтың полярлы жарты осі. Егер ауырлық

күші потенциалын қатарға жіктегендегі жоғарғы дәрежедегі қосылғыштарды қалдырсақ, онда келесі өрнектерді жазуға болады

$$g = \gamma_0 = g_e\left(1 + \beta \sin^2\varphi - \beta' \sin^2\varphi + ...\right), \quad (2.26)$$

мұндағы $\beta = \frac{5}{2}q - \alpha$, $\beta' = \frac{1}{8}\alpha^2 + \frac{1}{4}\alpha\beta$, $q = \frac{w^2 a}{g_e}$ – экватордағы ортадан тепкіш және ауырлық күштерінің қатынасы, γ_0 – сфероид пішінді бір идеалды Жер бетіндегі ауырлық күшінің мәні. (3.9) өрнегі анықтайтын гравитациялық өрісті **қалыпты өріс** деп атайды. Жердің пішіні сопайған болғандықтан гравитациялық өріс Жердің әртүрлі аймағында бірдей емес. Ауырлық күші потенциалының мәні экватордан полюстарға қарай көбейеді. Осы гравитациялық өрістің бірқалыпты еместігін ауырлық күшінің қалыпты мәні ескертеді. (2.26) өрнегін Клеро 1743 ж. өзінің «Жер пішінінің теориясында» бірінші рет ұсынған.

Гравитациялық өрістің қалыпты өрнектері бірнеше ғалымдармен есептелген болатын, бірақ практикада тек қана екі: Кассинис және Гельмерт өрнектері кең пайдаланады.

Гельмерттің бірінші формуласы 1901–1909 жж. 1603 гравиметриялық стансалар арқылы алынған мәліметтер бойынша есептелген. Бұл стансалар 9 бойлық зоналарда орналасқан. Әр зонаны Гельмерт он градусты трапецияларға бөлген. Тауда, теңіздің қасында және аралда орналасқан стансаларды ғалым қарастырған жоқ. Гельмертің бірінші өрнегі келесі түрде жазылады

$$\gamma_0 = 978{,}030\left(1 + 0{,}005302 \sin^2\varphi - 0{,}000007 \sin^2 2\varphi\right). \quad (2.27)$$

Бұл өрнекке $\alpha = \frac{1}{298{,}2}$ сығылумен салыстырмалы эллипсоид сай келеді.

Гельмерттің екінші формуласы 3 осьті эллипсоид үшін 1915 ж. шығарылған. Бұл өрнек географиялық еңдікпен бірге географиялық бойлықты ескертеді

$$\gamma_0 = 978{,}030\left(1 + 0{,}005285 sin^2\varphi - 0{,}000007 sin^2 2\varphi + \right.$$
$$\left. + 0{,}000018 cos^2\varphi cos 2\left(\lambda + 17^\circ\right)\right) . \quad (2.28)$$

Бұл теңдеуге $\alpha_1 = \frac{2}{295{,}1}$, $\alpha_2 = \frac{2}{298{,}3}$, $\alpha_1 - \alpha_2 = 230$ м сығылулармен салыстырмалы эллипсоид сай келеді.

Қарастырылған өрнектер идеалды пішінді Жер үшін есептелген ауырлық күші мәні мен нүкте координаттарының (еңдік пен бойлықтың) арасындағы байланысын көрсетеді.

2.1.5. Ауырлық күші потенциалының екінші туындыларының қалыпты мәндері

Ауырлық күші потенциалының екінші туындыларының қалыпты мәндерін табу үшін Жердің пішінін сфероид деп таңдасақ жеткілікті. Коррдината жүйесінің басталуын сфероид бетінде, Z осін нормаль бойымен төменге қарай, X осін – меридиан бойымен солтүстікке қарай, Y осін – бірінші вертикаль жазықтығында шығысқа қарай орналастырайық. $\varphi_0 = 0$, себебі Жер сфероидтың негізгі қималарымен (меридиан және бірінші вертикаль) дәл келеді. Басқа жақтан $\left(W_{xy}\right)_0 = 0$.

R_M – меридиан қисықтығының радиусы; R_N – бірінші вертикаль қисықтығының радиусы деп анықтайық. Біз білетіндей

$$R_M = a\left(1 - e^2\right)\left(1 - e^2 \sin^2\varphi\right)^{-3/2};$$
$$R_N = a\left(1 - e^2 \sin^2\varphi\right)^{-1/2}; \quad (2.29)$$
$$e^2 = \left(a^2 - b^2\right)/a^2 .$$

мұндағы a және b – Жер сфероидтың экваториалды және поляр жарты осьтері; e – оның эксцентрсистеті.

Сфероид бетіндегі ауырлық күшінің қалыпты мәнін γ_0 деп анықтайық. Онда

$$\left(W_{xx}\right)_0 = -\gamma_0 / R_M ; \quad \left(W_{yy}\right)_0 = -\gamma_0 / R_N ; \quad (2.30)$$

$$(W_{\Delta})_0 = \gamma_0\left(1/R_M - 1/R_N\right).$$

$\Delta W = 2\omega^2$ тең болғандықтан, қалыпты мән

$$(W_{zz})_0 = 2\omega^2 + \gamma_0\left(1/R_M + 1/R_N\right). \qquad (2.31)$$

W_{xz} және W_{yz} қалыпты мәндерін табайық. Біз білетіндей

$$dx = R_M d\varphi; \qquad dy = R_N \cos\varphi d\lambda,$$

мұндағы φ және λ – қарастырып жатқан нүктенің еңдігі мен бойлығы.

Онда

$$(W_{xz})_0 = \frac{\partial g}{\partial x} = \frac{1}{R_M}\cdot\frac{\partial g}{\partial \varphi}; \; (W_{yz})_0 = \frac{\partial g}{\partial y} = \frac{1}{R_N \cos\varphi}\cdot\frac{\partial g}{\partial \lambda}. \qquad (2.32)$$

g ауырлық күшінің γ_0 қалыпты мәні біз білетін өрнектер көмегімен анықталатын болсын және тек қана екі мүшелермен шектелейік:

$$\gamma_0 = g_e\left(1 + \beta \sin^2\varphi\right).$$

Сонда

$$\partial g / \partial \varphi = \partial \gamma_0 / \partial \varphi = \beta g_e \sin 2\varphi;$$
$$\partial g / \partial \lambda = \partial \gamma_0 / \partial \lambda = 0.$$

Бұл теңдеулерді (2.31) қатынастарға қойғанда, аламыз

$$(W_{xz})_0 = (\beta g_e / R_M) sin 2\varphi; \quad (W_{yz})_0 = 0. \qquad (2.33)$$

Осылайша, (2.32), (2.33) теңдеулері сфероидтың бетінде ауырлық күші потенциалының екінші туындыларының қалыпты мәндерін табуға мүмкіндік береді (егер $\omega^2, g_e, \beta, a, e$ белгілі болса).

$$(W_{xz})_0 = 8{,}11 sin 2\varphi;$$
$$(W_{yz})_0 = 0;$$
$$(W_{\Delta})_0 = 5{,}12(1 + cos 2\varphi) = 10{,}25 cos^2\varphi; \qquad (2.34)$$
$$(W_{zz})_0 = 3085{,}5(1 + 0{,}000711 cos 2\varphi).$$

2.1.6. Ауырлық күші редукциялары

Редукция енгізудің мағынасы

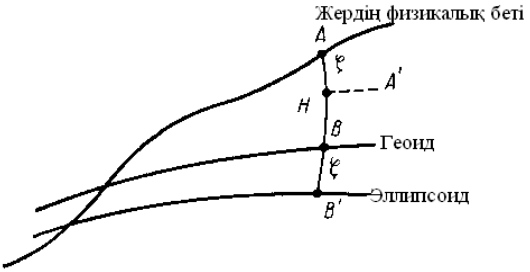
Ауырлық күшті Жердің физикалық бетінде, Жер астында (ұңғыма, шахта), су ішінде өлшейді. Өлшенген мәндерді бір-бірімен салыстыруға болмайды, яғни олар арқылы гравибарлаудың негізгі мақсатына, яғни Жер ішіндегі массалар таралуын анықтауға жете алмаймыз. Ауырлық күшінің бақыланған мәндері нүктенің Жер бетінде орналасуына (координаттар мен биіктікке), ауданның Жер бедеріне және Жер ішіндегі массалардың таралуына тәуелді.

Ауырлық күшінің бақыланған мәндерінен тығыздықтардың өзгеруіне тәуелді және бізге қызықты бөлігін шығару үшін, бақыланған мәндерді бірқалыпты өзгеретін және идеалды пішінді жерге сай (қалыпты өріс) және Жердің үстіңгі қабаттырының құрылысын сипаттайтын құраушыларына бөлуге ыңғайлы болады.

Ауырлық күшінің бақыланған нақты мәні мен қалыпты өрістің айырмасын табу жолымен ауырлық күші аномалиясын анықтай аламыз:

$$\Delta g = g - \gamma \,.$$

Бірақ ауырлық күшінің нақты мәнін біз Жердің физикалық бетінде орналасқан A нүктесінде бақылап отырмыз (4.1-сурет). Ал қалыпты мән эллипсоидтың бетінде орналасқан B' нүктесі үшін есептелген.



2.6-сурет. Ауырлық күшін редукциялағандағы беттердің орналасу сұлбасы

Ауырлық күші аномалиясын табу үшін, ауырлық күшінің қалыпты мәнін бақылау нүктеге келтіруіміз қажет. Осындай операцияны ауырлық күшін **келтіру** немесе **редукциялау**, ал осы мезгілде енгізілетін түзетулерді **редукциялар** деп атайды. Айтылған операцияны жүзеге асыру геодезиялық биіктіктерді, яғни AB' қашықтықты білуге мүмкіндік береді. AB' жолындағы ауырлық күшінің нақты өзгеруі Жер ішіндегі массалар таралуына тәуелді, ал соңғы мәселе бізге белгісіз.

Жердің физикалық беті үшін есептелген аномалияларды қарастырайық. Онда ауырлық күшінің γ қалыпты мәні Жер бетінен ξ биіктікте орналасқан A' нүктесінен өтетін деңгейлік бетке (4.1-сурет), яғни g жердің физикалық бетіне келтіріледі. Аномалияны анықтау үшін, арнайы кестелерде берілетін немесе эллипсоид үшін өрнекпен сипатталған (B' нүктесі) γ мәнін H биіктікке, яғни A' нүктесіне келтіруіміз қажет. Осындай есептеулерді біз ауырлық күшін редукциялау деп атадық және бұл операцияны ауырлық күштің биіктік өзгерген сайын өзгеруін байланыстыратын қарапайым өрнек арқылы іске асырамыз. Осындай редукцияны жасағанда A' және B' нүктелері тек қана биіктіктер арқылы ерекшеленеді және олардың арасында ешқандай массалар жоқ деп санаймыз. B' нүктесіндегі ауырлық күшінің γ қалыпты мәнін A' нүктесіне келтіру үшін $A'B'$ қашықтықты 0,3086 коэффициентке көбейтсек жеткілікті. Осындай редукцияны **еркін ауадағы редукция** деп атайды. Басқа редукцияларды іске асыру үшін қосымша түзетулерді енгізеді. Ауырлық күші аномалиясын есептеу үшін қандай түзетулерді енгізгенімізге байланысты, сәйкесінше аномалия атын береміз – Фай, Буге, топографиялық, изостатикалық, Прей, т. б. Жалпы түрде ауырлық күші аномалиясының өрнегі былай жазылуы мүмкін

$$\Delta g = g_{бак} - \gamma_0 + 0{,}3086H + \delta g,$$

мұндағы $g_{бак}$ – ауырлық күшінің бақыланған мәні, γ_0 – эллипсоидтегі ауырлық күшінің қалыпты мәні, $0{,}3086H$ – биіктік үшін редукция, δg – редукция түрін анықтайтын түзету.

Еркін ауадағы редукция

Бұл түзетуді міндетті түрде енгізеді. Оның физикалық мағынасына сай, бақылау нүктесі мен теңіз беті арасында ешқандай массалар жоқ деп есептеп, ауырлық күшінің қалыпты мәнін бақылау нүктесіне келтіреді. Егер теңіз беті үстіндегі H және ξ геоид биіктіктері анықталған болса, онда бақылау нүктеге редукциялау операциясын жоғары дәлдікпен жүзеге асыруға болады, мысалы, B' нүктеден A нүктесіне (4.1-сурет). Бірақ, әдетте геоид биіктіктері белгісіз болып, редукциялау процедурасын B' нүктесінен H биіктікте орналасқан A' нүктесіне қарай жүргізеді.

Жерді шар ретінде қарастырып, шар бетіндегі ауырлық күшін H биіктікке редукциялау қажет деп санайық. Шар өзінің бетінде орналасқан нүктеге келесі тартуымен әсер етеді

$$\gamma_0 = -G\frac{M}{R^2}.$$

Шардың үстінде H биіктікте орналасқан нүктені өзіне тартуы

$$\gamma = -G\frac{M}{(R+H)^2}.$$

Осылайша, екі нүкте арасындағы ауырлық күші өзгеруін көрсеткенде

$$\delta g = \gamma - \gamma_0 = -G\frac{M}{R^2} + G\frac{M}{(R+H)^2} =$$

$$= -GM\left[\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+H)^2}\right] = -\frac{GM}{R^2}\left[1 - \frac{1}{\left(1+\frac{H}{R}\right)^2}\right].$$

Алымда жазылған төртбұрышты жақшадағы өрнекті Ньютон биномының теңдеуіне сай түрлендіріп, $\left(\frac{H}{R}\right)^2$ көбейткіші бар мүшелерді қарастырмасақ, аламыз

$$\delta g = -2\frac{\gamma}{R}H.$$

Егер бүкіл жер көлемі үшін орта мәндерді қойсақ $\left(\gamma_{орта} = 979{,}77; R_{орта} = 6371{,}2км\right)$, онда

$$\delta g = -2\frac{\gamma}{R}H = -0{,}3086H. \qquad (2.35)$$

Өрнекті шығарғанда келесі қарапайымдатуларды ескертеміз:

1. Жерді шар тәрізді деп қарастырайық. Жердің нақты пішіні шардан сығылу коэффициенті дәрежесіне жақын шамаға ерекшеленеді. Ауырлық күші редукциясы кезінде туындайтын эффектілер сығылумен салыстырғанда екінші дәрежелі азғантай шамалар болып табылады, яғни сығылудың квадратына тең.

2. $\left(\frac{H}{R}\right)^2$ көбейткіші бар мүшелерді қарастырмасақ, үшінші дәрежелі қатені енгіземіз.

3. Центрден тепкіш күшінің өзгеруін ескерген жоқпыз. Центрден тепкіш күшінің құраушысы өзінің максимум мәнінде сығылудың дәрежесіне тең. Осылайша, көрсетілген эффектілердің барлығы өте азғантай шамалар болғандықтан, оларды қарастырмасақ та болады.

(4.1) өрнегі ауырлық күшінің нормальды тік градиенті, яғни биіктік өзгерген сайын ауырлық күшінің нормальды өзгеруін сипаттайтын шама болып табылады. H биіктіктегі ауырлық күшінің қалыпты мәнін табу үшін, эллипсоидтағы γ_0 мәніне еркін ауадағы редукцияны қосамыз

$$\gamma_н = \gamma_0 - 2\frac{\gamma}{R}H = \gamma_0 - 0{,}3086H.$$

Бақыланған және бақылау нүктесінде редукцияланған мәндердің айырмасы ретінде еркін ауадағы ауырлық күші аномалиясын аламыз

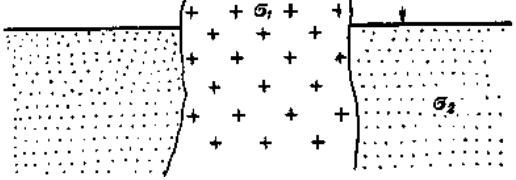
$$\Delta g_{ер.ауадағы} = g_{бақ} - \gamma_0 = g_{бақ} - \gamma_0 + 2\frac{\gamma_0}{R}H, \qquad (2.36)$$

немесе $\Delta g_{ер.ауадағы} = g_{бақ} - \gamma_0 + 0{,}3086H.$

Еркін ауадағы редукцияны енгізгенде, бақылау нүктесі мен салыстырмалы деңгейлер арасында орналасқан массаларды ескермейді. Нақты жағдайда бұл жерде массалар бар, және де неғұрлым бақылау нүктесінің биіктігі жоғарыласа, соғұрлым массалар қалыңдығы үлкейеді, яғни ауырлық күшінің g бақыланған мәні жоғарылайды. γ қалыпты мәнін редукциялағанда, айтылған жағдайды ескермейді, сондықтан ауырлық күшімен g бірге γ аномалиясы да жоғарылайды. Бұл эффектіні әсіресе таулы аумақтарда анық бақылауға болады. Осылайша, еркін ауадағы аномалиялар бақылау нүктесінің биіктіктерімен тығыз байланысқан. Сондықтан, бұл аномалияны бір шешімді геологиялық талдауда қолданбайды.

Осылайша, еркін ауадағы редукцияда ауырлық күшінің аномалиялары, бір жағынан, бақылау нүктесі астында орналасқан масса тығыздықтарының біртекті еместігін, басқа жағынан, Жердің физикалық беті мен теңіз деңгейінің арасындағы сыртқы массалардың әсерін көрсетеді. Айтылған екінші фактордың сандық мәні теңіз деңгейінің үстіндегі бақылау нүктесінің биіктігіне тура пропорционал және ондаған миллигалға дейін баруы, яғни әртүрлі жағдайда Жер қыртысындағы тығыздықтың біртекті еместігінің гравитациялық эффектілерінен бірнеше есе жоғары болуы мүмкін.

Мысал ретінде тығыз жыныстарды бұзып шыққан және олардың үстінен H биіктікке дейін көтерілген тұз штогын қарастырайық (4.2-сурет).



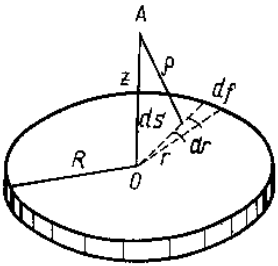
2.7-сурет. Тұзды штоктың үстіндегі гравиметриялық эффектілердің бейнесі

Шток төбесінде орналасқан A бақылау нүктесінен деңгейлік бетті өткізсек, оның астында массалар кемшілігін бақылаймыз. Бұл жағдай теріс гравитациялық эффект тудырады. Сонымен қатар, штокты қоршап жатқан таужыныстар деңгейінен H биіктікке көтеріліп тұрған массалар көпшілігі оң гравитациялық эффектісін қоздырады. Егер тығыздығы төменірек таужыныстар деңгейі қоршап жатқан жыныстар деңгейінен аспаса, онда аномалия минимумы бақыланады. Осылайша, геологиялық құрылымдардың еркін ауадағы редукциясындағы гравитациялық эффектілері әртүрлі болуы мүмкін. Олар нүктелер биіктіктеріне, аномалиялы массалар көтерілуінің дәрежесіне және тығыздықтар қатынасына тәуелді.

Еркін ауа аномалиясындағы тығыздықтар ерекшелігінің эффектісі, яғни әртүрлі таужыныстар кешендерінің кеңістікте әртүрлі орналасуы жағдайының эффектісі, бедер беті қоздыратын гравитациялық эффектісімен бұрмаланады, сондықтан еркін ауа аномалиясын бірмаңызды геологиялық интерпретациясында қолданбайды.

Жазық қабаттың тартуы

Ауырлық күшін редукциялағанда түзетулерді енгізу үшін жазық қабаттың тартуын ескерту қажет болады. Геологиялық қабатты дөңгелек материалды диск ретінде қарастырайық (4.3-сурет).



2.8-сурет. Дөңгелек материалды диск тартуын есептеуге арналған өрнекті шығару үшін түсініктеме

Диск осінде орналасқан A нүктесіндегі dm элементінің потенциалы былай өрнектеледі

$$V = G\frac{dm}{\rho} = G\frac{dm}{\sqrt{z^2 + r^2}}.$$

Егер потенциал теңдеуін z арқылы дифференциалдасақ, онда A нүктесінің dm элементіне қарай тартылуын таба аламыз

$$\delta\Delta g = \frac{dV}{dz} = -G\frac{zdm}{\left(z^2 + r^2\right)^{3/2}}. \qquad (2.37)$$

A нүктесін бүкіл диск көлеміне тартылуын табу үшін дисктің толық массасы арқылы интегралдау операциясын жасауымыз қажет. Диск тығыздығын біртекті деп санағанда, dm массалар элементін келесі түрде көрсетеміз

$$dm = \sigma r \cdot d\varphi \cdot dr \cdot dz. \qquad (2.38)$$

(2.38)-ті (2.37)-ке қойып, үш координаталар арқылы интегралдағанда, A нүктесінің дискіге толық тартылуын табамыз

$$\Delta g = -G\sigma \int_{z_1}^{z_2}\int_0^R\int_0^{2\pi} \frac{z \cdot dzr \cdot dr \cdot d\varphi}{\left(z^2 + r^2\right)^{3/2}}. \qquad (2.39)$$

Мақсатымызды жеңілдету үшін интегралдауды 0-ден $2\pi -$ге дейін φ арқылы (яғни барлық шеңбер арқылы), содан соң 0-ден $R -$ға дейін r арқылы және дисктің толық қалыңдығына $z_1 -$ден $z_2 -$ге дейін z арқылы (мұндағы z_1 және $z_2 - A$ нүкте және дисктің үстіңгі және төменгі шектер арақашықтықтары) жүзеге асырсақ, онда

$$\begin{aligned}
&\Delta g = -G\sigma \int_{z_1}^{z_2}\int_0^R\int_0^{2\pi} \frac{z \cdot dzr \cdot dr \cdot d\varphi}{\left(z^2 + r^2\right)^{3/2}} = -2\pi G\sigma \int_{z_1}^{z_2} zdz \int_0^R \frac{rdr}{\left(z^2 + r^2\right)^{3/2}} = \\
&2\pi G\sigma \int_{z_1}^{z_2} zdz \left|\frac{1}{\sqrt{z^2 + r^2}}\right|_0^R = 2\pi\sigma G \int_{z_1}^{z^2}\left[\frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}} - 1\right]dz = \\
&= 2\pi\sigma G\left\{\left[\sqrt{z^2 + R^2}\right]_{z_1}^{z_2} - \left[z\right]_{z_1}^{z_2}\right\} = \\
&= 2\pi\sigma G\left[\sqrt{z^2{}_2 + R^2} - \sqrt{z_1{}^2 + R^2} - z_2 + z_1\right].
\end{aligned} \qquad (2.40)$$

Түбір астын $\frac{z^2}{R^2}$ дәрежесі арқылы Ньютон биномына жіктегенде, аламыз

$$\sqrt{z^2+R^2}=R\sqrt{1+\frac{z^2}{R^2}}=R\left(1+\frac{1}{2}\cdot\frac{z^2}{R^2}\right).$$

Соңғы өрнекті (2.40)-ші өрнегіне қойғанда

$$\begin{aligned}\Delta g &= 2\pi\sigma G\left[R+\frac{R}{2}\cdot\frac{z_2^2}{R^2}-R-\frac{R}{2}\cdot\frac{z_1^2}{R^2}+z_1-z_2\right]= \\ &= 2\pi\sigma G\left[\left(z_1-z_2\right)+\frac{z_2^2-z_1^2}{2R}\right].\end{aligned} \tag{2.41}$$

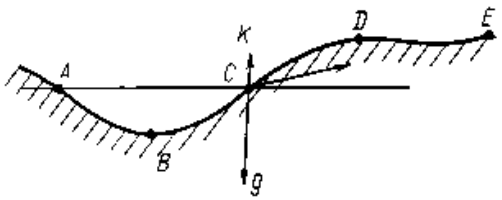
z/R қатынасының мәні өте азғантай болғандықтан, оны қарастырмасақ та болады. Онда

$$\Delta g = 2\pi\sigma G\left[\left(z_1-z_2\right)\right]=const. \tag{2.42}$$

Осылайша, егер қабаттың сызықтық өлшемдері қашықтыққа қарағанда үлкен болса, онда жазық қабаттың тартуы тартылатын нүктеге дейінгі қашықтыққа тәуелді емес болады.

Ауданның бедері үшін түзетуі

Ауданның бедері үшін түзетуді еңгізу процедурасы сыртқы бедердің барлық формалар тартуының әсерін ескеруге, сонымен бірге, бақылау нүктесіндегі ауырлық күші мәнін тегіс бедер жағдайына келтіруге мүмкіндік береді. Ауданның бедері үшін түзетуі барлық жағдайда ауырлық күшінің бақыланған мәнін азайтады. Айтқанымызды суретпен дәлелдейік (4.4-сурет).



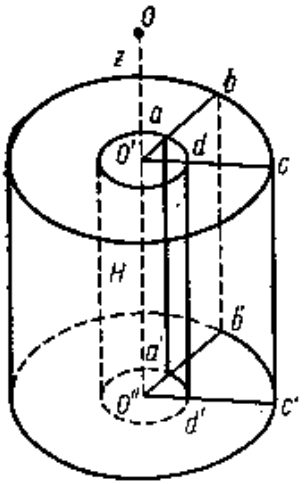
2.9-сурет. Аудан бедерінің гравитациялық әсеріне түсініктеме

Бақылау нүктесінің үстінде орналасқан CDE артық массалар осы массаларға бағытталған қосымша тартылыс күшін туғызады. Бұл күштің CK тік құраушысы g ауырлық күшінің мәнін азайтады. ABC ауданындағы массалардың жетіспеушілігі, бақылау нүктесінің астында орналасқан аумақты бірқалыпты массалармен толтырған жағдаймен салыстырғанда, g ауырлық күші мәнін азайтады.

Осылайша, бақылау нүкте қасындағы аумақ тегіс емес жағдайда (және де егер бедер әсері жоғарыласа), бедер үшін түзетуін міндетті турде енгізу қажет болады. Керісінше жағдайда, бедердің әсері зерттелініп жатқан аномалиялы өрісті бұрмалайтынын бақылаймыз.

Бедердің әсерін ескеру үшін бақылау нүкте орналасқан ауданды қисық сызықты призмалар жиынтығы ретінде көрсетеді. Тығыздығы тұрақты деген болжамда, әр призманың әсерін аналитикалық өрнек арқылы есептейді. Бедердің жалпы әсерін жеке призмалар әсерінің қосындысы ретінде шығарады.

Дөңгелек цилиндрден кесілген $abcda'b'c'd'$ призманың O нүктесіне қарай тартылуын қарастырайық (2.10-сурет).



2.10-сурет. (4.10) өрнекке түсініктеме

Цилиндр биіктігі H болсын. Дөңгелек цилиндр тартуының өрнегін (4.6) өрнегінен шығаруға болады. Цилиндр тартуынан сыртқы және ішкі радиустары сәйкесінше R_2 және R_1 болатын сақинаның тартуын бөліп шығару үшін екі цилиндр (R_1 және R_2 радиустармен) тартуларының айырмасын есептеуіміз қажет. Айтылған операцияны орындағанда, сақина тартуы үшін:

$$\Delta g = 2\pi\sigma G\left[\sqrt{z^2{}_2 + R_2{}^2} - \sqrt{z_1{}^2 + R_2{}^2} - z_2 + \right.$$

$$\left. + z_1 - \sqrt{R_1{}^2 + r_2{}^2} + \sqrt{R_1{}^2 + z_1{}^2} - z_1 + z_2 \right],$$

немесе

$$\Delta g = 2\pi\sigma G\left[\sqrt{z^2{}_2 + R_2{}^2} - \sqrt{z_1{}^2 + R_2{}^2} - \sqrt{R_1{}^2 + r_2{}^2} + \sqrt{R_1{}^2 + z_1{}^2}\right]. \quad (2.43)$$

Егер нүкте призма үстінде орналасса, яғни $z_2 = 0$, онда

$$\Delta g = 2\pi\sigma G\left[\sqrt{z^2{}_2 + R_2{}^2} - \sqrt{R_1{}^2 + z_1{}^2} + R_2 - R_1\right]. \quad (2.43')$$

Егер бізге сақина тартуынан оның $1/n$ бөлігінің тартуын бөліп шығару қажет болса, онда (2.43) немесе ($2.43'$) өрнектердегі Δg шамасын $n-$ға бөлеміз

$$\Delta g = \frac{2\pi\sigma G}{n}\left[\sqrt{z^2{}_2 + R_2{}^2} - \sqrt{R_1{}^2 + z_1{}^2} + R_2 - R_1\right]. \quad (2.44)$$

Бақылау нүктесі призманың үстіңгі жазықтығында орналаспайтын жағдай үшін өрнекті шығарайық

$$\Delta g = 2\pi\sigma G / n\left[\sqrt{z^2{}_2 + R_2{}^2} - \sqrt{z_1{}^2 + R_2{}^2} - \sqrt{R_1{}^2 + z_2{}^2} + \sqrt{R_1{}^2 + z_1{}^2}\right]. \quad (2.45)$$

Белгілі нүктедегі бедер үшін қатені есептеу үшін, осы нүкте қасындағы бүкіл аумақты концентрлі шеңберлер мен радиустар жүйесі бойынша көптеген қисық сызықты призмаларға бөледі. (2.44) немесе (2.45) өрнектері көмегімен екі көрші шеңбердің радиустары жасайтын әр призма үшін қарастырып отырған нүктеге тартылуы есептеленеді. Практикада осындай есептеулерді жасау үшін палетка тұрғызылады. Палетка центрі зерттелініп жатқан нүктеге орналастырылады. Картадан әр қисық сызықты призма үшін ауданның орта биіктігі түсіріледі,

яғни $z_2 - z_1$ – бұл призма қалыңдығы, ал призма үстіндегі нүкте z – биіктігі болып табылады.

Аудан бедерінің әсері қашықтықтың квадратына пропорционал азаяды. Сондықтан, Жер бедерінің жоғарғы бөлігінің әртектілігі де ауырлық күшінің нақты мәнін қатты бұрмалайды.

Буге түзетуі. Буге аномалиясы

Практикада барлық редукциялар түрлерінің ішінен Буге редукциясын кең қолданады. Аралық қабаттың тартуы үшін түзетуді табу үшін оны еркін ауадағы редукцияға қосамыз. Буге редукциясын есептегендегі операциялар тізбегі:

1. Бақылау нүктесінің координаталарымен бірдей болатын нүкте үшін ауырлық күшінің γ қалыпты мәні $\frac{2\gamma}{R} \cdot H$-қа тең болатын еркін ауадағы редукцияны енгізу жолымен арнайы кестеден бақылау нүктесіне қатысты редукциялайды.

2. Егер бақылау нүктесінің маңындағы ауданның бедері біртекті, тегіс болмаса, бедердің әсері үшін түзетуі енгізіледі (мысалы, (2.45) өрнек арқылы).

3. Есептелген аномалиядан зерттелініп жатқан нүкте деңгейі мен геоид арасындағы жазық қабаттың тартуы алынады (қабат тығыздығы белгілі және орта мәнді болуы қажет). Жазық қабаттың тартуын (2.41) өрнегі арқылы табамыз. Бұл теңдеуді түрлендіріп, ыңғайлы түрге келтірейік. Ол үшін $z_1 = 0$ және $z_2 = H$ (H – теңіз деңгейінен алғандағы биіктік) деп санайық. Түбір астынан R-ді шығарып, Ньютон биномына сай қатарға жіктегенде

$$\delta g = 2\pi\sigma G\left[R\left(1+\frac{H^2}{R^2}\right)^{1/2} - H - R\right], \text{ немесе}$$

$$\delta g = 2\pi\sigma G\left[R\left(1+\frac{1}{2}\frac{H^2}{R^2}+....\right) - H - R\right].$$

Екінші дәрежеден жоғары H/R мүшелерді ескермегенде, табамыз

$$\delta g = 2\pi\sigma G\left[\frac{1}{2}\cdot\frac{H^2}{R} - H\right] = -2\pi\sigma GH\left[1-\frac{H}{R}\right]. \qquad (2.46)$$

$\pi = 3{,}14,\ G = 6{,}67\cdot 10^{-8}$ мәндерді қойғанда, аламыз

$$\delta g_{Б} = 2\cdot 3.14\cdot 6.67\cdot 10^{-8}\sigma H\left[1-\frac{H}{2R}\right] = 4.18\cdot 10^{-8}\sigma H\left[1-\frac{H}{2R}\right].$$

Бұл теңдеуді миллигалға аударғанда (H, метрмен берілген)

$$\delta g_{Б} = 0{,}0418\cdot\sigma H\left[1-\frac{H}{2R}\right], \qquad (2.47)$$

немесе, егер $H/2R$ азғантай шама болғанда

$$\delta g_{Б} = 0{,}0418\sigma H. \qquad (2.48)$$

Ауырлық күшінің ***Буге аномалиясын*** келесі теңдеу арқылы табамыз

$$\Delta g_{Б} = g_{бак} - \gamma_0 + 0{,}3086H - 0{,}0418\sigma H. \qquad (2.49)$$

Еркін ауадағы редукцияға қарағанда елеусіз аномалиялы массаларды табуда Буге редукциясының артықшылықтары бар. Буге редукциясында бақылау нүктесі мен геоид арасында жатқан массалар әсерін алып тастаймыз, сондықтан Буге аномалиясының биіктікке тәуелділігі еркін ауадағы редукциясына қарағанда бірнеше әлсіз. Таулы аймақтардағы Буге аномалиясы Фая редукциясына қарағанда байсалды өзгереді. σ орта тығыздықпен аралық қабат әсерін шығару осындай тығыздықпен барлық массалар әсерін алып тастауға көмектеседі. Осындай жағдайда біз таңдаған орта тығыздықтан ерекшеленетін массаларды айқын көре аламыз. Осылайша, Буге түзетуін енгізу процедурасы геоид деңгейінен асып тұрған және орта тығыздықты массалардың орта фонын алып тастауға және орта тығыздықтан ауытқитын аномалиялы, елеусіз массалар тудыратын гравитациялық өрістің құраушысын айқын бөлуге көмектеседі.

Тұзды штокты қарастырайық (2.7-сурет). Шток төбесінде орналасқан нүкте үшін қоршаған жыныстар тығыздығына

(біздің тұзды штоктың бар болуы туралы әлі хабарымыз жоқ) Буге редукциясын енгізгенде, таңбасы теріс аномалияны аламыз (ол тығыздықтың аздығына сай). Ауданның топографиясы мен аралық қабат үшін түзетулерді енгізгенде, біз штоктың көтеріліп тұрған бөлігінде орналасқан массаларды шығаратындай жағдайға келтіреміз. Штоктың көтерілген бөлігінен төмен орналасқан және тығыздығы азырақ массалар теріс аномалияны туғызады. Бұл теріс аномалия күшейеді, себебі редукция көмегімен шығарылған массалар тығыздығы нақты тығыздықтан жоғары.

Тұзды штоктың жоғарыға қарай көтерілмеген жағдайында, Буге аномалиясы теріс болады, себебі қоршаған жыныстарға қарағанда тұздың тығыздығы төменірек.

Біз айтқандай, бедері біртекті аймақтар үшін топографиялық түзетусіз, таза Буге редукциясы енгізіледі. Егер есептелген аномалияға біз қарастырған түзетулердің барлығын енгізетін болсақ, онда оны ***толық емес топографиялық аномалия*** деп атайды.

Буге редукциясын қолданғанда, аралық қабат тығыздығын дұрыс таңдаудың маңызы зор. Егер тығыздықты нақты тығыздықтан төмен қылып алса, онда Буге аномалиясының сандық мәндері еркін ауадағы аномалияларға жақындап, бедермен толық корреляциялана алады. Жоғары тығыздықтарда таңбасы теріс және бедермен корреляцияланатын жалған аномалиялар туындайды, яғни дөңестерге теріс аномалиялар сай болады. Аралық қабат тығыздықтарын дұрыс таңдамаса, онда гравиметриялық түсірілім нәтижелерінің геологиялық талдауы күрделенеді.

Прей редукциясы. Жер ішіндегі ауырлық күшінің өзгеруі

Прей редукциясының мағынасына сай, жердің физикалық бетінде орналасқан A нүктесіндегі ауырлық күшінің бақыланған мәнін, массаларға тиіспей, геоид бетіне редукциялаймыз. Басқаша айтқанда, бақыланған нүктені оның биіктігіне тең болатындай, тереңдікке келтіреміз (2.11, а-сурет). Бұл үшін келесі операцияларды жасаумыз қажет:

1. Топографиялық түзетуді енгізу арқылы аудан бедерін тегістеу (егер бұл процедура керек болса) (2.11, б-сурет).

2. (4.14) өрнек арқылы есептелген Буге түзетуін енгізу көмегімен аралық қабат әсерін алып тастау (2.11, в-сурет).

3. Аралық массалар жоқ деп есептегенде, (4.1) теңдеуі арқылы есептелген еркін ауадағы редукция көмегімен нүктені геоид бетіне келтіру (2.11, г-сурет).

4. Буге редукциясын енгізу жолымен 2-ші операциядағы алынып тасталған массаларды бұрынғы қалпына келтіру (2.11, д-сурет).

Прей редукциясын енгізу үшін өрнекті келесі түрде жазуға болады:

$$\Delta g_{П} = 2\frac{\gamma}{R}H - 4\pi G\sigma H\left(1+\frac{H}{2R}\right). \qquad (2.50)$$

Егер соңғы теңдеуді сандық түрде жазсақ, онда

$$\Delta g_{П} = 0{,}3086H - 0{,}0838\sigma H. \qquad (2.51)$$

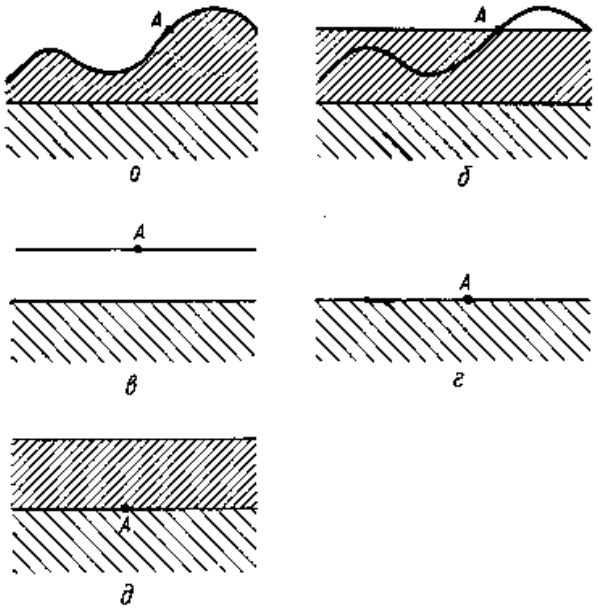
Прей редукциясы жер ішіне қарай бағытталған ауырлық күшінің өзгеруін көрсетеді. Бұл редукция, тереңдеген сайын қарастырылып жатқан нүктеден жоғары орналасқан массалар тартуын және олардың ауырлық күші мәнін азайтуын ескертеді.

Прей редукциясын қолдансақ, тереңдік өскен сайын ауырлық күші өзгеруін сипаттауға қиын емес. Бұл өзгеру σ тығыздығының өзгеруіне тәуелді. (4.17) өрнегі көмегімен тереңдік өскен сайын есептелген ауырлық күші $\sigma = 3{,}7 г/см^3$ тең жағдайда тұрақты болады. Егер $\sigma \prec 3{,}7 г/см^3$ болса, онда тереңдік өскенде ауырлық күші де өседі. Керісінше жағдайда – азаяды. Тереңдіктері төмен жағдайда бұл ереже әділ, себебі көрсетілген мәндерді есептеу үшін қолданған өрнектер жуықталған және теңіз деңгейіне сай ауырлық күші үшін анықталған.

Прей редукциясын гравитациялық жұмыстарды Жер немесе су ішінде іске асырғанда есептейді. Осы жұмыстарда біз ауырлық күшін массалардың ішінде анықтаймыз. Ауырлық күшінің мәні Жер центріне жақындаған сайын жоғарылайды және бақылау нүктесінің үстінде орналасқан массалар тартуынан азаяды.

Бақыланған мәнді теңіз деңгейіне келтіргенде, еркін ауадағы келтіруді жасап, келесі мәселені ескеруіміз қажет: бақылау нүктесінің үстінде орналасқан және g ауырлық күшінің мәнін азайтатын су қабаты түзетуін енгізгеннен кейін бақылау нүктесінің астына орын ауыстырып, g ауырлық күші мәнін азайтылған мәнге жоғарылатады.

Осымен, міндетті түрде енгізілетін түзетулерді қарастырып шықтық. Кең қолданатын изостатикалық редукцияны зерттеу үшін жер қыртысының тереңдік геологиялық құрылысы туралы теорияларды қарастыруымыз қажет.



2.11-сурет. Әртүрлі редукциялардың физикалық мағынасына түсіндірме

2.1.7. Таужыныстардың тығыздығы

Егер зерттеліп жатқан ауданды құрайтын таужыныстар тығыздық арқылы ерекшеленсе, онда гравитациялық аномалиялар туады. Таужыныстар тығыздықтарының әртүрлігі пайдалы қазба кен орындарын іздеу мен барлауда гравибарлауды пайдаланудың негізгі алғышарты болып табылады. Неғұрлым зерттелініп жатқан объект және оны қоршайтын жыныстардың тығыздықтары бір-бірінен ерекшеленсе, соғұрлым гравибарлау нәтижелері қойылған геологиялық мақсатты жақсы шешеді.

Гравитациялық өрісті қоздыратын дене мен қоршап жатқан таужыныстардың тығыздықтар айырмасын **тиімді** немесе **артық** тығыздық деп атайды.

Зерттеліп жатқан аймақты құрайтын таужыныстардың тығыздығы туралы толық деректер гравибарлау жұмыстардың дұрыс әдістемесін таңдауға қажет. Ал геологиялық жағынан гравитациялық аномалияны түсіндіргенде тығыздықтың маңызы зор.

Кез-келген заттың m массасы мен оның V көлеміне қатынасын біртекті заттың σ тығыздығы деп аталады

$$\sigma = \frac{m}{V}. \qquad (2.52)$$

Жалпы таужыныстар біртекті емес денелер ретінде қарастырылады және олар табиғи жағдайда үш күйде болуы мүмкін: қатты, сұйық және газ тәрізді. Табиғи жағдайларға сай, таужыныстың барлық күйіндегі заттың массасы мен осы күйіндегі заттың толық көлеміне қатынасын таужыныстың тығыздығы деп атайды, яғни

$$\sigma = \frac{m}{V} = \frac{m_1 + m_2 + m_3}{V_1 + V_2 + V_3}, \qquad (2.53)$$

мұндағы m_1, m_2, m_3 және V_1, V_2, V_3 – қатты, сұйық және газ тәрізді заттың массалары мен көлемдері.

Заттың қатты күйіндегі m_1 массасы мен заттың толық V көлеміне қатынасын **көлемдік** тығыздық деп атайды

$$\sigma_V = \frac{m_1}{V}. \qquad (2.54)$$

Заттың қатты күйіндегі m_1 массасы мен V_1 көлемінің қатынасы **минералогиялық** тығыздық деп аталады

$$\sigma_{мин} = \frac{m_1}{V_1}. \qquad (2.55)$$

Таужыныстағы сұйық және газ тәрізді заттың көлемдік мөлшерін сипаттайтын шама таужыныстың **кеуектілігі** болады. Таужыныстың **кеуектілік коэффициенті деп (кеуектілігі)** ұсақ тесіктер көлемінің жыныстың толық көлеміне қатынасын айтады, яғни

$$k_к = \frac{V_2 + V_3}{V_1 + V_2 + V_3} = \frac{V_2 + V_3}{V}. \qquad (2.56)$$

Егер таужыныстың минералогиялық тығыздығы мен кеуектілігі белгілі болса, онда (2.54) өрнегінен жыныстың көлемдік тығыздығын анықтауға болады.

$$\sigma_V = \frac{m_1}{V} = \frac{m_1}{V_1 + V_2 + V_3} = \frac{m_1}{V_1} \cdot \left(1 - \frac{V_2 + V_3}{V_1 + V_2 + V_3}\right). \qquad (2.57)$$

Бұл жерден (2.55-2.56) өрнектерді пайдаланып, аламыз

$$\sigma_V = \sigma_{мин}\left(1 - к_к\right). \qquad (2.58)$$

Таужыныстың ұсақ тесіктерінде жиналған судың массасы немесе көлемі таужыныстың **ылғалдылығын** анықтайды. Таужыныстағы судың массасы мен қатты қалпындағы заттың массасына қатынасын **ылғалдылықтың массалық коэффициенті** деп атайды.

$$w = \frac{m_2}{m_1}. \qquad (2.59)$$

Ылғалдылықтың көлемдік коэффициенті деп су көлемінің қатты қалпындағы заттың көлеміне қатынасын айтайды.

$$w = \frac{V_2}{V_1}. \qquad (2.60)$$

Гравибарлау мақсаттарын шешуде жаратылыс ылғалдылық кезіндегі таужыныстардың жаратылыс тығыздығы туралы мәліметтері керек болады. Егер жыныстың кеуектілігі аз болса (бұл жағдай талқыланған және метаморфты жыныстарға сай), онда аз ғана қателікпен келесі өрнек дұрыс болады $\sigma = \sigma_V$, себебі $m_2 + m_3 \le m_1$.

Жыныстардың жоғары кеуктілігін ескермеуге болмайды. Сондықтан, оны аламыз

$$\sigma = \sigma_V (1 + w_m) = \sigma_{мин} (1 + w_m)(1 - k_n).$$

Жыныстың барлық тесіктері суға толы деп санағанда, $m_2 + m_3 = V_2 + V_3$, аламыз

$$\sigma = \sigma_V + k_n = \sigma_{мин} (1 - k_n) + \kappa_n. \qquad (2.61)$$

Соңғы өрнек тығыздықтың максималды шектік мәнін береді, себебі нақты жағдайларда су немесе басқа сұйық затпен таужыныстардың барлық тесіктері толтырылған емес. Тесіктердің бір бөлігі газбен толтырылған болуы мүмкін. Бірақ, гравиметрияда тығыздықтың абсолютті мәндері емес, артық тығыздықтары қажет болғандықтан, кеуектіліктері жақын жыныстар тығыздығын есептегенде нәтижеге азғана қате енгізіледі. Кеуектіліктер қатты ерекшеленетін жағдайда қатенің мәні жоғары болуы мүмкін.

Таужыныстардың тығыздығы олардың химия-минералогиялық құрамына, кеуектілігіне, ылғалдылығына тәуелді. Соңғы аталған қасиеттер таужыныстар пайда болуының алғашқы жағдайлары мен кейін болған геологиялық процестерге тәуелді. Осылайша, таужыныстар тығыздығын геологиялық процестерді сипаттай алатын қасиеті ретінде қарастыруға болады.

Бір геологиялық процестер түрінің таужыныстардың тығыздығына әсері өте нақты зерттелген, ал басқалары үшін тек қана жалпы заңдылықтар анықталған. Әртүрлі таужыныстар тығыздығына әртүрлі геологиялық факторлар ерекше әсер етеді.

Магмалық және метаморфты таужыныстарға азғана кеуектілік (1–2 %) және ылғалдылық сай. Осылайша, магмалық таужыныстардың тығыздығы олардың химия-минералогиялық құрамына тәуелді.

Магмалық таужыныстардың тығыздығы көбінесе салыстырмалы жеңіл (кварц, нефелин) және ауыр темір-магнезиалды минералдардың (амфиболдар, приксендер, оливин) қатынасымен анықталады. Сондықтан магмалық таужыныстардың тығыздығы олардың негізінің өсуімен жоғарылайды. Магмалық жыныстың тығыздығына таужыныстың құрылысы, оның кристалдылығының дәрежесі қатты әсер етеді.

Магмалық және шөгінді таужыныстардың түрленуінен пайда болған метаморфты жыныстардың тығыздығы оларды құрайтын алғашқы минералдар мен метаморфизм әсерімен анықталады. Метаморфизм болған кезде, тығыздық жоғарылауы немесе төмендеуі мүмкін. Мысалы, қысым жоғарылағанда, таужынысының көлемін азайтатын реакциялар туындайды. Осындай жағдайда тығыздық өседі. Мысалы, көміртегіге жоғары температура мен қысым әсер еткенде пайда болатын алмаздың тығыздығы 3,5 $г/см^3$. Көміртегінің басқа модификациясы – графит төмен температураларда пайда болады және оның тығыздығы 2,1 $г/см^3$.

Метаморфизм болғандағы таужыныстар тығыздығын азайтатын мысал ретінде ультранегізді жыныстардың серпентизациясын қарастыруға болады. Бұл процесс су, кремнийқышқыл сияқты жеңіл компоненттерді алып келумен өтеді. Осындай жағдайда оливин ($\sigma = 4{,}1 \div 4{,}4$ $г/см^3$) серпентинге аусады ($\sigma = 2{,}5 \div 2{,}6$ $г/см^3$).

Магмалық және метаморфты таужыныстарға қарағанда шөгінді жыныстардың кеуектілігі жоғарырақ. Айтқанымыз тек қана гидрохимиялық жыныстар үшін орындалмайды. Осылайша, шөгінді таужыныстардың тығыздығы кеуектілікке қатты тәуелді болады.

Бірдей таужыныстың кеуектілігі кең диапазонда өзгеруі мүмкін. Таужыныстың кеуектілігі мен тығыздығы жыныстың пайда болу жағдайларына тәуелді. Осы мәселені қарастырайық.

Бастапқы жатыс жағдайларда таужыныстарды үстінде жатқан қабаттар қысады. Бұл жағдай тереңдік өскен сайын тығыздықтың жоғарылауына әкеледі. Осы процесс таужыныстың басқаша кристализациялануына және оның тығыздығының өсуіне апарады. Әдетте, тереңдік өскен сайын кеуектілік пен тығыздықтың өзгеру жылдамдығы төмендейді.

Кеуектілік азайған кезде, қат-қабаттар пайда болу процесіндегі тығыздықтың жоғарылауына метаморфизм де көмектеседі. Мысалы, Донбаста орналасқан көмір қабат тығыздығының өзгеруін қарастырайық. Осы аудандағы таужыныстардың тығыздығы центрден перифериярға қарай өзгереді. Донбастың орта аумағында таужыныстардың кеуектілігі нөлге жақын және тереңдік өскен сайын тығыздықтың жоғарылауы бақыланбайды.

Айтылған факторлардың әсері, бірдей жыныстың әртүрлі геологиялық жағдайларда әртүрлі тығыздықтардың болатынына әкеледі.

Таужыныстардың тығыздығын зерттеу әдістемесі

Тығыздық туралы нақты мәліметтерді тек қана көптеген анықтамалардың негізінде алуға болады. Тығыздықты анықтауға арналған үлгілерді таулы шахталардан немесе бұрғылау ұңғымалардан алады. Үлгілер тығыздығын бірнеше әдістер көмегімен өлшеуге болады. Мысалы, гидростатикалық таразыда тарту принципіне денситометр деген аспаптың жұмысы негізделген. Үлгілер жаңа және жерге мүжілусіз болуы қажет. Бұрғылау ұңғымаларынан алынған керн таужыныстардың бастапқы жатысын сипаттайды және тереңдік өскен сайын тығыздықтың өзгеруі туралы ақпараттарды алуға мүмкіндік береді.

Таужыныстың тығыздығын түрлі тәсілдер көмегімен өлшеуге болады. Кең пайдаланатын тәсілдерге гидростатикалық тарту және гамма әдісті жатқызуға болады.

Ауырлық күшін ұңғымаларда өлшегенде, ұңғыма өткен таужыныстардың тығыздылық қимасын алады. Егер тік ұңғыма бойымен алынған екі өлшеуші нүктелердің арасында орналасқан таужыныстарды жазық біртекті қабат ретінде қарастырып, ауырлық күшінің аномалиялы тік градиентін ескермесек, онда осы нүктелердегі ауырлық күшінің өлшенген мәндерінің айырмасын келесі түрде көрсетуге болады

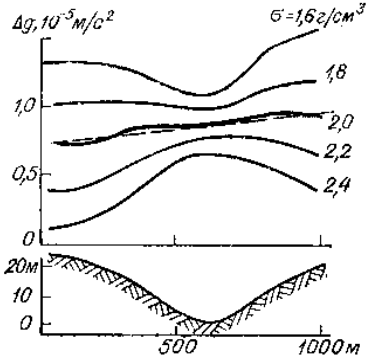
$$g_1 - g_2 = 0{,}3086(h_1 - h_2) - 4\pi G\sigma(h_1 - h_2) + (\delta g_1 - \delta g_2),$$

мұндағы $(h_1 - h_2)$ – бақылау пункттері биіктіктерінің айырмасы; $4\pi G\sigma(h_1 - h_2) - \sigma$ тығыздық пен жазық қабаттың екі еселенген өзіне тарту күші; $(\delta g_1 - \delta g_2)$ – бақылау нүктелерге енгізілген бедер үшін түзетулердің айырмасы. Осы өрнектен тығыздықты анықтауға болады

$$\sigma = \frac{0{,}3086(h_1 - h_2) - (g_1 - g_2) + (\delta g_1 - \delta g_2)}{0{,}0838(h_1 - h_2)} = \\ = 3{,}683 - \frac{(g_1 - g_2) - (\delta g_1 - \delta g_2)}{0{,}0838(h_1 - h_2)}. \qquad (2.62)$$

Осындай өлшеулерді шахтада іске асыру көмегімен тығыздықты аналогиялық анықтайды.

Аралық қабат тығыздығын гравиметриялық бақылауларға негізделіп есептеуге болады. Ауырлық күшінің бақыланған аномалияларының жер бедеріне тәуелділігіне сүйене отырып, осы мәселені шешуге болады. Дөңес пен ойпаң арқылы өтетін профиль бойымен ауырлық күшін өлшейді. σ тығыздықты өзгерте отырып, Буге редукциясындағы ауырлық күшінің көптеген графиктерін тұрғызып, бедерге ең ұқсамайтын графикті таңдайды. Оның тығыздығы аралық қабаттың тығыздығы болып табылады (2.12-сурет)



2.12-сурет. Нетльтон тәсілі көмегімен аралық қабат тығыздығын анықтау

Гравиметриялық бақылауларға негізделіп, аралық қабаттың тығыздығын анықтауға арналған өзінің әдісін К.В. Гладкий ұсынды. Бұл тәсіл сызықтық теңдеулер жүйесін ең аз квадраттар әдісі көмегімен шешуге негізделген. Теңдеулер жүйесін Буге редукциясындағы ауырлық күшінің аномалияларын әртүрлі дәрежедегі полиномдарға келтіру жолымен құрайды. Бақылау профиль бойымен алынған Буге редукциясындағы ауырлық күшінің аномалиясы дәрежелік көп мүшемен анықталатын болсын

$$\Delta g_{Бі} = \sum_{m=0}^{n} a_m x_i^{\,m}, \qquad (2.63)$$

мұндағы $x-$профиль бойымен орналасқан нүктелер арақашықтығы.

Әр бақылау нүкте үшін келесі өрнекті жазуға болады

$$\begin{aligned} \Delta g_{Бі} &= g(x_i) - \gamma_0(x_i) + 0{,}3086h(x_i) - 0{,}0419\sigma h(x_i) + \sigma\delta g_p(x_i) = \\ &= \Delta g_{св.в.}(x_i) - 0{,}0419\sigma h(x_i) + \sigma\delta g_p(x_i). \end{aligned} \qquad (2.64)$$

мұндағы $g(x_i)$ және γ_0- ауырлық күшінің сәйкесінше бақыланған және қалыпты мәні; $\delta g_p(x_i)-$аралық қабаттың тығыздығы $\sigma = 1\dfrac{гр}{см^3}$ болғандағы бедер үшін түзетуі; $\Delta g_{св.в}-$еркін ауадағы аномалиясы.

Жазылған қатынастардың негізінде аламыз

$$\sum_{m=0}^{n} a_m x_i^{\,m} = \Delta g_{св.в.}(x_i) - \left[0{,}0419h(x_i) - \delta g_p(x_i)\right]\sigma. \qquad (2.65)$$

Бұл теңдеудегі белгісіз шамалармен $a_0, a_1, a_2, \ldots a_n$ және σ болады. Осындай теңдеулердің саны белгісіз шамалар санына сай немесе олардан көп (профильдегі нүктелер санына сай) болуы мүмкін. Қарастырылған теңдеулер жүйесі әртүрлі есептеуіш өрнектерді анықтауға көмектеседі.

2.2. Гравибарлаудағы аппаратура

Қазіргі күнде ауырлық күшін өлшеуге арналған тәсілдер үш топқа бөлінеді: маятникті, еркін түсу және серіппелі таразыда тарту. Серіппе ретінде серпімді жіп, газ және кез-келген серпімді элементтер атқаруы мүмкін.

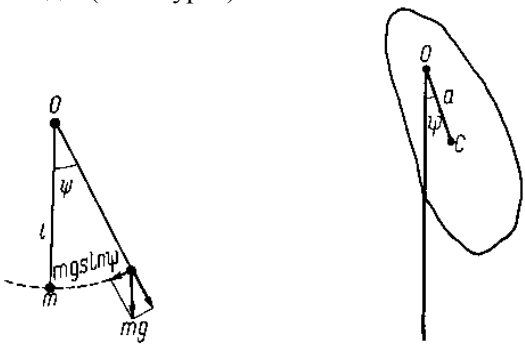
2.2.1. Ауырлық күшін анықтауға арналған маятникті тәсіл

Ауырлық күшін өлшеуге негізделген маятниктік тәсіл ең ыңғайлы тәсіл болып саналады. Математикалық маятниктің тербеліс периодының нақты өрнегін келесі шексіз қатар түрінде көрсетуге болады

$$T = \pi\sqrt{\frac{l}{g}}\left[1+\frac{1}{2}sin^2\frac{\alpha}{2}+(\frac{1\cdot 3}{2\cdot 4})^2\,sin^4\frac{\alpha}{2}+....\right], \qquad (2.66)$$

мұндағы l – маятник ұзындығы; α – ең үлкен ауытқу бұрышы.

Математикалық маятник деп созылмайтын абсолютті иілгіш жіпке салмағы ауыр нүктелік масса ілінген идеалды маятникті атайды (2.12-сурет).



2.13-сурет. Математикалық және физикалық маятниктер

Олай болса, маятниктің l ұзындығы деп ілу нүктесінен маятниктің бүкіл массасы шоғырланған нүктеге дейінгі қашықтықты санаймыз. (6.1) өрнегіндегі маятник тербелісінің заңы міндетті түрде орындалу үшін, маятник идеалды

жағдайларда болуы қажет (ол бос жағдайда тербелуі, ал температура мен қысым оған әсер етпейтін болуы қажет).

Ілу нүктесі қасында тербеліс жасайтын кез-келген физикалық денелер жиынтығын **физикалық маятник** деп атаймыз. Осындай идеалды маятниктің тербелісі (6.1) заңға сай өзгереді, бірақ маятник ұзындығының рөлін форма, масса және ілу нүкте орналасуына тәуелді болатын функция атқарады. Бұл функцияны **маятниктің келтірілген ұзындығы** деп атайды, ол келесі өрнекпен анықталады

$$l = \frac{I_0}{aM},$$

мұндағы I_0 – маятниктің тербеліс осіне қатысты инерция моменті $\left(I_0 = \int r^2 dm\right)$, a – тербеліс осінен маятниктің ауырлық центріне дейінгі қашықтық; M – маятник массасы.

α ауытқу бұрышының аздығына тәуелді (әдетте, $\alpha \le 30^\circ$) (6.1) өрнегіндегі қосылғыштарды үшінші мүшеден бастап қарастырмасақ та болады. Екінші мүше өлшенген периодқа енгізілетін амплитуда үшін түзету ретінде қарастырылады. Онда

$$T = \pi\sqrt{\frac{l}{g}}. \qquad (2.67)$$

Егер T период және l келтірілген ұзындықты өлшесек, онда осы нүктедегі g ауырлық күшінің мәнін таба аламыз.

Маятниктік тәсілінің негізгі артықшылықтары – тербеліс процесінің қайталанатыны мен изохрондылық қасиеті. Маятник тербелісінің периоды амплитуда азайған сайын өзгермейді, сондықтан бір тербеліске кететін уақытты өлшемей, мысалы мыңдаған тербелістерге кететін уақытты өлшесек те болады. Бір тербеліс уақытын барлық интервалды тербелістер санына бөлу арқылы таба аламыз. Осылайша, маятник тәсілінің дәлдігін бақылау уақытын үлкейту арқылы жоғарылатуға болады.

Маятниктік тәсіл көмегімен ауырлық күшінің абсолютті мәнін анықтай аламыз. Өлшенген тербеліс периоды мен маятниктің ұзындығы арқылы анықталған бір нүктедегі

ауырлық күшінің мәнін **ауырлық күшінің абсолютті мәні** деп атайды.

Тербеліс периодын бір маятник көмегімен екі нүктеде анықтау арқылы g_0, g_1, l үш айнымалысы бар келесі екі өрнекті аламыз

$$T_0 = \pi\sqrt{\frac{l}{g_0}},$$

$$T_1 = \pi\sqrt{\frac{l}{g_1}}.$$

Бұл өрнектерден l – ды шығарғанда, g_1 – ді g_0 – дан табамыз

$$g_1 = g_0 \frac{T_0^{\,2}}{T_1^{\,2}}. \qquad (2.68)$$

Егер бірінші нүктедегі g_0 ауырлық күшінің мәні белгілі болса, онда кез-келген бақылау нүктесіндегі g_1 мәнін таба аламыз.

$T_1 - T_0 = \Delta T$ ауыстыруын енгізсек

$$\frac{g_1}{g_0} = \frac{T^2{}_0}{(T_0 + \Delta T)^2} = \left(1 - \frac{\Delta T}{T_0}\right)^{-2}.$$

Ньютон биномына сай жақшаны ашқанда, табамыз

$$g_1 = g_0 + 2g_0 \frac{\Delta T}{T_0} + 3g_0\left(\frac{\Delta T}{T_0}\right)^2.$$

Өте аз шама квадратын қарастырмағанда, ауырлық күші өсімшесін анықтауға мүмкіндік беретін теңдеуді шығарамыз

$$g_1 = g_0 + 2g_0 \frac{\Delta T}{T_0}.$$

Бұл өрнек ауырлық күші өсімшесін период өсімшесімен байланыстырады

$$\frac{\Delta g}{g} = \frac{2\Delta T}{T}.$$

$g = 981000 мгл$; $T_1 = 0{,}508 с$; $\Delta g = 1 мгл$ болғанда

$$\frac{1}{981000} = \frac{2\Delta T}{0{,}508};\ \Delta T = 2{,}5 \cdot 10^{-7} с,$$

яғни 1 *мгл* $2{,}5 \cdot 10^{-7} с$, $0{,}4 мгл$ $1 \cdot 10^{-7} с$ сай келеді. Немесе, ауырлық күшінің 1 мгл-ға өзгеруіне маятник периодының $2{,}5 \cdot 10^{-7} с$ өзгеруі сай келеді, ал маятник периоды $1 \cdot 10^{-7} с$ өзгергенде ауырлық күшінің мәні $0{,}4 мгл$-ға өзгереді. Алғашқы нүктеден бізге керекті нүктеге дейінгі ауырлық күшінің өсімшесін маятниктің тербеліс периодының өсімшесі арқылы анықтау тәсілін **салыстырмалы** деп атайды.

2.2.2. Еркін құлап жатқан денені бақылау негізінде ауырлық күшінің мәнін анықтауға арналған тәсіл

Бұл тәсіл g кернеулігімен гравитациялық өрісінде құлап жатқан дене өтетін s жолын t уақытпен байланыстыратын заңға негізделген

$$S = \frac{gt^2}{2}. \qquad (2.69)$$

Бұл әдіс тек абсолютті болып табылады. g-ны өлшеудің қатесі 0,1 мгл-дан аспауы үшін уақыт пен жол дәлдігін есептей аламыз. (2.69) өрнектің екі жағынан логарифмді алып, дифференциалдау арқылы жүзеге асырамыз

$$\frac{ds}{s} = \frac{dg}{g} + \frac{2dt}{t}.$$

Еркін құлау жолын анықтаудың керекті дәлдігін табуда уақыт анықтауын абсолютті нақты деп санап $\frac{dS}{s} = \frac{dg}{g}$ қатынасты қарастырайық. Мысалы, $\frac{dg}{g} = 10^{-7}$, онда $\frac{dS}{s} = 10^{-7}$, яғни $S = 1$ м-ге тең болғанда $dS = 0{,}1$ мк, яғни дененің құлау

жолының ұзындығын 0,1 мк-ға дейін дәлдікпен анықтауымыз қажет.

Уақытты өлшеудің керекті дәлдігін анықтау үшін $dS = 0$ тең деп санаймыз. Келесі қатынасты пайдаланайық

$$\frac{dg}{g} = \frac{2dt}{t},$$ бұл теңдеуден $dt = \frac{dg}{2g}t.$

(6.4) өрнекке сай $t = \sqrt{\frac{2S}{g}}$, онда $dt = \frac{dg}{2g}\sqrt{\frac{2S}{g}},$ немесе $\frac{dg}{g} = 10^{-7}, S = 100см$ қойғанда, аламыз

$$dt = 10^{-7} \cdot \frac{1}{2}\sqrt{\frac{2 \cdot 100}{980}} = 0{,}2 \cdot 10^{-7},$$

яғни уақытты $2 \cdot 10^{-8}$ дәлдікпен табуымыз керек.

Қазіргі күнде осындай дәлдікпен уақытты анықтауға мүмкіндігіміз бар, сондықтан ауырлық күшінің мәнін өлшеуде қарастырылған әдісті кең пайдалануға болады.

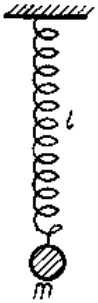
2.2.3. Ауырлық күшін таразыда тарту тәсілі арқылы анықтау

Бұл әдіс g гравитациялық өрісте туындайтын $F = mg$ күшін серпімді серіппе, серпімді бұралатын жіп немесе газ серпімділігі күштерімен компенсациялау процесіне негізделген. Бұл принципке ауырлық күшін өлшеуге арналған көптеген аспаптардың жұмыс жасау принциптері сүйенеді. Оларды **гравиметр** деп атайды. Гравиметрдің жұмыс жасау принципін серіппелі таразы мысалында түсіндіруге ыңғайлы (2.14-сурет). Алғашқы l_0 ұзындығы салмақ әсерінен l ұзындыққа дейін созылатын серпімді серіппеге m масса ілінген. Гук заңына сай, серіппенің τ созылуы салмаққа пропорционал

$$\tau(l - l_0) = mg.$$

Дифференциалдағанда, ауырлық күшінің өзгеруі ұзындық өсімшесіне пропорционал болатынын шығарамыз

$$\tau\Delta l = m\Delta g \quad \text{және} \quad \Delta g = \frac{\tau}{m}\Delta l = k\Delta l. \qquad (2.70)$$



2.14-сурет. Серіппелі таразы принципінің схемасы

Бұл тәсіл барлық жағдайда салыстармалы болып табылады. Δg анықтауын 0,1 мгл-ға дейін келтіру үшін ұзындықты өлшеудің дәлдігі алғашқы созылудың 10^{-7} бөлігін құрау қажет. Бірақ, таразыда тарту тәсілі басқа әдістерге қарағанда аспаптың сезгіштігін бірнешеге жоғарылатуға мүмкіндік береді. Бұл тәсілді жиі ауырлық күшін өлшеудің статикалық әдісі деп, ал оған негізделген аспаптарды – статикалық гравиметрлер деп атайды.

2.3. Гравиметр көмегімен ауырлық күшін өлшеудің әдістемесі

Гравиметр көмегімен жүзеге асырылатын далалық жұмыстар әдістемесі түсірілім алдында тұрған геологиялық мақсаттармен және қолданатын гравиметрлердің арнайы ерекшеліктерімен анықталады. Барлық гравиметрлерде уақыт бойынша ноль-пункт ауытқуы бақыланады. Гравиметрді қолдану арқылы жүргізілетін түсірілімді іске асырғанда, ноль-пункт ауытқуын ескеріп, бұл құбылыстың әсерін мұқият алып тастаумыз қажет болады. Сондықтан, кез-келген түсірілім кезінде профильді азғана уақытты рейстерге бөледі. Егер ноль-

пункт ауытқуы сызықтық емес болса, онда рейсті де ноль-пункт ауытқуы сызықтық болатын үзбелерге ажыратады. Рейс пен оның үзбелері барлық жағдайларда ауырлық күшінің мәні белгілі пункттерде тұйықталады. Бұл пункттерді **3 класты тіректі пункттер** деп атайды. Осылайша, гравиметриялық түсірілімнің негізгі кезеңі ретінде тіректі торды анықтау болып табылады. 3 класты тіректі тор қателерінің бір-біріне қосылуын анықтауы ноль-пункт ауытқуын ескеру үшін және гравиметриялық түсірілім дәлдігін бағалау үшін қажет. Осындай тіректі тордың жергілікті жүйесі келесі принциптерге сай құрастырылады:

1. Тіректі тордың барлық пункттерінің дәлдігі бірдей және қарапайым пункттер дәлдігінен жоғары болуы қажет. Басқа гравиметрлерге қарағанда дәлдігі жоғарылау гравиметрді қолдану арқылы осы мақсатқа жетуге болады. Тіректі торды құрғанда ең жылдам орын ауыстыру тәсілдерін пайдаланады – ұшақтар немесе тікұшақтар.

2. Тіректі тор пункттеріндегі ауырлық күші мәндері 1-ші және 2-ші класты мемлекеттік пункттерге байланған және Постдам жүйесінде өлшенген болуы қажет.

3. 3-ші класты тіректі пункттері гравиметрмен жасалынатын рейс ішінде екі немесе үш тіректі пункттерден аз емес құрастырылған болуы қажет. Осымен бірге, келесі қарапайым рейстерде немесе екі көрші тіректі нүктелер арасында сызықтық ноль-пункт ауытқуы қамтамасыз етілген болуы қажет. Әдетте, нақты түсірілімді жасағанда тіректі нүктелер бір-бірінен әр 2–3 км қашықтықта орналасады, барлау жұмыстарында – әр 8–12 км. Тіректі торды анықтауға арналған гравиметрлер өте мұқият эталонданған болуы қажет.

4. Тіректі торды тұрғызғанда бақылаулар тұйық полигон жүйесін жасайтын рейстер арқылы іске асырылады. Тіректі торды тұрғызғаннан кейін оны В.В. Попов шығарған арнайы әдістер арқылы теңестіреді.

Жетуге қиын таулы аумақтардағы гравиметриялық түсірілімде 3-ші класты тіректі торды магистральды профильдер жүйесіне ауыстыруға болады. Магистральды профильдер бойынша жүргізілетін бақылаулардың дәлдігі әдеттегі

бақылауларға қарағанда жоғарырақ болады. Магистральды профильдегі бақылау екі гравиметр көмегімен қайталану әдістемесі бойынша іске асырылады. Магистральды профильдер бір-бірімен арнайы профильдер көмегімен байланысқан болуы қажет. Осының нәтижесінде келешекте теңестірілетін тұйық полигон құралады.

Гравиметриялық түсірілімде 3-ші класты тіректі торды тұрғызады, себебі осындай жағдайда түсірілімнің дәлдігі ең жоғары болады.

1 және 2-ші класты тіректі гравиметриялық нүктелері аймақта көп уақытқа және қатты байланған болуы қажет. Бекітудің келесі тәсілдері бар:

1. Тас пен бетоннан жасалған бағаналар мен тақталарды орнату;
2. Іргетасты үйлерде, аэродром алаңдарында тақталар орнату;
3. Темірден жасалған құбырларды орналастыру;
4. Триангуляция пункттері мен нивелирлеу реперлерімен сәйкестендіру.

3-ші класты тіректі нүктелері аймақта бағана немесе құбырмен тіркеледі немесе тұрақты жергілікті заттармен сәйкестендіріледі. Бекітудің кез-келген тәсілінде барлық тіректі нүктелерді арнайы құжаттарда жазып, сипаттауымыз қажет.

Гравиметриялық түсірілімнің қарапайым нүктелері аймақта қазықшалармен уақытша тіркеледі.

3-ші класты тіректі торды анықтаудан кейін қарапайым жүйедегі бақылауларды жүзеге асыруға кіріседі. Олар үшін тіректі нүктелер берік негізі болып табылады.

Гравиметрмен жасалынатын қарапайым рейс температура өзгеруі сызықтық болатындай етіп құрастырылған болуы қажет. Керісінше жағдайда түсірілім дәлдігі төмендейді. Сондықтан, өлшеулерді гравиметр ішінде температураның өзгеруі байсалды болатын жағдайда қысқа рейстерде, яғни таңертең немесе кешке таман жасау ыңғайлы.

Гравиметрмен іске асырылатын рейстер келесі тәсілдер арқылы құрастырылған болуы мүмкін:

1. Рейс белгілі бір пунктте басталып, сол пунктте бітеді. Рейстің барлық пункттері кері жолмен жүргенде қайталанады. Рейстің осындай құрастырылуы ноль-пункт ауытқуын дәл анықтауға мүмкіндік береді, бірақ өнімділікті төмендетеді.

2. Рейс белгілі бір пунктте басталып, сол пунктте бітеді. Рейстің жарты пункттері кері жолмен жүргенде қайталанады.

3. Рейстің ішінде 3-тен аз емес тіректі пункттер болуы қажет. Әдетте, рейс бір нүктеде басталып, басқа нүктеде бітеді. Ноль-пункт ауытқуы үшін түзетуді тіректі пункттерде өлшенген қалыпты мәндерге қатысты енгізеді.

Соңғы уақытта қарапайым пункттер жүйесінің орта квадраттық қатесі $\pm(0{,}02-0{,}06)$ мгл-ға тең болатын жоғары дәлдікті нақты гравибарлауды қолданады. Осындай түсірілімде профиль бойындағы қарапайым пункттер тығыздығы $50-200$ м болады. Жоғары дәлдікті гравиметриялық түсірілімдер амплитудасы 0,1 мгл-ға дейін аномалияларды бөлуге мүмкіндік береді. Бұл түсірілім әдістемесі әдеттегіден ерекшеленеді. Қарапайым пункттердегі бақылауларды екі гравиметр арқылы жүргізіп, рейс ұзындығы $1{,}5-2$ сағаттан көп емес болуы қажет. Жоғарғы дәлдікті түсірілімде гравиметрлердің ноль-пункт ауытқуы өте мұқият анықталған болуы қажет. Ол үшін арнайы тәсілдерді қолданады. Мысалы, «айырмалы ноль-пункт» әдісін қарастырайық.

Іздеу жұмыстарының алдында сиретілген, яғни тығыз емес, жергілікті тіректі тор тұрғызылады. Оны **негізгі тіректі қаңқа** деп санайды. Тіректі пункттердің көбісі қарапайым пункттерде бақылауларды жасағаннан кейін далалық жұмыстар процесінде анықталады. Бұл тіректі пункттер алдында анықталған тығыз емес торға байланады. Олардың орналасуы қарапайым рейстегі ноль-пункт өзгеруіне тәуелді таңдалады. Қарапайым жүйедегі бақылаулар екі гравиметрмен бірдей уақытта іске асырылады. Әр қарапайым рейсті өңдегенде, айырмалы ноль-пункт ауытқуының графиктері тұрғызылады. Графикте абсцисса осі арқылы екі гравиметрден алынған есептің орта уақыты, ал ордината осі арқылы – екі аспаптан алынған сәйкесінше Δg айырмасы көрсетіледі. Әдеттегі рейстің ноль-пункт ауытқуының

графигі сынған сызық түрінде болады. Оны ноль-пункт ауытқуының графигі сызықтық болатын жеке учаскелерге бөледі. Айырмалы ноль-пункт графигінің сыну нүктелерінде қосымша тіректі пункттерді орналастырады.

Гравиметриялық түсірілімді жүргізгенде инструкцияға сай пункттердің 10 %-да өлшеулерді қайталау қажет болады. Қайталанатын бақылаулар түрлі рейстер мен күндерде жасалынады. Оларды **тәуелсіз қайталану өлшеулері** деп атайды. Осы өлшеулер арқылы алынған деректерді бағалауға және олардың сапасын анықтауға болады.

Гравиметрмен жасалған бақылаулар сапасын бағалаудың негізгі критерийі болып **бірлік бақылаудың орта квадраттық қатесі** саналады. Оны тәуелсіз қайталанған өлшеулердің ұқсастығы арқылы ең азғантай квадраттар өрнегі бойынша есептеуге болады

$$m = \pm\sqrt{\frac{\sum \delta^2}{l-n}}, \qquad (2.71)$$

мұндағы δ – орта мәннен ауытқуы; l – бақылаулар саны; n – қайталанған нүктелер саны.

Өлшеулерді екі рет немесе бір уақытта екі гравиметр көмегімен жасаған жағдайда келесі теңдеуді қолданады:

$$m = \pm\sqrt{\frac{\sum d^2}{2l}}, \qquad (2.72)$$

мұндағы d – алғашқы және қайталанған бақылаулар айырмасы немесе екі аспаптар арқылы алынған өлшеулер айырмасы; l – айырмалар саны.

Тіректі нүктелердегі ауырлық күшінің мәні белгілі (бекітілген мән) бақылаулар нәтижесімен салыстырғанда бірлік бақылаудың дәлдігі келесі өрнек арқылы есептеленеді

$$m = \pm\sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{l}}, \qquad (2.73)$$

мұндағы Δ – бекітілген мәннен ауытқу; l – бақылаулар саны.

Тіректі торды анықтаудың дәлдігін бағалау былай іске асырылады. Алдын ала тұйық полигондар құрайтын тіректі тордың сапасы олардың сәйкес еместіктері (неувязка – полигон

бойымен ауырлық күші өсімшілер қосындысының 0-ге тең еместігі) арқылы есептелінеді. Полигонның сәйкес еместігі келесі өрнек арқылы анықталады

$$W = \pm 2m\sqrt{\frac{k}{l}}, \qquad (2.74)$$

мұндағы m – бірлік бақылаудың орта квадраттық қатесі; k – бірізді тіректі нүктелердің (полигон жақтарының саны) өсімшелер саны; l – екі көршілес нүктелер арасындағы ауырлық күші өсімшелердің орта саны.

Ауырлық күші өсімшелерінің орта квадраттық қатесі былай есептеледі

$$\mu = \pm\sqrt{\frac{\sum p\delta^2}{s-r}}, \qquad (2.75)$$

мұндағы δ – полигон үзбелерінің жиынтық түзетулері немесе ауырлық күшінің деңгейлік мәндерінен ауытқулары; s – теңестірілетін тіректі тордың барлық үзбелер саны; r – тіректі немесе тұйық нүктелер саны (мұның ішіне «бекітілген нүктелер» мен бірінші нүкте кірмейді); p – әр Δg өсімшенің салмағы.

Барлық тіректі тор арқылы Δg-ны анықтаудың орта квадраттық қатесі келесі өрнекпен шығарылады

$$m_i = \pm\frac{\mu}{\sqrt{p_l}}, \qquad (2.76)$$

мұндағы p_l – тіректі тор барлық үзбелерінің орта салмағы.

Тіректі тордағы ауырлық күшінің орта квадраттық қатесінің орта мәні келесі теңдеу көмегімен анықталады

$$\varepsilon_g = \pm\frac{\varepsilon_l}{\sqrt{2}}. \qquad (2.77)$$

Осы қатенің мәні тіректі тор сапасын бағалаудың негізгі критерийі болып табылады.

Теңестіруден кейін жоғары класты тіректі торға қатысты 3-ші класты нүктелердегі ауырлық күшін анықтау дәлдігін бағалау іске асырылады.

Қарапайым жүйе пункттеріндегі ауырлық күші аномалиясын анықтаудың орта квадраттық қатесі келесі өрнек арқылы есептеледі

$$m_a = \pm\sqrt{m^2 + m_{тіректі} + m_H + m_k}\,, \qquad (2.78)$$

мұндағы m – ауырлық күшін өлшеудің орта квадраттық қатесі; $m_{тіректі}$ – алғашқы тіректі нүктелерге қатысты 3-ші класты тіректі тордың орта квадраттық қатесі; m_H – биіктіктерді анықтау қатесіне тәуелді орта квадраттық қате; m_k – координаттарды анықтау қатесіне тәуелді орта квадраттық қате. Гравиметриялық түсірілім инструкциясына сай, әр түсірілімнің түрі керекті масштабты гравиметриялық карталарды тұрғызуға мүмкіндік беретін нүктелер тығыздығы мен дәлдікпен сипатталынады (2.1-кесте)

2.1-кесте

Гравиметриялық түсірілім	Шешілетін геологиялық мақсат	Карта масштабы	Изоаномал қимасы, мГл
Аймақты	Жер қыртысының тереңдік құрылысын зерттеу, геологиялық карталау	1:1000000 -1:5000000	5 -10
Рекогносцирлік (барлау)	Геосинклиналь және платформалы аудандарды тектоникалық аймақтау. Осындай жұмыстарда жер қыртысының құрылымдық элементтерін: ойпаңдарды, дөңестерді, дизъюнктивті және пликативті бұзылыстарды анықтайды	1:200 000 - 1:1 000000	1 - 2
Нақты	Мұнай мен газға перспективалы құрылымдарды іздеу	1:100000 - 1: 200000	0,1 - 0,5
	Полиметалды рудаларды, мысты, көмір кен орындарын іздеу	1:25000, 1:5000, 1:2000.	

Түсірілімдер аудандық және профильдік түсірілім болып екіге бөлінеді.

Аудандық түсірілім гравитациялық өрістің ең толық та дәл сипаттамасын бере алады, сондықтан гравиметриялық жұмыстар барлық түрлерінде бұл түсірілімді кең қолданады. Аудандық түсірілім нүктелерінің зерттеліп жатқан ауданның геологиялық ерекшеліктерімен анықталатын бірқалыпты мәннен ауытқуы ауырлық күші изоаномаль картасын тұрғызудың дұрыстығын төмендетпейтін болуы қажет. Бұл үшін профиль бойымен орналасқан нүктелер арасындағы және профильдер арасындағы қашықтықтар қатынасы $1 \div 5$ -тен аз болмауы қажет.

Профильдік түсірілім бір-бірінен қашық орналасқан жеке профильдер арқылы іске асырылады және ауырлық күшінің тек бір бағытта ғана өзгеруін көрсетеді. Бұл түсірілімді жетуге қиын таулы аумақтарда жасауға ыңғайлы. Егер гравитациялық өрістің ерекшеліктерін нақтырақ анықтау қажет болса, жеке нақты профильдерді аудандық түсірілім жүргізілген аумақтарда да жасайды.

Ауырлық күшінің аномалияларын $\pm 0{,}1$ мгл және одан да жоғары дәлдікпен қамтамасыз ететін және изоаномаль қималары $0{,}25$ мгл-ды және одан төмен болатын карталарды тұрғызуға мүмкіндік беретін түсірілімдерді **жоғарғы дәлдікті түсірілім** деп атайды. Осындай түсірілімдерді келесі мақсаттарды шешу үшін қолданады:

1. Нақты геологиялық карталау мақсаттарын шешу үшін;
2. Іздеу маңызы бар рудалық өрістер және мұнай-газды кенорындар құрылымының жеке элементтерін бөліп, табу үшін;
3. Пайдалы казбаларды (мұнай мен газды, көмірді, темір рудаларын, хромитті, мыс колчеданын, мыс-никель рудаларын, бокситтерді, полиметалды рудаларды, силикатты никельді, корунд пен апатитті, т. б.) тікелей іздеу үшін;
4. Ізделіп жатқан объектілердің параметрлерін (көлем, жатыс тереңдігі, тығыздық, т. б.) анықтау үшін;
5. Басқа геофизикалық әдістердің деректері негізінде гравитациялық аномалияны тудыратын геологиялық факторлар туралы болжамдарды дәлелдеу үшін.

Іздеу мақсатымен профильді түсірілімді жүргізгенде, бақылау нүктелерінің үйлесімді тығыздығы геологиялық объект тудыратын аномалияны үштен аз емес нүктелер арқылы қиып өтетіндей таңдалған болуы қажет. Осылайша, түсірілімнің бақылау нүктелерінің үйлесімді тығыздығы күтілетін аномалиялар мөлшерлері мен қарқындылығына тәуелді. Табылған аномалияны нақтылағанда және құрылымдарды зерттегенде, аномальды өріс үштен аз емес профильдермен қиылған және профиль бойында үштен аз емес бақылау нүктелері болатындай етіп таңдалады. Профиль ұзындығы зерттелініп жатқан дененің көлденең қалыңдығынан үш есе ұзын болуы қажет. Аймақты өріспен, көрші құрылымдар өрісімен немесе көрші түсірілімдер нәтижелерімен байланастыру үшін арнайы таңдалған профильдер ұзындығы жоғарырақ болуы қажет.

Жоғары дәлдікті гравибарлаудың геологиялық тиімділігі келесі факторлармен анықталады:

а) зерттелініп жатқан объектінің тығыздығы қоршаған жыныстарға қарағанда ерекшеленуімен (тығыздық бойынша жеткілікті айырмашылық – $0{,}1-0{,}2\ г/см^3$, ал ыңғайлы жағдайларда – $0{,}03-0{,}05\ г/см^3$);

б) объектілер мөлшерлері мен жатыс тереңдіктерімен;

в) гравиметриялық өлшеулер іске асырылатын бетке қатысты объектінің пішіні мен жатыс элементтерімен;

г) гравиметриялық өлшеулер іске асырылатын бет бедерімен;

д) борпылдақ жыныстар астындағы іргелік жыныстар бетінің бедерімен;

е) осы жағдайда кедергі болатын басқа объектілер түрлерімен (терең геологиялық құрылыс, т. б. факторлар).

Изоаномаль қимасы 2 мгл болатын карталарды тұрғызуға мүмкіндік беретін гравиметриялық түсірілім түрі кең дамыған. Осындай түсірілімді **екіміллигалды түсірілім** деп атайды. Екіміллигалды гравиметриялық түсірілімді жасағанда, гравитациялық өріс өзгеруіне тәуелді жүйе тығыздығы $2-8\ км^2$ ауданда 1 пункт орналасатындай етіп таңдалады. Қолданған

гравиметрлер дәлдігі ауырлық күші өсімшелерін $\pm(0{,}3-0{,}7)$ мгл орта квадраттық қатемен қамтамасыз етеді. Жергілікті құрылымдар мөлшерлері үлкен және 2 мгл-дан жоғары аномалиялар болатын аймақтарда екімиллигалды түсірілімдер іздеу-геологиялық мақсаттарын жоғары сапамен шешуге мүмкіндік береді.

Гравиметриялық түсірілім жүйесі тіректі геодезиялық жүйелер құрастыру принциптеріне негізделген. Мемлекеттің бүкіл территориясы жоғары дәлдікті 1-ші класты нүктелер жүйесіне ажыратылады. 1-ші класты тіректі тор Потсдаммен байланысқан негізгі алғашқы ұлттық гравиметриялық пункттерге негізделеді. 1-ші класты жоғары дәлдікті нүктелер арасында тығыздығы жоғарырақ 2-ші класты тіректі нүктелер жүйесі анықталады. 1-ші класты нүктелерге қатысты олардың қателері $\pm 0{,}2$ мгл-дан жоғары болмауы қажет. Осы пункттер негізінде 3-ші класты жергілікті нүктелерді орналастырады. Олар бір немесе бірнеше негізгі тіректі жүйенің нүктелеріне байланысты. Жергілікті нүктелер қарапайым жүйенің негізі болып табылады. 3-ші класты тіректі нүктелердің тығыздығы мен дәлдігі қарапайым түсірілім алдында тұрған геологиялық мақсаттарға тәуелді. Жергілікті жүйелер тіректі нүктелерінің арақашықтығы орташа $5-16$ км арасында құрылады.

Әдетте тіректі торлар ұшақта орнатылған гравиметрлер көмегімен құрастырылады. Негізгі тіректі тор нүктелерін анықтағанда, бір уақытта 3-5, ал жергілікті тіректі торды анықтағанда – екі гравиметрді қолданады.

2.3.1. Гравиметриялық пункттер жүйесінің тығыздығы

Жүйе тығыздығын есептегенде, зерттелініп жатқан геологиялық құрылымдарға сай болатын аномалия мөлшерлері мен болжам амплитудасына сүйенеді. Гравиметриялық түсірілімнің таңдалған түріне сай нәтижелік картаның масштабы мен изоаномаль қимасын анықтайды. Бірақ айтқанымыз пункттер орналасуының тығыздығы туралы біржола шешімге келуге болатынын білдірмейді. Соңғы күндерде бұл сұраққа жауап

беру үшін геологиялық факторларды ескеріп, келесі екі негізгі сипаттаманы қарастырады:

1) тұрғызылған қартадағы аномалия дәлдігі;

2) алдын ала болжап, бағалауға болатын гравитациялық өріс аномалиялығының дәрежесі.

Осы екі бапты **интерполяция қатесі** көмегімен анықтауға болады, ал ол арқылы – гравиметриялық түсірілімнің барлық рұқсатын табуға болады.

$\bar{\varepsilon}$ **интерполяция қатесі** деп картаның кез-келген нүктесінде аномалияның интерполяцияланған мәнін алудың орта квадраттық қатесін айтады. Егер осы түсірілімдегі аномалияны анықтау қатесі мен интерполяция қатесі квадраттарының айырмасын тапсақ, ε таза интерполяция қатесі шығады. Бұл процедураның қалай іске асырылатынын қарастырайық. Бақылау нүктелері көрсетілген гравиметриялық картада тығыздығы төменірек нүктелер үшін жаңа картаны тұрғызады (нүктелер тығыздығын барлық карта бойынша бірқалыпты түрде азайтады). Қарастырылмаған нүктелер үшін аномалия мәнін интерполяциялайды және екі картаны салыстыру арқылы интерполяцияланған мәндердің анықталған мәндерінен орта квадраттық ауытқуын есептейді. Интерполяция қатесін анықтау үшін нүктелер тығыздығын 2, 3, 4 есе азайтуға болады. Осындай жағдайда интерполяция қатесі де көбейеді. Пункттер жүйесінің тығыздығын азайтқан сайын, интерполяция қатесінің өзгеруі келесі заң арқылы есептеледі:

$$\bar{\varepsilon} = \pm k\left(\sqrt{x} + \sqrt{y}\right), \qquad (2.79)$$

мұндағы $\bar{\varepsilon}$ – толық интерполяция қатесі; x, y – координата осьтері арқылы пункттер орта арақашықтарының құраушылары; k – пропорционалдық коэффициенті. Егер $y = x$ тең болса, $\bar{\varepsilon} = \pm 2k\sqrt{x}$. Көрсетілген өрнек түсірілім тығыздығын есептеуге мүмкіндік береді. Ауырлық күшін анықтау қатесін m деп белгілейік. ε таза интерполяция қатесі m ауырлық күшін анықтау қатесіне тең деген жағдайдағы жүйенің үйлесімді тығыздығын есептейік. Онда толық интерполяция қатесі былай анықталады:

$$\bar{\varepsilon} = \pm\sqrt{m^2 + \varepsilon^2} = \sqrt{2m^2} = m\sqrt{2}, \text{ немесе } \bar{\varepsilon} = \pm 2k. \quad (2.80)$$

Осылайша, егер $\bar{\varepsilon}$ толық интерполяция қатесі белгілі болса, онда аномалияны анықтаудың керекті дәлдігі мен пункттер жүйесінің тығыздығын есептей аламыз. Басқа жақтан қарасақ, $\bar{\varepsilon}$ карта дәлдігін сипаттайды, яғни интерполяция қатесі осы картадағы қандай болса да нүкте үшін қандай дәлдік дәрежесімен аномалияны анықтауға болатынын көрсетеді.

Изоаномаль сызықтарын тұрғызу үшін қиманы есептеуде келесі негізгі критерийді қолданады: интерполяцияланған мәндердің нақты мәндерінен ауытқуы кима шегінде болуы қажет. Осыған сай, изоаномаль қимасы интерполяция қатесінен $2{,}5$ есе жоғары болуы қажет. Карта қимасын h деп белгілегенде, алатынымыз

$$h = 2{,}5\bar{\varepsilon}. \quad (2.81)$$

Толық интерполяция қатесінен аномалияны анықтаудың керекті дәлдігін есептейміз. Оны m деп анықтадық. Бұл қате таза интерполяция қатесіне тең болуы қажет $m = \bar{\varepsilon}$, онда

$$m = \frac{\bar{\varepsilon}}{\sqrt{2}}. \quad (2.82)$$

(7.10) өрнек арқылы k интерполяция коэффициенті белгілі болған жағдайда, пункттер арасындағы орта қашықтықты табамыз

$$x = \left(\frac{\bar{\varepsilon}}{2k}\right)^2. \quad (2.83)$$

2.3.2. Эталондау

Гравиметр арқылы өлшеулерді жасағанда ауырлық күші өзгеруіне шартты шкаладағы гравиметр есептерінің өзгеруі сай болады. Мгл-мен өлшенген ауырлық күші өзгеруінің шкала бөлшектеріндегі гравиметр есептерінің өзгеруіне нақты қатынасын анықтауды **гравиметрді эталондау** деп атайды. Кей гравиметр түрлері (астазияланған емес) үшін бұл қатынас сызықтық болады. Осындай жағдайда **масштабты коэффициент** деген ұғымды енгізеді. Басқа жағдайларда

байланыстар күрделі болып, квадраттық, үшінші дәрежелі, тіпті тригонометриялық функциялар ретінде анықталынады. Онда бірнеше тұрақтыларды есептеуге тура келеді.

Эталондау дәлдігі төмен болған жағдайда, өлшенетін ауырлық күші айырмасы жоғарылаған сайын, енгізілетін қате мәні де жоғарылайды. Соңғы жылдары гравиметрдің эталондауына қойылатын талаптар шегі бірнеше есе өсті, себебі гравиметрлерді тіректі гравиметриялық жүйелерді құрғанда кең қолданады. Оларды ауырлық күшінің абсолюттік мәндерін салыстыру мақсатымен құрлықтарды байланыстыруда және бүкіләлімдік тіректі гравиметриялық пункттер жүйесін құрастырғанда қолданады. Ауырлық күшінің өте үлкен айырмаларын анықтау үшін диапазондары кең арнайы гравиметрлер шығарылған. Олардың көмегімен диапазонды өзгертпей-ақ, ауырлық күшінің бірнеше гал-ға дейін айырмаларын анықтауға болады. Бүгінгі заманға сай эталондау тәсілдері бұл операцияны $\pm 1 \cdot 10^{-4}$ дәлдікпен жасауға мүмкіндік береді, яғни ауырлық күші айырмасы 1 мгл-ға тең жағдайда біз оны $\pm 0{,}1$ мгл дәлдікпен анықтай аламыз.

Біздің мемлекетімізде ауырлық күші мәндері 4 мгл-дан жоғары диапазонда өзгереді, сондықтан гравиметриялық түсірілімде гравиметрлерді эталондау мәселесі өте күрделі.

Эталондауды үш түрлі тәсіл көмегімен іске асыруға болады:

1) ауырлық күші мәні белгілі пункттер арқылы;

2) еңкейту әдісімен;

3) салмақ түсіру (нагрузка) әдісімен.

Бірінші екі тәсілді гравиметриялық жұмыстар практикасында кең қолданады.

2.3.3. Гравиметриялық карталарды құрастыру әдістемесі

Бүгінгі күні гравиметриялық түсіру мемлекетіміздің барлық территориясында жүргізілген. Түсірулер әртүрлі аспаптармен, әртүрлі геологиялық мақсаттармен және нақтылық дәлдігімен іске асырылған. Әдетте, түсіру нәтижелері ауырлық күші изоаномаль карталары түрінде көрсетіледі. Карталарды жеке

учаскелер, біріктірілген үлкен аумақтар, мемлекеттер және континенттер арқылы тұрғызу мүмкін.

Гравиметриялық түсіру нәтижелері геодезиялық, геологиялық мақсаттарды шешуде қолданады. Гравиметриялық деректердің геологиялық талдауында кең қолданатын Буге редукциясы болып табылады. Сондықтан, біздің мемлекетімізде Буге редукциясындағы изоаномаль картасын жиі тұрғызады.

Гравиметриялық карталар үшін 1901–1909 жж. Гельмерт ауырлық күшінің қалыпты мәндер өрнегі пайдаланылады. 1 : 200000; 1 : 500000; 1 : 1000000 масштабты карталарында рамканың оң жағында халықаралық болатын Кассинистің қалыпты мәндер теңдеуіне ауысу үшін түзетулер көрсетіледі. Ауырлық күшінің алғашқы мәні ретінде Постамда алынған ауырлық күшінің мәні қарастырылады. Биіктіктер ноль-пункт деңгейі ретінде Балтық теңіз деңгейін санайды.

Гравиметриялық карталарды құрастыру операциясы келесі негізгі кезеңдерден тұрады:

1) барлық қолданатын түсірулерді бірдей гравиметриялық деңгейге келтіру;

2) картаның масштабы мен қимасын таңдау;

3) аралық қабат тығыздығының мәнін таңдау;

4) карта тұрғызу.

Түсірулерді бірдей гравиметриялық деңгейге келтіру

Гравиметриялық карталарды, әсіресе үлкен аумақтар үшін біріктірілген карталарды тұрғызғанда, ең маңызды нәрсе барлық қолданатын түсірулерді бірдей гравиметриялық жүйеге келтіру болады. Көптеген мемлекеттерде гравиметриялық түсірулерді бірдей жүйеге келтіру үшін дәлдіктері жоғары арнайы тіректі торлар құралған. Әртүрлі материктерде, мемлекеттерде құрастырылған тіректі торлар арнайы бүкіләлемдік гравиметриялық байланыстар көмегімен бірдей бүкіләлемдік жүйесіне келтірілген. Бүкіләлемдік түсіру үшін ауырлық күшінің алғашқы мәні ретінде Постдамда алынған мәнді санайды.

Көптеген геологиялық мақсаттарды шешкенде гравиметриялық түсірулерді ауырлық күшінің жалпы мемлекеттік деңгейіне келтіру 1 мгл-ға дейін дәлдікпен іске асырылу қажет. Керісінше жағдайда, әртүрлі өндірістік компаниялармен іске

асырылған нақты түсірулерді біріктіргенде гравитациялық карталар бұрмаланған болып шығады.

Біріктірілген гравиметриялық карталардың құрастырылуын негізгі деректер талдауынан бастайды (тіректі тор дәлдігін бағалаудан, алғашқы пункттер мен оларды байланыстырудан). Егер гравиметриялық түсірулер арасында байланыстар жоқ болса, олардың деңгейлері әртүрлі болса, далалық жұмыстар нәтижелерін тағы да өңдейді. Тіректі торларды байланыстыру мен түсірулерді бірдей гравиметриялық деңгейге келтіру карталарды құрастырудың бірінші кезеңі болып табылады.

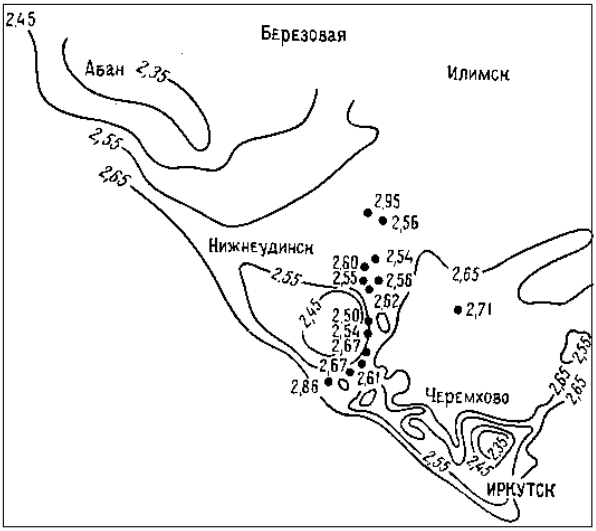
2.3.4. Картаның масштабы мен қимасын таңдау

Кез-келген гравиметриялық түсіру нәтижесінде құрастырылатын картаның масштабы мен қимасын таңдау тығыздықпен, аномалиялар қатесімен және гравитациялық өрістің аномалиялық дәрежесімен анықталады. Карта масштабы мен қимасы шешілетін геологиялық мақсаттарға, яғни түсіру түріне тәуелді (2.1-кесте). Масштабы ұсақ біріктірілген карталарды нақтылылығы әртүрлі түсірулер негізінде тұрғызғанда гравитациялық ақпараттарды толығымен қалдыруға тырысады. Мысалы, 1*:*100000 және 1*:* 200000 масштабты нақты жұмыстар нәтижесінде құрастырылатын 1*:*100000 масштабымен біріктірілген картаны тұрғызғанда изоаномальдарды 2 млг қимамен тұрғызады. 1*:* 25000000 масштабымен біріктірілген картасында 4 млг изоаномаль қимасы, 1*:* 50000000 – 10 мгл қалдырылады.

2.3.5. Аралық қабат тығыздығының мәнін таңдау

Ауданның бедері Буге аномалиясының мәндеріне қатты әсер етеді. Осы әсерді мұқият шығару үшін абсолютті биіктіктермен бірге аралық қабаттың, яғни жер беті мен теңіз деңгейінің арасындағы таужыныстар σ тығыздығын білу қажет. Аралық қабат тығыздығының дұрыс таңдалуы гравиметриялық түсіру нәтижесінде құрастырылатын карталарды тұрғызуда маңызы зор.

Аралық қабат тығыздығының таралуы зерттеліп жатқан ауданның геологиялық құрылысымен анықталады. Мысалы, 7.9-суретте Сибирь платформасының солтүстік жағындағы аралық қабат орташа тығыздықтың таралуы көрсетілген.



2.15-сурет. Сибирь платформасының солтүстік жағындағы аралық қабаттың орташа тығыздығының таралуы

Изотығыздықтар сызықтары геологиялық картаға сай келеді. Тығыздықтардың ең жоғарғы мәндері (2,65-2,78 $г/см^3$) кембрий таужыныстарының Жер бетіне шыққан аумақтарына сай. Кембрий жыныстары өзінен жас жыныстармен жабылған немесе ордовик жыныстар зоналарында аралық қабат тығыздығы 2,55-2,68 $г/см^3$. Жоғарғы ордовик жыныстарының жер бетіне шығуына жыныстардың 2,45-2,58 $г/см^3$ мәндері сай келеді. Ең төмен тығыздықтар (2,28-2,35 $г/см^3$) юра жыныстарына сай.

Көрсетілген деректер аймақтың үлкен және кішкентай ауданында аралық қабаттың үлкен шегінде өзгеретінін дәлелдейді. Осыған қарамай, үлкен аумақтар үшін Буге аномалиясының бүкіл әлемдік немесе ұсақ масштабты карталарын

тұрғызғанда аралық қабат тығыздығының 2,67 $г/см^3$ орташа мәнін таңдайды. Негізінде, бұл мән Жердің әр аймағы үшін жоғарырақ. Ол аралық қабаттың емес, Жер қыртысының орта тығыздығын сипаттайды. Ұсақ масштабты карталардағы изоаномаль қимасы 5,10,... мгл болуы мүмкін. Осындай карталарда гравитациялық өрістің ұсақ ерекшеліктері көрінбей қалады.

1955 ж. бастап аралық қабат тығыздығын 2,3 $г/см^3$ деп алатын болды. Шөгінді жыныстармен құрастырылған аралық қабат біздің мемлекетіміз үшін бұл мән нақтыға жақын. Ұсақ масштабты карталар гравитациялық өрістің үлкен аумақтарында өзгеруін көрсетуге арналған. Сондықтан, оларды тұрғызғанда аралық қабат тығыздығын бірдей қылып алуға болады.

Ауданы үлкен емес территориялардың ірі масштабты карталарын тұрғызғанда аралық қабат тығыздығының таңдауын мұқият жасайды, себебі керісінше жағдайда Буге аномалиясының карталары дұрыс шықпай, геологиялық талдау нәтижелері бұрмаланады. Неғұрлым осы аудандағы биіктіктер өзгеруі жоғары болса, соғұрлым карта тұрғызғандағы қателер мәні өседі. Осылайша, Буге аномалиясын аралық қабаттың нақты тығыздығы арқылы есептеуге тырысады. Әр аудандағы σ тығыздықты арнайы өлшеулер арқылы анықтайды. Жеке түсірулер нәтижелерін өңдегенде минимум екі түрлі Буге аномалиясының карталары тұрғызылады: бірінші картада аралық қабат тығыздығы тұрақты және 2,3 $г/см^3$; екінші картада осы ауданға сай нақты тығыздықты қолданады. Егер тығыздықтар таңдауына мұқият назар аудармасақ, онда картада жалған минимум және максимум аномалиялары пайда болуы мүмкін. Мысалы, 100 м орта биіктік учаскесінде аралық қабат тығыздығының 0,1 $г/см^3$ өзгеруі Буге аномалиясын 0,4 мгл-ға өзгертеді. Егер ауданның тығыздығы анық белгілі болмаса, тығыздық мәнін төмендетіп алуға жақсы болады. Осындай жағдайда аномалия формасы өзгерсе де, оның таңбасы тұрақты болады.

Аралық қабат жыныстарының тығыздығын анықтағанда жалпы кеуектілік үшін түзетуді (яғни суға қаныққан таужы-

ныстар тығыздығын анықтау) ескеруді ұмытпау қажет болады. Шөгінді таужыныстар үшін тығыздықтың өзгеруінің шектік диапазоны 2,0-2,9 $г/см^3$ (жалпы кеуектілік үшін түзетуімен). Абсолютті құрғақ жыныстар тығыздығы 1,4-2,9 $г/см^3$ шегінде өзгереді.

2.3.6. Гравиметриялық карталарды тұрғызудың техникасы

Далалық гравиметриялық жұмыстар процесінде әр партияда «кезекші» гравиметриялық карта тұрғызылады. Ол өлшенген далалық деректерді бақылауға, өлшеулер жүйесінің жобалық тығыздығына ауырлық күшінің аномальды өрісіне тәуелді керекті түзетулерді енгізуге арналған. Далалық жұмыстар және барлық материалдар өңдеудің соңында есепті гравиметриялық карта тұрғызылады. Карта масштабы мен изоаномаль қимасы бақылау жүйенің тығыздығына, оның дәлдігі мен өріс аномальдылығының дәрежесіне тәуелді таңдалады. Гравиметриялық картаны жақсы түсіну үшін, әдетте тығыздығы өте төмен географиялық негізді қолданады. Гравиметриялық карталар тұрғызудың техникасы келесі кезеңдерден тұрады: географиялық негізге немесе координата жүйесі көрсетілген қағазға. Координаттар арқылы тіректі және қарапайым гравиметриялық пункттер тұрғызылады. Әр нүктенің қасында ауырлық күші аномалия мәндері жазылады. Аномалия мәндері әдетте ондаған белгілерге дейін беріледі, себебі оларды анықтау дәлдігі $\pm(0{,}1-0{,}5)$ мгл. Интерполяция көмегімен изоаномаль сызықтар тұрғызылады. Интерполяцияны еркін жүргізеді. Егер өлшенген және интерполяцияланған мәндер қатты ерекшеленсе, онда өлшенген деректерді қайта есептеп, дұрыстау қажет болады. Біріктірілген карталарда тіректі және қарапайым бақылау пункттері толығымен тек қана $1\div200000$ масштабты қарталарда көрсетіледі. $1\div500000$ масштабты қарталарда тек қана тіректі пункттер тұрғызылады, ал $1\div1000000$, $1\div2500000$, $1\div5000000$ масштабтар үшін тек қана изоаномальдар беріледі.

Гравиметриялық карталар жиі $1 \div 200000$ және $1 \div 1000000$ масштабты болады. Гравиметриялық карталарды жақсы түсіну үшін, оларды аномалияның белсенділігіне тәуелді түрлі түстермен көрсетеді. Оң аномалиялар сары-қызыл-қоңыр, теріс аномалиялар көк-жасыл түстермен көрсетіледі.

Гравиметриялық карта үстінде оның атауы, нөмір реті, редукция атауы және қалыпты мәннің өрнегінен басқа қолданған мәліметтердің орналасу схемасы мен материалдың қысқаша сипаттамасы бар кесте көрсетіледі. Схемада бір немесе екі қала, өзендер және түсіру ауданының контуры беріледі. Әр контурдың хронологиялық тізбекке сай нөмірі болады. Кестеде осы картаны тұрғызу үшін қолданған әр түсірудің нөміріне сай келесі негізгі мәліметтер беріледі:

1. Гравиметриялық партияның атауы, есептің авторы және түсіруді іске асырған ұйым;
2. Жұмысты жасаған жылы;
3. Картаның масштабы және изоаномаль қимасы;
4. Карта тұрғызғанда қолданған аралық қабат тығыздығының мәні,
5. Квадратты км көрсетілген аймақтың ауданы;
6. Тіректі гравиметриялық пункттер саны және мгл-мен берілген олардың орташа квадраттық қатесі;
7. Тіректі торды құрғанда қолданған гравиметрлер түрі;
8. Қарапайым гравиметриялық пункттер саны, мгл-мен берілген олардың орташа квадраттық қатесі (оны қайталанған бақылаулар арқылы шығарады);
9. Ауырлық күші аномалиясын анықтаудың орташа квадратты қатесі;
10. Қарапайым торды құрғанда қолданған гравиметрлер түрі;
11. Осы түсіру үшін алғашқы болып саналған тіректі гравиметриялық пункттің атауы мен класы.

2.4. Гравитациялық аномалияны талдаудың физикалық негіздері

2.4.1. Гравитациялық аномалиялардың геологиялық талдауының негізгі түсініктері

Аномалиялардың Жер үстінде таралу заңдылықтарын анықтап, оларды геологиялық объектілер және процестермен байланыстырып, табылған байланыстарды кез-келген геологиялық мақсаттарды шешу үшін пайдалануды гравитациялық аномалиялардың геологиялық талдауы деп атайды.

Геологиялық талдаудың нәтижелері зерттеліп жатқан аймақтың геологиялық құрылымының күрделігіне, ауданның геологиялық және геофизикалық зерттелу дәрежесіне тәуелді. Ауданның геология-геофизикалық мәліметтері жеткіліксіз болған жағдайда гравитациялық аномалияларды тек қана осы ауданды құрайтын таужыныстарымен байланыстырып, тектоника-құрылымдық элементтерінің (бұзылысты зоналардың, антиклинді, синклинді қабаттардың, рудалық денелердің, тектоникалық бұзылыстармен жарылымдардың, т.б.) жуық орналасуын табуға болады. Осындай геологиялық талдауды **сапалық** деп атайды. Қолайлы жағдайларда арнайы математикалық тәсілдерді пайдаланып, сапалық байланыстармен бірге гравитациялық өрісті қоздыратын геологиялық объектілердің параметрлерін анықтауға болады: жатыс тереңдігі, мөлшері, пішіні, т.б. Осындай талдаудың түрін **сандық** деп атайды.

Геологиялық талдаудың сапалық және сандыққа бөлінуі шартты болады, себебі олардың мақсаттары бірдей – геологиялық объектіні табу. Бұл екі талдаудың өзгешелігі мынандай: сапалық талдауды жасағанда гравитациялық аномалия пайда болуының себептерін іздейді, ал сандық талдауда пайда болуының себептері белгілі деген болжауда геологиялық денелердің параметрлерін табады.

Геологиялық талдаудың бастапқы және негізгі кезеңімен сапалық талдау болып табылады. Аудан бойынша толық геологиялық және геофизикалық мәліметтерді жинап, бұл

зерттеулерді міндетті түрде жасайды және олардың нәтижелері ретінде келесі деректер болуы мүмкін:

1) Гравитациялық өрісті зерттеп, басқа геофизикалық әдістер нәтижелерімен салыстыру;

2) Гравитациялық аномалияны қоздыратын геологиялық факторларды анықтау;

3) Жеке құрылымдық элементтердің жуық орындарын белгілеу;

4) Нақты геология-геофизикалық түсірулерді жасауға қолайлы, перспективті учаскелерді анықтау;

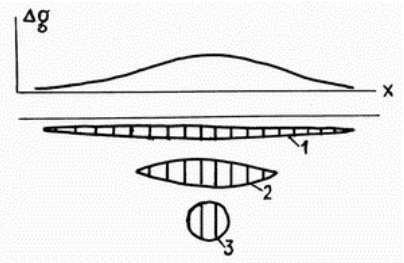
5) Алынған қорытындылардың дәлдігін анықтау мақсатымен ұңғымалар немесе тау-кен шахталарының жуық орындарын табу.

Сандық талдауды тек қана қолайлы жағдайларда жасауға болады. Сандық талдау екі: гравибарлаудың тура және кері есептерін шешуге негізделген.

Геологиялық дененің параметрлері белгілі болған жағдайда гравибарлаудың тура есебі шешіледі. Ол үшін дененің параметрлерін (геометриялық мөлшері, пішіні, жатқан тереңдігі, тығыздығы) ауырлық күшімен байланыстыратын және гравитациялық аномалия қисығын анықтауға мүмкіндік беретін теңдеу белгілі болуы қажет. **Дененің белгілі параметрлеріне сүйеніп, гравитациялық өрісті есептеу процедурасы гравибарлаудың тура есебі деп аталады.** Тура есептің шешімі бір шешімді, яғни осындай пішіні және параметрлерімен геологиялық дене тек қана оған сай гравитациялық аномалияны қоздыруы мүмкін.

Гравибарлаудың тура есебін аналитикалық және графикалық тәсілдер көмегімен шешуге болады. Егер гравитациялық аномалияны белгілі бір математикалық теңдеу арқылы есептесе, онда бұл тәсілді **аналитикалық** деп атайды. Бартон, Гамбурцев, Юнг, т. б. палеткалары көмегімен гравитациялық эффектілерді анықтаса, онда бұл **графикалық** тәсіл болады.

Белгілі гравитациялық аномалия арқылы дененің параметрлерін анықтауды гравибарлаудың кері есебі деп атайды. Кері есептің шешімі көп шешімді, яғни осы гравитациялық өрісті бірнеше түрлі геологиялық объектілер қоздыруы мүмкін (2.16-сурет).



2.16-сурет. Гравибарлаудың кері есебінің көп шешімділігі

Кері есепті де аналитикалық немесе графикалық тәсілдер көмегімен шығарады. Аналитикалық тәсіл бойынша аномалия қисығының сипаттамалық нүктелеріне (максимум немесе минимум нүктелері, нөлді өту нүктесі, иілу нүктесі, т. б.) сүйеніп, математикалық өрнектер арқылы гравибарлаудың кері есебін шешеді.

Графикалық тәсіл бойынша аналитикалық өрнектерге сүйеніп, белгілі бір пішінді дененің әртүрлі параметрлері үшін теориялық қисықтар атласын құрайды. Бақыланған қисықты теориялық аномалиялармен салыстырып, бақыланған аномалияны қоздыратын дененің параметрлерін табады.

Гравитациялық аномалияның сандық интерпретациясы қоздырғыш дененің пішіні туралы деректерден басқа геологиялық мәліметтердің толық және жан-жақты талдауына негізделген болуы қажет.

Интерпретация кезінде гравитациялық аномалияны тудыратын денелердің құрылысы туралы келесі болжаулар жасалынады:

1. Зерттелінетін геологиялық дененің артық тығыздығы қоршайтын жыныстарға қатысты тұрақты болады. Айтқанымыз нақты жағдайларға жақын, бірақ басқаша да болуы мүмкін. Тұрақты артық тығыздық туралы болжау сандық интерпретация есептерін қарапайымдатады.

2. Геологиялық объектілерді екі өлшемді, яғни олардың жатыс бағыты үздіксіз және бойлық қимасы тұрақты деп санайды.

3. Екі өлшемді есепті потенциалдың екінші туындыларын талдаған жағдайда шығарғанда аномалия тудыратын дененің

тереңдікке қарай бағытталғаны туралы болжауды жиі жасайды. Бірақ ауырлық күшінің аномалиялары үшін мұндай болжауды жасауға болмайды, себебі осындай жағдайда ауырлық күші аномалиясы шексіздікке ұмтылады.

4. Гравитациялық аномалияны тудыратын денелер дұрыс геометриялық пішінді деп саналады, себебі гравитациялық аномалияны дененің геометриялық мөлшерлерімен байланыстыратын аналитикалық өрнегін тек қана осындай денелер үшін шығаруға болады.

Кері есепті жалпы жағдайда шығарғанда гравитациялық өрісті сипаттай алатын функциялардың қасиеттеріне тәуелді геологиялық дене параметрлерінің жиынтығын табады. Осындай параметрлер жиынтығы өрістің ерекше нүктелерінің координаталарын анықтауға мүмкіндік береді. Негізінде ерекше нүктелердің орналасуын өріс арқылы нақты табуға болады, бірақ олар барлық өрісті толығымен сипаттай алмайды.

Жоғарыда айтқанымыздай, кері есепті шығару мақсаты геологиялық объектілердің пішіні дұрыс деген болжауға негізделген. Осындай жағдайда кері есепті шешудің негізінде дененің геометриялық ерекшеліктерін сипаттайтын нүктелерді табады. Басқа жақтан бұл нүктелер гравитациялық потенциал туындыларының ерекше нүктелері болып табылады. Екінші дәрежелі беттермен шектелген денелер үшін өрістің ерекше нүктелері геологиялық объектінің ішінде орналасады (шар үшін – оның центрінде, эллипсоид үшін – оның фокустарында). Өрістің ерекше нүктелері белгілі болған жағдайында дененің геометриялық мөлшерлерін есептеу үшін геологиялық объектінің артық тығыздығы анықталған болуы қажет. Сондықтан, осындай денелер үшін гравибарлаудың кері есебінің шешімі тек қана дененің артық тығыздығы белгілі болған жағдайда ғана бір шешімді болады.

Гравитациялық өрісті қоздыратын дене жазықтықтар жүйесімен шектелген және қимада дене контуры бірнеше бөлшектерден тұратын сынық сызық болатын жағдайда кері есептің шешімі бір шешімді болуы мүмкін. Осындайда контурда орналасқан сынық нүктелері дене пішінін толығымен сипаттайтын дененің геометриялық ерекшеліктері болып табылады.

Басқа жақтан, бұл нүктелер гравитациялық потенциал туындыларының ерекше нүктелері болып табылады. Осылайша, ерекше нүктелердің орналасуы бір шешімді болып табылады және олар арқылы дененің бетін анықтай аламыз.

Қарастырылған кері есептің көп шешімділігі гравитациялық өрістің қасиеттеріне тәуелді және оның әсерін азайту үшін дененің тығыздығы мен пішіні туралы қосымша ақпараттарды пайдалану қажет. Гравитациялық аномалияны интерпретациялау практикасында кері есептің көп шешімділігін азайту үшін далалық өлшеулердің дәлдігін жоғарылатады, жүйе тығыздығын өзгертеді, әртүрлі денелердің гравитациялық эффектісін бөлу үшін арнайы әдістерді қолданады.

Кері есепті шығарғанда геологиялық объект туралы ақпараттарды алумен бірге талдау нәтижелерінің дұрыстығын бағалаудың маңызы зор. Кері есептің шешімінің дұрыстығы шешімнің тұрақтылығымен расталуы мүмкін. Кері есептің шешімі тұрақты деп саналады, егер дененің мөлшері мен пішіннің шексіз азғана өзгеруіне гравитациялық өрістің шексіз азғана өзгерулері сай болған кезде. Егер қоздырғыш дене бірнеше геометриялық параметрлермен (тереңдік, қалыңдық, тереңдікке қарай ұзындық, т. б.) сипатталса, онда тұрақтылық туралы түсінікті дененің әр параметрі үшін жеке қарастыруымыз қажет. Көптеген бірдей жағдайларда сенімділіктің әртүрлі дәрежесімен анықталады, ал әр параметрдің дәлдігі басқа параметрдің дәлдігіне әсер етеді. Мысалы, тік қабат тереңдігін оның қалыңдығы мен артық тығыздығына қарағанда бірнеше жоғары дәлдікпен анықтауға болады және оның жабдығының орналасуын табанына қарағанда дәлірек табамыз. Дене пішінін сенімді табамыз, егер дене мөлшерлері жатыс тереңдігіне қарағанда бірнеше үлкен болса. Мысалы, тік қабатты қайта қарастырсақ, егер қабат тереңдігі оның көлденең қалыңдығынан бірнеше аз болса, оның көлденең қалыңдығын сенімді анықтауға болады.

Геологиялық талдау нәтижесінде ауданның геологиялық құрылысы туралы қорытындыларды жасайды, тектоникалық карталар тұрғызады, жеке рудалық денелер орналасуын анықтайды, т. б. Бірақ талдау нәтижелері субъективті болатынын ұмытпау қажет.

2.4.2. Гравитациялық аномалияларды түрлендіру тәсілдері

Гравиметриялық жұмыстар нәтижесінде алынған гравитациялық аномалиялары бірнеше геологиялық факторлардың әсерін көрсетеді. Сондықтан жалпы гравитациялық картада геологиялық объектілер күрделі аномалиялар ретінде анықталады. Керекті геологиялық мақсатты шешкенде, осы бірнеше әсерлерді көрсететін жалпы өрістен геологиялық объектілер тудыратын аномалияларды бөліп алу қажет болады. Гравитациялық өрістің бір ерекшеліктерін күшейтіп, басқаларды әлсіздету үшін алғашқы аномалияларды түрлендіреді. Гравитациялық өрісті түрлендіру (трансформациялау) процедурасы байланыс теориясындағы сигналдар бөлуіне ұқсас болса да, оның ерекшеліктері бар.

Гравитациялық аномалияларды түрлендірудің негізгі мақсаты – бақыланған алғашқы гравитациялық өрісті оның құраушыларына бөлу. Аномалияның әр құраушысы гравитациялық өрісті туындататын әртүрлі тереңдіктердегі әртүрлі геологиялық факторларға сай болады. Сондықтан аномалияларды түрлендіру процесі – соңғы нәтижелердің сапасына қатты әсер ететін геологиялық талдаудың бірінші және негізгі кезеңі болып табылады. Түрлендіру операциясы гравитациялық өрісті ажыратып, қарапайымдатуға арналған. Оның нәтижесінде әр геологиялық фактордың әсерін жеке бөліп алуға болады.

Егер жеке аномалиялар бір-біріне тәуелсіз және жалпы өрісте ерекшеленіп бақыланса, онда түрлендіру есебін күрделі деп қарастырмаймыз. Бірақ, практикалық жағдайларда жүйе тығыздығына, түсірілім дәлдігіне, геологиялық құрылымдар байланыстарына тәуелді нақты гравитациялық аномалиялар бір-бірімен қатты байланысқан болады. Осылайша, әр көздің аномалиялы эффектісін толығымен бөліп ажыратуға болмайды. Аномалиялардың сенімді бөлінуін қамтамасыз ету үшін аудан бойынша толық геологиялық ақпарттарды пайдалануымыз қажет. Айтқанымыз түрлендірілетін аномалияларға қосымша жағдайларды қолдануға, түрлендірудің ең тиімді әдістемесін таңдауға мүмкіндік береді. Гравитациялық аномалиялардың

трансформациясы белгілі бір алғашқы болжауларға негізделген. Оларға жұмыстар нәтижесінде болжанатын геологиялық объектілердің жатыс тереңдіктер интервалы, аномалия мөлшерлері, олардың градиенттерін жатқызуға болады. Айтылған барлық шамалар бір-бірімен тура байланысқан.

Түрлендірудің кез-келген әдісі бақыланған өрісте бақыланбайтын ерекшеліктерді бөле алмайды. Басқаша айтқанда, трансформация көмегімен жаңа ақпараттарды ала алмаймыз. Бұл процедура алғашқы өрістің бір ерекшеліктерін әлсіздетіп, басқаларды күшейтуге арналған. Ақпараттар теориясына сай, алғашқы мәліметтердің әр түрлендіруі алғашқы ақпараттардың бір бөлігін жоғалтуына апарады. Айтқанымыз гравитациялық аномалиялар түрлендіруіне де сай болады.

Гравитациялық аномалиялар түрлендіруінің бірнеше тәсілдері бар. Олардың барлығы келесі басты және маңызды болжауға негізделген: **неғұрлым геологиялық объектінің тереңдігі мен мөлшері үлкен болса, соғұрлым оның аномалиясы бірқалыпты өзгеріп, ал оның градиенттері аз болады.**

Әдетте, Жердің үлкен тереңдігінде орналасқан массалар тудыратын аномалияларды аймақты, ал шөгінді таужыныстар қоздыратын аномалияларды – жергілікті деп атайды. Аномалиялардың аймақты және жергіліктіге бөлінуі шартты және түсірулер дәлдігіне тәуелді болатыны түсінікті. Түсірулердің бір масштабындағы жергілікті аномалия ірілеу масштабты түсірулері үшін аймақты болуы мүмкін. Осылайша, аномалия дәрежесінің оны қоздыратын геологиялық құрылымдардың дәрежесіне сай болатынын көріп отырмыз. Бұл байланысқа негізделген **изоаномаль және графиктерді бәсеңдету әдісі** бар. Осы әдістегі бақыланған және бәсеңдетілген аномалиялар айырмасы жергілікті немесе қалыпты аномалиялар деп аталады.

Бәсеңдету әдісін қолданады, егер гравитациялық өрістің изосызықтары бірдей бағытталған және олардың арақашықтары бірдей болса. Осындай жағдайда аймақтық аномалияны кез-келген еңкейген жазықтық ретінде қарастыруға болады.

Егер аймақтың өрісін бірінші дәрежелі бетпен сипаттасақ, онда гравитациялық өрісі салыстырмалы қарапайым болған

жағдайда байсалдату әдісін қолдануға болады. Аймақтық өрісті графикалық әдіс көмегімен де бөліп шығаруға болады. Гравиметриялық картада гравитациялық өрістің жалпы бағытымен сәйкес келетін параллель профильдерді таңдап, графиктерді тұрғызады. Әр профиль бойымен аймақты өрістің сызығын көрсетеді. Бұл сызықтарды картаға түсіріп, аймақты өрістің изосызықтарын тұрғызады. Алғашқы бақыланған және аймақты өрістің айырмасы жергілікті аномалияларды анықтайды. Көрсетілген әдісті тек қана гравитациялық өріс қарапайым болған жағдайда қолдануға болады. Бұл әдіс арқылы аномалиялардың бөлу дәрежесін бағалауға болмайды.

Әртүрлі тереңдікте орналасқан қабаттар мен геологиялық құрылымдар әртүрлі корреляциялықпен гравитациялық өрістерді тудырады. Корреляциялық деп профиль бойымен немесе аудандағы ауырлық күшінің өзгеруін айтамыз. Егер профиль бойымен ауырлық күші мәндері бір-бірінен көп ерекшеленбесе, онда аномалия корреляциялығы жоғары деп саналады және керісінше.

Корреляциялықты автокорреляция радиусы көмегімен сандық бағалауға болады. Егер кез-келген функцияның (гравитациялық аномалиясының) статистикалық біртекті өзгерулері қарастырылатын болса, онда автокорреляция функциясын келесі өрнек көмегімен есептейміз:

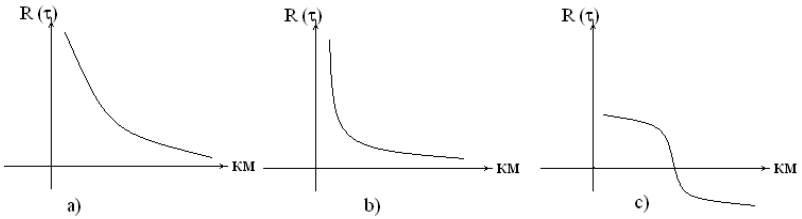
$$R(\tau) = lim \frac{1}{L} \int_{-\frac{L}{2}}^{+\frac{L}{2}} \Delta g(x) \Delta g(x+\tau) dx , \qquad (8.15)$$

мұндағы L – статистикалық касиеттері бағаланатын профильдің толық ұзындығы, τ – бақылау және салыстырмалы нүктелер арақашықтығы.

Егер $\tau = 0$ болса, яғни бақылау және салыстырмалы нүктелер бір нүктеде орналасса, онда $R(\tau) = \overline{\Delta g^2}$ – бұл аномалия квадратының орта мәні. $R(\tau)$-дың $R(0)$-ға қатынасын нормальданған автокорреляция функциясы немесе корреляция коэффициенті деп атайды, яғни

$$R_н(\tau) = \frac{R(\tau)}{R(0)}. \qquad (2.84)$$

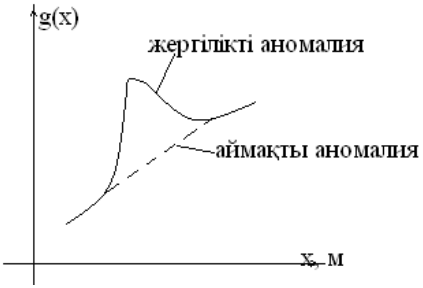
Осы коэффициент 0-ден 1-ге дейін өзгереді. Егер бақылау және салыстырмалы нүктелер бір нүктеде орналасқан болса, онда корреляция коэффициенті 1-ге тең. τ үлкейген сайын $R_н(\tau)$ азаяды, яғни неғұрлым біз бақылау нүктеден алыстасақ, соғұрлым Δg аномалия қисығында жаңа геологиялық ақпараттарды табуға болады. Бір қашықтықта ауырлық күшінің мәндері арасындағы статистикалық байланыстары жойылады. Бұл қашықтықты автокорреляция радиусы деп атайды. Егер профиль бойымен ауырлық күші мәндері бір-бірінен көп ерекшеленбесе, онда аномалия корреляциялығы жоғары деп саналады және керісінше. Бұл жағдайда корреляция коэффициентінің графигі біртіндеп азаяды. (2.17, а-сурет). Профильдің әр нүктесінде ауырлық күшінің мәндері қатты ерекшеленсе, аномалия корреляциялығы төмендеп, корреляция коэффициентінің графигі кенет азаяды (2.17, б-сурет). Егер Δg аномалия қисығының елеусіз периоды болса, онда корреляция коэффициентінің қисығы өзінің таңбасын өзгертеді (2.17, в-сурет).



2.17-сурет. Корреляция коэффициенті графигінің өзгеруі

Корреляция коэффициенті мен геологиялық құрылымның өзгеруінің арасында байланысты анықтауға болады: аймақты аномалияның корреляция радиусы жүздеген километрге дейін болса, жергілікті аномалияның корреляция радиусы 10 шақты км ішінде өзгереді.

Егер гравитациялық өріс сызықтық заңға бағынса, онда бақыланған аномалияны аймақтық және жергілікті құраушыларына былай бөледі



2.18-сурет. Бақыланған гравитациялық аномалияны аймақты және жергілікті құраушыларға бөлу

Түрлендірудің көптеген тәсілдері алғашқы мәліметтерге қатысты екі негізгі топқа бөлінеді. Геологиялық құрылымдар мен гравитациялық аномалиялардың сәйкестілігіне, яғни геологиялық жаратылысы әртүрлі аномалиялардың статистикалық ерекшеліктеріне негізделген түрлендірулерді бірінші топқа жатқызады. Екінші топты белгілі геологиялық деректерді ескеретін түрлендірулер (транформациялар) құрайды. Осы жағдайда жаратылысы әртүрлі денелердің аномалиялары бірдей болуы мүмкін.

Гравитациялық аномалиялар түрлендіру әдістерін шартты түрде келесі үш топқа бөлуге болады:

1. Орташалау әдістер;
2. Гармоникалық функциялар ретінде қарастырылған гравитациялық аномалияларды аналитикалық жалғастыру;
3. Гравитациялық потенциалдың жоғары туындыларын есептеу.

Аномалияларды бөлу әдістерін жеке қарастырып шығайық.

2.4.3. Гравибарлаудың тура және кері есептерін шығаруға арналған тәсілдер

Дене параметрлерін анықтауға арналған тәсілдер

Гравитациялық аномалияларды қоздыратын геологиялық объектілер параметрлерін анықтағанда объектілер формасын дұрыс пішінді деп санайды. Дұрыс пішінді дене азғантай параметрлер санымен сипатталатындықтан, нақты денелер формасын дұрыс пішінге ауыстыруы сандық талдауды қарапайымдатады және нақты геологиялық дененің сипаттамаларын жоғары дәлдікпен анықтауға мүмкіндік береді. Алынған нәтижелер сенімділігі мен дұрыстығы нақты геологиялық объект формасының ауыстырылған пішінге сай болатынымен анықталады.

Дұрыс пішінді дене параметрлерін аналитикалық және графикалық тәсілдер арқылы табуға болады. Тәсілге тәуелсіз біріншіден тура есепті шығаруымыз қажет, яғни дененің гравитациялық әсерін сипаттайтын гравитациялық потенциал туындылары үшін аналитикалық қатынастарын табамыз.

Егер U_n гравитациялық потенциалдың әр туындысы дене параметрлері арқылы көрсетілген болса, онда осы параметрлерді анықтау үшін жалпы түрдегі бірнеше теңдеулерді құрастыруға болады:

$$U_{ni} = F\left(x_i, y_i, z_i, R, \xi_0, \eta_0, \zeta_0, \alpha, \beta, \gamma\right),$$

мұндағы $U_{ni}-$ гравитациялық потенциал туындысының координаттары x_i, y_i, z_i болатын бақылау нүктесіндегі мәні; $R-$ дененің геометриялық мөлшерлерін сипаттайтын параметр; ξ_0, η_0, ζ_0- дененің ауырлық центрінің координаттары; $\alpha, \beta, \gamma-$ алынған координата жүйесіне қатысты дененің еңкею бұрыштары; $i = 1,2,3,...,m.$

Осы теңдеулер жүйесінің шығарылуы әр өрнектің бір-біріне тәуелділігімен анықталады. Дене параметрлерін табу үшін теңдеулер саны параметрлер санына тең болуы қажет. Дене параметрлерін анықтаудың тұрақтылығы параметр санына

тәуелді болады: неғұрлым дене параметрлер саны азғантай болса, соғұрлым есептің шешімі тұрақты болады.

Есепті аналитикалық тәсіл арқылы шығарғанда, гравитациялық потенциалдың әр туындысының қатынастарын зерттейді және осы туындылардың сипаттамалық нүктелердің (максимум, минимум нүктелері, нөлден өту нүктелері, т. б.) дене параметрлеріне қатысты байланыстарын табады.

Графикалық тәсіл бойынша аналитикалық өрнектерге сүйеніп, пішіні белгілі бір дененің әртүрлі параметрлері үшін теориялық қисықтар атласын құрайды. Бақыланған қисықты теориялық аномалиялармен салыстырып, бақыланған аномалияны қоздыратын дененің параметрлерін табады.

Материялық нүкте. Сфера

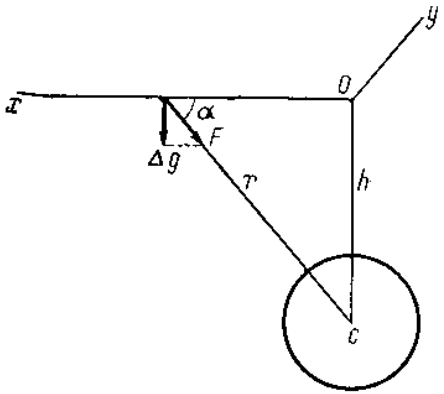
Материялық шар немесе сфералық қабатты шар немесе қабат центрінде орналасқан және массасы шар немесе қабаттың барлық массасына тең материялық нүкте ретінде көрсетуге болады. Бұл теорема барлық жағдайларда шарды материалды нүктеге ауыстыруға, яғни есеп шешімін бірнешеге қарапайымдатуға мүмкіндік береді. Шар ретінде көптеген құрылымдарды қарастыруға болады: рудалы шоғырлар, тұз күмбездер, карстар, т. б. Осылайша, шар тудыратын гравитациялық өрісті қарастырайық.

Массасы m болатын h тереңдікте орналасқан шардың координаттары $(x,0)$ болатын және r қашықтықта орналасқан материялы нүктені (9.1-сурет) тартуы келесі өрнекпен анықталады

$$F = \Delta g_r = -\frac{Gm}{r^2}.$$

Δg аномалиясы болатын осы тартудың тік құраушысын есептей аламыз, егер F -ті $\sin\alpha = \frac{h}{r}$ -ға көбейтсек,

$$\Delta g = Gm\frac{h}{r^3}. \qquad (2.85)$$



2.19-сурет. (2.85) өрнекке түсіндірме

Потенциалдың W_{xz} және W_{yz} екінші туындыларын (2.85) теңдеуді x және y арқылы дифференциалдау жолымен таба аламыз. $r^2 = x^2 + h^2$, ал xOz жазықтығында $y = 0$ тең екенін ұмытпау керек:

$$W_{xz} = -3Gm\frac{hx}{r^5},$$
$$W_{yz} = 2W_{xy} = 0. \qquad (2.86)$$

$W = G\frac{m}{r}$ потенциалын x және y арқылы екі рет дифференциалдағанда табамыз

$$W_x = -Gm\frac{1}{r^2}\frac{dr}{dx} = -Gm\frac{1}{r^2}\frac{x}{r},$$
$$W_{xx} = 3Gm\frac{x}{r^4}\frac{dr}{dx} - Gm\frac{1}{r^3} = Gm\frac{\left(2x^2 - h^2\right)}{r^5},$$
$$W_{yy} = -\frac{Gm}{r^3}, \qquad (2.87)$$
$$W_\Delta = -3Gm\frac{x^2}{r^5}.$$

$$W_{zz} = \frac{Gm}{r^5}\left(2h^2 - x^2\right).$$

Соңғы өрнектер нақты жағдайларға сай: қоздырғыш дене қозғалмайды, ал x нүктесі (бақылау нүкте) профиль бойымен $z = 0$ жазықтығында (бақылау жазықтық) орын ауыстырады.

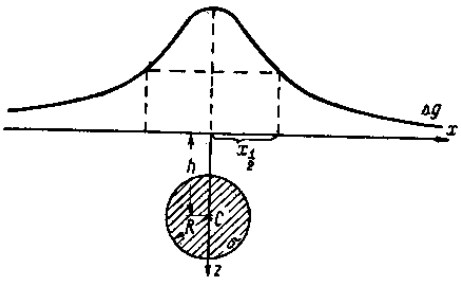
Қисықтар түрін кері есептің шығаруымен бірге қарастырамыз. Ауырлық күші аномалиясынан бастайық

$$\Delta g = Gm\frac{h}{r^3}.$$

1) Бұл өрнекке сай болатын қисық барлық жерде оң болады, яғни $\Delta g(-x) = \Delta g(+x)$. Осындай функцияларды біз жұп деп санаймыз;

2) $\frac{d}{dx}(\Delta g) = 0$ шарттың орындалуы арқылы $x_{\max} = 0$, яғни қисық максимумы сфералық дене центрінің үстінде орналасады;

3) Егер $x \to \pm\infty$ ұмтылса, онда $\Delta g \to 0$. Қисықтың анықталған формасы 2.20-суретте берілген.



2.20-сурет. Сфералы пішінді дене үстіндегі Δg қисығы

$x = 0$ деп санап максимум мәнін табайық

$$\Delta g_{max} = \frac{Gm}{h^2}. \qquad (2.88)$$

$\Delta g = \frac{1}{2}\Delta g_{max}$ тең болатын қисық абсциссасын табайық (2.20-сурет). Оны келесі шарт орындалуымен анықтаймыз

$$Gm\frac{1}{\left(x^2{}_{1/2}+h^2\right)^{3/2}}=\frac{Gm}{h^2}.$$

Математикалық түрлендірулерді жасағаннан кейін

$$x_{1/2}=h\sqrt{\sqrt[3]{4}-1}=0{,}766h. \qquad (2.89)$$

Кері есеп жағдайында сфера центрінің шамасы белгісіз, h тереңдігі мен оның артық m массасы болады. Оларды (9.4), (9.5) өрнектерден шығарғанда, аламыз

$$h=1{,}31x_{1/2},$$

$$m=\frac{\Delta g_{\max}h^2}{G}, \qquad (2.90)$$

мұндағы $x_{1/2}$ және $\Delta g_{\max}-\Delta g$ қисығынан түсірілген шамалар.

Егер сфералық дененің σ артық тығыздығы анықталған болса, онда оның V көлемі мен R радиусын келесі қатынастан таба аламыз

$$m=V\sigma=\frac{4}{3}\pi R^3\sigma. \qquad (2.91)$$

Бақылау жазықтығынан алынған сфераның үстіңгі бетінің H тереңдігі былай анықталады

$$H=h-R. \qquad (2.92)$$

Гравиметрдің өлшеуіш жүйесі жер бетіне жақын орналасқаннан H-ті сфераның үстіңгі бетінің тереңдігі деп санауға болады. Негізінде Жер бетінен алынған тереңдік $H-I$ тең, мұнда $I-$ аспаптың биіктігі.

Бақылау нүктесінің z вертикаль координатасының өзгеруіне тәуелді Δg өзгеруін қарастырайық. Бұл үшін Δg өрнегін келесі жалпы түрде көрсетейік

$$\Delta g=Gm\frac{h-x}{\left[x^2+\left(h-x\right)^2\right]^{3/2}}. \qquad (2.93)$$

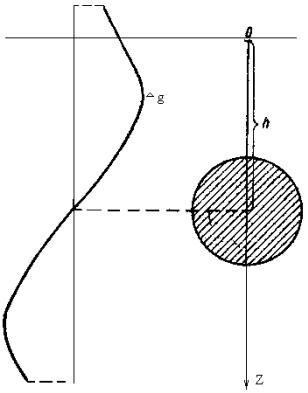
$x\neq 0$ жағдайда, яғни Δg-дің қандай болса да вертикаль профиль бойымен өзгеруін қарастырайық. $\frac{d}{dz}\left(\Delta g\right)=0$ шарттың

орындалуы арқылы қисықтың максималды және минималды мәндерінің вертикаль координатасын табамыз

$$z_{max} = h - \frac{|x|}{\sqrt{2}},$$

$$z_{min} = h + \frac{|x|}{\sqrt{2}}. \qquad (2.94)$$

$z = z_0 = h$ және $z = z_0 \to \pm\infty$ жағдайларында $\Delta g \to 0$ ұмтылатыны (2.93) өрнектен көрініп тұр. 2.21-суретте Δg қисығының вертикаль профиль бойымен өзгеруі көрсетілген.



2.21-сурет. Δg қисығының вертикаль профиль бойымен өзгеруі

(2.94) немесе астында жазылған шарттар h-ты анықтайды, ал (2.94) өрнекті (2.93) өрнекке қойған жағдайда дене массасын есептей аламыз.

Егер $x = 0$ болса, онда (2.93) теңдеу келесі түрде жазылады

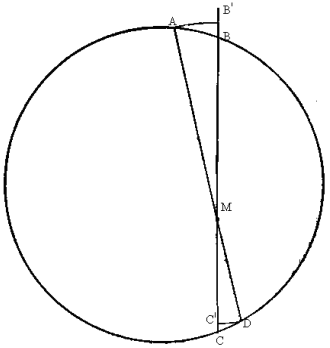
$$\Delta g = \frac{Gm}{(h - z)^2}. \qquad (2.95)$$

Бұл өрнектен z 0-ден h-қа дейін өскенде Δg мәндері үздіксіз жоғарылайды, ал $h = z$ тең болғанда $\Delta g \to +\infty$.

Координаталары $x = 0$, $z = h$ нүктені аномальды өрістің **ерекше нүктесі** деп атайды. Тік профильде ерекше нүктенің

деңгейі Δg-нің нөлдік мәнімен көрсетіледі. Ал өрнектер арқылы есептелген Δg-нің мәні $+\infty$ ұмтылған. Осы парадоксті келесі ұғымдармен түсіндіруге болады: (9.11) өрнек бақылау нүкте қоздырғыш массалардың сыртында (потенциал Лаплас теңдеуіне бағынатын жағдайда) орналасқан жағдайға сай. Бақылау нүкте қоздырғыш массалар ішінде орналасқан жағдайда потенциал Пуассон теңдеуіне бағынады да (9.11) өрнек жұмыс істемейді.

Осылайша, сфералық дене ішінде тартыну өрісі басқа болады. Айтқанымызды дәлелдеу үшін тартыну теориясының келесі теоремасын қарастырайық: **біртекті сфералы материялы қабаттың қабат ішінде орналасқан нүктеге тартылуы нөлге тең.** Бұл теореманың дәлелдеуін 1687 ж. Ньютон берген. Біртекті үздіксіз жіңішке сфералық қабаттың ішінде материялы M нүктесі орналасқан болсын. Бұл нүктеге өзара қарама-қарсы және элементар азғантай θ бұрыштың ішінде орналасқан AB және CD элементер әсерін қарастырайық (9.4-сурет). Осы элементтерді сәйкесінше MA радиуспен сызылған AB' және MD радиуспен сызылған CD' сфералық элементтеріне ауыстыруға болады. Бұл элементтер аудандары мен массалары радиустар квадраттарына пропорционал, ал олардың тартылулары Ньютон заңына сай радиустар квадраттарына кері пропорционал болады.



2.22-сурет. Материялы сфералық қабаттың M ішкі нүктесін тартуы

Элементтер өзара қарама-қарсы болғандықтан олардың жиынтық әсері M нүктесінде нөлге тең. Материялы сфералық қабатты осындай өзара қарама-қарсы элементтер жиынтығы ретінде қарастыруға болады және ол ішкі нүктеге әсер етпейді.

Айтқанымызды мысалмен қарастырсақ, онда Жер ішіндегі ауырлық күш 2900 км-ге дейін тұрақты болады. Тереңдік өскен сайын ауырлық күші азайып, Жердің центрінде нөлге тең болады.

Үстінде көрсетілген практикалық түсініктердің келесі екі жағдайларда маңызы зор:

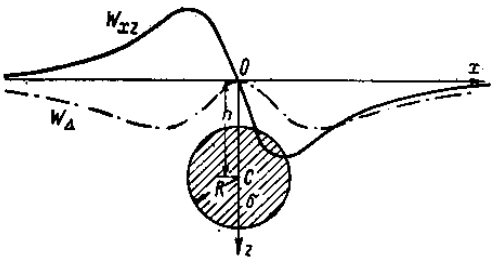
1) Δg аномалиясын тік профильдер бойымен есептегенде;

2) Жер асты гравибарлауда.

Ауырлық күшінің көлденең градиентін қарастырайық

$$W_{xz} = -3Gm\frac{hx}{r^5}.$$

Бұл функция қисығы $x<0$ оң, $x>0$ – теріс болады, яғни $W_{xz}(-x) = -W_{xz}(x)$. Осындай функцияларды біз тақ деп атаймыз. $x=0$ және $x = \pm\infty$ болғанда $W_{xz} = 0$ (2.23-сурет).



2.23-сурет. Сфера пішінді дене үстіндегі W_{xz} және W_{Δ} қисығы

$\frac{d}{dx}(W_{xz}) = 0$ шарттың орындалуы келесі максимум және минимум мәндерін береді.

$$x_{max} = -\frac{h}{2},$$

$$x_{min} = \frac{h}{2}. \qquad (2.96)$$

Осылайша, егер W_{xz} минимум және максимум нүктелер арақашықтығын l деп белгілесек, онда

$$l = x_{\min} - x_{\max} = h. \qquad (2.97)$$

Біз білетіндей W_{xz} $x = -\frac{h}{2}$ координатасында максималды болады. Өрнекке қойғанда

$$\left(W_{xz}\right)_{max} = 3Gm\frac{h^2}{2\left(\frac{5h^2}{4}\right)^{5/2}} = 0{,}858\frac{Gm}{h^3}. \qquad (2.98)$$

Бұл теңдеуден сфераның m артық тығыздығын анықтай аламыз.

Енді W_{Δ} шамасын қарастырайық

$$W_{\Delta} = -3Gm\frac{x^2}{r^5}.$$

Бұл градиент барлық жағдайларда теріс болады. $x = 0$ болғанда $W_{\Delta} = 0$. $W_{\Delta}(-x) = W_{\Delta}(+x)$. Осы теңдеудің келесі зерттеуі келесі өрнектерді береді

$$x_{min} = \pm h\sqrt{\frac{2}{3}}, \qquad (2.99)$$

$$\left(W_{\Delta}\right)_{min} = -0{,}558\frac{Gm}{h^3}. \qquad (2.100)$$

Гравибарлаудың кері есебін шығарғанда соңғы теңдеулерден h және m табуға болады.

Өрістің ерекше нүктесі ауырлық күші потенциалының екінші туындыларында да бақыланады. Мысалы, W_{xz}-тің жалпы теңдеуінен $z = h$ деңгейінде $W_{xz} \to +\infty$, егер ерекше нүктеге сол жағынан жақындасақ және керісінші жағдайда $W_{xz} \to -\infty$.

Ауырлық күшінің тік градиенті

$$W_{zz} = \frac{Gm}{r^5}\left(2h^2 - x^2\right),$$

$x^2 < 2h^2$ жағдайында оң, $x^2 > 2h^2$ жағдайында сол және $x = x_0 = \pm h\sqrt{2}$ жағдайында нөлге ауысады. $x = 0$ тең болғанда W_{zz} максималды мәніне жетеді

$$W_{zz} = \frac{2Gm}{h^3}. \qquad (2.101)$$

Гравибарлаудың кері есебін шығарғанда соңғы теңдеулерден h және m табуға болады.

$z = h$ деңгейінде

$$W_{zz} = -\frac{Gm}{x^3},$$

ал өрістің $(0, h)$ ерекше нүктесінде $W_{zz} = -\infty$.

Осылайша, кері есептің шығарылуы аномальды өріс көзінің орнын және дененің аномальды массасын (қуат көзін) табуға келтіріледі. Сфераның нақты беті сфера сыртындағы өріске әсер етпейді және оны тек қана артық тығыздық туралы қосымша деректер болғанда анықтауға болады.

Тік материялы өзек және тік шеңберлі цилиндр

Вертикаль материялы өзек ретінде вертикаль бойымен созылған, қимасы изометриялық болатын денелерді қарастыруға болады. Осы жағдайда дененің бойлық мөлшерлері жатыс тереңдігі мен тік мөлшерлеріне қарағанда өте аз болуы қажет. Осындай денелерге үлкен тереңдікке созылған және бойлық мөлшерлері азғана тұз құмбездерді, алмазды кимберлитті денелерді, бағана пішінді рудалық объектілерді жатқызуға болады.

Аномалия таралуы өзектің үстіңгі жағының проекциясынан өтетін профиль бойымен берілген деген болжауда тік өзектің тура және кері есептерін шығарайық. Өзектің үстіңгі жағының Жер бетіне проекциясының горизонталь координатасын x, өзектің үстіңгі жағының тереңдігін z_1, өзектің астыңғы жағының тереңдігін z_2 деп анықтайық. 1-ге тең ұзындықпен өзек массасын λ деп белгілегенде

$$dm = \lambda dz.$$

Осындай жағдайдағы ауырлық күш келесі өрнекпен анықталады

$$\Delta g = G\lambda \int_{z_1}^{z_2} \frac{zdz}{\left(x^2 + z^2\right)^{3/2}} = k\lambda \Bigg|_{z_1}^{z_2} - \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}} = \\ = G\lambda \left(\frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2{}_1}} - \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2{}_2}} \right). \tag{2.102}$$

$z_2 = \infty$ тең болған жағдайда

$$\Delta g = \frac{G\lambda}{\sqrt{x^2 + z^2{}_1}}. \tag{2.103}$$

Егер өзек координата жүйесінің басталуының астында орналасса, ал x арқылы бақылау нүктесінің профильде орналасуын көрсетсек, онда (2.102), (2.103)-ші өрнектер түрі өзгермейді, себебі x квадрат астында тұр.

Өзектің кері есебін шығару үшін Δg-нің максимальды мәнін табамыз ($x = 0$ тең болғанда)

$$\Delta g_{max} = \frac{G\lambda}{z_1}. \tag{2.104}$$

Белгісіз z_1 және λ шамаларын табуға керекті екінші теңдеуді келесі шарттан аламыз

$$\Delta g = \frac{1}{2} \Delta g_{max}.$$

$$\frac{G\lambda}{\sqrt{x_{1/2}{}^2 + z^2{}_1}} = \frac{1}{2} \frac{G\lambda}{z_1}.$$

Оны шығарғанда

$$x_{1/2} = z_1 \sqrt{3}. \tag{2.105}$$

Δg-нің вертикаль бойымен өзгеруін қарастырайық. Ол үшін (2.103)-ші өрнекті келесі жалпы түрде көрсетеміз

$$\Delta g = \frac{G\lambda}{\sqrt{x^2 + (z_1 - z)^2}}. \tag{2.106}$$

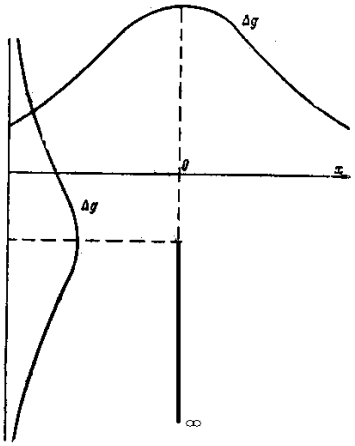
$x \neq 0$ тең емес, яғни біз тік профильде орналасқан деген жағдайды қарастырайық. Егер z 0-ден z_1-ге дейін өссе, онда Δg жоғарылап, $z = z_1$ тең болғанда өзінің максималды мәніне жетеді

$$\Delta g_{max} = \frac{G\lambda}{|x|}. \qquad (2.107)$$

z өскен сайын Δg төмендейді (2.24-сурет).

$$\Delta g = \frac{1}{2}\Delta g_{max}, \text{ егер } z = z_{1/2} = z_1 \pm x\sqrt{3}. \qquad (2.108)$$

Егер x белгілі болса, онда (2.107), (2.108) теңдеулер λ және z_1 мәндерін анықтауға мүмкіндік береді.



2.24-сурет. Тік жарты шексіздік өзек жағдайындағы көлденең және вертикаль профильдер бойымен Δg қисығының өзгеруі

Егер $x = 0$ тең болса, онда z-тің 0-ден z_1-ге дейін өсуі Δg-ні жоғарылатады және $z = z_1$ жағдайында $\Delta g = +\infty$. Осылайша өзектің үстіңгі жағы аномальды өрістің ерекше нүктесі болып табылады.

Келесі өрнекті қарастырайық

$$F_z = \Delta g = G\mu w, \qquad (2.109)$$

мұндағы μ – 1-ге тең ауданымен қабат элементінің тығыздығы; w – z осі және OM вектор жасайтын бұрыш (O – сыртқы нүкте, M – қабат элементі орналасқан нүкте). Осы өрнек көлденең жазық шеңберлі диск тартуының теңдеуін береді. Осындай пішінге өте үлкен тереңдікте жатқан, амплитудасы азғантай дөңес сияқты платформалы құрылымдарды, лакколит сияқты интрузивті денелерді, рудалы шоғырларды жатқызуға болады.

Қарастырылатын жағдай Л. Нетльтон және И.С. Огаринов жұмыстарында зерттелген. Көлденең жазық шеңберлі диск тартуының мәнін тек қана жуықтап анықтауға болады және оның кері есебі өте күрделі болып табылады. Сондықтан Л. Неттльтон өте ыңғайлы номограмма тұрғызған болатын. Осы номограмма арқылы шеңберлі диск үшін w мәнін келесі түрде береді

$$w = G\left(\frac{x}{2}, \frac{R}{z}\right),$$

мұндағы x – дене сыртында орналасқан A нүктесінен диск центріне дейін қашықтық; z – дисктің жатыс тереңдігі; R – диск радиусы.

И.С. Огаринов бұл номограмманы дұрыстап, басқаша тұрғызған.

Геологиялық объектілердің келесі маңызды моделі – тік шеңберлі цилиндр. Цилиндрдің салыстырмалы азғантай вертикаль мөлшерлерінде (жатыс тереңдігіне қарағанда) оны цилиндрдің үстіңгі және астыңғы жақтарының ортасында орналасқан шеңберлі көлденең материялы дискіге ауыстыруға болады. Онда

$$\mu = \sigma\Delta z,$$

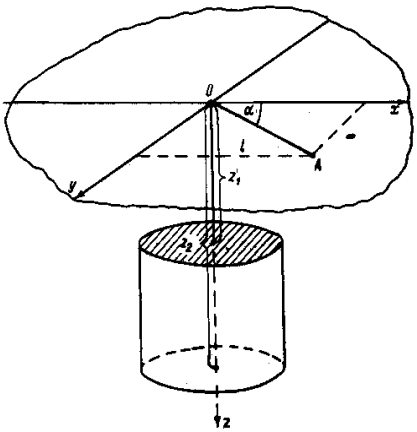
мұндағы σ – көлемді тығыздық; Δz – цилиндрдің кіші биіктігі.

Бірақ осындай ауыстыруды жасағанда қателер пайызы өте жоғары болуы мүмкін. Сондықтан, тура есепті тік цилиндр үшін шығаруы дұрыс болады. Сонда, Δg мәндерін тек қана жуықтап есептей аламыз.

R радиуспен, z осі бойымен орналасқан осьті сызықпен, үстіңгі z_1 және астыңғы z_2 тереңдіктерімен, (l,α,z) цилиндрлі координата жүйесінде көрсетілген тік материялы шеңберлі цилиндр үшін Δg (2.25-сурет) өрнегі келесі түрде жазылады

$$\Delta g = G\sigma \int_0^R \int_0^{2\pi} \int_{z_1}^{z_2} \frac{lzdld\alpha dz}{\left(z^2 + x^2 + l^2 - 2xl\cos\alpha\right)^{3/2}}, \quad (2.110)$$

мұнда $x = l\cos\alpha$.



2.25-сурет. Тік цилиндр үшін өрнекке түсініктеме

Аномалияның максимум нүктелерінде Δg-ні қарапайым қатынаспен көрсетуге болады. Шынында алдынғы өрнектегі $x = 0$ деп алып және интегралдау операциясын жасағанда, табамыз

$$\begin{aligned} \Delta g &= G\sigma \int_0^R \int_0^{2\pi} \int_{z_1}^{z_2} \frac{zldld\alpha dz}{\left(x^2 + l^2\right)^{3/2}} = 2G\pi\sigma \int_0^R \int_{z_1}^{z_2} \frac{zldldz}{\left(x^2 + l^2\right)^{3/2}} = \\ &= 2G\pi\sigma \int_{z_1}^{z_2} \left(1 - \frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}}\right) dz = \\ &= 2G\pi\sigma \left[z_2 - z_1 - \sqrt{z^2{}_2 + R^2} + \sqrt{z^2{}_1 + R^2}\right] \end{aligned} \quad (2.111)$$

Осы теңдеу арқылы цилиндрдің осьті сызығы бойымен Δg аномалиясының таралуын таба аламыз. Бұдан цилиндрдің аномальды өрісі осьті симметрия қасиетіне ие болатыны шығады. Потенциал теориясынан осьті сызық бойымен өрістің таралуын білгенде осы оське перпендикуляр сызық бойымен өрістің таралуын анықтауға болады.

2.5. Гравибарлауды пайдалану

Жер пішінін зерттеу

Гравибарлау басқа геофизикалық әдістерге қарағанда ерте дамыды. Гравиметриялық өлшеулердің бірінші практикалық пайдалануы Жердің пішінін зерттегенде XVIII ғ. бастап жүзеге асырылды. Ауырлық күшінің салыстырмалы өзгеруінің оның толық мәніне қарағанда жоғары болмайтыны осы мезгілде дәлелденді. Осы жағдай жер пішінінің жуық шар тәрізді болатынын және де жер ішіндегі массалар тығыздығы тек қана радиалды бағытта өзгеретінін көрсетті. Басқаша айтқанда, жерді тұрақты тығыздықпен концентриалды қабаттар ретінде қарастыруға болатыны дәлелденді. Дәлдікті жоғарылатқанда, жерді $\alpha = (a-b)/a$ кіші сығылысуымен айналу эллипсоид ретінде қарастырды. Осындай эллипсоид бетіндегі ауырлық күшінің таралуын келесі өрнекпен көрсетуге болады

$$g_\varphi = g_e\left(1+\left(\frac{5}{2}q-\alpha-\frac{17}{14}q\alpha\right)sin^2\varphi+\left(\frac{1}{8}\alpha^2-\frac{5}{8}q\alpha\right)sin^2 2\varphi\right),$$

мұндағы $q = w^2 a / g_e$ – экватордағы центрден тепкіш күштің ауырлық күшіне қатынасы.

Астрономия-геодезиялық бақылаулардың негізінде a және w белгілі, ал g_φ мәні өлшенген жағдайда g_e, q, α-ны есептеуге болады. 1946 ж. бастап біздің мемлекетімізде $\alpha = 1/298{,}3$ сығылысуымен Красовский элипсоидын пайдаланатын болды. Осы эллипсоид үшін

$$g_e = 978{,}0490 \cdot 10^{-2} \ {м}/{с^2}\,,\ q = 1/288{,}4\,,\ a = 6378245 \text{ м},$$
$$b = 6356863 \text{ м}.$$

Жердің жасанды серік орбиталарын зерттеу гравитациялық өріс туралы глобальды білімдерді кеңейтті және планетамыздың сығылысуын анықтаудың дәлдігін кенет жоғарылатуға мүмкіндік берді. Жердің экваториалды қампаюы жасанды серік орбиталарына көрнекті әсер етеді. Егер серік солтүстік-шығысқа қарай қозғалса (яғни ол экваторды оңтүстіктен солтүстікке қарай қозғалса), онда оның орбитасының экватор жазықтығымен қиылысу нүктесі ақырындап батысқа қарай жылжиды. Осындай орын ауыстырудың жылдамдығы Жер сығылысуын есептеуге мүмкіндік береді (айтқанымызға сай есептелген сығылысуының мәні $\alpha = 1/298{,}25$ Красовский элипсоиды сығылысуымен жақсы сәйкес келеді).

Көрсетілген мәліметтер Жердің массасы мен орта тығыздығын есептеуге көмектеседі.

Жердің массасы келесі өрнекке сай есептелінеді:

$$M = \frac{g_e a^2}{k}\left(1 - \alpha + \frac{3}{2}q\right).$$

Орта тығыздықты келесі қатынасқа сай табамыз:

$$M = \sigma_{орта}(4/3)\pi a^2 c\,.$$

Осы өрнектерде ең үлкен қателікпен ($0{,}03\%$) k шамасы анықталған. Осылайша, жердің массасын гравитациялық тұрақтының дәлдігімен есептеуге болады. Сандарды қойғанда, төмендегідей өрнекті аламыз:

$$M = 5{,}977 \cdot 10^{27} \text{ г};\ \sigma_{орта} = 5{,}517 \ \ г/см^3\,.$$

Жердің орта тығыздығы жер бетіне шығатын таужыныстардың орта тығыздығынан ($\sigma_{орта} = 2{,}67 \ г/см^3$) екі есе жоғары. Осыдан жердің ішкі зоналарындағы заттың тығыздығы Жер бетіне жақын жатқан таужыныстардың тығыздығынан көп жоғары болатыны туралы қарапайым нәтиже жасауға болады.

Жердің пішіні эллипсоидқа жақын деген болжауда, Жер үшін инерцияның екі негізгі моменттерін аламыз: A – экваториалды оське қатысты, B – поляр осіне қатысты. Инерцияның негізгі моменттерін астрономиялық бақылауларға және сығылысуының белгілі мәніне сүйеніп алуға болады.

Астрономиялық бақылауларға сай, Жердің айналу осінің бағыты кеңістікте тұрақты болмайды. Айналу осі өзгеру процесінде 25 735 жылға тең периодтың ішінде $23^{\circ}27'$ бұрышпен конус сияқты бетті жасайды **(прецессиялайды)**. Симметриялық дене айналуының теориясы өзгеру (прецессия) периодына сай өзгеру (прецессия) тұрақтысын анықтауға мүмкіндік береді

$$\eta = (B - A)/B .$$

Айналып тұрған біртекті дене үшін $\eta = \alpha$ деген теңдеу орындалуы қажет; Жер үшін $\eta = 1/305$, яғни $\eta \angle \alpha$. Осы жағдай Жер заты тығыздығының планета центріне қарай үлкейетінін тағы да дәлелдейді. $B - A$ шамасын сығылысумен, айналудың бұрышты жылдамдығымен, Жердің массасы және мөлшерлерімен келесі өрнек арқылы байланыстыруға болады

$$(B - A)/(Ma^2) = \left(2/3\right)\left(\alpha - q/2\right) = 0{,}0018265 .$$

Онда

$$B/(Ma^2) = (2/3)(\alpha - q/2) = 0{,}3306 .$$

Жердің пішіні біртекті сфера ретінде қарастырылған жағдайда $B/(Ma^2) = 0{,}4$ болатын еді.

Осылайша, Жердің инерция моменттері де, оның орта тығыздығы да планета затының тығыздығының тереңдік өскен сайын жоғарылайтынын дәлелдейді.

Орта тығыздық пен Жердің инерция моменттері Жер ішіндегі тығыздық таралуын зерттегенде қажет болады, себебі осындай таралудың нақты моделі орта тығыздық пен инерция моменттерінің нақты мәндеріне сәйкес болуы қажет.

Гравиметриялық мәліметтер геоидтың айналуы эллипсоидтан ауытқуын анықтауға мүмкіндік береді (Стокс теоремасы бойынша). Осы күнге дейін Стокс теоремасын кең

пайдаланған жоқ, себебі Жердің барлық беті бойымен мәліметтер болған жоқ (Стокс теоремасында интегралдауды Жердің барлық беті бойымен жасау керек болған). Бірақ әртүрлі ғалымдар геоидтың әртүрлі карталарын ұсынған болатын. Жердің жасанды серіктер орбиталарын зерттеуі белгілі анықтауларды жақсартуға мүмкіндік берді. Жер бетінде жасалынған бақылаулармен салыстырғанда серіктік бақылаулар аймақты аудандардағы гравитациялық өрісінің өзгеруі туралы дәлдікті мәліметтерді алуға мүмкіндік береді.

Серіктік бақылаулар мен Жер үстіндегі бақылауларға сүйеніп, геоидтың $\alpha = 1/298{,}25$ сығылысумен сфероидтан ауытқу картасы тұрғызылған. Осы фигуралар арасындағы ауытқулары жоғары емес және ± 70 м шегінде өзгереді. Ең үлкен ауытқулар экватор аумағында анықталған. Геоидтың көтерілулері мен ойпаң жерлері бірнеше километрлерге дейін көрінеді және оларды Жердің негізгі морфологиялық құрылымдарымен (континенттер және мұхиттар) тура байланыстыра алмаймыз. Геоид бетінің бедері үлкен тереңдікте жатқан Жер қабаттарының тығыздығының біртекті еместігіне тәуелді.

Жер қыртысының құрылысын зерттеу

Жердің тереңдік құрылысын зерттеудің теориялық және практикалық маңызы зор. Бүгінгі жұмыстар нәтижесінде Жердің тереңдік зоналары мен пайдалы қазба кенорындар таралуымен тура байланыстары айқын анықталып жатыр.

Планетаның ішкі құрылымын зерттеуге арналған әдістердің ішінде негізгі орынды сейсмология әдістері алып жатыр. Сейсмологиялық деректер негізінде Жерді физикалық қасиеттері арқылы ерекшеленетін жуық үш геосфераларға бөлуге болады: Жер қыртысы, мантия, ядро. Геосфералардың ішіндегі ең жоғары жатқан Жер қыртысы мантиядан көлденең және қума толқындар жылдамдықтарының кенет өзгеруі болатын Мохорович шегімен ажыратылады. Мохорович шегі химиялық немесе заттың агрегатты күйінің өзгеруімен байланысқан шығар.

Сейсмологиялық деректерге сай Жер қыртысының құрылысы қабаттылық болады: оның ішінде тереңдіктің өсуіне байланысты серпімді толқындар жылдамдығы мен тығыздықтың жоғары-

лауымен сипатталынатын үш қабатты бөлуге болады – шөгінді таужыныстардың қабаты және кристалды таужыныстардың екі қабаттары (оларды шартты гранитті және базальтті деп атайды).

Сейсмологиялық зерттеулерге сай Жер қыртысының қалыңдығы мұхиттарда 4-8 км-ге дейін, ал құрлықта – 30-80 км-ге дейін өзгереді. Мұхиттарда гранитті қабат жоқ. Осындай құрылысқа сай, Жер қыртысын үш типке бөледі: континентальды, мұхитты, өту түрлері. Жер қыртысының осындай бөлінуі оның тектоникалық белгілері (мұхитты ойпаңдар, платформалар, геосинклиндар) арқылы жіктелеуіне сай. Айтқанымызға сүйеніп, Жер қыртысының түрін Жер бетіне жақын жатқан геологиялық құрылымдардың тектоникалық ерекшеліктерімен байланыстыруға болады.

Жер бетімен ауырлық күшінің таралуы Жер құрылысына тәуелді, әсіресе оның үстіңгі жағының. Жер қыртысын зерттеу мақсатымен гравиметриялық деректерді қолдану изостазия теориясына байланысты. Изостазия теориясына сай, Жер қыртысының қалыңдығын есептеуге болады. Мысалы, Эри теориясы бойынша құрлық үшін $h = h_0 + [\sigma(\sigma - \sigma_0)]H$; теңіз үшін $h = h_0 + [(\sigma - 1{,}03)/(\sigma - \sigma_0)]H$,

мұндағы h – Жер қыртысының қалыңдығы; h_0 – геоид бетіндегі Жер қыртысының қалыңдығы; H – геоид деңгейіне қатысты бақылау нүктесінің артығы (бұл шама құрлықта оң, ал теңізде – теріс болады).

Осылайша, Жер қыртысының төмен шегі Жердің физикалық бедерінің айна бейнесі ретінде қарастырылады: неғұрлым Жердің бетінің биіктігі жоғарыласа, соғұрлым терең Жер қыртысының табаны орналасады және керісінше.

Изостазия теориясына сүйене отырып, гравиметриялық аномалиялар арқылы Жер қыртысының құрылысы туралы нәтижелерді жасауға болады.

Геологиялық қарталау

Пайдалы қазба кенорындарын іздеуге арналған геологиялық жұмыстардың керектігін дәлелдеуге болады, егер ауданның геологиялық құрылысы туралы жалпы заңдылықтары, жеке

құрылымдар арасындағы байланыстары, пайдалы қазба кен орындарының орналасу заңдылықтары белгілі болса. Айтылған байланыстардың зерттеуі аймақты геологияның негізгі мақсаты болып табылады және геологиялық карталаудың маңызды бөлігі – тектоникалық аймақтаудың негізін құрайды. В.В. Белоусовтың анықтамасына сай, тектоникалық аймақтау дегеніміз – Жер қыртысының учаскелерін олардың құрылысының және құрылымдық дамуының тарихына қатысты жіктеу.

Осы мақсаттарды шешкенде гравибарлаудың маңызы зор, себебі гравиметриялық карталарда ірі аймақты құрылымдар аймақты және интенсивті гравитациялық аномалиялар ретінде айқын көрінеді.

Геосинклин аумақтарды зерттегенде гравибарлау келесі негізгі мақсаттарды шешеді: зерттеліп жатқан ауданның жалпы құрылымды жоспарын анықтау, жеке тектоникалық құрылымдардың орналасу орны мен байланыстарын белгілеу, нақтылау гравиметриялық немесе басқа геофизикалық түсірілімдерді тұрғызуға перспективті жеке ірі құрылымдарды зерттеу.

Гравитациялық өрістерге қатысты геосинклин аумақтары интенсивті ($100 \cdot 10^{-5}$ $м/с^2$) аймақты оң және теріс аномалиялармен сипатталынады. Бірнеше ірі құрылымдар үшін кері байланыстар анықталған: антиклинорий сияқты оң геологиялық құрылыстарына аймақты теріс аномалиялар сай болады және керісінше, синклин құрылымдарына оң аномалиялар сай. Осындай қатынастар Жер қыртысының тереңдік зоналарының бедеріне тәуелді: қыртыстың қалыңдығы антиклин зоналарда жоғарылайды және синклин аумақтарында азаяды. Аймақты құрылымдар мен гравитациялық аномалиялар арасындағы осы «кері» байланыстарды әртүрлі зерттеушілер тарихи-геологиялық негіздерге сай түсіндіреді: аномалиялар геосинклин аудандарының көне, инверсия алдындағы геотектоникалық жағдайлардың және де инверсия процесінде ең терең зоналарында өзгермеген құрылымды бедерінің әсерін көрсетеді. Айтылған заңдылық тек қана қат-қатпарлану процестері біткен геосинклин аумақтарында болады. Геосинклин дамуының барлық мезгілінде сақталған көтерулер оң гравитациялық аномалияларды қоздырады.

Платформалық аумақтардың гравитациялық сипаттамасы геосинклиналды аумақтардың сипаттамасынан кенет ерекшеленеді. Осындай аудандарда оң және теріс әлсіз (олардың амплитудалары $(20 \div 30) \cdot 10^{-5}\ м/с^2$) гравитациялық аномалиялар бақыланады. Платформалардағы аймақты зерттеулердің негізгі мақсаты іргетастың ішкі құрылысы мен бедерінің зерттеуіне бағытталған, себебі іргетастың дамуы шөгінді қабаттардағы құрылымдардың пайда болуына қатты әсер етеді.

Платформалы аумақтардағы гравитациялық аномалияларды анықтайтын негізгі факторлармен іргетастың бедері мен ішкі құрылысы, шөгінді таужыныстардың құрамы мен құрылысы болады. Айтылған факторлардың әсері әртүрлі аудандарда бірдей емес. Кристалды іргетастың ішкі құрылымы үлкен тереңдікте орналаспайтын іргетасты қалқандарында (щит) айқын көрінеді. Осындай жағдайда тығыздық арқылы ерекшеленетін кристалды іргетастың жеке блоктары интенсивті гравитациялық аномалияларды тұдырады. Шөгінді қабат қалыңдығының үлкеюі айтылған аномалияларды азайтады, бірақ егер кристалды іргетастың тереңдігі 2-3 км-ден жоғары болмаса, аномалияны қоздыратын негізгі фактормен кристалды іргетастың құрылымы болып табылады.

Кристалды іргетастың құрылымымен байланысқан ауырлық күші аномалияларын морфологиялық ерекшеліктері мен геологиялық табиғатына қатысты үш топқа бөлуге болады. Планы изометриялық болатын аномалиялар интрузивті кешендер массивтеріне немесе метаморфты кешендерге сай. Сызықты-созылған аномалиялар іргетастың қат-қатпарлы кешендері мен іргетастың ойпаңдарында орналасқан шөгінді таужыныстарына, қабатты интрузияларға сай.

Гравитациялық саты деп аталатын аномалиялар (олар бір бағытта өрістің жоғарылаумен сипатталынады) іргетастың ірі жеке блоктардың қосылу (контакт) орындарына және тереңдік бұзылыстарына сай.

Кристалды іргетастың бедерін гравиметриялық деректерге негізделіп анықтауы өте қиын мақсат болып табылады, себебі көптеген жағдайда іргетас бедерінің гравитациялық эффектісі оның тығыздылық біртекті еместігімен күрделенеді. Осы

әсердің деңгейі іргетастың тереңдігіне, оны құрайтын таужыныстардың құрамы мен көнелігіне тәуелді. Докембрий іргетасының дамуында айтылған әсер ең айқын көрінеді, палеозой іргетасының дамуында бұл әсер азаяды.

Егер іргетасты шөгінді таужыныстардың қалың қабаты жапса, онда кез-келген аумақтар үшін іргетастың тереңдігі мен ауырлық күші аномалиялар арасында сызықтық корреляцияны табуға болады. Осыған сүйене отырып, іргетас ойпаңдарының мүсіні және мөлшерлерімен бірге іргетас бедерінің сандық сипаттамасын табуға болады: іргетастың ойпаңдарымен салыстырғанда, іргетастың көтеруінде гравитациялық аномалиялар айқын болады.

Шөгінді қабаттардағы құрылымдарды олар қоздыратын аномалиялар арқылы табуға болады. Гравитациялық аномалияларды қоздыратын геологиялық себептері әртүрлі болуы мүмкін. Егер құрылымдардың амплитудасы жоғары және олар тығыздықтары арқылы кенет ерекшеленетін таужыныстармен құралған болса, онда аномалияларды құрылымдардың өздері қоздырады. Шөгінді қабаттар құрылымдары жазық, аз амплитудалармен сипатталынса, онда олар көрсететін аномалиялар іргетастың құрылысы мен бедерінің әсерінен пайда болған. Гравитациялық аномалиялардың шөгінді қабаттар құрылымдарына осындай сәйкестілігінің пайдалы қазба кенорындарын табу үшін маңызы зор. Әсіресе, айтқанымыз мұнай және газ кен орындарына сай. Басқа жақтан, іргетас құрылымдарын зерттеу темір, никель, хром, алмас, т. б. пайдалы қазба кенорындарын іздеуде өте маңызды.

Гравиметриялық түсірілімдер геологиялық қарталаудың түрлі мақсаттарын шешуге арналған. Олар зерттеулер масштабтарымен белгіленеді. 1:200 000 – 1:50 000 масштабты гравиметриялық жұмыстар рудалық кенорындарына сай геологиялық құрылымдарын және олардың жеке элементтерін карталауға мүмкіндік береді: пайдалы қазбаның жиналуға литологиялық қолайлы таужыныстарын, тектоникалық бұзылыстар зоналарын, пликативті құрылымдарын, т. б. Интрузивті массивтерді зерттеуге гравибарлау жұмыстары өте өнімді, ал айтқанымыздың маңызы өте зор болады, себебі көптеген

пайдалы қазба кенорындарының интрузиялармен байланысы дәлелденген. Ауырлық күші аномалиялар арқылы массивтердің контурлары айқын көрінеді.

Геологиялық карталау мақсатымен өткізілетін гравиметриялық түсірілімнің масштабын іріктіргенде, пайдалы қазба кен орындарын іздеу және барлау мақсаттары шешілуі мүмкін.

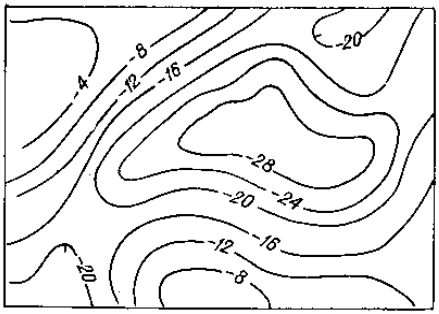
Пайдалы қазба кен орындарын іздеу мен барлау

Мұнай мен газ

Мұнай мен газ кенорындарын іздеу мақсатымен гравиметриялық жұмыстар баяғыда басталған. Мұнай және газ кенорындарының гравитациялық эффектілері өте азғантай, сондықтан олар гравиметриялық зерттеулердің тікелей объекті ретінде қарастырылмайды. Түсірілімдерді мұнай және газдың жиналу орындары байланысқан құрылымдық формаларын іздеу үшін жасайды. Бұл құрылымдар түрлі болуы мүмкін.

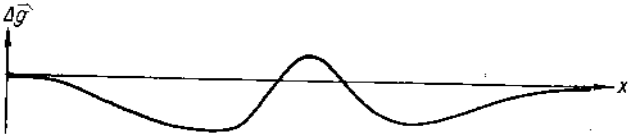
Гравибарлауды өткізуге тиімді негізгі құрылымдар түрлерін қарастырайық: тұзды күмбездер, антиклиналды қатпарлар, күмбезді платформалық көтерулер, рифті массивтер.

Тұз күмбезі дегеніміз – тектоникалық қозғалыстар әсерінен жоғары қарай сығылған және жауып жатқан таужыныстарды бұзып өткен немесе көтерген тасты тұздың штогы. Мұнайды әдетте күмбездің бортты бөлігінде орналасқан құмды-сазды таужыныстарда іздейді. Күмбездің ядросын құрайтын тұзды штоктың мөлшерлері өте жоғары болуы мүмкін: оның ауданы жүздеген квадратты километрге дейін болуы мүмкін, тік қалыңдығы – бірнеше км-ге дейін барады. Тұздың тығыздығы тұрақты ($2{,}1 \ \ гр/см^3$) және әдетте ол қоршап жатқан таужыныстар тығыздығынан ($2{,}2-2{,}4 \ \ гр/см^3$) аздау болады. Сондықтан, тұз күмбездің үстінен ауырлық күшінің интенсивті минимумы бақыланады: $n\cdot10^{-5}$ бастап $n\cdot10\cdot10^{-5} \ м/с^2$ дейін (мұндағы $n=1:10$) (2.26-сурет). Осындай аномалиялар тұзкүмбезді тектоникасы дамыған барлық аудандарда: Ембі-Орал аудандары, Румыния, Иранда бақыланған.



2.26-сурет. Тұз күмбездің үстінде бақыланатын ауырлық күші аномалиясы (10^{-5} $м/с^2$)

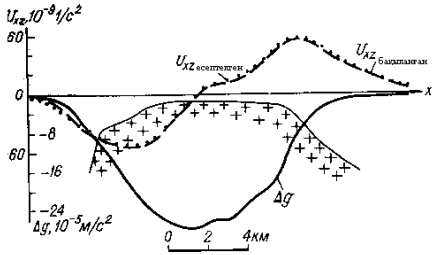
Тасты тұздың штоктары кепрок құрайтын үлкен қалыңдықпен гипс-ангидритті таужыныстармен жабылған. Гипстің тығыздығы 2,3 $гр/см^3$, ал ангидриттің – 2,8 – 2,9 $гр/см^3$ болғандықтан, кепроктың тығыздығы оң болады және ол оң гравитациялық аномалиясын тудырады. Бұл аномалия күмбездің ауырлық күшінің теріс аномалиясына қосылып, жағдайды күрделендіреді. Күмбездің үстінде әлсіз максимумның фонында өте интенсивті минимум бақыланады (2.27-сурет).



2.27-сурет. Кепрокпен тұз күмбездің үстінде бақыланатын ауырлық күші аномалиясы

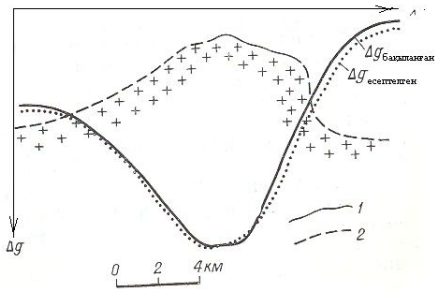
Днепр-Донецк ойпатының аумағындағы тұз күмбездерді брекчия сияқты ақтарылған тығыз таужыныстар қоршап жатыр. Күмбез пайда болуы процесінде олар Жер бетіне шыққан. Күмбезді жан-жақтан қоршайтын брекчия жалпы минимумның фонында қосымша сақиналық ауырлық күшінің максимумын тудырады.

Тұз күмбезді тектоникасы бар барлық аумақтарда осы аймақтар шектерін анықтап және күмбездерді іздеу үшін гравибарлауды пайдаланады, себебі олар қоздыратын гравитациялық аномалиялардың пішіні мен себептері белгілі. Гравибарлау деректеріне сай күмбездің планындағы жалпы орналасуын (яғни пішінін) анықтайды. Нақты зерттеулерді жасағанда күмбездің тік қимасын, әсіресе күмбездің борттық бөлігін анықтаудың маңызы зор болады (2.28-сурет).



2.28-сурет. Гравитациялық деректер көмегімен тұз күмбездің пішінін анықтау

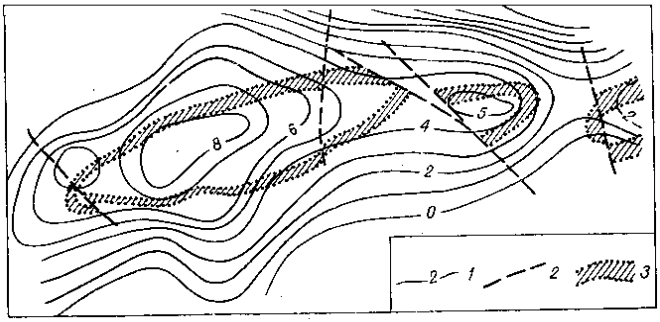
Осындай мақсаттың шешуі көптеген қиындықтарды туғызады. Күмбездің үш өлшемдігі қарапайым есептеуіш тәсілдер мен палеткалардың пайдалануын шектейді және есептеулерді күрт қиындатады. Басқа жақтан, күмбезді жабатын таужыныстардың, көрші күмбездердің, аймақты фонның, т. б. гравитациялық әсерін ескерту қажет.



2.29-сурет. Сейсмикалық (1) және гравитациялық (2) деректерге сай тұз бетінің бедерін анықтау

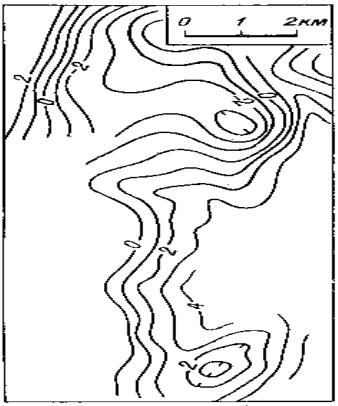
Тұз күмбездердің бедерін дәлдігі жоғары гравиметриялық түсірілім мен сейсмикалық барлаудың кешенімен зерттейді (2.29-сурет). Күмбездің үстіңгі жағының пішіні сейсмикалық барлау деректері арқылы табылған, ал қанаттар батуының түрі гравитациялық барлауға сай анықталған. Күмбездің бір қанатының құлау бұрышы шұғыл, ал басқа қанаттың құлау бұрышы – жазық. Күмбездің қалыңдығы 3-4 км деп бағаланған.

Геосинклин және платформалардың шекті ойпаңдарында дамыған антиклинді құрылымдарын гравитациялық барлау көмегімен табуға өте ыңғайлы болады. Осы жағдайларда қалың шөгінді таужыныстардың тығыздығы тереңдік өскен сайын жоғарылайды, сондықтан антиклинді қатпарлар үстінде ауырлық күшінің максимумдары бақыланады (2.30-сурет).



2.30-сурет. Антиклинді құрылым қоздыратын ауырлық күшінің оң аномалиясы: *1 – Δg изоаномальдар; 2 – тектоникалық бұзылыстар; 3 – маркер-беткей*

Оң аномалиялармен бірге антиклинді құрылымдардың үстінде теріс аномалияларды да бақылауға болады, себебі қатпардың перифериясынан оның күмбезіне қарай таужыныстардың литология-фациалды құрамы өзгереді, қабаттан қабатқа қарай тығыздық өседі, т. б. (2.31-сурет).



2.31-сурет. Антиклинді құрылым қоздыратын ауырлық күшінің теріс аномалиясы

Егер тығыз таужыныстар жеңіл таужыныстардың үстінде орналасқан болса, онда антиклиндер үстінде ауырлық күшінің минимумдары бақыланады. Осындай құрылымдар Фергана мен Калифорнияда бақыланған. Осылайша, нақты антиклинді құрылымның бақыланған гравитациялық аномалия арасындағы сәйкестігін анықтау қиын, сондықтан барлық геологиялық факторлар мен басқа геофизикалық әдістер нәтижелерін кең пайдалану қажет.

Мұнай және газ кенорындары жиі рифті массивтермен байланысқан. Рифті массив дегеніміз – теңіздің трансгрессиясы мен регрессиясы және де шөгінділер жиналу жағдайларының өзгеруінің әсерінен пайда болған ізбесті тастардың жеке жоталары мен тізбектері. Гравитациялық өрісте рифтер басқа геологиялық факторлармен бірге бақыланады. Жиі геологиялық факторлардың әсері рифтер әсерінен көп жоғары болуы мүмкін. Рифті массивтерді гравиметриялық картада бөлу үшін, құрделі өрістің фонында интенсивтілігі әлсіз жергілікті аномалияларды табу қажет.

Рифті массивтерді Орал ойпатында өткізілген гравибарлау жұмыстарының нәтижесінде қарастырайық. Мұндағы рифті массивтер кунгур ярустың гидрохимиялық шөгінділерімен (ангидрит, гипс, тұз) жабылған. Қалыңдықтың күрт өзгеруіне

және жоғары пластикалылыққа байланысты тұз пішіні арқылы рифті массивтерге ұқсас көтерулерді жасаған. Геологиялық барлау жұмыстары нәтижесінде рифті массивтер мен тұз дөңестері кунгур ярусының ангидритті көтерулерімен бірге бақыланатыны дәлелденді. Кунгур көнелігімен қабат өте жоғары меншікті кедергісімен негізгі электр беткей болып табылады. Гравитациялық барлау мен электр барлау жұмыстарының кешендеу процесі рифтермен байланысқан кунгур көтерулерін тұз күмбездерден ажыратуға мүмкіндік берді. Тұз күмбездері және рифті массивтермен бірдей байланысқан кунгур ярусының құрылымдарын электр барлау максимумдармен көрсетеді. Бірақ егер дөңеске гравитациялық максимум сай болса, онда ол тұзды емес және де оны рифті массив ретінде қарастыруға болады. Егер дөңестің үстінде гравитациялық аномалиясы минимум болса, онда ол тұз күмбезі болып табылады.

Мұнай және газдың көптеген кенорындары шөгінді қабаттарда орналасқан күмбезді дөңестермен байланысқан. Осындай көтерулер кіші амплитудамен (ондаған метрге дейін), қанаттардың азғантай құлау бұрыштарымен (10° – қа дейін), үлкен жатыс тереңдігімен (1–2 км-ден жоғары) сипатталынады. Осындай құрылымдарды гравитациялық барлау көмегімен табуға өте қиын мақсат болады, себебі пайдалы аномалияның амплитудасы өте кіші ($n \cdot 0{,}1 \cdot 10^{-5}$ $м/с^2$).

Шөгінді таужыныстардың физикалық қасиеттерін нақты зерттеу кіші күмбезді дөңестер шегіндегі қабаттан қабатқа таужыныстар тығыздығының өзгеруін көрсетті: перифериядан дөңестің көтерілуіне қарай таужыныстардың тығыздығы азаяды, ал айтқан жағдайымыз литология-фациалды немесе тектоникалық жағдайларға тәуелді. Тығыздықтың өзгерулері аз болса да, олар қосымша гравитациялық эффектілерді тудырады. Ол типті құрылымның «тура» әсерінен де көп болуы мүмкін. Мысалы, тығыздықтың 0,1 $гр/см^3$ өзгеруі $n \cdot 10^{-5}$ $м/с^2$ аномалиясын қоздыруы мүмкін. Осындай жағдайда күмбезді дөңестерге ауырлық күшінің минимудары сай болады. Бірақ, егер күмбезді дөңестер қанаттарының құлау бұрыштары және де

құрылымның амплитудасы жоғарыласа, онда «тура» әсер күмбезді дөңестің әсерінен жоғары болады және аномалия оң болуы мүмкін. Осылайша, гравибарлауды платформалы аумақтарда жергілікті құрылымдарды іздеуде өнімді пайдалануға болатынын көріп отырмыз.

Бүгінгі күнде басқа геофизикалық немесе геохимиялық әдістермен кешендеп гравибарлау мұнай мен газды тура іздеу үшін қолдануға әрекет жасап қаралып жатыр. Осы мақсатпен гравибарлауды пайдалану үшін геологиялық жағдай ретінде мұнай және газға қаныққан коллекторлар тығыздығының және суға қаныққан коллекторлар тығыздығының ерекшеліктері болады. Мұнайдың коллекторлары үшін бұл айырма $0{,}05 - 0{,}07\ гр/см^3$, газ коллекторлары үшін – $0{,}16 - 0{,}22\ гр/см^3$. Қарапайым есептеулер нәтижесінде жалпы гравитациялық аномалиясының фонында мұнайлы және газды құрылымдар үстінде жергілікті минимумдарды ($n \cdot 0{,}1 \cdot 10^{-5}\ м/с^2$ дейін) күтуге болатыны дәлелденген. Маңғышлақ, Әзірбайжан, т. б. танымал мұнайлы кенорындарындағы жоғары дәлдікті гравиметриялық түсірілімдердің қорытындылары жергілікті минимумдарының ($(0{,}15 \div 0{,}3) \cdot 10^{-5}\ м/с^2$) бар болатынын көрсетті. Бірақ осы пайдалы эффектіні жалпы гравитациялық өрісінен бөлуге қиынға соғады: осындай аномалияларды тудыратын барлық факторларды (құрылым күмбезіндегі тығыздықтың азаюы, фациалды өзгерулер, т. б.) жоғары дәлдікпен ескерту қажет. Басқа жақтан, мұнай-газды шоғырлары бар құрылымның өзі де гравитациялық аномалияны қоздыру мүмкін. Осы жағдайда шоғыр және құрылымның гравитациялық эффектілерін бір-бірінен бөлуге мүмкіндік болмайды. Сондықтан бақыланып отырған жергілікті минимумдарды мұнай және газ шоғырларымен тек қана барлық факторлар қарастырылып, алып тасталған жағдайда байланыстыруға болады.

Рудалы кенорындары

Гравитациялық барлауды темір, мыс, никель, хромит, полиметалдар кенорындарын іздеу мен барлауда бұрыннан кең пайдаланады. Осындай мақсатпен жұмыстарды жасағанда рудалық денелерді іздеуге көп көңіл аударылған, бірақ бұл жағдай гравибарлау мүмкіндіктерін бірнешеге төмендеткен болатын. Дәлдіктері жоғары аспаптардың шығу мезгілінен бастап, гравибарлауды рудалық аумақтарды зерттеудің барлық кезеңдерінде қолданады: аймақты зерттеулер мен тектоникалық аймақтаудан бастап, кенорынның нақты пайдаға асарлық (эксплутационная) барлауға дейін. Рудалық денелерді Жер асты гравибарлау көмегімен де іздейді.

Бақылау сұрақтары:

1. Гравибарлаудың физикалық негіздері мен қысқаша теориясы.
2. Таужыныстардың тығыздылық қасиеттері.
3. Гравибарлаудың далалық әдістемесі мен техникасы.
4. Гравибарлауда қолданатын аспаптар мен жабдықтар.
5. Гравибарлау деректерін өңдеу тәсілдері.
6. Гравибарлау деректерінің интерпретациясы.
7. Гравибарлауды қолдану салалары.

3. МАГНИТТІК БАРЛАУ

Магнитометрия немесе магниттік барлау – бұл Жердің магниттік өрісін зерттеу арқылы геологиялық мақсаттарды шешуге негізделген әдіс. Магниттік құбылыстар және Жердегі магнит өрісінің бар болуы адамзатқа өте көне заманнан белгілі. Бұл құбылыстарды адамдар практикалық қызметтерде баяғыдан қолданып отыр (мысалы, компасты пайдалану). Магнит өрісі кернеулігінің өлшеулерін магниттік рудаларды іздеуде XIX ғ. II жартысынан бастап қолданған болатын. Бірақ біз бүгінгі күнге дейін геомагниттік және гравитациялық өрістердің табиғатын толығымен түсіндіре алмаймыз.

Геомагниттік өрістің негізгі параметрлерімен кернеуліктің толық векторы мен әр координата осіне алынған оның құраушылары болады. Жердің магниттік параметрлерінің мәндері біріншіден барлық Жердің магниттелінуіне (қалыпты өріс), екіншіден геологиялық формациялардың магниттелінуінің әртүрлі интенсивтілігіне (аномальды өріс) тәуелді. Барлау геофизиканың басқа әдістерінен – магниттік барлау өте жоғары өнімділігімен ерекшеленеді (әсіресе аэромагниттік барлау).

Магниттік барлау темір-рудалы кенорындарын іздегенде ең тиімді геофизикалық әдіс болып табылады. Магниттік барлауды геологиялық карталауда, құрылымдық зерттеулерде, пайдалы қазба кенорындарын іздегенде, геологиялық ортаны зерттегенде кең қолданады. Барлаумен бірге магниттік әдістерді геомагнетизм және палеомагнетизм құбылыстарының басты зерттеулерінде пайдаланады. Магниттік барлаудың тереңділілігі 50 км ден жоғары болмайды.

3.1. Геомагниттік өріс және магниттік барлау теориясының негіздері

3.1.1. Геомагниттік өріс элементтері және оның пайда болуы

Жердің магнит өрісі Ампер теориясына сай, негізгі магниттік өріс жердің сұйық ядросында ағып өтетін электр токтарынан туады, геомагнетизмнің соңғы теориясы бойынша геомагниттік өріс *динамо-механизм* арқылы құрылады.

Жер ядросында магнит өрісінің құралуы динамо-машинадағы өзі қоздырылуы сияқты деп есептеледі. Машинаның жұмыс жасау принципі мынадай: сымдардың катушкасы ішкі магнит өрісінде айналсын. Катушкадағы электромагниттік индукциядан электр тогы туып, содан соң ол магнит өрісін құрады. Бұл магниттік өріс ішкі магнит өрісін және катушкадағы токты күшейтеді. Осы приципке байланысты Я.И. Френкел (КСРО) мен В. Эльзассер (АҚШ) 40-шы жылдың ортасында «гидромагниттік динамо» гипотезасын ұсынды. Бұл гипотезаға сай, жердің нақты магниттік өрісі, жер ядросында магнитті-гидродинамикалық ағында пайда болады.

Жердің сұйық ядросы нақты динамо машинасына мүлдем ұқсамайды. Егер сұйық өткізгіш ядрода белгілі себептермен жылулық және гравитациялық конвекция орын алса, онда гидродинамикалық ағынның кейбір системасы құралады. Заттың жоғарғы өткізгіштігінде және оның орын ауыстыруында индукциялық токтың табиғаты пайда болады.

Бұл электр токтары екілік магнит өрісін тудырады. Жер айналғанда және планетааралық әлсіз магниттік өрістің бар болуынан, магниттік өрістің дұрысталуынан электр токтарының күшеюі болады. Бұл өз кезегінде нәтижелі магнит өрісінің күшеюіне алып келеді, т. с. с. Стационарлы магниттік өріс және әртүрлі динамикалық процестер өзін-өзі теңестірмегенше, процесс қайталана береді. Жердің магниттік өрісінің жалпы құралу механизмі осындай.

Жер бетінің әртүрлі нүктелерінде және оған жақын жердегі өлшеулер нәтижесінде магниттік стрелканы мериданға жақын бағытта ұстайтын магниттік күш анықталған. Кеңістіктің әр нүктесінде Жердің магниттік күші әсер етсе, бұл *геомагниттік өріс* деп аталады.

Геомагниттік өрісті жердің орталығында орналастырған біртекті магниттелген шар өрісіне немесе диполь өрісіне жақындатып қарастырады. Жердің магнит өрісінің дипольдік мінездемесі, жердегі және космастағы зерттеулер нәтижесінен орнатылған. Жер өрісінің күш сызықтарының айтарлықтай күрделі конфигурациясы анықталған (3.1-сурет).

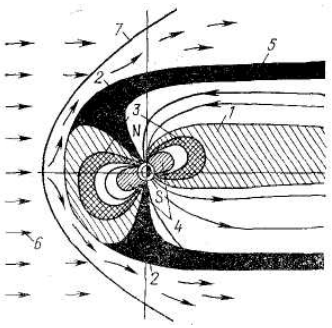
Магнит өрісінің суретін бұрмалайтын негізгі фактор – протондар, электрондар, альфа-бөлшектері, гелий иондарынан

тұратын *күн желі*. Бұл бөліктердің өте үлкен энергиясы бар және олар күннен 300-1000 км/с жылдамдықпен радиалды қозғалады. Жердің магниттік өрісі күн желіне кедергі болады 6, сондықтан негізгі зарядталған бөлшектер массасы бұл кедергіні айналып өтеді. Нәтижесінде жер айналасында планета аралық кеңестікте күн бағытынан ұзақ созылған *жердің магнитосферасы* деп аталатын өзгеше магниттік аудан құралады.

Жердің магниттік бөлігінде магниттік өріс қатты қысылған, сондықтан күн желі мен магниттік ауданның арасындағы шекара 7 анық көрінген.

Жердің түнгі бөлігінде күш сызықтары Күн желі арқылы үлкен аралыққа созылып, *геомагниттік құйрық* құрайды. Ол Ай орбитасынан ары Жердің 60 радиусын шамамен құрайтын арақашықтыққа созылған.

Өріс күш сызықтарының дипольдік сызықтары Жердің бірнеше радиусына тең арақашықтыққа дейін түрленбейді. Экваториалды жазықтықта геомагнитті құйрық плазманың қабатымен бөлінген. Бұл қабатта магниттік өріс аз және геомагниттік құрықта өрістің кернеулігі 1/30 құрайды. Жер атмосферасындағы бөлшектер концентрациясы Жер бетінен арақашықтық жоғарылаған сайын тез төмендейтіні белгілі, ал атмосфераның жоғарғы қабаттары Күн желімен қатты иондалған. Атмосфераның жоғарғы бөлігі шамамен 1 $см^3$ тағы 10^e бөлшектер концентрациясымен ионосфера деп аталады.



3.1-сурет. К2. Жердің магнитосферасының мериональды қимасы
1 – плазмалық қабат; 2 – полярлы қуыс; 3 – радиациялық өріс; 4 – плазмосфера; 5 – плазмалық мантия; 6 – күн желі; 7– соғылу толқынының фронты

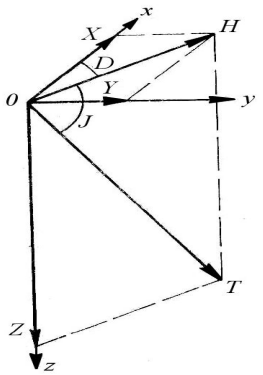
Жерден өткенде бөлшектер концентрациясы ақырындап кете бастайды, бірақ Жердің 5-6 радиусына тең қашықтықта 1 $см^3$ тағы 10^1- 10^2 жиілікке тез төмендейді. Онда Жер плазмапауза атты суық плазмалық бұлтпен қоршалған. Бұл жерде магнит өрісінің күш сызықтары күн желімен әлі түрленбеген. Бұл шекарадан, плазмосферадан кейін 4, плазманың қозғалысымен Жердің магниттік кеңістігін айналып өткендегі күн желімен индукцияланатын электр өрісі басқарады.

Электрлік өрісінде плазма бөлшектері қозғалуының жылдамдығы Жердің әртекті өрісіндегі дрейф жылдамдығына қарағанда аз. Бөлшектер Жер өрісінің күш сызықтары айналасында жиіліктi қозғалыстар жасайды. Радиоактивті белдем С.Н. Вернова (КСРО) және Дж. Аллена (АҚШ) топтарымен бір уақытта ашылған. Бөлшектердің концентрациясы тез арада жоғарылауы, мысалға күндегі жарқыраудан, резонасты құбылыстар пайда болуы және радиациялық белдеуден бөлшектердің атмосфераға төгілуі мүмкін. Бұл бөлшектердің жарқырауын тудырады. Осыған байланысты төмен жазықтықты *поляр жарқырауының сопақшаларымен магниттік құйындар* құрайды.

Жердің магнитосферасы бізді күн желінің тікелей әсерінен сақтайды. Бұл қорғаныс идеалды емес, себебі магнитосферадағы тетіктердің бар болуынан 2, сол арқылы плазма ішке өтіп атмосфераның жоғарғы қабаттарына жетуі мүмкін. Нәтижесінде Жерге өтетін күн радиациясының ағыны өзгеруі мүмкін, ол өз кезегінде планетадағы жылулық баланстың өзгеруіне әкеп соғады.

Жер бетінің кез-келген нүктесінде магниттік өріс бар. Оны кернеуліктің T толық векторымен сипаттауға болады. Т векторы бойымен ауырлық центрінің қасына магнит тілін орналастырайық. Магнит өрісінің элементтері деп осы вектордың көлденең бетке және тік бағытқа проекциялары және координата осьтерімен вектор жасайтын бұрыштарын айтады (3.2-сурет). Егер тікбұрышты координата жүйесінің x осін географиялық солтүстікке, y осін – шығысқа, z осін – нормальмен төменге қарай орналастырсақ, онда Т толық векторының z осіне проекциясын Z тік құраушысы деп атайды. Т толық векторының көлденең жазықтыққа проекциясын Н

көлденең құраушысы деп атайды. $\vec{T}$ векторы арқылы өтетін тік (вертикаль) жазықтық (ZOH) магниттік меридиан жазықтығы деп аталады Н-тің бағыты магнитті меридианмен бағыттас болып, компас немесе буссоль тілімен беріледі.



3.2-сурет. Магнит өрісінің элементтері
Координата осьтері бағыттары: *x – солтүстік; y – шығыс; z – Жер центріне қарай*

Н-тің х осіне проекциясын Х-тің солтүстік (немесе оңтүстік) құраушысы, Н-тің у осіне проекциясын Y-тің шығыс (немесе батыс) құраушысы деп атайды. х осі мен Н құраушысы жасайтын бұрышы магниттік бұрылу бұрышы D деп аталады. Егер бұрыш 0х осінен шығысқа ауытқаса D оң таңбалы, батысқа – теріс таңбалы деп қарастырылады. Т вектор және көлденең жазықтық арасындағы бұрыш магниттік иілу бұрышы J деп аталады. Егер стрелканың солтүстік ұшы төмен иілсе, I оң және солтүстік деп аталады, ал оңтүстік ұшы төмен иілсе I теріс таңбалы және оны оңтүстік дейді. Жердің магнит өрісінің элементтерін келесі өрнектермен байланыстырады:

$$H = T\cos J\ ;\ Z = T\sin J\ ;\ \ Z = H \cdot tgJ\ ;\ T^2 = H^2 + Z^2 \qquad (3.1)$$

және т.б.

Магниттік барлауда өрістің екеуден көп емес құраушыларын немесе олардың өсімшелерін (әдетте, бұл ΔZ немесе Т) өлшейді. Магнит өрісі элементтерінің Жер бетінде таралуын изосызықтар (кез-келген параметрдің бірдей мәндерін

біріктіретін сызықтар) карталар түрінде көрсетеді. Магниттік бұрылу бұрышының изосызықтарын изогона, магниттік иілу бұрышы изосызықтарын – изоклина, H, Z немесе T изосызықтарын – сәйкесінше H, Z немесе T изодинамалары деп атайды. Бұл карталарды әр жылы шілденің 1 жұлдызына қарай тұрғызады және кез-келген жыл дәуірінің карталары деп атайды (мысалы, 1986 ж. дәуірінің картасы).

Барлау геофизикасының магниттік әдісі Жердің магнит өрісінің ерекшеліктерін зерттеуге негізделген. Бұл өріс таужыныстардың магнетизмінен пайда болады.

Магнетизм – қозғалыстағы электрлік зарядталған бөлшектердің арасында пайда болатын материялық әсерлесудің бір формасы.

Кез-келген зат жекелеген элементтердің атомдарынан тұрады. Өз кезегінде атомдар ядродан және оны белгілі бір орбитамен айналатын электрондардан тұрады. Теріс зарядты электрон ядроны айналу кезінде орбиталық магнит моментін (μ_0), өз осімен айналғанда спиндік магнит моментін (μ_S) тудырады.

Магнит өрісі газ, сұйық, қатты күйдегі барлық заттарға тән. *m* магнит массасы ретінде екінші өзіне тең массаға *1 см* арақашықтықта *1* дина күшпен әсер ететін масса саналады.

Магнит полюстерінің әрқайсындағы магнит массасының *m* полюстар арақашықтығына *2l* көбейтіндісі M магниттік момент деп аталады.

$$M = 2 \cdot l \cdot m. \tag{3.2}$$

Магниттік моменттің өлшем бірлігі – $А \cdot м^2$.

Сыртқы өріс әсерінен магниттік моменттер онымен бағыттас болады. Бұл кезде зат магниттеледі деп айтылады.

$\vec{J}$ заттың магниттелуі деп сол заттың көлеміндегі бөлшектердің магниттік моменттері қосындысын айтады.

$$\vec{J} = lim\left(\frac{1}{V}\sum_{i=1}^{N} p_{mi}\right), \tag{3.3}$$

мұндағы V – заттың көлемі, $\sum_{i=1}^{N} p_{mi}$ – заттың N бөлшектері магниттік моменттерінің векторлық сомасы, N – магниттік бөлшектер саны.

Магниттік барлауда магниттелу индукциялық $\vec{J}_{\text{і}}$ және қалдық $\vec{J}_{\text{r}}$ болып бөлінеді. Индукциялық деп магниттелудің затқа (таужынысқа) сыртқы өріс әсер еткенде пайда болатын, әсер ету тоқтатылғанда жойылып кететін түрін айтамыз. Қалдық деп магниттелудің сыртқы өріс әсер еткенде пайда болатын, ал әсер ету тоқтатылғанда сақталып қалатын түрін айтамыз.

Табиғи магнитке магнетит, ильменит сияқты минералдар жатады. Жасанды магниттер құрыш, темір, никель, кобальтті күшті магнит өрісінде ұстау арқылы немесе оларды келесі магниттерге тигізу арқылы жасалады.

Нақты орталарда магниттік өрістің өлшенетін параметрімен магнитті индукция болады. Сырттан әсер етуші өріс пен дененің немесе ортаның магниттелу өрісінің қосындысы магнит индукциясы B деп аталады.

$$B = \mu_0 \left(T + \vec{I}\right), \tag{3.4}$$

мұндағы μ_0 – магниттік тұрақты деп аталатын вакуумның абсолюттік өтімділігі; СИ жүйесінде $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м (Генри /метр); СГС-те $\mu_0 = 1$, өлшем бірліксіз шама, Т – сыртқы өріс кернеулігі.

Вакуумда $B = \mu_0 \cdot T$, табиғи ортада $B = \mu \cdot \mu_0$, мұндағы μ – салыстырмалы магнит өтімділігі. $\mu \cdot \mu_0$ көбейтіндісі ортаның абсолюттік магнит өтімділігін сипаттайды.

В-ның СИ жүйесіндегі өлшем бірлігі – Тесла (Тл), СГС-те – Гаусс (Гс); 1 Гс = 10^{-4} Тл. Магниттік барлауда оның қолданылатын өлшем бірлігі – наноТесла (нТл), 1 нТл = 10^{-9} Тл.

Т сыртқы өрістің зарядқа әсер ететін тартылыс немесе итеру күшін білдіреді.

Оның өлшем бірлігі СИ жүйесінде – ампер/метр (А/м); СГС-те – Эрстед (Э); 1А/м = $4\pi \cdot 10^2$ Гамм; $1\gamma = 10^{-2}$ мэ = $1 \cdot 10^{-5}$ э; 1 мэ = 100 γ; 1 э = 1000 мэ= 100 000 γ (гамма).

Магниттік барлау аспаптары әдетте магнитсіз орталарда орналасады – ауада немесе суда. Олар үшін $\chi = 0$, сондықтан $B = \mu_0 T$. Осылайша, Жердің магнит өрісі магниттік индукция өлшем бірлігімен (нТл) немесе кернеулік өлшем бірлігімен берілген болуы мүмкін. 1 нТл-ға 1 γ сай.

Жуықтағанда Жердің магнит өрісі магниттелген шар немесе Жер центрінде орналасқан магнитті диполь $T_{дип}$ (оның осі Жердің айналу осіне қатысты 11° бұрылған) өрістеріне келтірілген болуы мүмкін. Осы диполь осьтерінің Жер бетіне шығу нүктелерін Жердің геомагнитті полюстері деп аталады. Дипольдің оңтүстік ұшы шығуының аумағы солтүстік магнит полюсі, солтүстік ұшы шығуы – оңтүстік полюс деп аталады. Солтүстік магнит полюсі 72° с.ш. және 96° б.е. Жердің солтүстік географиялық полюсінен 1400 км қашықтықта орналасады.

Жердің магнит өрісінің көптеген бақылаулары кернеуліктің толық векторы Т полюстерде 0,66 105 нТл-дан экваторда 0,33 105 нТл дейін өзгеретінін көрсетті. Тік құраушы Z 0,66 105 нТл нөлге дейін азаяды, ал көлденең құраушы Н нөлден 0,33 105 нТл дейін жоғарылайды. Әртүрлі континенттердегі көнелігі әртүрлі таужыныстардың магниттік қасиеттерінің нақты зерттелуі магнит полюстерінің миграциясы (орналасқан орнының өзгеруі) мен олардың инверсиясын (таңбалар немесе бағыттар өзгеруі) бақылайды. 0,5-тен ондаған миллион жылға дейін периодымен осы өзгерулер болып тұрады.

Жердің магнитті өрісінің пайда болуын Жердің ішкі құрылысына тәуелді болатын себептермен түсіндіреді. Ядродағы құйынды токтар гипотезасы Жер магнетизмін түсіндіретін ең жарамды және қолайлы гипотезасы болып табылады. Осы гипотеза 2900 км тереңдікте Жер мантия астында электр өтімділігі жоғары сыртқы сұйық ядроның бар болуына негізделген. Өте жоғары температура және қысымның әсерінен ядро затында өте көп еркін электрондар пайда болады, сондықтан оның өтімділігі де жоғары. Жер айналуына және гидромагнитті эффектіге байланысты Жер туғанда өте әлсіз магнит өрісі пайда болған. Ядрода еркін электрондардың бар болуы және Жер айналуы ядрода құйынды токтарды индукциялауға келтірді. Басқа жақтан, осы токтар магнит өрісін

тудырады (динамомашинаға ұқсас). Жердің магнит өрісінің жоғарылауы құйынды токтарды жоғарылатады, ал осыған тәуелді Жердің магнит өрісі өседі. Көрсетілген регенерация процесі ядро жабысқақтығына тәуелді энергия шашылуы және оның электр кедергісі құйынды токтардың қосымша энергиясымен немесе басқа себептермен компенсациялауына дейін болуы мүмкін.

3.1.2. Қалыпты және аномалиялы (ауытқыған) магнит өрістері

Қалыпты геомагниттік өріс T_H біртекті магниттелу T_0, материктік (құрлықтық) T_m, сыртқы T_e өрістердің қосындысынан тұрады:

$$T_H = T_0 + T_m + T_e. \qquad (3.5)$$

Қалыпты өрістен ауытқыған магнит өрісі аномалиялы деп аталады. Өрістің аномалиялы бөлігі жер қабығының жоғарғы қабатының геологиялық құрылысы туралы мәліметтер береді. Аймақтық аномалиялар үлкен территорияны қамтиды және магниттік қасиеті ерекше таужыныстардан тұратын ірі құрылымдармен байланысты.

Өлшенген (бақыланған) шама T қалыпты $T_н$ және аномалиялы T_a бөліктерден тұрады:

$$T = T_н + T_a, \qquad (3.6)$$

$$\vec{T}_a = \vec{T} - \vec{T}_H .$$

T аспап көмегімен өлшенсе, T_H қалыпты магнит өрісі карталары арқылы (қысқаша магниттік карталар) алынады.

Магниттік карталар келесі мақсаттарда қолданылады:

- T_a мәнін анықтау үшін;
- өрістің қалыпты градиентіне түзету енгізу үшін;
- зерттеу ауданындағы магнит өрісінен ондағы таужыныстар мен рудалардың магниттелуін бағалау үшін;
- өлшеу аспабын жұмысқа дайындау үшін.

Белгілі бір бағытта қалыпты өрістің арақашықтыққа байланысты өзгеру жылдамдығы қалыпты өріс градиенті деп аталады.

Геомагниттік өрістің уақытқа байланысты өзгеруі магниттік вариация деп аталады. Магниттік вариация түрлері:

1) ғасырлық – Жер ішінде болатын процестерге байланысты (ядрода және оның сыртқы шекарасында), периоды 500–800 жыл, интенсивтілігі 100 нТл;

2) жылдық – бұл магнит өрісі кернеулігінің айлық орташа мәндерінің өзгерістері, амплитудасы 30 нТл;

3) тәуліктік – күннің активтілігінің өзгеруінен магнит өрісі кернеулігінің күнтәуліктік және айтәуліктік өзгерістері, периоды 1 тәулік, интенсивтілігі 10–15 нТл-дан 40-60 нТл-ға дейін.

4) магниттік борандар – периоды бірнеше сағаттан бірнеше тәулікке дейін, интенсивтілігі мың нТл-ға дейін.

Магнит өрісі элементтерінің ғасырлық өзгеруін (жүрісін) көрсететін изолиниялар картасы изопоралар картасы деп аталады.

3.1.3. Таужыныстардың магниттік қасиеттері

Таужыныстардың магниттік қасиеттері магнит қабылдағыштықпен **æ** және қалдық магниттелумен J_r анықталады.

Магнит қабылдағыштық æ таужыныстың сыртқы өріс $\vec{T}$ әсерінен магниттелу шамасын білдіреді және оның нәтижесінде индукцияланған магниттелу J_i орын алады.

$$\vec{I}_i = \vec{T} \cdot æ, \qquad (3.7)$$

шамалары таужыныстардағы ферромагнитті минералдардың мөлшеріне байланысты. СИ жүйесінде æ өлшем бірліксіз шама. Іс жүзінде оны 10^{-5} СИ бірлігімен өлшейді. Әртүрлі таужыныстарда олар 0-ден 10-ға дейін СИ бірлігі аралығында өзгереді.

Барлық заттар (минералдар) магниттік қасиеттері жағынан 3 топқа бөлінеді:

- диамагнетиктер (æ < 0, μ < 1). Оларға металдар – алтын, висмут, цинк, мыс, минералдар – фосфор, күкірт, галит, гипс, галенит. т.б.

- парамагнетиктер (æ > 0, μ > 1). Оларға платина, гранат, турмалин, мусковит, сульфидтердің көпшілігі.

- ферромагнетиктер (æ ≥ 0, μ < 1). Оларға магнетит, титаномагнетит, гематит, маггемит, пирротин, гетит жатады.

Магнит қабылдағыштық таужыныстардың үлгілерінде және олардың табиғи орналасқан жерінде өлшенеді. Өлшеу жұмыстары астатикалық магнитометр, каппаметрлермен жүргізіледі. æ-ны өлшеу нәтижелері статистикалық негізделген болуы үшін бірнеше ондаған үлгілерде жүргізілуі тиіс.

Қалдық магниттелу J_r – магнит қабылдағыштықтың æ сыртқы өріс пен температураға байланысты өзгерісі туралы мәліметтер беретін өзгеше параметр.

Қалдық магниттелуді куб немесе цилиндр пішінді 2-5 см үлгілерде өлшейді. Ол үшін үлгіні кеңістікте (*x,y,z*) бағыттап, оған компас бойынша белгі қойылады. J_r өлшеуге астатикалық немесе жоғары өткізгішті СКВИД – магнитометрлері қолданылады.

Магнит өтімділік μ=1+4π**æ,** ферромагнетиктерден басқа барлық таужыныстарда, ауаның магнит өтімділігіне тең.

Магниттік деңгейі бойынша рудалар мен таужыныстар шартты түрде келесі топтарға бөлінеді:

- магнитсіз, $æ < 50 \cdot 10^{-6}$;
- әлсіз магнитті, $50 < æ < 1000 \cdot 10^{-6}$;
- орташа магнитті, $1000 \cdot 10^{-6} < æ < 5000 \cdot 10^{-6}$;
- күшті магнитті, $æ > 5000 \cdot 10^{-6}$.

3.1-кесте

Негізгі минерал, таужыныстар және рудалардың магнит қабылдағышы

Минерал, таужыныс	$æ10^3$ СИ бірлігі	
	өзгеру диапазоны	орта
Кварц	-	10
Кальцит	7-12	-
Гипс	-	12
Көмір	-	25
Сфалерит	-	750

3.1-кестенің жалғасы

Пирит	50-5000	1500
Гематит	500-50000	6000
Пирротин	$10^3 - 10^7$	150000
Ильменит	$5 \cdot 10^5 - 5 \cdot 10^6$	10^6
Магнетит	$10^6 - 10^7$	$5 \cdot 10^6$
Әк тас	25-3500	300
Құм тас	0-2000	400
Гнейс	10-20000	-
Гранит	0-40000	2000
Диабаз	1000-15000	5000
Габбро	1000-100000	60000
Базальт	30-150000	60000
Перидотит	90000-200000	150000
Шөгінді (орта)	0-5000	1000
Метаморфты (орта)	0-75000	50000
Ашшы ақтарылған (орта)	50-80000	8000
Негізгі ақтарылған (орта)	60-120000	30000

3.2. Магниттік барлау аспаптары

3.2.1. Геомагниттік өрістің өлшенетін параметрлері

Жердің магнит өрісі мен оның вариацияларын өлшеу тұрақты пункттер – обсерваторияларда және магниттік барлау жұмыстары кезінде жүргізіледі. Геомагниттік өріс кернеулігінің толық векторын абсолюттік анықтау кезінде өрістің 3 элементі Z, H, T өлшенеді. Ол үшін жазуларды автоматикалық жүзеге асыратын 3 компонентті магниттік теодолиттер мен вариациялық станциялар қолданады.

Геологиялық барлау кезінде абсолюттік Z, T және кез-келген алғашқы (тіректі) нүктеге қатысты салыстырмалы ΔZ, ΔT шамалар магнитометрлер көмегімен өлшенеді.

Магниттік барлауға арналған аспаптар (магнитометрлер) түрлі жұмыс істеу принциптерімен (оптикалық-механикалық, феррозондты, протонды, квантты, криогенді) ерекшеленеді. Қазіргі кезде протонды, квантты магнитометрлер жиі қолданылады.

3.2.2. Оптикалық-механикалық магнитометрлер

Оптикалық-механикалық магнитометрлердің жұмыс жасау принципі Жердің магнит өрісінің тұрақты магнитпен (осындай магнитометрлердің сезгіш магниттік жүйесі) әрекеттестігіне негізделген. Тұрақты магнит айналу осінің ортада орналасуына, оның магнит моментіне және магнит өрісінің кернеулігіне тәуелді тұрақты магнит, көлденең немесе вертикаль жазықтықтарына қатысты белгілі бір орында орналасады. Жердің магнит өрісі кернеулігінің өзгеруі тұрақты магнит еңкею бұрышының өзгеруіне келтіреді. Жүйенің еңкею бұрышын анықтаудың дәлдігін жоғарылату үшін арнайы оптикалық құрылғылар қолданылады.

Магнит өрісінің тік құраушысының өсімшесін ΔZ өлшейтін магнитометрлерінде тұрақты магниттің айналу осін көлденең орналастырып, H вектормен бірдей бағыттайды. Сезгіш жүйенің осындай орналасуында тұрақты магнит айналуына тек қана Жердің магнит өрісінің тік құраушысы әсер етеді, себебі тік құраушы айналу осімен бірдей болады. Сыртқы өріс әсерінен ауытқыған магнит-индикаторды аралық және өлшеуші магниттер көмегімен бастапқы қалпына келтіреді (компенсациялайды). Сондықтан жұмыс істеу принципі компенсациялық принцип деп аталады. Магнит-индикаторды қалпына келтіру үшін винттердің қаншалықты бұралғанын көрсететін шкала бар. Сол арқылы ΔZ, ΔH мәндері анықталады.

Аспаптың орынын ауыстырғанда магнит өрісі тік құраушысының өсімшесі ΔZ жүйе еңкею бұрышының өзгеруімен $\Delta\varphi$ келесі өрнекпен байланысады (егер $\Delta\varphi \le 1{,}5°$):

$$\Delta Z = k\,\Delta\varphi = c(n - n_0), \qquad (3.8)$$

мұндағы k – пропорционал коэффициенті; c – аспап шкаласының бөлшектер құны; n, n_0 – арнайы оптикалық құрылғылар арқылы екі нүктелерде түсірілген есептер.

Осы типке жататын магнитометрлер ретінде М-27, М-27М-ді атауға болады. Аспаптардың өлшеу дәлдіктері – $\pm(2-5)$ нТл.

3.2.3. Феррозондты магнитометрлер

Өрісті өлшеуге арналған феррозонд. Ол ортасында ферромагнитті пластинасы бар катушка. Пластинаға сыртқы (геомагниттік) өріс әсер еткенде катушкада э.қ.к. өзгереді. Осы өзгеріс өріс шамасына (ΔZ) баға беруге мүмкіндік береді.

Феррозондты магнитометрдің негізімен феррозонд (сезгіш элемент) қолданылады. Ол ферромагнетиктен ұзын өзекке оралған электрлік катушка. Әлсіз магнит өрісінде ферромагнетик (мысалы, никель және темирдің қорытпасы – пермаллой) коэрцивті күші азғантай, ал магнитті өтімділігі жоғары болады. Сыртқы магнит өрісі болмағанда генераторлы (алғашқы) катушка арқылы f жиілігімен және қоздыру өрісін тудыруға жеткілікті амплитудасымен айнымалы электр тогын жібергенде өлшеуіш (екінші) катушкада 2f жиілікті ЭҚК (ЭДС) пайда болады. Сыртқы тұрақты магнит өрісі әсер еткенде (оның өзек бойымен құраушысы нөлге тең емес) қоздырылған ЭҚК-да қоздыру өрісі жиілігімен f бірдей болатын жиілік көп кездеседі.

Магнитометр феррозонды пермаллойдан жасалған екі бірдей өзектерден құралған. Олар бір-біріне параллель және магнит өрісінің өлшенетін құраушысына бағыттас орналасқан. Қоздырғыш катушкалар орамы катушка орталарындағы айнымалы өріс қарама-қарсы бағытталғандай етіп бекітілген. Сыртқы магнит өрісін өлшеу үшін (өзектер осі бойымен бағытталған оның құраушысын) компенсация әдісін қолданады. Жердің тұрақты магнит өрісі реттелетін тұрақты ток өрісімен компенсацияланады. Компенсация тогының мәні арқылы феррозонд бойымен таралған Жердің магнит өрісінің кернеулігі туралы мәліметтер алынады. Осы типке жататын магнитометрлер ретінде М–17, аэромагнитометрлер – АЭМ-49, АМ-13, АММ-13, АСТ-46, АМФ-21 атауға болады. Аспаптардың өлшеу дәлдіктері – ±5 нТл-ға дейін.

3.2.4. Ядролық-прецессиялық (протонды) магнитометрлер

Протонды немесе ядролық-прецессиялық магнитометрлердің жұмыс жасау принципі Жердің магнитті өрісінде

протондардың еркін прецессия (орын ауыстыру) құбылысына негізделген. Протоны бар құрылғыға белгілі бір электрмагнитті әсерден кейін протондар Жердің магнит өрісінің бағыты арқылы бұрышты жылдамдықпен ω прецессиялайды. Осы жылдамдық Жердің магнит өрісінің толық кернеулігіне T пропорционал:

$$\omega = aT,$$

мұндағы a – ядроның гидромагнитті қатынасына (ядроның магнитті және механикалық моменттер қатынасы) тең пропорционал коэффициенті.

Сыртқы өріспен әсерлесетін зат – жұмыс элементі ретінде протонды магнитометрлерде протонға бай су, ацетон, спирт сияқты сұйықтықтар қолданады. Сұйықтық толтырылған ыдысты полярлаушы катушка ішіне орналастырады. Өлшеу кезінде сыртқы өріс әсерінен пайда болған сұйықтықтағы прецессия жиілігі – f тіркеледі, оның шамасы қайта есептеліп, бақылау таблосынан өріс кернеулігінің толық векторының – T шамасы көрсетіледі.

Магнитометрді тасымалдайтын жабдықтың азғантай жылдамдығында Жердің магнит өрісі туралы мәліметтерді үздіксіз алуға болады. Самолеттің 350 км/сағ жылдамдығында өлшеулер арақашықтығы 300 м. Протонды магнитометр көмегімен магнитті түсірілімді өзіндік магнит өрістері бар самолет немесе кеме пайдаланып жүзеге асыруға болады.

Осы кезде магнитометрдің өлшеуіш аспабын оның көлденең мөлшерлеріне қарағанда ұзындығы бірнеше жоғары болатын кабельде тасиды. Протонды магнитометр көмегімен геомагниттік өрістің абсолюттік мәнін дискретті (1-10 с ішінде 1 рет) өлшейді (бұл кезде нуль-пункт ауытқуы жоқ болады). Протонды магнитометрлерді Жер беті жұмыстарында (мысалы, ММП-203 магнитометрі) және теңіздік түсіруде (ММП-3) немесе ауа жұмыстарында (МСС-214) және ұңғымалық бақылауларда қолданады.

Қарастырылған принципте МПП-203, М-616 т. б. магнитометрлер, МСС-214 аэромагнитометрі, ММП-3 гидромагнитометрі жұмыс істейді. Өлшеу дәлдіктері ±1 нТл.

3.2.5. Квантты магнитометрлер

Аталған магнитометрлерде Зееман эффектісін қолдана отырып, магнит өрісі индукциясы модулінің $B = \mu_o T$ абсолюттік мәнін өлшейді. Зееман эффектісі: кейбір заттардың атомдары әртүрлі энергетикалық деңгейде болады, осы деңгейлер сыртқы өріс әсерінен одан да майда деңгейлерге бөлініп кетеді. Бөлшектердің бір энергетикалық деңгейден келесісіне өту жиілігін f жаяу тасымалданатын квантты магнитометрлер М-33, ММП-303 гидромагнитометр КМ-8, аэромагнитометр КАМ-28, т.б. тіркейді. f шамасы сыртқы өріс кернеулігінің толық векторына $\mathbb{T}$ пропорционалды. Өлшеу дәлдігі ±1 нТл.

3.3. Магниттік түсірулерді жүргізу әдістемесі

Өлшенген мәліметтерді өңдеу. Түсірулер қорытындысы бойынша өлшенген элементтердің (T, ΔT, ΔZ) аномалиялы шамалары (T_a, ΔT_a, ΔZ_a) анықталады:

$$T_a = T - T_H - T_{вар}, \quad \Delta T_a = \Delta T - \Delta T_{вар}, \quad \Delta Z_a = \Delta Z - \Delta Z_{вар}, \qquad (3.9)$$

мұндағы T_H – қалыпты өріс, $T_{вар}$, $\Delta T_{вар}$, $\Delta Z_{вар}$ – t өлшеу уақытындағы T, ΔT, ΔZ шамаларының вариациясы. ΔT_a, ΔZ_a формулаларында T_0 және Z_0 мәндері тіректік пунктте нөлге тең деп алынады. Бұл шартты бірнеше ондаған шаршы километрге дейінгі зерттеу аудандары үшін қолдануға болады. Үлкен территориядағы түсірулер үшін T_0 мен Z_0 шамаларын білу қажет, ол үшін тіректік пункттердің магниттік карталардағы орны белгілі болуы керек.

Магниттік барлау нәтижелерін бейнелеу. Магниттік түсірулер нәтижелері T_a, ΔT_a, ΔZ_a графиктер және изодинамдар карталарымен бейнеленеді. Графиктерде горизонталь ось бойынша пикеттер, вертикаль ось бойынша магнит өрісі аномалиялары салынады. Изодинамдар карталарында әр өлшеу нүктелеріне тән шамалар көрсетіліп, бірдей (изо) мәндер сызықтармен біріктіріледі. Изосызықтар қимасы аномалияны анықтау дәлдігінен 2-3 есе артық болуы қажет.

Жасалған геомагниттік карталар сапасы бақылау торы жиілігімен (профильдер арақашықтығы карта масштабының 1 см-і) және түсіру дәлдігімен бағаланады.

Изодинам мен графиктер карталарындағы оң таңбалы мәндер көк, теріс таңбалы мәндер қызыл түспен боялады.

Магниттік барлаудың әдістемесі – далалық өлшеу, өңдеу, нәтижелерді бейнелеу жұмыстарының жүргізу тәсілдері – түсіру түрі, оның масштабы, профиль (өлшеу сызықтары) бағыты, өлшеу нүктелерінің (пикеттердің) жиілігі, өлшеу дәлдігі және нәтижелерді бейнелеу тәсілін таңдаумен анықталады. Таңдалған барлау әдістемесі қойылған геологиялық мақсаттарды шешуге тиімді шешуге көмектеседі.

Магниттік барлаудың негізгі әдістерімен далалық (Жер үстінде, жаяу немесе көлікте), ауада жасалынатын (аэромагнитті барлау), теңіздік (гидромагнитті), Жер асты және ұңғымалық түсірілімдер болады. Магниттік барлау құрылымдық геологияның аймақтық міндеттерін шешуде, түрлі масштабтағы геологиялық карталауда, темір кенорындарын іздеу мен барлауда, рудалы және рудалы емес пайдалы қазбалар кенорындарын іздеуде, таужыныстардың жарықшалықтығы мен геологиялық-петрологиялық ерекшеліктерін бағалауда, инженерлік-геологиялық зерттеулерде қолданылады.

Шешілетін геологиялық міндеттерге сай магниттік түсірілімдер келесі түрлерге бөлінеді:

а) аймақты (аэромагнитті және гидромагнитті). Осы жұмыстарды 1:200 000 және одан ұсақ масштабтарда жасайды және олар құрлық немесе теңіздің үлкен территорияларының тереңдік геологиялық құрылысын зерттеуге негізделген;

б) карталау жұмыстары (аэромагнитті және далалық). Зерттелінетін аудандағы пайдалы қазба кенорындарын бағалау жолымен геологиялық карталау мақсаттарын шешуде карталау жұмыстарын 1:100000-1:50000 масштабтарында жүзеге асырады;

в) түрлі масштабтағы геологиялық карталау аэромагниттік барлаумен майда масштабта карталау-іздеу мақсатында жүргізіледі. Жердегі магниттік барлау жұмыстары карталау-іздеумен қоса барлау-іздеу және барлау мақсаттарында орындалады;

г) рудалы және рудалы емес пайдалы қазбалар кенорындарын іздеу жұмыстарында магниттік барлау полиметалл, сульфидті, мыс-никельді, марганецті рудалар, бокситтер, алтын, платина, вольфрам, молибден, т. б. шашылымды кенорындарын іздеу мақсатында қолданылады. Оған рудалар құрамында ферромагнитті минералдардың болуы немесе өздерінің жоғарғы магнит қабылдағыштық қасиеті негіз болады.

3.3.1. Далалық магнитті түсірілім

Далалық, әдетте жаяу магнитті түсірулерді М-27М, ММП-203, ММП-303, т. б. магнитометрлер көмегімен жүзеге асырады. Осы түсірілімнің өнімділігі өте жоғары: ауданның категориясы мен нақтылығына тәуелді екі оператор 200 бақылау нүктелерінен жоғары өлшеулерді жасау мүмкін.

Бақылау жүйесін таңдау. Магнитті түсірулердің екі түрі бар: маршрут бойынша (профильдік) және ауданды. Жеке профильдер бойынша түсірулер аномалиялы өрістердің жалпы заңдылықтарын анықтау мақсатындағы алдын-ала зерттеулерде қолданылады. Кейде интерпретациялық профильдер де аудандық түсірулер арқылы анықталған аномалияларға перпендикуляр бағытта жүргізіледі. Түсірулердің негізгі түрі параллель профильдер жүйесімен орындалатын аудандық түсірулер. Профильдер мен түсірілім қадамын таңдау принципі гравибарлауға ұқсайды. Бірақ, аномалиялы магнитті өрісінің күрделігіне тәуелді аномалиялардың геологиялық объектілер параметрлерімен байланысы да күрделі, сондықтан магниттік барлаудың бақылау жүйесінің тығыздығы жоғарырақ болуы қажет. Айтқанымызды жүзеге асыру қиын емес, себебі гравиметриялық бақылауларға қарағанда магниттік түсірулерді тез жасауға болады. Профильдер арақашықтығын болжанған аномалия құраушы дене ұзындығынан 3–5 есе, пикеттер арасын (түсіру қадамы) дененің енінен 3–5 есе аз алады. Түсіру қадамын әдістемені жүйелеу (стандартқа келтіру) үшін 1, 5,10, 20, 25, 50 немесе 100 м етіп таңдайды. Дененің ықтимал бағытына перпендикуляр профильдердің арақашықтығы қадамға тең немесе одан 2–3 есе артық болады. Түсіру дәлдігін

бағалау үшін барлық пикеттер санының 5–10 %-де қайта өлшеулер жүргізіліп

$$\varepsilon = \pm\sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{(2n-1)}}, \qquad (3.10)$$

мұндағы δ_i – і-ші нүктедегі жалпы және қайта өлшеулер айырмашылығы, n – қайта өлшенген нүктелер саны. Дәлдікке қойылатын талап түсіру масштабына, өріс кернеулігі амплитудасына байланысты. Әлсіз өрістерде орта квадраттық дәлсіздік жоғары болуы керек: майда масштабта <±10γ, ірі масштабта <±5γ.

Жұмыстарды оптикалық-механикалық магнитометрлермен жасағанда тіректі тор тұрғызылады. Тіректі торға қарапайым бақылау пункттері негізделенген. Протонды немесе квантты магнитометрлерде ноль-пункт ауытқуы бақыланбайды, сондықтан тіректі торды тұрғызу қажет емес.

Вариация әсерін ескерту. Далалық өлшеу жұмыстарына магнит вариациясын өлшейтін аспаптар да қатысады. Олар $T_{вар}$, $Z_{вар}$ шамаларын кез-келген t уақыт үшін анықтауға қажет. Вариация мәндерін алғашқы жүздеген км-ге дейінгі обсерваториялардан да алуға болады.

Далалық магниттік түсірулер нәтижесінде графиктерді, графиктер карталарын және геомагниттік өрістің аномалиялы абсолюттік немесе салыстырмалы мәндері карталарын тұрғызады. Көлденең масштабтар түсірілім масштабымен бірдей. Графиктердің тік масштабын ε мәні 1 мм-ден жоғары болмайтындай, ал картадағы изосызықтар қимасын (2-3) ε қылып таңдайды. Әдетте, изосызықтарды ±5, ± 10, ±20, ±50 нТл арқылы жүргізеді.

3.3.2. Аэромагниттті және гидромагниттi түсірілімдер

Басқа геофизикалық әдістерге қарағанда магниттік барлау қозғалыстағы түсірулерді кең пайдаланады.

Аэромагнитті барлау. Осы жұмыс түрін протонды, феррозондты немесе кванттық автоматты магнитометрлер

орналастырылған ұшақ немесе тікұшақ көмегімен жүзеге асырады. Самолет немесе вертолеттің аспап өлшеулеріне әсерін ескертіп, төмендету үшін сезгіштік элементті трос-кабель көмегімен тасымалдайды. Ұшуларды тұрақты биіктікте 50–200 м, 100–200 км/сағ жылдамдықпен өткізеді. Аэромагнитті жұмыстардың жоғары өнімділігінің арқасында осы жұмыстар көмегімен құрлық немесе теңіздің өте үлкен территорияларының магнит өрістерін зерттеуге болады. Магнит өрісінің вариацияларын ескерту үшін аэромагнитті түсірулер кезінде тіректі маршруттардан тұратын арнайы тіректі торларды құрастырады. Қарапайым профильдер тіректілерге перпендикуляр түсірулерді және профильдердің қиылысу нүктелерінде бақыланған өрістің корреляциясын тексереді. Жұмыс күннің ішінде 10 км-ге дейін арнайы бақылау маршрутын қайталап кетуге ұсынылады. Барлық жұмыс маршруттары осы арнайы маршрутқа байланады. Бақылау түсірулер негізінде (бақылау маршруттар саны негізгі профильдер санынан 5–10% құралады) (3.10) өрнек арқылы орта квадратты қатені есептейді. Далалық жұмыстарға қарағанда аэромагнитті түсірулердің орта квадратты қатесі, әдетте 5–10 есе жоғары болады. Оның себептерімен магнитометрдің сезгіш элементінің қатты тепе-теңдікте болмайтыны және ескертілмеген ұшақтың магнит өрісінің әсері болады. Аэромагнитті түсірулер нәтижесінде Жердің магнит өрісінің кернеулігінің ΔТа аномалиялы мәндері, графиктер карталары немесе ΔТа карталары болады. ΔТа графиктерін бортты немесе экспедициялық ЭЕМ-да өңдеп, тұрғызады.

Гидромагнитті түсірулер. Гидромагнитті түсірілімді арнайы кемелерде жүзеге асырады. Магнитті корпус немесе басқа магнитті кедергілер әсері датчикті арнайы құрылғыда кемеден 100 м қашықтықта тасымалдаудың арқасында азаяды. Профильдерді (галсыларды) радиогеодезиялық немесе серікті стансалар көмегімен штурман карталары арқылы байланыстырады. Гидромагниттік түсірілімнің күрделілігі вариацияларды ескертумен байланысқан. Егер магниттік вариациялық стансалар қашық орналасса, онда вариациялар ескертуін басқа әдістер көмегімен жасайды. Мысалы, күн вариациясына тең

периодымен аномалия өрісін бақыланған магнит өрісінен сүзгілеу жолымен бөліп алады. Гидромагнитті түсірулер нәтижесінде Жердің магнит өрісінің кернеулігінің ΔТа галсалар арқылы графиктерді, графиктер карталарын немесе ΔТа карталарын тұрғызады.

3.3.3. Магниттік түсірулердің басқа түрлері

Магниттік барлауда микромагнитті және Жер асты, бұрғылау бақылаулары, палеомагнитті зерттеулері үшін үлгілердің магниттік қасиеттерін зерттеу деген арнайы әдістерді қолданылады.

Микромагнитті барлау. Бұл жоғарғы дәлдікті (ε ± 1 нТл дейін) азғантай учаскелердің магниттік түсірілімі. Осы түсірулердің бақылау жүйесі біркелкі және өте тығыз (5х5, 3х3, 1х1 м). Ядролық, квантты жоғарғы дәлдікті магнитометрлерді пайдаланады. Вариацияларды ескерту үшін бірнеше қарапайым нүктелер арқылы бірдей бақылау пункте (КП) есепті тіркеуді жасайтындай жұмыстарды өткізеді. КП-дағы магнит өрісінің уақыт арқылы өзгеру графигі арқылы вариация және басқа қателері үшін түзетуді енгізеді. Та немесе ΔТа карталарын тұрғызып, статистикалық өңдегеннен кейін изодинама бағыттарының «раушандарын» («роза») тұрғызуға болады.

Жер асты магниттік барлау. Оны металды құрылғылары мен тұрақты ток жоқ тау-кен шахталарында жасайды. Жер асты магниттік барлау дегеніміз – КП-ға жиі қайтумен және бақылау нүктелерінің көп санымен (15 % жоғары) шахта ортасындағы профильді түсірулер. Оларды шахталар арасында немесе қасында магнитті қасиеттері жоғарланған немесе төмендеген рудаларды табу үшін жасайды.

Ұнғымалық магниттік барлау. Бұл ұнғыма бағанасы бойымен магнит өрісін өлшеу. Осындай бақылаулар үшін арнайы үшкомпонентті магнитометрлерді қолданады (ТСМК-30). Техникалық қиындықтарға қатысты ұнғымалық магнитті барлаудың дәлдігі өте төмен.

Үлгілердің магниттік қасиеттерін өлшеу. Далалық магнитометрлердің жоғары дәлдігі таужыныстарды литоло-

гиясы жағынан магниттік қасиеті бойынша ажыратуға мүмкіндік береді. Нақты магниттік түсірулер нәтижелерін құрылыс саласында таужыныстарды литологиялық-петрографиялық зерттеуде, олардың жарықшақтығы, бұзылу деңгейі, карстілігін анықтауда пайдаланады.

3.4. Магниттік аномалиялар интерпретациясы

Магниттік барлауда, басқа да геофизикалық әдістердегідей, тура және кері есептер шешіледі. Геологиялық объектінің пішінін, көлемін, орналасу элементтерін, магниттелу сипатын біле отырып, оның магнит өрісін теориялық формулалар арқылы есептеуге болады. Геологиялық дененің берілген параметрлері бойынша оның өрісін анықтау тура есепті шешу, ал өлшенген магнит өрісі мәндері бойынша дененің пішінін, өлшемін, орналасу элементтерін, магниттелу шамасын анықтау кері есепті шешу деп аталады.

Магниттік барлау нәтижелерінің интерпретациясы бірбірімен тығыз байланысқан геофизикалық және геологиялық түсіндірулерден тұрады. Оның 1 кезеңі – сапалық интерпретация. Бұл кезеңде магниттік қасиеті әртүрлі таужыныстардың орналасуына баға беріледі. 2 кезең – сандық интерпретация немесе магниттік барлаудың кері есебін шешу. Бұл кезеңде барланатын геологиялық объектілердің сандық параметрлері анықталады.

3.4.1. Магниттік барлаудың тура және кері есептері

Магнитті дипольдің өрісі. Магниттік барлау есептерін шешуді жеңілдету үшін магнитті нүктелік массаның потенциалы термині енгізіледі.

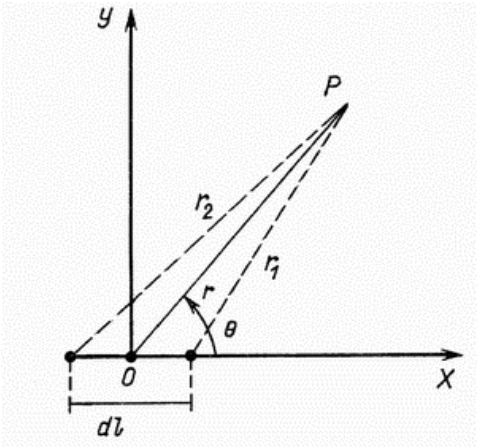
$$U = \frac{m}{\mu r}, \qquad (3.11)$$

мұндағы r – өлшеу (бақылау) нүктесінен магнитті нүктелік массаның центріне дейінгі арақашықтық.

Магнетизм теориясында магнитті диполь терминін қолданады. Магнитті диполь – жақын орналасқан, қарама-қарсы таңбалы, тең 2 магнитті масса (13.1-сурет). Дипольдің потенциалы dU формуласы:

$$dU = \frac{m}{\mu}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right), \qquad (3.12)$$

мұндағы r_1 және r_2 – магнитті массалардың центрлерінен бақылау нүктесіне дейінгі арақашықтық.



3.3-сурет. Магнитті диполь

Косинустар теоремасы көмегімен T_1 және T_2-ні r, dl және θ арқылы көрсетуге болады:

$$dU = \frac{m}{\mu}\left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{dl}{r}\right)^2 - rdl\cos\theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2\left(\frac{dl}{r}\right)^2 + rdl\cos\theta}}\right], \qquad (3.13)$$

Алым мен бөлімді r-ге бөліп, Ньютонның бином формуласын қолданып

$$dU = \frac{m}{\mu r}\left[\left(1 - \frac{dl}{r}\cos\theta\right)^{-1/2} - \left(1 + \frac{dl}{r}\cos\theta\right)^{-1/2}\right] = \frac{m}{\mu r}\left[\left(1 + \frac{dl}{2r}\cos\theta - \ldots\right) - \left(1 - \frac{dl}{2r}\cos\theta + \ldots\right)\right],$$

(dl/r) << 1 болғандықтан, dl/r-дің 1-ден көп дәрежелі бөліктерін есепке алмаса, диполь потенциалының формуласы қарапайым түрге келеді:

$$dU = \frac{mdl\cos\theta}{\mu r^2}, \tag{3.14}$$

$dM = mdl$ деп алып, диполь потенциалының формуласын аламыз:

$$dU = \frac{dM \cdot \cos\theta}{\mu r^2}. \tag{3.15}$$

Соңғы формуладан H_x және H_y құраушыларды, одан кернеуліктің толық ($\mathbf{H}$) векторын алуға болады. cos θ = x/r деп алсақ:

$$dU = \frac{dM\cos\theta}{\mu r^2} = \frac{dMx}{\mu\left(x^2+y^2\right)^{3/2}}, \tag{3.16}$$

$$H_x = -\frac{d(dU)}{dx} = -dM\,\frac{\left(x^2+y^2\right)^{3/2} - x\frac{3}{2}\left(x^2+y^2\right)^{1/2}2x}{\mu\left(x^2+y^2\right)^3} =$$

$$= \frac{dM}{\mu}\,\frac{2x^2-y^2}{\left(x^2+y^2\right)^{5/2}}$$

$$H_x = -\frac{d(dU)}{dy} = -dM\,\frac{-x\frac{3}{2}\left(x^2+y^2\right)^{1/2}2y}{\mu\left(x^2+y^2\right)^3} = \frac{dM}{\mu}\,\frac{3xy}{\left(x^2+y^2\right)^{5/2}},$$

$$H = \sqrt{H_x^2+H_y^2} = \frac{dM}{\mu r^3}\sqrt{1+3\cos^2\theta}. \tag{3.17}$$

Диполь осіне перпендикулярда ($\theta = 0$) $H_o = 2dM/\mu r^3$, оның центрінде ($\theta = 90^o$) $H_{90} = dM/\mu r^3$.

Табиғи магнитті денелерді магнитті дипольдердің жиынтығы деп қарастыруға болады. Элементар көлемнің магниттелу интенсивтілігі J магниттік моменттің (dM) көлемге (dV) қатынасына тең. Осыған байланысты: $dU = \frac{J\cos\theta}{\mu r^2}dV$, мұнда J векторы диполь осі бойымен бағытталған.

Кез-келген дененің магниттік потенциалын оны құрайтын элементар дипольдердің потенциалдарынан көлемдік интеграл түрінде көрсетуге болады:

$$U = \iiint_V \frac{J\cos\theta dV}{\mu r^2}, T_a = \iiint_V \frac{J\sqrt{1+3\cos^2\theta}}{\mu r^2}, \qquad (3.18)$$

мұнда интегралдау дененің бүкіл көлемі (V) бойынша жүргізіледі.

Осы теңдеулер магниттік барлаудың бүкіл теориясының негізін құрайды. (4.8) теңдеу тек қарапайым геометриялық пішіндегі және біртекті (тұрақты) магниттелген денелер үшін шешіледі. Күрделі пішінді, әртекті денелер үшін теңдеудің шешімі ЭЕМ көмегімен орындалады. Тура және кері есептерді шешу кезінде денелер шартты түрде тік (вертикаль) магниттелген деп алынады. Ол есептің шешімін табуды қарапайымдаумен қатар, солай болуға негіз де бар: 40– 45°, одан жоғары ендіктерде таужыныстардың магниттелуі 90°-қа жақын. Сонымен қатар есептеулер кезінде $\mu = \mu_o$, мұндағы $\mu_o = 4\pi \cdot 10^{-7}$ – ауаның магнит өтімділігі.

3.4.2. Шексіз ұзын тік өзек үшін тура және кері есеп

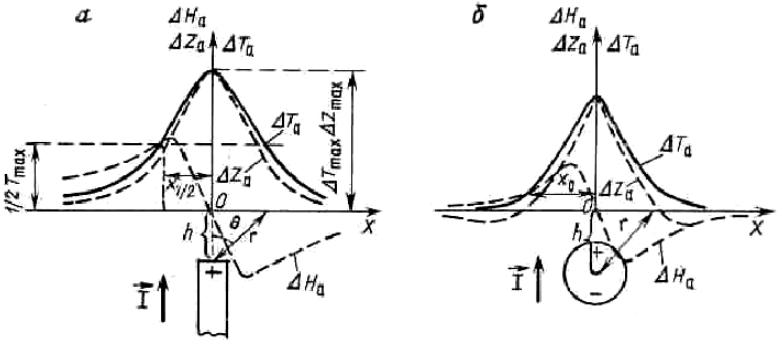
h тереңдікте s қимасымен z осі бойымен біртекті магниттелінген шексіз ұзын тік өзек орналасқан болсын (3.3-сурет). Оның магниттелу интенсивтілігі I z осі бойымен бағытталған және магнитті массасы m = Is. Осы өзекті бір полюстің денесі ретінде қарастыруға болады. Астынғы полюс өте терең орналасқандықтан, оның әсерін қарастырмасақ да болады, яғни магнитті масса толығымен өзек төбесінде жиналған деп санаймыз. Айтқанымыздан, осы өзек өрісі оның төбесінде орналасқан нүктелік масса өрісіне ұқсас болады.

Өзек потенциалын нүктелік масса потенциалының өрнегінен анықтайды, яғни Uст = m/μr = Is/μ(x2+z2)l/2, ал аномалиялы тік, көлденең құраушылары мен магнитті өріс кернеулігінің толық векторы келесі өрнектермен сипатталады

$$Z_{CT} = -\frac{\partial U_{CT}}{\partial z} = \frac{Ish}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}, \quad H_{CT} = -\frac{\partial U_{CT}}{\partial x} = -\frac{Isx}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}},$$

$$T_{CT} = \sqrt{Z_{CT}^2 + H_{CT}^2}. \tag{3.19}$$

3.3-суретте I = IZ > 0 жағдайдағы Z_{CT}, H_{CT}, T_{CT} үшін графиктері көрсетілген.



3.4-сурет. Тік өзектің (а) және шардың (б) магнит өрістері

x = 0 болғанда Zmax= Tmax= Is/μh2, HX = 0, яғни өзек үстінде Z_{CT} және T_{CT} бірдей максимумдары және H_{CT} нөлдік мәні бақыланады. x → ± ∞ барлық құраушылар нөлге ұмтылады. Көлденең құраушысының экстремумдары $x = \pm h\sqrt{2}$ болғанда бақыланады. $x = -h$ нүктесінде Z_{CT} және H_{CT} қисықтары қиылысады. $Z_{1/2} = Z_{max}/2$ болатын Z_{CT} графиктің нүктесі үшін келесі өрнекті жазамыз:

$$Z_{1/2} = Ish/(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}\mu = Is/2h^2\mu.$$

Оны шешкенде $|x_{1/2}| = 0.7h$. $T_{1/2} = T_{max}/2$ жағдайы үшін нүкте абсциссасы $|x_{1/2}| = h$ тең болатынын аналогиялық дәлелдеуге болады. xOy жазықтығында Z_{CT} және T_{CT} изодинамдары интенсивтілігі мен таңбалары (I > 0 болғанда – оң) бірдей концентриялы шеңберлер ретінде таралады. Кернеуліктің максималды мәндері өзек центрінің үстінде орналасқан.

Тік өзек сияқты объектілер үшін (штокты интрузиялар, кимберлит трубкалар, т. б.) бір таңбалы Z_{CT} және T_{CT} концентриялы аномалиялардың кері есептерін былай шешеді.

Өзек центрі $Z_{СТ}$, $T_{СТ}$ экстремумдар үстінде орналасады. Өзек төбесінің жатыс тереңдігін келесі теңдеулер арқылы есептейміз:

$$h = 1.3|x_{Z\,½}|,\ h = |x_{T\,½}|,\ h = 1,4|x_{H\,экс}|,\ h = -x_{ZH\,пер}, \quad (3.20)$$

мұндағы $xZ_{½}$, $xT_{½}$, xH экс, $xZH_{пер}$– $H_{СТ}$ экстремумы болатын $Z_{СТ} = Zmax / 2$, $T_{СТ} = Tmax/2$ нүктелердің абсциссалары, яғни $Z_{СТ}$ және $H_{СТ}$ графиктердің қиылысы.

h-ті біле отырып, магнитті аномалия қисығы арқылы магнит массасының m = Is мәнін бағалауға болады:

$$m = Zmax\ \mu h^2,\ m = T_{max}\ \mu h^2,\ m = 3,67\ H_{max}\ \mu h^2. \quad (3.21)$$

$I \approx \chi T_{ср}$ (мұндағы $T_{орт}$ – геомагниттік өрістің орта кернеулігі). Белгілердің магниттік қабілеттілігінің χ өлшеулері арқылы өзек ауданын s=m/I анықтау қиын емес.

3.4.3. Тік магниттелген шардың тура және кері есептері

Центрі h тереңдікте орналасқан V көлемді біртекті және тік магниттелген шар координата басталуының астында жатсын (3.4, б-сурет). Шардың магнит өрісін шар центрінде орналасқан диполь өрісі ретінде көрсетуге болатыны магниттік барлау теориясында дәлелденген. Сондықтан шар потенциалын келесі өрнектен шығара аламыз:

$$dU = \frac{m}{\mu}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) = \frac{m}{\mu}\cdot\frac{dr}{r_1 r_2} \approx \frac{m\,dl\cos\theta}{\mu\,r^2} = \frac{dM\cos\theta}{\mu\,r^2} = \frac{IdV\cos\theta}{\mu\,r^2}.$$

dV-ні V-ға ауыстырайық. Онда dV интегралы шар көлемі арқылы V-ға тең. Осылайша, Ox осінде (y=0) cos θ = h/r тең екенін ескерткенде (3.4, 3.6-суреттер) потенциал тең

$$U_{Ш} = \frac{IVh}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}.$$

Осыдан шардың аномалиялы магнит өрісінің элементтерін $\Delta Za=Z_{Ш}$, $\Delta Ha=H_{Ш}$, $\Delta Ta=T_{Ш}$ келесі өрнектерден табады

$$Z_{Ш} = -\frac{\partial U_{Ш}}{\partial h} = \frac{IV(2h^2 - x^2)}{\mu(h^2 + x^2)^{5/2}},\quad H_{Ш} = -\frac{\partial U_{Ш}}{\partial x} = \frac{3IVhx}{\mu(h^2 + x^2)^{5/2}}, \quad (3.22)$$

Есептің осьті симметриясынан $H_ш$ – өрістің көлденең компонентасы деген болжам шығады. (3.22) өрнекті талдап және олар арқылы графиктерді тұрғызайық (3.4 б-сурет,). x=0 тең болғанда (шар центрінің үстінде) өріс элементтерінің $Z_{max}=T_{max}=2IV/\mu h^3$ максимумдары болады (егер I >0) және $H_ш$ қисығы нөлден өтеді. $x\rightarrow\pm\infty$ жағдайында $H_ш$ (x= 0 тең болғанда) және $Z_ш$ ($x=x_Z$ тең болғанда) құраушылары нөлге тең. Егер $|x|>1,4h$ болса, онда $Z_ш$ теріс таңбалы болып, оның минимумдары нөлге ұмтылады. Осылайша, Zш-тің графиктері мен картасында екі таңбалы аномалияларды бақылаймыз: шар үстінде оң (егер I>0) және оның қасында әлсіз теріс. Нш графигінде $x=\pm xH$ жағдайында екі экстремумдар болады (экс=0,5h), ал xZ жағдайында Zш және Нш графиктері қиылысады (Н қиыл=-0,56h). Үстінде қарастырылған тәсіл көмегімен ерекше нүктелерді табуға болады. Максималды аномалиялар жартылары (0,5 Zmax және 0,5 Tmax) сәйкесінше $x Z_{½} = \pm 0,55h$ және $xT_{½} = \pm 0,68h$ тең болады. xO_y жазықтығында тік магниттелген шардың үстінде Zш және Тш изосызықтары концентриялы шеңберлерді жасайды. Олардың таңбалары және интенсивтіліктері бірдей. Жатыс тереңдіктен жоғары қашықтарда Zш және Тш элементтер интенсивтілігі мен таңбалары ерекшеленеді: Zш аномалиясы екі таңбалы болады, ал Тш – бір. Толық вектор мен оның көлденең құраушысына қарағанда шардың магниттелу осімен бағыттас болатын тік құраушы магнит өрісін сапалы сипаттайды.

Шар тәрізді геологиялық объектілер үшін (ядролары магнитті қасиеттері жоғары таужыныстармен құралған брахиантиклин немесе брахисинклин құрылымдары, интрузия-лар, лакколиттер, темір бар шөгінді рудалар, т. б.) магниттік барлаудың кері есебін былай шешеді. Шар тәрізді объектінің центрі Zш, Тш экстремумдар және Нш графиктің нөлден өткен нүктесі астында орналасады. Тура есептің нәтижелеріне сүйеніп, тік магниттелген шардың жатыс тереңдігін ерекше нүктелердің абсциссалары арқылы табуға болады

$$h = 1,8\,|xZ_{½}|,\ h = 0,5\,|xZ_{min}|,\ h = 0,7\,|xZ_0|, \qquad (3.23)$$
$$h = 1,5\,|xT_{½}|,\ h = 2\,|xH_{экс}|,\ h = -\,1,8\,|xZ\,H_{пер}|.$$

h-ті біле отырып, (3.23) өрнектің көмегімен есептелген орта мәндер арқылы шардың массасы мен көлемін табуға болады:

$$m = I \cdot V = Z_{max}\, \mu h^3/2 = T_{max}\, \mu h^3/2,\ V = m / I \approx m / \chi T_{орта},$$

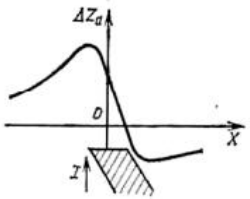
мұндағы χ – магнитті қабілеттілік, оны таужыныстар белгілерін өлшеу арқылы табамыз; $T_{орта}$ – жұмыс жасау аймағындағы Жердің магнит өрісінің орта кернеулігі.

3.4.4. Магниттік барлау нәтижелерінің геологиялық түсіндіруі. Магниттік барлаудың тура есебінің шешімдеріне негізделген қорытындылар

Шығарылған тура есептер шешімдерінің үлкен көлемі кез-келген геологиялық объектілер қоздыратын аномалиялы магнит өрістің ерекшеліктері туралы келесі қортындыларды жасауға мүмкіндік берді:

1. ΔZ_a және ΔT_a аномалиялар таңбалары магниттелудің $I = \Delta\chi T_{ср} + I_n$ таңбасына, яғни салыстырмалы магниттік қабілеттілік таңбасына, Жердің магнит өрісінің толық вектордың бағытына және қалдық магниттелену I_n бағытына тәуелді. Тікке жақын тура магниттелумен аномалиялардың центрлі бөліктері магниттік массалардың центрлер үстінде орналасқан және оң аномалиялармен (егер $\Delta\chi > 0$) бөлінеді. Геомагнитті өріске қатысты кері магниттелу болғанда аномалиялар теріс болады ($\Delta\chi < 0$).

2. Магниттік аномалиялардың экстремал мәндері тікке жақын магниттелген объектілердің үстінде орналасады. Әдетте, жайпақ геологиялық объектілер магниттелуі еңкиген болады, осындай жағдайда дененің екі жағы ΔZ_a-тің негізгі максимумымен және түйіндескен минимуммен байланысқан (3.5-сурет).



3.5-сурет. Тік магниттелген үлкен қалыңдықты еңкейген қабаттың үстіндегі ΔZ_a қисығы

Аномалияның экстремал мәндері денелердің магниттік моментіне (I·s, I·V) тура пропорционал және жатыс тереңдігінің квадрат немесе кубына кері пропорционал.

3. Магниттік аномалияның формасы оларды қоздыратын денелер пішінімен байланысқан: изометриялық денелер изометриялық аномалияларды, эллипсоид пішінді аномалияларды созылған геологиялық денелер қоздырады. Барлық жағдайда бір таңбалы болатын ауырлық күші Δg аномалияларына қарағанда магнит өрісінің тік құраушысының ΔZa аномалиялары табаны үлкен тереңдікте жатқан денелерде бір таңбалы, керісінше жағдайда – оң және теріс болады.

Гравитациялық және магниттік аномалиялар ұқсас. Бұл ұқсастық оларды анықтайтын Ньютон және Кулон заңдарының ұқсастығынан шыққан. Бірақ, магниттік аномалиялар құрылысы гравитациялық өріске қарағанда әлдеқайда күрделі. Функция туындысының графигі функция графигіне қарағанда күрделі болатыны белгілі. Ал магниттік және гравитациялық потенциалдар байланысы функция және функция туындысының байланысы ретінде теорияда дәленденген. Басқа жақтан, егер Δg барлық жағдайда тік болса, онда ΔTa кез-келген бұрышқа еңкейген болуы мүмкін.

4. Магниттік массалардың жатыс тереңдігі азғантай болғанда объектілердің бүйір жақтарының пландағы орналасуы жиі жоғарылаған көлденең градиенттермен көрсетіледі.

5. Магнит өрісінің аномалиялы қисықтардың ерекше нүктелері мен магниттік массалар параметрлерінің арасында аналитикалық немесе тәжірибелік байланыстар бар. Бұл белгілі бір модельдер кластары үшін кері есепті аналитикалық шығаруға мүмкіндік береді.

3.4.5. Магниттік барлау материалдарының сапалық интерпретациясы

Z_a графиктерін, графиктер және изодинамдар карталарын сапалық интерпретациялау кезінде оны көзбен сипаттайды және геологиялық қималар мен карталармен салыстырады. Ол магнит аномалиясын геологиялық денелермен байланыстыруға,

олардың ортасы (центр) мен осінің орнын анықтауға, пішінін, кеңістіктегі орнын, жобамен құлау бұрышын және созылу бағытын бағалауға мүмкіндік береді.

Графиктер және изодинамдар карталарында бір объектіге тән аномалиялар анықталады және корреляцияланады, түрлі таужыныстар, құрылымдар немесе қосылымдардың жанасу (контакт) шекаралары белгіленеді. Z_a-тің изометриялы аномалиясына изометриялы, созылыңқы изодинамдарға созылыңқы пішіндегі геологиялық денелер сәйкес келеді.

Егер дененің төменгі тереңдігі үстіңгі беткей тереңдігінен аз айырмашылықта болса, оның жоғарғы полюске байланысты аномалиясының маңында төменгі полюске байланысты басқа таңбадағы әлсіз аномалия бақыланады. Дененің құлау бағытын әлсіз аномалиялардың ауданы үлкен жағы көрсетеді.

Сапалық интерпретация кезінде ауданның құрылымдық-тектоникалық құрылысына байланысты аймақтық, ірі аномалиялар және магниттік қасиеті жоғары рудаларға, жекелеген қабаттарға байланысты жергілікті аномалиялар анықталады. Жалпы және іздеу түсірулерінің сапалық интерпретация нәтижелері сандық интерпретацияға ұласатын нақты түсірулердің негізі ретінде, геофизикалық және геологиялық зерттеулерді ұтымды жоспарлауға қолданылады.

Сандық интерпретация және магниттік барлаудың кері есептерін шешу тәсілдері

1. Сандық интерпретацияның жалпы сипаттамасы. Сандық (санау) интерпретацияның немесе магниттік барлаудың кері есептерін шешудегі басқа мақсат – магнит аномалиясын тудырған геологиялық денелердің тереңдігін, өлшемдерін, дәл орнын, құлау бұрышын анықтау. Математикалық жағынан кері есеп көп шешімді, себебі ұқсас аномалияларды пішіні, өлшемі, магниттелуі әртүрлі денелер беруі мүмкін. Магниттік аномалияның бір шешімді интерпретациясына қол жеткізу (мысалы, дене өлшемдерін дәл анықтау) үшін магнит қабылдағыштық æ пен Жер өрісі кернеулігі T арқылы анықталатын дененің магниттелуін J ($J \approx æ \cdot T$) білу, оған қоса дененің пішіні, т.б. қосымша геологиялық деректер жинау керек.

Магниттік түсірулер мәліметтерінің интерпретациясы келесі тәсілдермен жүргізіледі:

1) аналитикалық формулалармен есептеу арқылы;

2) арнайы палеткалар мен номограммалар көмегімен;

3) дайын теориялық қисықтармен салыстыру арқылы;

4) тікелей интегралдық әдістермен.

Геологиялық құрылымдар мен денелердің пішіні геометриялық қарапайым модельдерге жақын болған сайын интерпретация дәл болады. Осы кезде зерттеу ауданы бойынша геологиялық ақпараттардың неғұрлым кең қолданылуы магнитті денелердің соғұрлым дәл моделін жасауға мүмкіндік береді.

Магниттік барлаудың мәліметтерін сандық интерпретацияға тікелей және жанама әдістер қолданылады. Тікелей интерпретация әдістерінің ішінде аналитикалық (ерекше нүктелер әдісі) және палеткалық (салыстыру әдісі) әдістер жиі қолданылады. Жанама әдістерде бақыланған аномалиялар тура есепті шешу арқылы есептелген аномалиялармен сәйкес келгенше дене параметрлерін таңдау әдісі қолданылады. Бұл әдістер ЭЕМ-ді қолдануға негізделген.

Сандық интерпретация дененің орнын, созылуын, пішінін, тереңдігін анықтаудан басталады. Ары қарай аномалия құраушы объект қарапайым геометриялық пішіндегі денелермен аппроксимацияланады. Ол үшін аномалия пішіні, таңбасы және зерттелетін аудандағы магниттелген денелердің ықтимал пішіні туралы бүкіл априорлық ақпараттар қолданылады.

2. Ерекше нүктелер әдісі. Ерекше нүктелер әдісінің мағынасы – Z_a пен T_a графиктерінің (қисықтарының) ерекше нүктелері бойынша геологиялық дененің орналасу тереңдігін, өлшемдерін анықтауға, магниттелуін бағалауда. Өзара Z_a пен T_a қисықтары магниттік иілу бұрышы артқан сайын дәл келе береді.

Ерекше нүктелер әдісін қолданудың 1 кезеңі Z_a карталарынан жеке (моногенді) аномалияны бөліп алудан, оның көзін (геологиялық денені) пішіні жағынан қарапайым геометриялық пішіндермен (тік бағана, шар, тік қат, көлденең цилиндр, т.б.) салыстырудан тұрады. Аталған пішіндер үшін тура есеп шешілген болуы керек.

Сандық интерпретацияны орындау үшін аномалияның ортасы арқылы оның созылу бағытына перпендикуляр бағытта Z_a интерпретация графигін тұрғызады. Дененің ортасы негізгі (үлкен) экстремум ортасының астында орналасады (әдетте, $Z_{a\ max}$). Тек кемер $Z_{a\ min}$ мен $Z_{a\ max}$ арасында орналасады. Дененің эпицентрінің абсциссасы координата басы болып есептеледі. Одан оңға, солға қарай келесі ерекше нүктелер абсциссалары орналасады:

1) $x_{½}$, бір таңбалы аномалиялар үшін, мұнда $Z_a = ½\ Z_{a\ max}$;

2) x_o, екі таңбалы аномалиялар үшін, мұнда $Z_a = 0$ (басқа да ерекше нүктелерді алуға болады, мысалы ¼ $Z_{a\ max}$ абсциссасы $x_{¼}$).

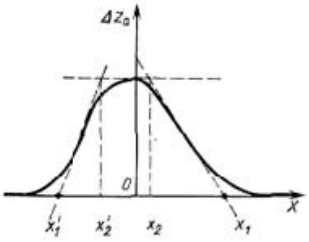
Көрсетілген $x_{1/2}$ және x_0 біле отырып, дененің үстіңгі беткейіне дейінгі тереңдікті h немесе кеңістікте шектелген денелердің ортасына дейінгі тереңдікті H анықтауға болады. Магниттелу интенсивтілігін (J ≈ æT) біле отырып, магниттелген денелердің өлшемдерін табуға болады. Ерекше нүктелер әдісінің тереңдікті анықтаудағы орташа салыстырмалы қателігі 10 – 30 %.

3. ЭЕМ-ді қолданатын интерпретация әдістері. ЭЕМ көмегімен магниттік барлау мәліметтерін өңдеу мен интерпретациялаудың түрлі алгоритмдері мен бағдарламалары бар. Мысалы, магниттік аномалиялар карталарын жасау, аномалия ортасы арқылы өтетін интерпретация графигін салу, өлшенген өрістерді жоғарғы, төменгі жартылай кеңістіктерге қайта есептеу, т. б. бағдарламалары бар. Дегенмен ЭЕМ-нің ең маңызды қолданылуы интерпретацияны таңдау әдісімен орындау кезінде көрінеді. Бірақ интерпретацияның қай әдісі қолданылса да геологиялық, т. б. ақпараттарды пайдаланбай кері есептің дұрыс және жалғыз шешімін табу мүмкін емес.

3.4.6. Магниттік барлау нәтижелерін геологиялық түсіндіру

Магниттік барлау нәтижелерін геологиялық түсіндіру – интерпретацияның маңызды кезеңінің бірі. Ол магнитті түсірулер нәтижелерімен қоса ауданның геологиялық құрылысы туралы барлық мәліметтерді қолдана отырып, сандық және сапалық талдау көмегімен қойылған геологиялық мақсаттарды

шешуге келтіріледі. Осы кезеңде магниттік аномалия және литология, тектоника, пайдалы қазба кенорындары арасындағы байланыстарды анықтауға ұмтылады.



3.6-сурет. ΔZa қисығын жанама әдісі көмегімен талдаудың мысалы

Геологиялық мәселелердің күрделігі бір шешімді емес және кері есептің жуықталған шешімімен түсіндіріледі. Магниттік барлаудың тура есептері дұрыс пішінді магниттелген денелер үшін шығарылған (өзек, шар, қабат, цилиндр, т. б.). Ал нақты денелер пішіні олардан қатты ерекшеленген болуы мүмкін. Талдау кезіндегі екінші қиындықпен таужыныстардың магниттелу интенсивтілігін белгілер арқылы анықтаудың керектігі болады. Оны жуықтап анықтауға да қиын. Таужыныстардың біртекті еместігі, магниттелудің әртүрлі бұрыштары, ежелгі заманның қалыпты магниттелудің әсері, т. б. себептері талдаудың дәлдігін төмендетеді. Айтқанымыз сапалық талдаумен шектеледі. Есептелген сандық параметрлерді магниттелген денелердің жатыс тереңдігі мен мөлшерлерін бағалауға көмектесетін жуықталған шамалар ретінде қарастырады.

Талдаудың дәлдігін жоғарылату үшін басқа геофизикалық әдістер нәтижелерін қолдануға мәжбүр етеді.

3.4.7. Магниттік барлаудың қолданылуы

Магниттік барлауды тиімді жүргізу үшін келесі шарттар орындалуы қажет:

1. Көлденең магнитті біртекті еместіктердің бар болуы, яғни геологиялық құрылымдардың бүйір жақтарында болатын таужыныстар магниттелінуінің көлденең бағытта өзгеруі.

2. Қойылған геологиялық міндеттерді таңдаған аппаратура және бақылау әдістемесі тиімді шығаратыны теориялық, немесе тәжірибелік жұмыстарды жасау арқылы, алдында өткізілген магниттік түсірулер арқылы дәлелденген.

3. Аномалия амплитудасының аппаратура-әдістемелік қателері 3-5 есе артуы.

4. Біршешімді талдауды жасау үшін құрылымдар туралы қосымша геология-геофизикалық және петрофизикалық (магнитометриялық) ақпараттардың бар болуы.

Аймақтық геология міндеттерін шешуде және құрылымдық-тектоникалық аудандауда магниттік барлау басқа геофизикалық әдістермен бірлесіп тауаралық ойыстар, антиклинорий, синклинорий, жарылымдар аймағы, түрлі құрамдағы таужыныстардың шекаралары, кристалданған іргетас дөңестері мен ойпаңдары сияқты аймақтық геологиялық құрылымдарды анықтау үшін қолданылады. Магнитсіз шөкпелі түзілімдермен жабылған аудандарда ол магниттелген іргетас таужыныстарын карталауда қолданылады. Мұхиттардың аномалиялы өрісі $J_г$-дің салдарынан әр таңбалы, рифтілер аймақтарына параллель жолақтармен ерекшеленеді.

Пайдалы қазбаларды іздеуде магниттік барлауды темір рудалары үшін қолдану тиімді. Зерттеулер 1:100 000 масштабтағы аэромагниттік барлау жұмыстарынан басталады. Аталған кенорындар жүздеген, мыңдаған гамма Z(T) аномалияларымен ерекшеленеді. Аномалияларды нақтылау жердегі магниттік барлау жұмыстарымен орындалады.

Рудалы және рудалы емес пайдалы қазбалар кенорындарын іздеу жұмыстарында магниттік барлау полиметалл, сульфидті, мыс-никельді, марганецті рудалар, бокситтер, алтын, платина, вольфрам, молибден, т. б. шашылымды кенорындарын іздеу мақсатында қолданылады. Оған рудалар құрамында ферромагнитті минералдардың болуы немесе өздерінің жоғарғы магнит қабылдағыштық қасиеті негіз болады.

Таужыныстардың геологиялық-петрографиялық ерекшеліктерін және жарықшақтығын зерттеу бақылау торы 1 х 1, 3 х 3 и 5 х 5 м жиіліктегі микромагниттік түсірулермен орындалады. Бұл тәсіл 10 – 20 м тереңдікте жатқан

таужыныстар үшін қолданылады. Нәтижесінде қимасы 2, 3, 5 нТл Z_a графиктер картасы жасалады.

Геологиялық ортаны зерттеуге инженерлік геология міндеттерін орындау, гидрогеология, мәңгі тоң, гляциология, экология мәселелерін шешу кіреді. Мұнда магниттік барлау жалпы зерттеулермен қоса карталаудың арнайы түрлерін орындауда қолданылады. Далалық магнитометрлердің жоғары дәлдігі таужыныстарды литологиясы жағынан магниттік қасиеті бойынша ажыратуға мүмкіндік береді. Нақты магниттік түсірулер нәтижелерін құрылыс саласында таужыныстарды литологиялық-петрографиялық зерттеуде, олардың жарықшақтығын, бұзылу деңгейін, карстілігін анықтауда пайдаланады.

Бақылау сұрақтары:

1. Магниттік барлаудың физикалық негіздері мен әдістер түрлері.
2. Таужыныстардың магниттік қасиеттері.
3. Магниттік барлау әдістерінің далалық әдістемесі мен техникасы.
4. Магниттік барлауда қолданатын аспаптар мен жабдықтар.
5. Магниттік барлау деректерін өңдеу тәсілдері.
6. Магниттік барлау деректерінің интерпретациясы.
7. Магниттік барлауды қолдану салалары.

4. ЭЛЕКТРЛІК БАРЛАУ

Электрлік барлау (электрлік немесе электрмагниттік барлау) Жердің электрмагниттік өрістерін зерттеу негізінде пайдалы қазба кенорындарын іздеу үшін қолданатын әдістерді біріктіреді. Жердің электрмагниттік өрістері ғарыштық, атмосфералық немесе физика-химиялық процестер әсерінен жаратылыс болуы мүмкін, немесе оларды жасанды қоздырады.

Электрмагниттік өрістер болады:

1) орналған, яғни 1 секундтан жоғары болған, тұрақты және айнымалы (гармоникалық немесе квазиграмоникалық), миллигерцтен (1 *мГц* 10^{-3} *Гц-ке* тең) петагерцке (1 *ПГц* 10^{15} *Гц-ке* тең) дейін жиілікпен;

2) орналғансыз, импульстер ұзақтығымен микросекунттан секундқа дейін, импульстік.

Электрлік барлауда қолданатын гармоникалық өрістерді инфрадыбысты, дыбыстық, радиотолқындық өрістерге топтастыруға болады. Өрістің өлшенетін параметрлерімен E электрлік және H магниттік өрістердің амплитудалары мен фазалары болады.

Жаратылыс өрістердің қарқындылығы мен құрылысын табиғи факторлар мен таужыныстардың электрмагниттік қасиеттері анықтайды. Жасанды өрістер таужыныстардың қасиеттеріне, көздің қарқындылығы мен түріне және қозу түрлеріне тәуелді болады. Егер токты жерге қосылған электродтар көмегімен жасаса, онда токты гальваникалық деп атайды. Қоректендіргіш ток жерге қосылмаған контурмен (петля, рамка) өткенде индукция әсерінен ортада электр-магниттік өрісті тудырса, оны индуктивті дейді. Токтар аралас болуы да мүмкін (гальваникалық және индуктивті).

Таужыныстардың электрмагниттік қасиеттеріне ρ меншікті электр кедергіні, оған теріс $\gamma = 1/\rho$ меншікті электр-өткізгіштікті, α электрхимиялық белсенділікті, η поляризациялықты, ε диэлектрлік және μ магниттік өткізгіштіктерді және де d пьезоэлектрлік модульдерді жатқызады. Геологиялық ортаның электромагниттік қасиеттері мен олардың геометриялық параметрлерімен геоэлектрлік қиманы анықтайды. Жарты кеңістіктің кез-келген электрмагниттік қасиеті арқылы біртекті

болатын геоэлектрлік қиманы нормальды, ал біртексізді – аномалиялы деп атайды.

Электрлік барлаудың зерттеу тереңдігін көз қуаты мен өрісті тудыратын тәсілдер жолымен өзгертеді. Бірақ тереңдікті дистанциялық және жиіліктік тәсілдермен де өзгертуге болады.

Тереңдікті дистанциялық тәсіл көмегімен өзгерткенде өріс көзі мен өлшеуіш нүктелер арақашықтығын өзгертеді. Осы жағдайда өріс тарайтын ортаның көлемі үлкейеді, сондықтан зерттеу тереңдігі де жоғарылайды. Тереңдікті жоғарылатудың жиіліктік тәсілі скин-эффектіге негізделген. Неғұрлым жиілік азайған сайын, соғұрлым $T = 1/f$ тербеліс периоды мен өріс тараудың (диффузияның) уақыты жоғарылап, электрлік барлаудың тереңдігі өседі. Жалпы электрлік барлаудың тереңдігі ондаған километрлерден (инфратөмен жиіліктерде) ондаған сантиметрге дейін (гигагерц немесе тертрагерцті жиіліктерде) өзгереді.

4.1, 4.2-кестелерінде электрлік барлау әдістерінің физикалық және қолданбалы жіктелуі көрсетілген. Қолданатын өрістер саны мен таужыныстардың электр қасиеттері көп болғандықтан электрлік барлау басқа геофизикалық әдістерге қарағанда 50-ден астам әдістерге бөлінеді. Оларды жаратылыс айнымалы электрмагниттік өрістер әдістері, геоэлектрхимиялық, кедергілер әдістері, электрмагниттік және радиотолқындық зондылау мен профильдеу әдістеріне, пьезоэлектрлік, радиолокациялық, радиожылулық, инфрақызыл, т. б. топтастырады.

4.1-кесте

Электрлік барлау әдістерінің физикалық жіктелуі

Жиілік		Сәулеленудің түрі	Зерттелінетін параметр		Жуық терең-ділік, м
f	$lg\, f$		өрістер-дің	Таужыныс тардың	1000
1 мГц	-3	Инфрадыбыс-тық	H, E	ρ, α, μ	
1 Гц	0				100
1 кГц	3	Дыбыстық	E	ρ	
1 Мгц	6	Радиотолқындық	H, E	$d, \rho, \varepsilon, \mu$	10

4.1-кестенің жалғасы

1 ГГц	9	Микрорадиотолқындық	H,T	Электр-магниттік, жылулық, оптикалық	10
1 ТГц	12	Инфрақызыл	шағыл-дырғыш қабілет-тілігі		1
1 ПГц	15	Оптикалық			

4.2-кесте

Электрлік барлау әдістерінің мақсаттық жіктелуі

Әдіс	Жұмыстар түрлері		
	аймақтық	барлау	Инженерлік-гидрогеологиялық
Жаратылыс айнымалы өрістің	+++	+	+
Геоэлектрхимиялық	+	+++	++
Кедергілердің	+	+++	+++
Электрмагниттік зондылау мен профильдеу	++	++	++
Пьезоэлектрлік		+++	
Радиотолқындық зондылау мен профильдеу	-	++	+
Радиолокациялық зондылау	-	+	++
Радиожылулық	+	+	+
Инфрақызыл және спектромериялық	+	+	+

Геоэлектрлік қималардың жалпы құрылысы бойынша электробарлау әдістерін келесі жұмыстарға бөлуге болады:

а) көлденең қат-қабаттылық қабаттарды бөлуге арналған зондылау;

б) тектоникалық жағдайы күрделі қималарды зерттеуге және жергілікті объектілерді бөлуге арналған профильдеу;

3) Жер астындағы жұмыстар.

Басқа геофизикалық әдістер шешетін барлық геологиялық мақсаттарды электробарлау көмегімен де анықтауға болады. Мысалы, ғарыш әсерінен пайда болған жаратылыс айнымалы

өрістерді 500 км тереңдікке дейін Жердің шөгінді, кристалды таужыныстарын, Жер қыртысын, жоғарғы мантияны зерттеуге болады. Электрмагниттік зондылауды тереңдік және құрылымдық зерттеулерде, мұнай мен газды іздегенде қолданады.

Электрмагниттік профильдеуді картаға түсіруде, рудалық, рудалық емес пайдалы кенорындарын барлау мен іздеуде қолданады. Зерттеу тереңдігі үлкен емес зондылау мен профильдеуді инженерлік-гидрогеологиялық зерттеулерде және геологиялық ортаны қорғағанда пайдаланады, ал электробарлаудың Жер асты әдістерін кез-келген рудалық кенорындарды барлау үшін қолданады.

Жұмыстардың технологиясы мен өткізу орнына сәйкес электрлік барлауды аэроғарыштық, далалық (Жер үсті), акваториялық (теңіздік, өзеңдік), Жер асты (шахталық-рудалық) және ұңғымалық (ұңғымалар арасындағы) әдістерге топтастыруға болады.

4.1. Электрлік барлаудың физика-математикалық және геологиялық негіздері

Электрлік барлаудың физика-математикалық теориясы электрмагниттік өрістер теориясына, мысалы, тұрақты және айнымалы электрмагниттік өрістер теориясына негізделген. Қалай Ньютон және Кулон заңдары грави- және магниттік барлаудың негізін құрайды, солай электрлік барлау теориясының негізінде Максвелл теңдеулері жатады. Егер геоэлектриялық қима белгілі болса, онда Максвелл өрнектерінен шығатын дифференциалды теңдеулер және физикалық шарттар көмегімен ортаның бірнеше физика-геологиялық модельдері үшін электрлік барлаудың тура есептерін шығарып, өрістің кез-келген компоненттері бойынша аналитикалық қатынастарын анықтайды. Осылайша, электрлік барлаудың тура және кері есептерін шығарғанда алдын-ала геоэлектриялық қимамен жұмыс істейді, ал ол өз бетімен ортаның электрмагниттік қасиеттері мен геометриялық параметрлерін белгілейді.

4.1.1. Таужыныстардың электрмагниттік қасиеттері

Біз білетініміздей, таужыныстардың электромагниттік қасиеттеріне ρ меншікті электр кедергі, α электрхимиялық белсенділік, η поляризациялылық, ε диэлектрлік және μ магниттік өткізгіштіктер және d пьезоэлектрлік модулі деген қасиеттерді жатқызады.

Таужыныстардың меңшікті электрлік кедергісі. Бұл ең танымал таужыныстың электр қасиеті. Өлшем бірлігі Ом-метр (Ом·м) және таужыныстар үшін өте кең диапазонда өзгереді: 10^{-5}-ден 10^{15} Ом·м-ге дейін. Ең танымал шөгінді, ақтарылған және метаморфтік таужыныстар үшін бұл қасиет таужыныстың минералды құрамына, физика-механикалық және сулық қасиеттеріне және біраз басқа факторларға (температура, жатыс тереңдігі, метаморфизм дәрежесі, техногендік әсерлер, т. б .) тәуелді.

1. Минералдың меңшікті электр кедергісі кристалдар ішіндегі байланыстарға тәуелді. Мысалы, көбінесе коваленттік байланыстары тараған минерал-диэлектриктер (кварц, слюда, т. б.) өте жоғары кедергілермен сипатталынады ($10^{12} - 10^{15}$ Ом·м).

Токты жартылай өткізетін минералдарда (карбонаттар, сульфаттар, галоидтар және т. б.) ионды байланыстар бар және олардың кедергілері де жоғары ($10^{4} - 10^{8}$ Ом·м).

Сазды минералдарда (сулыслюда, монтмориллонит, каолинит және т. б.) ионды-коваленттік байланыстар тараған және төменгі кедергілермен сипатталынады ($\rho<10^{4}$ Ом·м).

Электронды өткізгіштікпен рудалық минералдар токты өте жақсы өткізеді (ρ <1 Ом·м).

Минералдардың бірінші тобы көптеген таужыныстардың қатты қаңқасын құрайды. Сазды минералдар «пластикалық» қаңқаны жасайды. «Пластикалық» минералдар байланған (связанная) суды адсорбциялайды, ал «қатты» минералды таужыныстар тек қана еркін суға қанығуы мүмкін.

2. Жер асты еркін сулардың (гравитациялық және капиллярлы) меншікті электр кедергісі Ом·метрдің бір бөлігінен жоғары жалпы минерализациясында (M >10 $г/л$) 1000 Ом·м-

ге дейін төмен минерализацияда (М<0,01 г/л) өзгереді және оны $\rho B \approx 8{,}4/M$ формуласы көмегімен бағалауға болады. Судың ішінде еріген тұздардың химиялық құрамы кедергіге әсер етпейді, сондықтан электрлік барлау нәтижелері бойынша тек қана жер асты сулардың минерализациясы туралы нәтиже жасауға болады. Байланған жер асты сулардың меңшікті электр кедергісі төмен және 1-ден 10 Ом·м-ге дейін өзгереді (оның минерализациясы Әлемдік мұхиттың минерализациясына тең және $1-3$ *г/л*).

Таужыныс тесіктеріндегі сұйық заттың (еркін және байланған) кедергісі минералды қанқаға қарағанда төмен болатындықтан, көптеген таужыныстардың кедергісі минералды құрамға тәуелді болмай, кеуектілік, жарықшақтылық, суға қанығуға тәуелді болады. Неғұрлым айтылған қасиеттердің мәндері өссе, соғұрлым таужыныстың кедергісі азаяды.

3. Температура $40^{\circ}C$-қа жоғарылаған сайын кедергі сұйық екі есе азаяды. Осы мәселені иондар қозғалысы жылдамдығының өсуімен түсіндіре аламыз. Салқындағанда таужыныстың кедергісі күрт өседі, себебі еркін су изолятор секілді затқа ауысады, ал біз білетініміздей, электр өткізгіштік тек қана еркін су пайызымен анықталады (ол өте төмен температураларда мұзға ауысады). Мұздағандағы таужыныстар кедергілерінің өсу дәрежесі ерекшеленеді: саздарда ол біраз өседі; 10 есе – тасты таужыныстарда; 100 есе – сазды топырақтар мен құмдақтарда; 1000 есе – құмдарда.

4. Таужыныстың жатыс тереңдігі, метаморфизм дәрежесі, оның құрылысы мен құрамы электр кедергіге анизотропия коэффициентін өзгерту арқылы әсер етеді

$$\lambda = \rho_n / \rho_l ,$$

мұндағы ρn , ρl – таужыныс қабаттылығына перпендикуляр және оның бойымен кедергілер. Әдетте λ 1-ден 1,5-ке дейін өзгереді. Ең жоғары анизотропия коэффициенті тақта тастарда және ол 2-3-ке дейін жетеді.

Әртүрлі таужыныстардың меңшікті электр кедергілері өзгеруінің кең диапазонына қарамай, негізгі заңдылықтар нақты

анықталған. Мысалы, ақтарылған және метаморфты таужыныстар өте жоғары кедергілермен сипатталынады (500-ден 10000 $Ом \cdot м$-ге дейін). Шөгінді таужыныстар арасында жоғары кедергілер ($100-1000\ Ом \cdot м$) тасты тұзда, гипс, ақ тастарда, құмдарда болады.

Шөгінді жыныстарда, әдетте, неғұрлым жыныста құрайтын түйірлер мөлшері үлкен болса, соғұрлым кедергі де жоғары болады. Саздан сазды топырақ, құмдақ және құмдарға ауысқанда меншікті кедергі $Ом \cdot м$-дің бірінші бөлігінен 100 $Ом \cdot м$-ге дейін өзгеру мүмкін.

Электрхимиялық белсенділік пен поляризациялық. Электрлік химиялық белсенділік дегеніміз – жаратылысы тұрақты электр өрісін тудыратын таужыныстың қабілеттілігі. Бұл өрістер таужыныстарда химиялық құрамы және концентрациясы әртүрлі және бір-бірімен әсерлесетін ерітінділердің бар болуынан пайда болады.

1. Электрлік химиялық белсенділік ретінде жаратылыс электр өрісі кернеулігі мен оның пайда болуына қатысты негізгі факторлар (жер асты сулар концентрациясының қатынасы, қысым, т. б.) арасындағы пропорционал α коэфициентін қарастырады. Оны милливольтпен өлшейді. Мысалы, таза құмдар үшін бұл коэффициент 10-15 мВ, тасты таужыныстар үшін нөлге жақын, саздар үшін 20-40 мВ-ке дейін, ал электронды-өткізетін минералдары бар рудаларда – 100 мВ дейін өседі. Жалпы α бірнеше табиғи факторларға тәуелді (минералдық құрам, саздылық, кеуектілік, өткізгіштік, ылғалдылық, жерасты сулар минерализациясы).

2. Таужыныстардың поляризациялануға қабілеттілігі, яғни ток өткізгенде заряд жинауға, ал ток әсерін алып тастағаннан кейін разрядтануға тау жыныстың қабілеттілігін η поляризациялану коэффициенті сипаттайды. η мәнін процентпен өлшейді. Ол токты өшіргенде белгілі бір уақыт мерзімі өткенде өлшеуіш тізбекте қалдық $\Delta U_{ВП}$ кернеудің ток болғандағы тізбектің ΔU кернеуге қатынасымен анықталады

$$\frac{\Delta U_{ВП}}{\Delta U} \cdot 100\% = \eta\ . \qquad (4.1)$$

Поляризация – өте күрделі электрхимиялық процесс. Ол таужыныстан тұрақты немесе төмен жиілікті айнымалы (20 Гц-ке дейін) ток өткізгенде туындайды. Максималды поляризациялық ($\eta = 6 - 40\%$) электронды өткізгіштікпен рудаларда болады (сульфидтер, сульфотұздар, кез-келген саф металлдар мен жеке оксидтер). Таужыныста жасанды потенциалдар пайда болатынын жер асты сулар болғандағы рудалардың электродты поляризациялануымен түсіндіруге болады. $2 - 6\%$ поляризация коэффициенттері сазды бөлшектері бар сулы борпылдақ шөгінді таужыныстарда бақыланады. Токты осы таужыныстармен өткізгенде сазды бөлшектерде адсорбцияланған зарядтардың диффузиясы мен қайта бөлінуі пайда болады.

Токты сөндіргеннен кейін ортаның тепе-теңдікке келуі жасанды поляризациялану эффектісімен бірге өтеді. Көп ақтарылған және метаморфты таужыныстар әдетте поляризацияланбайды. Оларда $\eta = 1 - 2\%$. Минерализацияланған суға қаныққан шөгінді таужыныстар әлсіз поляризацияланады.

Пьезоэлектрлік модульдер. Зарядтарға механикалық әсер еткенде олардың белгілі бір бағытта бағытталуына (оны электр поляризация деп атайды) таужыныстың немесе минералдың қабілеттілігін пьезоэлектрлік модульдер анықтайды. Пьезоэлектр қасиеттері тек қана симметрия центрі жоқ кристалдарда бақыланады. Осындай кристалдарда механикалық деформация кезінде электр дипольдердің центрлері ығысады, осылайша кристалдардың сәйкесінше қырларында электр зарядтар пайда болады. q зарядтардың қарқындылығы мен таңбасы деформация түріне (созылу-қысылу немесе ығысу), әсер ететін F механикалық күштің бағыты мен мәніне және осы деформация мен поляризация бағытына сай d кристалдың пьезоэлектр модуліне тәуелді. Осы параметрлер арасындағы байланысты келесі формула сипаттайды:

$$q = d \cdot F.$$

Әсер ететін күштің тоғыз $F_{i,j}$, мұнда $i, j = x, y, z$, құраушылары болуы мүмкін, яғни механикалық кернеулер немесе деформация тензорының тоғыз компоненттері бар. Бұл

мәселені былай түсіндіреді: координата жазықтықтарына сай болатын кристалдың әр үш қырына координата осьтері бойымен бағытталған күштің үш құраушылары әсер етуі мүмкін. Осыған сәйкес кристалдың пьезоэлектр модулі осы тоғыз механикалық тензорлар мен координата осьтеріне сай болатын поляризация векторының үш құраушыларымен анықталуы мүмкін. Осылайша, әр кристалды $d_{i,j,k}$, мұнда $i, j, k = x, y, z$, пьезоэлектр модульдері сипаттауы мүмкін.

d модульден басқа онымен байланысқан басқа пьезоэлектр модульдері бар. СИ жүйесінде *d*-нің өлшем бірлігімен кулон бөлінген ньютонға (Кл/Н) тең болады.

Анизотропия әсерінен d пьезоэлектр модулі деформация түрі мен поляризация бағытына қатысты әр пьезоэлектрик-минералы үшін үлкен диапазонда өзгеру мүмкін. Максималды пьезоэлектр модульдері кварцта ($5 \cdot 10^{-4} - 20 \cdot 10^{-4}$ Кл/Н); турмалинде ($3 \cdot 10^{-4} - 30 \cdot 10^{-4}$ Кл/Н); нефелинде ($4 \cdot 10^{-4} - 12 \cdot 10^{-4}$ Кл/Н). Көптеген минералдарда d 10^{-5} Кл/Н жоғары болмайды.

Тасты таужыныстардың пьезоэлектр модульдері минерал-пьезоэлектриктің бар болуымен бірге олардың кеңістікте орналасу ретіне тәуелді болады. Егер таужыныстағы кристалдар кез-келген симметрия элементінің бағытына сай бағытталған болса, онда таужыныстың *d* мәндері жоғары болады.

Борпылдақ сулы шөгінді таужыныстардағы пьезоэлектрлі модульдер олардың минералды құрамы, құрылысы және текстурасы, кеуектілік, ылғалдылық, таужыныстың ішінде еріген тұздың құрамы және концентрациясымен анықталады. Кеуектіліктің өсуі *d*-ні жоғарылатады. Осы аталған геология-гидрогеологиялық факторлардан басқа *d* жыныстың электр және серпімді қасиеттеріне тәуелді болады. Жалпы сулы таужыныстардың пьезоэлектр модульдері $10^{-7} - 10^{-11}$ Кл/Н өзгереді.

Диэлектрлік және магниттік өткізгіштер. Салыстырмалы диэлектрлік өткізгіш былай өрнектеледі:

$$\varepsilon = \varepsilon\Pi / \varepsilon_0.$$

мұндағы $\varepsilon П$, $\varepsilon 0$ – таужыныс пен ауаның диэлектрлік өткізгіштері. Бұл шама конденсатордың сыйымдылығы неше есе өсетінін көрсетеді, егер оның орнына осы таужынысты орнатсақ. ε – нің мәні бірнеше бірліктерден (құрғақ шөгінді таужыныстарда) 80-ге дейін (суда) өзгеріп, таужыныстың минералогиялық құрамы мен су пайызына тәуелді. Ақтарылған таужыныстарда ε 5-тен 12-ге дейін, шөгінді – 2-3-тен (құрғақтарда) 16-40 дейін (толығымен суға қанықкандарда). Диэлектр өткізгіштіктің жоғары жиіліктік электрлік барлаудағы маңызы зор. Біз білетінміздей, көп таужыныстардың магниттік өткізгіштігі ауаның өткізгіштігіне тең. Ферромагнетиктердің магниттік өткізгіштігі 10-ға дейін баруы мүмкін, сондықтан η параметрді ферромагнетиктердің барлауында пайдаланады.

4.1.2. Электрлік барлау зерттейтін электрмагниттік өрістер

Жаратылыс айнымалы электрмагниттік өрістер. Осындай өрістерге ғарыш және атмосфера әсерінен пайда болатын аймақты айнымалы квазигармоникалық төменгі жиіліктік өрістерді жатқызады.

1. Ғарыштың әсерінен туындайтын электрмагниттік өрістерді магниттітеллурлық деп атайды. Біз білетініміздей, Жердің магниттік өрісінің вариациясымен тығыз байланысқан магниттітеллурлық өрістер вариациясы (өзгеруі) бір себептен туындайды – Күннің корпускулярлы сәулеленуінен. Периодты жылдық, 10 жылдық, күндік магниттік өрісінің вариациясы және магниттік құйындар сәйкесінше магниттітеллурлық өзгерулерін туындатады. Негізінде бұл өрістір инфратөмен болып табылады (5-тен 10 Гц дейін), ал осындай жиіліктерде скин-эффектіні бақылай алмаймыз. Сондықтан магниттітеллурлық өрістер Жердің ең төменгі қабаттарына өте алады.

Магниттітеллурлық өріс теллурлық (Жердің) токтарымен байланысқан E электр компонентасы мен магнит өрісінің вариациясымен байланысқан H магниттік компоненталарынан турады. Егер жүздеген метрге дейін қашықтықта орналасқан

және Жерге қосылған MN электродтарға күшейткіш арқылы осцилограф немесе магнитофон қосып, автоматты түрде жасанды потенциалдардың өзгеруін жазсақ, онда E теллурограмманы ала аламыз. H магнит компонентінің сезгіштігі жоғары магнитометр көмегімен өлшейді. Магниттітеллурлық өрістің уақытқа тәуелділігі ерекшеленеді. Секундтан бірнеше минутқа дейін T периодпен тербелістерді қысқа периодты тербелістер (ҚПТ) деп атайды. Олардың қарқындылығы таңертең және күннің ортасында, жазда және Күн радиациясы үлкен мезгілде ең жоғары болады. Кей-кезде жазулардың түрі импульстік болады (цуги секілді тербелістер), кей-кезде көп уақыт мезгілінде E және H сигналдары жазылмайды, яғни «теллуриктер» жоқ болады.

Магниттітеллурлық өрістің өлшенетін параметрлерімен болады: өрістің кернеулігінің $\left(E_x, E_y\right)$ электр және H_x, H_y, H_z магниттік құраушылары. Параметрлердің мәндері бір жақтан теллурлық және геомагниттік өрістер вариациялардың қарқындылығына, басқа жақтан – геоэлектр қиманы құрайтын таужыныстардың меншікті электр кедергісіне тәуелді болады. Бір-біріне өзара перпендикуляр болатын өлшенген электр және магниттік құраушылар бойынша біртекті жарты кеңістіктің ρ кедергісін (қалыпты өрісті) келесі өрнек арқылы есептеуге болады:

$$\rho = \alpha T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 . \qquad (4.2)$$

мұндағы T – тербелістер периоды; a – пропорционал коэффициенті. Егер T – ні секундпен, E_x – милливольт бөлінген километрге $\left(мВ/км\right)$, H_y – нанотесламен (нТ) өлшесе, онда $a = 0{,}2$.

Осылайша, мантиттітеллурлық өрістің өлшенетін параметрлерімен өрістің электр және магниттік компоненттері мен тербелістер периоды болады. Олардың көмегімен көрінерлік кедергі (біртектісіз ортаның кедергісі) мәндерін

есептеуге болады. Осы өрістерді электрлік барлаудың магниттітелурлық әдістерімен (МТӘ) зерттейді.

Найзағай әсерінен туындайтын өрістер. Атмосфера әсерінен туындайтын электрмагниттік өрістер найзағай белсенділігімен байланысқан. Әр секунд сайын Жерге 100 найзағай соғады. Әр соғуда Жердің ішінде электрмагниттік импульс туындайды («атмосферик»). Осылайша, найзағай әсерінен Жердің әр нүктесінде әлсіз найзағайлы өріс болады. Оны шу өрісі деп атайды. Бұл өріс периодты қайталанатын импульстерден (цугтардан) тұрады. Цуг дегеніміз – 10 Гц-тен 10 кГц-ке дейін жиілікті квазигармоникалық тербеліс.

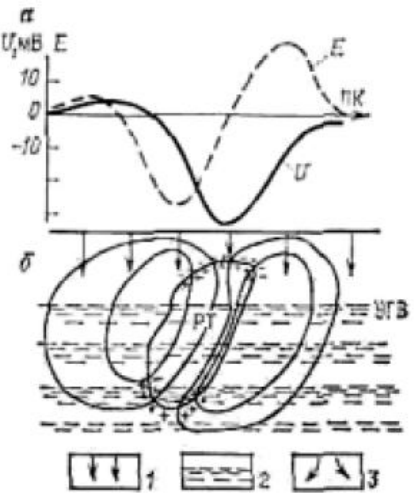
«Атмосфериктер» өрісінің орташа деңгейі көрнекті күндік және маусымдық вариациялармен сипатталынады, яғни E электр және H магниттік құраушылардың векторлары амплитуда және бағыт арқылы тұрақты қалмайды. Осылайша, «атмосфериктердің» өлшенетін параметрлерімен айнымалы жасанды электрмагниттік өрістер әдістерінде (АЖЭ немесе МӨ) зерттелінетін $E_{орта}$ және $H_{орта}$ кез-келген құраушылары болады.

Геоэлектрхимиялық өрістер. Оларға (оларды басқаша физика-химиялық деп атайды) жаратылыс немесе жасанды потенциалдар және рудалық минералдардың электрхимиялық реакциялар потенциалдарын жатқызады.

1. Жаратылыс тұрақты электрхимиялық өрістерге электрхимиялық және электркинетикалық табиғатты жергілікті өрістерді жатқызады. Электрхимиялық өрістер дегеніміз – электронды (рудалық минералдар) және ионды (Жер асты сулар) өткізгіштер шектерінде болатын тотығу-тотықсыздану реакциясы әсерінен туындайтын өрістер. Оларды көптеген сульфидті, көмір немесе графиттік кенорындарда бақылауға болады. Сульфидті рудалар үстінде жаратылыс (ЖП) немесе өздігінен пайда болған (ПС) потенциалдардың болуын келесі мәселелермен түсіндіруге болады. Сульфидті шоғырдың үстіңгі бөлігі әдетте сутегі мен көмір қышқылына бай атмосфералық сулардың белсенді зонасында орналасады (4.1-сурет). Шоғырдың терең жатқан бөліктері сутегіге кедей суларда орналасқан, сондықтан шоғырдың үстіңгі бөлігінде руданың

тотығуы мен сульфидтердің сульфаттарға ауысуы бақыланады. Тотығу реакциялары тотығатын элементтер атомдарындағы электрондардың босауымен бірге болады. Осының нәтижесінде рудалық дененің үстіңгі бөлігі астыңғысына қарағанда оң потенциалға ие болады.

Дененің төменгі жағындағы тотықсыздану реакциялары электрондарды қосу процесімен бірге өтеді, сондықтан дененің астыңғы жағы теріс таңбалы болады. Айналадағы ортада зарядтардың кері таралуы бақыланып, электр ток туындайды. Осындай жағдайда шоғырдың үстіңгі бөлігіне барлық теріс зарядталған иондар бағытталады, ал астынғысына қарай – оң. Сондықтан сульфидті шоғырдың үстіңгі бөлігінде ЕП потенциалдардың теріс аномалиялары бақыланады. Электр өрісі регенерациясының осындай процесі руданың толық тотығуына немесе геология-гидрогеологиялық жағдайдың толық өзгеруіне дейін болады.



4.1-сурет. U потенциалы мен E өріс кернеулігінің графиктері (а) мен сульфидті шоғырдың жаратылыс өрісі пайда болуының сұлбасы (б):
1 – жерасты суларының зонасы; 2 – қанықтыру зонасы; 3 – токты сызықтар; УГВ – жерасты сулардың деңгейі; РТ – рудалық дене

Жаратылыс электркинетикалық тұрақты өрістер жерасты суларға қаныққан таужыныстардың диффузия-адсорбциялық және сүзгіштілік қасиеттеріне тәуелді болады. Катион және анионның қозғалу жылдамдықтарының әртүрлігіне қатысты концентрациясы бірдей емес жерасты суларында зарядтардың таралуы біртекті болмай, диффузия әсерінен жаратылыс электр өрісі туындайды. Диффузиялық потенциалдардың мәні мен таңбасы минералдардың адсорбциялық қасиеттеріне тәуелді, яғни ұсақ дисперсті және коллоидты бөлшектердің әртүрлі таңбалы иондарды өз бетінде жинауға қабілеттілігіне. Осыған сай, әртүрлі концентрациялы суға қаныққан таужыныстарда пайда болатын потенциалдар айырмасы диффузиялық-адсорбциялық деп аталады.

Жаратылыс потенциалдар жерасты суларының кеуектілігі жоғары таужыныстар арқылы сүзгілеуде бақыланады. Таужыныстағы жарықтар мен тесіктерді капилляр ретінде қарастыруға болады. Осы капилярдың қабырғасы бір таңбалы (әдетте, теріс) иондарды жинайды. Сұйық ортада капилляр қабырғаларының қасында таңбалары қарама-қарсы зарядтар жиналады. Осылайша, капиллярда екілік электр қабат пайда болады. Капилляр арқылы сұйық зат өткенде екілік электр қабаттың зарядтардың бір бөлігі (әдетте, оң) қозғалысқа бағыттас шайылады. Осы процестің нәтижесінде капилляр үштерінде қысымның өзгеруіне пропорционал потенциалдар айырмасы пайда болады. Жарықтар мен тесіктердің күрделі жүйесі арқылы жерасты суларының қозғалуы тау жыныста литоллогиялық құрам, кеуектілік және гидрогеологиялық факторларға тәуелді сүзгілеу өрісін туындатады.

Жаратылыс өрістердің негізгі өлшенетін параметрлерімен U потенциалдары, ΔU потенциалдар айырмасы, a электркинетикалық белсенділікке пропорционал өрістің $E = \Delta U / MN$ кернеулігі. Тұрақты жаратылыс электр өрістерді ЕП немесе ПС әдістерінде қолданады.

2. Жасанды поляризация өрістерін немесе жасанды потенциалдарды (ВП) тұрақты токты гальваникалық тәсілі бойынша AB сызық көмегімен тудыруға болады. Токты сөндіргеннен кейін ВП потенциалдар айырмасын MN тіркеуіш

электродтарда өлшейді. Өлшеулер негізінде (4.1) өрнегі арқылы таужыныстардың жасанды η поляризациялығын есептейді. Біртексіз орталар үшін бұл шаманы η_k көрінерлік поляризациялылық деп атайды.

Қарқынды ВП өрістері ($\eta = 10 - 40\%$) электронды-өткізгіштілік (рудалық) минералдары бар орталарда туындайды. Осындай орта арқылы токты өткізгенде оның ішінде аккумуляторды зарядтау секілді процесс пайда болады. Токты өткізу кезінде жерасты сулармен қоршалған рудалық минералдардың бетінде ортаны жасанды поляризациялайтын бірнеше физикалық және химиялық түрлендірулер пайда болады. Токты сөндіргенде ортада тепе-теңдік орнатылып, бірнеше секундтың ішінде тіркеуіш электродтарда электр өрістің азаюы бақыланады.

Таужыныстарды құрайтын минералдар электр тогын өткізбейтін орталарда, ВП өрістердің пайда болуы сұйық және қатты фазалар контактілерінде зарядтардың қайта тарауымен, кеуекті орталар арқылы иондар диффузиясымен, сазды бөлшектерде иондардың адсорбциясымен байланысқан. Жасанды поляризацияны жасанды поляризация әдістерінде (ВП) қолданады.

3. Егер рудалық минералдарға (рудаларға) тұрақты ток көзін бекітсек, онда рудалық минералдар жауабының потенциалдары туындайды. Токтың әсерінен атомдар байланысы металды болатын минералдар мен өткізгіштігі ионды сұйық зат шекарасында электродты тотығу-тотықсыздану реакциялары пайда болады. Егер рудалық денеге токтың сыртқы көзінің теріс полюсін бекітсе, онда ортада катодты тотығу реакциялары өтеді. Бұл кезде электрондар ток әсеріне жауап беретін рудалық минералдарға қосылады. Мысалы, сульфидтер үшін бұл процесс олардың катодты бөлуіне әкеледі. Егер рудалық денеге токтың сыртқы көзінің оң полюсін бекітсек, онда ортада тотықсыздану реакциялары пайда болады. Бұл кезде токтың әсеріне жауап беретін рудалық минералдардан электрондар алынады. Осының нәтижесінде минералдар еріп, бүлінеді. Осы кезде металдар оксидтері пайда

болады. Мысалы, сульфидтерде анодты еру процесі бақыланады.

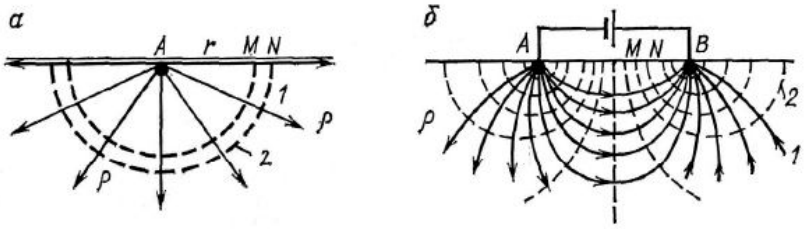
Әр минералдың өзінің анодты еруі мен катодты бөлінуінің потенциалдары болады. Олар генезис пен сыртқы жағдайларға тәуелсіз кристалды тордың энергиясымен байланысқан, сондықтан олар көмегімен әр минералды нақты ажыратуға болады. Мысалы, галенит үшін реакциялар потенциалдары 0,36 В және - 0,87 В, халькопирит үшін – 1,17 В және - 0,63 В. Реакциялар потенциалдарын контактілі және контактісіз тәсілдерінде қолданады.

Жасанды тұрақты электр өрістер. Жасанды тұрақты электр өрістерді жерге қосылған (A, B) электродтарға бекітілген батарея, аккумулятор, генератор көмегімен жерге I токты жіберу арқылы жасайды. Жерге қосылған екі басқа (M, N) электродтар және милливольтметр көмегімен ΔU потенциалдар айырмасын өлшейді.

1. Нүктелік көздің өрісі. Нүктелік көздің нормальды өрісі (4.2-сурет), яғни ΔU – дің I -ге, ток көздерінің арақашықтығына, біртекті жарты кеңістіктің меншікті электр кедергісіне тәуелділігі Ом заңымен анықталады:

$$\Delta U = IR = I\rho\Delta l / S ,$$

мұндағы R – сызықтық ток өткізгіштіктің кедергісі; $\Delta l, S$ – оның ұзындығы мен көлденең қимасының ауданы.



4.2-сурет. Жер-ауа шекарадағы біртекті изотропты ортаның нүктелік (а) және екі нүктелік (б) көздер өрісі
1– ток сызықтары; 2 – эквипотенциалды сызықтар

Біртекті ортада нүктелік көздің тогы жан-жаққа біртекті тарайды. Эквипотенциалды беттер, яғни U электр потенциалы тұрақты болатын беттер, ток сызықтарына перпендикуляр болуы қажет, яғни олардың пішіні A центрімен жарты сфера тәрізді болады. M және N нүктелер арасындағы потенциалдардың ΔU айырмасы былай өрнектеледі:

$$\Delta U = IR = I\rho\Delta l / S ,$$

мұндағы $I -$ айтылған жарты сфераларда өтетін барлық ток күші.

«Ток өткізгіштіктің» ұзындығы көрші эквипотенциалды беттер $\Delta l = MN$ арақашықтығына тең, ал AO радиусымен жарты сфераның көлденең қимасы $S = 2\pi(AO)^2$. MN-ға қарағанда AM мен AN үлкен болғанда

$$(AO)^2 \neq AM \cdot AN ,\ \Delta U = \rho I \frac{MN}{2\pi \cdot AM \cdot AN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right). \quad (4.3)$$

Шығарылған өрнек белгілі ток, таужыныстың меншікті кедергісі мен бақылау нүктесі және ток көзі арақашықтығы арқылы потенциалдар айырмасын анықтауға көмектеседі. Керісінше, ΔU мен I өлшеп және электродтар арақашықтығын анықтап, таужыныстың меншікті электр кедергісін есептей аламыз.

$AN \to \infty$ жағдайда нүктелік көзі потенциалының өрнегін аламыз (егер $AM = r$ болса*)*

$$U = I\rho / 2\pi r .$$

Егер электродтың өрісін Жерге қосылған оның ұзындығынан 5 есе үлкен қашықтықта зерттесе, кез-келген пішінді электродты нүктелік ретінде қарастыруға болатыны электрлік барлау теориясында дәлелденген. Сондықтан соңғы формуланы нүктелік токтың көзі үшін практикалық электрлік барлауда қолдануға болады.

2. Кедергілерді өлшеуге арналған қондырғылар. Тұрақты электр токтардың нормальды өрістерін әртүрлі қондырғылар

көмегімен зерттеуге болады. Мысалы, AM екі электродты қондырғы үшін *($B \to \infty$, $N \to \infty$)*

$$\rho = 2\pi \cdot AM \cdot \frac{U}{I}.$$

Үш электродты қондырғы үшін меншікті электр кедерігіні келесі өрнекпен есептейді

$$\rho = 2\pi \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I}. \qquad (4.4)$$

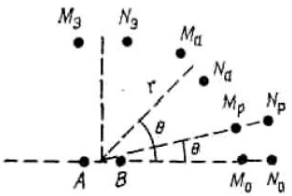
Электрлік барлау практикасында жиі $AMNB$ төрт электродты қондырғыларды қолданады (4.2, б-сурет*)*. Бір ток беруші электродқа (мысалы, *A*-ға*)* ток көзінің оң полюсін, басқасына *(B)* – терісті бекітеді. A электродтан (MN) өлшеуіш электродтардағы потенциал айырмасын (4.3) өрнегі арқылы есептейді. (4.2) өрнектен аналогиялық B теріс полюстен потенциалдар айырмасын анықтауға болады. AB екі электродтардан потенциал айырмасы ΔU_A және ΔU_B қосындысына тең, яғни

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right).$$

Егер *MN*-ді $AM = BN$, ал $AN = BM$ болатындай орнатсақ, онда симметриялық төртэлектродты қондырғы үшін ρ көрінерлік кедергіні есептеуге арналған өрнекті алу қиын емес:

$$\rho = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I}. \qquad (4.4')$$

Кедергілер әдісінде басқа бірнеше қондырғыларды қолданады. Мысалы, тереңдігі жоғары зерттеулерде әртүрлі дипольды қондырғыларды пайдаланады (4.3-сурет).



4.3-сурет. Әртүрлі дипольды қондырғылардың схемалары

Егер *MaNa* тіркеуіш диполь оның центрі мен *r* ток беруші дипольдің центрі арасындағы радиусқа перпендикуляр болса, ал радиус пен $AB(\theta)$ ток беруші сызық жасайтын бұрыш келесі өрнекпен анықталса 70°<θ<110°, онда осындай қондырғыны азимуталды деп атайды ($\theta = 90^\circ$). Азимуталды қондырғының бір түрімен экваториалды $M_э N_э$ қондырғы болады.

Егер $M_p N_p$ тіркеуіш диполь *r* бойымен бағытталған, ал — 30°< θ < 30°, онда бұл радиалды ($\theta = 0^\circ$) қондырғы болып табылады. Радиалды қондырғының бір түрімен осьтік $M_0 N_0$ қондырғы болады.

Әр қондырғының коэффициентін есептеу үшін арнайы өрнектер бар. Азимуталды қондырғы үшін $k = \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN} \cdot q$; радиалды – $k = \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN} \cdot p$, мұндағы p, q – арнайы номограммалар арқылы анықталатын және бірге жуық жақын коэффициенттер. Осылайша, кез-келген қондырғымен жұмыс жасағанда ρ көрінерлік кедергіні былай өрнектейді

$$\rho = k \frac{\Delta U}{I}, \qquad (4.5)$$

мұндағы ΔU – *MN*-дағы кернеу; I – *AB* сызығындағы ток күші; k – электродтар арақашықтығына тәуелді болатын қондырғының коэффициенті.

3. Көрінерлік кедергі. (4.5) өрнек бойынша біртекті ортаның таужыныстарының кедергісін анықтай аламыз. Бірақ бұл формула бойынша кез-келген бір шартты шаманы есептей аламыз, егер өлшеулерді біртексіз ортада іске асырсақ. Бұл шаманы $\rho к$ көрнерілік кедергі деп атайды. Оның физикалық мағынасын қарастырайық. *MN* өте азғантай *AMN* қарапайым үш электродты қондырғысын таңдайық (оны градиенттік қондырғы деп атайды). (4.3) өрнекті қолдана отырып және $AM \cdot AN \approx (AO)^2$ ауыстырғанда, аламыз:

$$\rho_k = \frac{\Delta U}{MN} \cdot \frac{2\pi(AO)^2}{I}. \qquad (4.6)$$

Өріс теориясынан білетініміздей, электр өрістің кернеулігі $E = j_{MN}\frac{\rho_{MN}}{j_0}$, мұндағы j_{MN} – ток тығыздығы; ρ_{MN} – тіркеуіш электродтар қасындағы меншікті кедергі. Басқа жақтан $E = AU/MN$. $j_0 = I/2\pi(AO)^2$ тең екенін анықтай отырып және де ток беруші электродтар арақашықтығы тұрақты болатынын ескергенде біртекті орта үшін ($\rho_{MN}/j_0 = const$) аламыз

$$\rho_k = j_{MN} \cdot \frac{\rho_{MN}}{j_0}, \qquad (4.7)$$

яғни көрінерлік кедергі тіркеуіш электродтардағы ток тығыздығына тура пропорционал. Шығарылған өрнек көрінерлік кедергінің мағынасын түсінуге көмектеседі. Жасанды тұрақты электр өрістерді кедергілер әдістерінде кең қолданады.

Жасанды айнымалы гармоникалық электрмагниттік өрістерді жерге қосылған гальваникалық электродтарға немесе жерге қосылмаған индуктивті контурларға бекітілген жиілігі дыбысты және радиотолқындық синусоидалды кернеулігімен әртүрлі генераторлар көмегімен жасауға болады. Тіркеуіш қондырғылар көмегімен өріс кернеулігінің E электрмагниттік немесе H магниттік құраушыларын өлшей аламыз. Жасанды айнымалы гармоникалық электрмагниттік өрістің кернеулігі ортаның меншікті электр кедергісімен анықталады. Бір жақтан, неғұрлым кедергі жоғары болса, соғұрлым скин-эффект аз болып, өріс өтудің тереңдігі жоғарылайды. Басқа жақтан – неғұрлым кедергі төмен болса, соғұрлым ортада индукцияланған екінші күйінде электрмагниттік өрістердің қарқындылығы жоғары болады.

E, H, өріс көзіндегі I токты, генераторлы және тіркеуіш сызықтар r арақашықтарын және біртекті жарты кеңістіктің электрмагниттік қасиеттерін байланыстыратын аналитикалық өрнектерді шығару мәселесі өте күрделі. Төмен жиіліктердегі (f < 10 кГц) біртекті жарты кеңістіктің меншікті кедергісі келесі формуламен есептеледі

$$\rho = k_w \frac{\Delta U(w)}{I}. \qquad (4.8)$$

мұндағы $k\omega$ – қондырғының коэффициенті. Бұл шама өрісті тудырудың әртүрлі тәсілдері үшін, $w = 2\pi f$ циклды жиіліктер үшін, ток көзі мен тіркеуіш арақашықтары үшін ерекшеленеді. $\Delta U(w) - E$ және H құраушыларға пропорционал потенциалдар айырмасы.

Біртектісіз орта үшін осы формула бойынша $\rho\omega$ көрінерлік кедергіні анықтауға болады.

Төменгі жиілікті гармоникалық өрістерді индукциялық зондылау мен профильдеуде қолданады. Жоғарғы жиіліктерде (f >10 кГц) нормальды өрістердің өрнектері күрделі, себебі олар ортаның үш электромагниттік қасиеттеріне тәуелді: ρ, ε, μ.

Бұл өрістерді электрлік барлаудың радиотолқындық және радиолокациялық әдістерде қолданады.

Жасанды импульстік электрмагниттік өрістерді Жерге қосылған және Жерге қосылмаған контурларға бекітілген генераторлар көмегімен жасайды. Генератор шығысында саты тәрізді пішінімен импульстер немесе әртүрлі ұзақтығымен тікбұрышты импульстер болады. Токты күрт қосып немесе сөндірген кезде геологиялық ортада екінші электрмагниттік өрістер индукцияланады. Импульстік техника мен спектрлер теориясынан, өрісті күрт өзгерткендегі ортада пайда болатын сигналды гармоникалық құраушылардың жиынтығына жіктеуге болатыны белгілі. Неғұрлым импульс үшкір болса, соғұрлым жоғары жиілікті тербелістер оны құрайды, ал жиіліктің өсуімен скин-эффекті де жоғарылап, өріс өтудің тереңдігі азаяды. Бірақ жиіліктің өсуімен екінші күйінді индукциялық токтар да өседі.

Ток импульсінің пішіні мен ортаның кедергісіне қатысты сигналдар бұрмаланады. Токты сөндіргеннен кейін MN тіркеуіш сызығы немесе Жерге қосылмаған контур (рамка) көмегімен әртүрлі уақыттардағы $\Delta U_E(t)$ және $\Delta U_H(t)$ потенциалдар айырмаларын өлшей отырып, ортадағы өрістің орнатуын зерттейді.

$\Delta U_E(t)$ және $\Delta U_H(t)$, өріс көзіндегі I токты, генераторлы және тіркеуіш сызықтар r арақашықтарын және біртекті жарты

кеңістіктің электрмагниттік қасиеттерін байланыстыратын аналитикалық өрнектерді шығару мәселесі өте күрделі. Біртекті жарты кеңістіктің меншікті кедергісі алыс ($r > 5H$) және жақын ($r < H$) зоналар үшін (мұндағы H – жобаланған зерттеу тереңдігі) келесі формуламен есептеледі

$$\rho_{та} = k_a \frac{\Delta U(t)}{I}, \quad \rho_{тж} = k_{ж} \frac{\Delta U(t)}{I}, \qquad (4.8)$$

мұндағы *kд, kб* – ток беруші және тіркеуіш сызықтар арақашықтығына, олардың мөлшерлеріне тәуелді қондырғылар коэффициенттері. Орнатылмаған өрістерді өрісті орнату зондылау әдісінде (ЗС) және өту процестер әдісінде (МПП) қолданады.

4.2. Электрлік барлаудың аппаратурасы мен жабдықтары

Электрлік барлаудың бірнеше түрлі әдістерінде көптеген аппаратура мен жабдықтарды қолданады.

Генераторлы-өлшеуіш қондырғылардың жалпы сипаттамасы

Электрлік барлау техникасының комплектісін келесі блоктар құрайды:

1. Көлікті генераторлар, батареялар, аккумуляторлар (ЕП әдістерінде олардың қажеті жоқ). Олар генераторлы қондырғыларға тұрақты токты беру үшін немесе токты керекті жиілікті кернеуге түрлендіру үшін қажет. Көлікті генераторлар көліктің моторынан немесе бензоэлектр агрегаттардан жұмыс істейді. Электрлік барлау үшін 70 немесе 30 В кернеумен, массасы 25 немесе 20 кг 69-ГРМЦ-6 (Б-72) немесе 29-ГРМЦ-13 (Б-30) типті батареяларды қолданады. Кейде әртүрлі аккумуляторларды пайдаланады. Әртүрлі әдістердегі ток беруші көздердің тұрақты кернеуін 10-нан 1000 В дейін өзгертуге болады.

2. Ток беруші сызықтардағы өлшеуіштер немесе токты тіркеуіштер. Әртүрлі әдістерде ток 0,01 50 А-ге дейін өзгереді.

3. Өріс кернеулігінің амплитудалық және фазалық мәндерін (абсолюттік немесе салыстырмалы) анықтауға арналған

өлшеуіш немесе тіркеуіш аспаптар. Тіркеуіш сызықтарда жиі ΔU потенциалдар айырмасын милливольтметр көмегімен өлшейді. Тіркеуді әртүрлі оптикалық осциллографтар мен сандық тіркеуіштермен іске асырады. Егер жазуды үздіксіз түрде көрсетсе, онда тіркеуді аналогты деп атайды. Екілік код көмегімен жазылған сигналды сандық деп компьютерге жазады. Электрлік барлаудағы өлшеуіш және тіркеуіш аспаптар келесі техникалық сипаттамалармен анықталады: әртүрлі жиіліктер мен динамикалық диапазондармен; шектік сезгіштігімен (10 мкВ-ке жақын) және қателікпен (±3-10 % шегінде); жоғары кіріс кедергімен (1 МОм жоғары); бөгеттерден сақтану деңгейімен (әсіресе 50 Гц өнеркәсіп жиіліктен); электродты потенциалдар айырмасын компенсациялауға арналған аспаптың нөлін жасанды қоюға мүмкіншілігімен, т. б.

4. Жер ішінде гальваникалық өрістерді жасау үшін және өріс кернеулігінің электр құраушыларын өлшеуге арналған Жерге қосылған электродтар. AB ток беруші электродтарды болаттан, ал MN тіркеуіш сызықтарды мыс немесе жезден жасайды. Олардың ұзындығы 0,3–1 м және диаметрі 1–2 см. Поляризациялану әдістерінде Жерге қосылатын тесікті (керамика немесе брезенттен жасалған) мысты купороспен толтырылған және мысты өзегі бар поляризацияланбайтын электродтарды қолданады.

5. Жерге қосылмаған контурларды (оның бір жағының мөлшері 1 км-ге дейін), рамкаларды (диаметрі 1 м-ге дейін) өрісті индукциялық тәсіл көмегімен тудыру үшін және өрістің магниттік құраушыларын өлшеу үшін қолданады. Оларды өрістің жиілігі мен барлау әдісіне тәуелді изоляцияланған сымнан жасайды.

6. Электрлік барлауда арнайы геофизикалық сымдарды қолданады. Олар болат немесе мыстан жасалған. Сымдардың кедергісі төмен, сыртқы әсерлерден сақтану дәрежесі жоғары (ГПМП, ГПСМП, т. б.).

Зерттеу тереңдігі мен геологиялық пайдалану мақсаты бойынша электрлік барлаудағы аппаратураны үш топқа бөлуге болады: а) тасымалды; б) электрлік барлау стансалары; в) аэроэлектрлік барлау стансалары.

4.2.1. Тасымалды аппаратура

Электрлік барлауды азғантай тереңдіктерде (500 м-ге дейін) іске асырғанда әртүрлі тасымалды аппаратура мен 20-100 кг жалпы массалы жеке блоктардан тұратын жабдықтарды қолданады. Оларды қарастырайық.

Электронды оқ тәрізді (стрелочный) компенсатор. Оны басқаша электрлік барлаулық автокомпенсатор (АЭ-72) дейді. Оны тұрақты токты электр өрісті (ЕП) электрлік барлауда, кедергілер әдістерінде (ВЭЗ, ЭП), зарядтар әдісінде (МЗ) пайдаланады. АЭ-72 аспабы – бұл автокомпенсациялық немесе терең теріс кері байланысты күшейткіш схемасы арқылы жасалған транзистор негізіндегі милливольтметр. Бұл аспаптың массасы 4 кг. Ол ΔU және I өлшеумен бірге, электродты потенциалдарды компенсациялау үшін арналған.

Төменгі жиілікті аппаратура. (АНЧ-3) жаратылыс айнымалы электр өрістер электрлік барлау үшін, кедергілер және зарядтар әдістері үшін арналған. АНЧ-3 комплекті массасы 3 кг-ға жақын және жиілігі 5 Гц айнымалы кернеулер генератордан тұрады. Бұл генератор Б-70, Б-30 типті батареялардың тұрақты кернеуін айнымалыға түрлендіреді.

Ауыспалы процестерді өлшеуге арналған аппаратура. Ауыспалы процестер әдісімен (МПП) индуктивті профильдеу аппаратурасы батареялардың тұрақты тогын 20-50 мс ұзақтығымен тікбұрышты импульстерге ауыстыру үшін арналған. Бұл импульстер Жерге қосылмаған контурға беріліп, сөндіріледі. Импульс біткеннен кейін 1-50 мс ішінде басқа контурда потенциалдар айырмасы өлшенеді. МПП үшін аппаратура транзистор негізіндегі коммутатордан және импульстерді қоздыруға арналған және әртүрлі уақыттардағы сигналдар амплитудасын жинап, өлшейтін электронды-өлшеуіш блоктан тұрады. Әртүрлі типтегі МПП аппаратурасының массасы 10–40 кг-ға дейін өзгереді.

Дипольді электрмагниттік профильдеудің аппаратурасы. Жасанды өрістермен дипольді электрмагниттік жоғары жиілікті профильдеу үшін ДЭМП типті аппаратура арналған. Оның құрамында жұмыс жиіліктері 2,8; 32; 128 кГц тең портативті генератор, радиоқабылдағыш және рамка тәрізді генераторлы және өлшеуіш антенналары кіреді. Жалпы масса 17 кг.

4.2.2. Электрлік барлау стансалары

Үлкен токтарды қолдана отырып үлкен тереңдіктердегі (5 км-ге дейін) электрмагниттік зондылауды іске асыру үшін электрлік барлау стансаларды қолданады. Әдетте ЭРС-67, ЭРСУ-71, ВП-62, ЦЭС-2 электр стансаларын қолданады. Олар екі көліктерге орнатылған болады.

Генераторлық топтар. Электрлік барлау стансасының бір машинасында (оны генераторлық топ дейді) бір немесе екі тұрақты токты генераторлар орнатылған болады. Олардың кернеуі 500 В дейін және де екі генераторларды параллель немесе бірізді қосуға болады. Генератор роторы көліктің қозғаушынан айналады. Шығыс кернеуді көлік қозғаушы валының айналулар санын өзгерте отырып реттейді. Электрмагниттік контакторлар көмегімен ЭРС-67 және ВП-62 стансаларындағы тұрақты токты ток беруші тізімге береді. ЭРСУ-71 және ЦЭС-2 стансаларында арнайы генератормен басқарылатын тиристор негізіндегі коммутатор көмегімен тұрақты токты $10^{-3} - 10^{3}$ Гц диапазонындағы айнымалы токқа түрлендіреді. Оны айнымалы токтағы зондылауда қолданады. Генераторлық топта ток беруші тізімдегі токты өлшеу, реттеу, бақылау үшін арнайы аспаптар орнатылған. Тереңдік электрмагниттік зерттеулерді кей кезде арнайы МГД-генераторлар көмегімен іске асырады.

Өлшеуіш лабораториялар. Өлшеуіш немесе далалық лаборатория деген көлікте потенциалдар айырмасын автоматикалық бақылайтын аппаратура орнатылған. Бұл үшін ЭРС-67, ЭРСУ-71, ВП-62 стансаларында (ЭПО) электрлік барлау далалық осциллографтар бар. Олар көмегімен сигналдарды аналогты түрде фотоқағазда тіркейді.

Сандық электрлік барлау ЦЭС-2 стансасында сигналды арнайы магнитофон көмегімен сандық түрде тіркейді. Бұл үшін оның құрамында аналогты сигналды екілік кодта сандық түрге түрлендіретін электронды аспаптар бар. Электрлік барлау мәліметтерін сандық түрде тіркеу оларды есептеуіш машина көмегімен өңдеуге мүмкіндік береді.

Теңіздік электрлік барлау жұмыстарын іске асыру үшін арналған стансалар да осылай құралған.

4.2.3. Аэроэлектрбарлау стансалары

Олар үш түрлі болуы мүмкін. АЭРО-ДК стансасы Жер үсті ток беруші және ауалық тіркеуіш қондырғылармен төменгі жиілікті профильдеуге арналған. Стансаның құрамына Жер беті генераторлық тобы мен ауалық өлшеуіш лаборатория кіреді. Генераторлық топ 0,1-10 кГц жиілігімен айнымалы электр токпен немесе 30 м-ге дейін ұзын кабельге немесе үлкен (қимасынады 5 км-ге дейін) Жерге қосылмаған жіпке ток береді. Ұшақ фюзеляжин немесе тасымалды гондоланы қиып өтетін рамалы антенна көмегімен магниттік өрістің кернеулігі мен рамкада өлшенетін кернеу мен ток беруші кабельдегі ток арасындағы фазалар айырмасын өлшейді. Фазалық өлшеулерді іске асыру үшін ұшақта кабельге ток беретін генераторлық тобы мен фазаны тіркеп, жазатын радиостансаларды орнатады. Бақылаулар нәтижелерін автоматикалық түрде жазады.

Аэроэлектрмагниттік стансасының екінші түрі де бір ұшақты. Генераторлық және өлшеуіш қондырғылар осы бір ұшақта орнатылған. Осындай стансаларды радиокомпарациялық түсіру (СДВР), радиоэлектрмагниттік профильдеу (РЭМП), дипольді төменгі жиілікті профильдеу (ДИП-А), ауыспалы процестерді ауалық түсіру (МПП-А) жұмыстарын іске асырады.

Аэроэлектрлік барлау стансалардың үшінші варианты – екі ұшақты. Біреуісінде тұзақты антеннасымен генераторлық қондырғыны, екіншісіне – тіркеуіш магниттік антенамен тіркеуіш құралды орнатады.

4.3. Электрбарлау әдістері

4.3.1. Электрмагниттік зондылау

Жалпы сипаттама. Электрмагниттік зондылауға электробарлаудың аппаратурасы, әдістемесі және бақылау жүйесі ортаның электромагниттік қасиетінің тереңдікпен өзгеруі туралы ақпаратты әрбір зондылау нүктесінде алуға бағытталған әдістер тобын жатқызады. Бұл үшін зерттелуші учаскеде қолданылушы өріс параметрлерін және қондырғыларды өріс одан да үлкен

тереңдіктерге енетіндей етіп өзгертеді. Электрбарлау тереңдігін үлкейту үшін келесі: ток беруші және қабылдаушы желілер арақашықтығын біртіндеп үлкейтетін, дистанциондық (геометриялық) және гармоникалық (квазигармоникалық) теребелістердің немесе өрістің қалыптасу уақытының (ауыспалы үрдісте) көбеюі кезіндегі скин-эффектінің азаюына негізделген жиілік-уақыттық тәсілдері қолданылады. Зондылау үшін бір немесе көп каналды аспаптар және әртүрлі жиілікті, тұрақты және айнымалы токты электрбарлау станциялары қолданылады. Зондылау нәтижесінде тереңдіктің әртүрлі параметрлеріне алынған бақыланушы немесе есептелген параметрлер (көбінесе көрінерлік кедергі) геологиялық қиманың тереңдікпен өзгеруін сипаттайды. Нәтижесінде зондылау қисықтары, яғни көрінерлік кедергінің тереңдік параметрлеріне тәуелділік графиктері тұрғызылады.

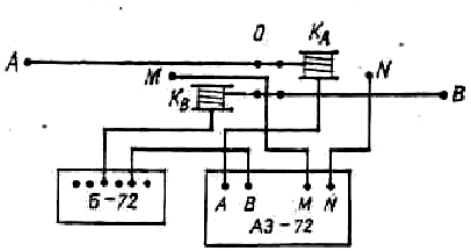
Электрмагнитті зондылаудың қазіргі күндегі теориясы мен тәжірибесі тура және кері есептерді, негізінен горизонталь қабатты модельдерді математикалық модельдеуге негізделеді, сондықтан зондылау горизонталь және жазық жатқан (құлау бұрыштары 10-15° аз) орталарды зерттеуде қолданылады. Элетрмагниттік зондылау қисықтарын сандық интерпретациялау нәтижесінде таужыныстардың қабаттық немесе жиынтық, геометриялық және электрлік қасиеттерін алады (4.4 п. қара). Сонымен бірге, қабатты немесе жиынтық параметрлерді қабат немесе қат-қабат қалыңдығы олардың жату тереңдігінен үлкен болған жағдайда айтарлықтай дәл анықтауға болады. Профильдік немесе аудандық зондылау жиынтығы бойынша осы қималар параметрлерінің геоэлектрлік қималары (вертикаль бойынша қабат қалыңдығы салынады және электрлік парметрлер мәндері қойылады) немесе карталары тұрғызылады. Электрлік зондылауды тереңдік бойынша және нүктеден нүктеге дейін электрлік қасиеттері өзгеретін жазық қабатты геологиялық қималарды бөлшектеуге байланысты кең ауқымды міндеттерді шешу үшін қолданылады. Олардың ең негізгілері: а) жабын және қатты түзілімдердің қалыңдығы мен құрамын, іргетастың жату тереңдігін анықтау құрылымдық-геологиялық көлемдік карталау үшін маңызды болатын шөгінді қат-

қабаттарды жіктеу; б) инженер-геологиялық, тоңдық-гляциологиялық және гидро-геологиялық карталауда үлкен қызығушылыққа ие қатты таужыныстардың геометриялық параметрлері мен физикалық жағдайын бағалау; в) пласттық, рудалы емес пайдалы қазбаларды іздеу; г) жер геосфераларын және тереңдіктік электрөткізгіштікті зерттеу.

Электрлік зондылау – кедергі әдісін тұрақты немесе төмен жиілікті (20 Гц дейін) токпен ток беруші электродтар немесе ток беруші және қабылдаушы желілер арақашықтығын (арақашықтық) біртіндеп үлкейтетін, яғни тереңдікті өзгертудің дистанциондық (геометриялық) принциптерін қолдану арқылы түрлендіру (модификация).

Арақашықтық үлкейген сайын, токтың ену тереңдігі де үлкейеді, көрінерлік кедергінің арақашықтыққа тәуелділік графигі немесе зондылау қисығы меншікті электрлік кедергінің тереңдікпен өзгеруімен сипатталады. Сондықтан оларды интерпретациялау нәтижесінде қиманы вертикаль бойынша жіктейді. Зондылаудың екі түрленуі бар: үлкен емес тереңдікте (200–500 м дейін) қолданылатын вертикальды электрлік зондылау (ВЭЗ) және 0,5–5 км тереңдікті барлауда қолданылатын дипольді электрлік зондылау (ДЭЗ).

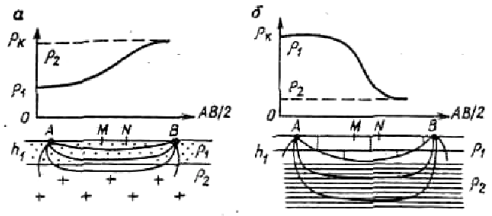
Вертикальды электрлік зондылау әдісі. Вертикальды электрлік зондылауды көп жағдайда симметриялы $MN < AB/3$ болатын төрт электродты градиент-қондырғымен орындайды (4.4-сурет).



4.4-сурет. Вертикальды электрлі зондылау қондырғысының сұлбасы
КА., КВ – өткізгіші бар катушка; Б-72– қорек көзі; АЭ-72 – электрлік барлау автокомпенсаторы

Жұмысты келесі түрде жүргізеді. Зондылау үшін таңдалған нүктеде электрлік барлау аспабын (АЭ-72), қорек көзін, ток беруші электрлік арақашықтыққа арналған өткізгіштері бар екі катушканы және бір-бірінен үлкен емес қашықтықта орналасқан (1-2 м) екі қабылдағыш электродты *MN* жерге көмеді. Қабылдаушы және ток беруші желілер арақашықтықта алатын бағыттар геологиялық және топографиялық жағдайлардан алынады. *MN* желісінің бойымен центрден 1,5-3 м қашықтықта ток беруші *AB* электродтарын көмеді және ток беруші желідегі токты және қабылдаушы электродтардағы кернеуді өлшейді. Ары қарай $\rho_к = k \cdot \Delta U/I$ есептейді (4.5) өрнек, мұнда $k = 0{,}1\pi \cdot AM \cdot AN / MN$ – қондырғы коэфициенті (0,1 көбейткіші ΔU-ды АЭ-72 аспаптарда милливольтпен өлшейтіндіктен, ал I — сантиамперде).

Ары қарай ток беруші электродтардың арақашықтығын біртіндеп үлкейтеді (геометриялық прогрессияда) және әрбір арақашықтық үшін $\rho_к$ есептейді. *AB/2=r* ұзындығы, мысалы 1,5; 2,2; 3; 4,5; 5; 8; 10; 15; 22; 30; 45; 60; 80; 100 м және т. а. қ қабылдануы мүмкін. Мұнымен бірге *AB/2* 1,5-нан 10 м дейін, *MN* = 1 м; *AB/2* болғанда 15-тен 100 м дейін *MN* = 10м; *AB/2* болғанда 150-ден 1000 м *MN* = 100 м дейін өзгереді. $\rho_к$ өлшеу нәтижелері бойынша логарифмдік масштабтағы арнайы бланкіде координаттар осі бойынша (модулі 6,25 см) ВЭЗ бланкісі ВЭЗ қисығын тұрғызады: вертикаль бойына $\rho_к$, ал горизонталь бойына – жарты арақашықтық шамасын АВ/2 салады (4.5-сурет).



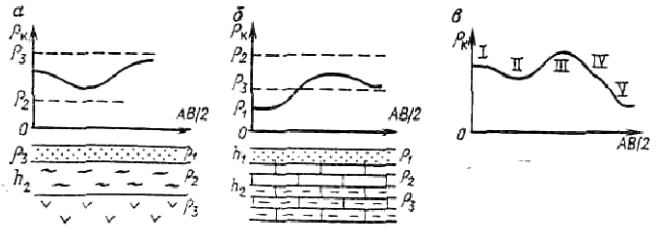
4.5-сурет. $\rho_1 < \rho_2$ (а) және с $\rho_1 > \rho_2$ (б) ВЭЗ-ң екі қабатты қисықтары

Зондылау аяқталып, ВЭЗ қисығы тұрғызылған соң аппаратура мен жабдықтарды екінші нүктеге көшіреді. Әдетте, зондылау

нәтижелерін барланушы сызық бойымен орналастырады. ВЭЗ нүктелерінің арақашықтығы бірнеше ондаған метрден бірнеше жүздеген метрге дейін өзгереді және жобаланушы барлау тереңдігімен салыстырылуы қажет. Максималды арақашықтықты АВ/2 осы тереңдіктен 3-10 есе үлкен етіп алады.

ВЭЗ-ді физикалық-геологиялық негіздеу. Зондылаудың физикалық-геологиялық мәнін түсіндіретін бірнеше қарапайым қималарды және олардан алынатын ВЭЗ қисықтарын қарастырайық. Екі қабатты қима болсын: үстінде – беттік таужыныстар (салындылар), астында – граниттер (4.5-сурет). Аз радиуста $(AB < h_1)$ $\rho_к \approx \rho_1$. Арақашықтықтар үлкейген сайын ток нашар өткізетін таужыныстар әсерінен жер бетіне қарай сығылады, сондықтан оның тығыздығы және $\rho_к$ өседі (4.7) өрнек). Үлкен арақашықтықта $(AB > 10\ h_1)$ $\rho_к \rightarrow \rho_2$. Зондылау нәтижесінде $\rho_1 < \rho_2$ жағдайы үшін ВЭЗ-ң екі қабатты қисығын алады. Осындай жоғары өсуден басқа, $\rho_1 > \rho_2$ жағдайында ВЭЗ-ң төмендеу қисықтарын да байқауға болады (4.5, б-сурет).

Үшқабатты қиманы қарастырайық, үстінде – құмдар, астында – токты жақсы өткізетін саздар, ал одан төмен – кедергісі жоғары атылған таужыныстар жатсын делік (4.6, а-сурет). Аз арақашықтықта AB $\rho_к \rightarrow \rho_1$, арақашықтық үлкейген жағдайда ток екінші өткізгіш қабатқа енуге тырысады. Яғни, MN маңында ток тығыздығы мен $\rho_к$ азаяды. Өте үлкен арақашықтықта ток негізінен үшінші қабатқа өтеді, ал $AB/2 \rightarrow \infty$ $\rho_к \rightarrow \rho_3$. $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ болатын үш қабатты қисықтар Н типті қисықтар деп аталады. Беттік таужыныстар астында беткі бөлігі құрғақ, астыңғы бөлігі суланған (жер асты су деңгейінен төмен)

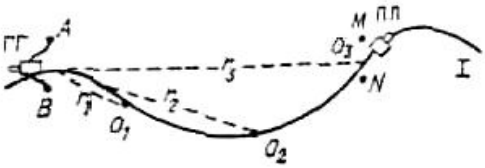


4.6-сурет. ВЭЗ көпқабатты қисығы: Н (а) үшқабатты түрі және К (б) түрі, НКQ (в) бесқабатты түрі

карбонатты таужыныстардың қалың қабаты жатыр делік. Осындай қимадан алынған қисықта $\rho_к$ максималды болады (4.6, б-сурет). Мұндай қисықтарды К типті қисықтар деп атайды. Екі қабатты геологиялық қима электрлік барлау деректері бойынша үшқабатты болып анықталады (4.6-сурет). ВЭЗ-ң көп қабатты қисықтары: Н типті (а) және К типті (б) үшқабатты және НКQ (в) бесқабатты типті. Бұл мысалдан, барлық жағдайда логикалық қабат электрлік горизонттарға сәйкес келмейтінін көрсетеді. Егер $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$, онда қисықты А типті, егер $\rho1 > \rho2 > \rho3$ онда Q типті деп атайды. Тәжірибеде, әдетте ВЭЗ-ң көп қабатты қисықтары алынады. Олардың осы көп қабаттыдан тұратын сол үшқабатты қисықтар типінен құралған әріптік белгілері бар. Мысалы, 4.6-суретте келтірілген қисық – НКQ типті бесқабатты қисық.

Дипольді электрлік зондылау. Егер қиманы үлкен тереңдікте (бірнеше жүздеген метр) зерттеу қажет болса, онда АВ арақашықтығын 10 км дейін үлкейту қажет болады. Мұндай арақашықтықтарда ВЭЗ жүргізу қиын. Бұл жағдайда дипольді қондырғыны (азимутты, радиалды, т.б.) қолданған дұрыс. Дипольді электрлік зондылауда (ДЭЗ) қоректендіруші және қабылдаушы дипольдар арасындағы әртүрлі қашықтықтарда немесе арақашықтықта *r* көрінерлік кедергіні өлшейді (4.3-сурет). Электродтарды қозғалмайтын ток беруші дипольдан бір жаққа қарай (бір жақты ДЭЗ), ал содан соң қарама-қарсы жаққа (екі жақты ДЭЗ) жібереді. Дипольді зондылау электрбарлау станциялары көмегімен орындалады. Алдымен жұмыстардың топографиялық дайындығы жүргізіледі. Электрбарлау станцияларының орын ауыстыру жағдайына байланысты ДЗ-ды жолдарға, өзендер мен учаскелерге ұштастырылған және далалық зертханаға жеткізілген қисық сызықты маршруттармен жүргізілуі мүмкін.

4.7-суретте дипольді азимутты зондылаудың (ДАЗ) арақашықтықтарын үлкейту сызбасы көрсетілген. *R* шамасы шамамен геометриялық прогрессияда үлкеюі қажет (мысалы, R = 0,5; 1; 1,5; 2,5; 4;6; 10; 15; 20; 30 км). *AB I1* сызығындағы ток пен *MN*-дағы потенциалдар айырымын *U1* өлшеу арқылы $\rho_к = k_1 \Delta U_1/I_1$ алуға болады, мұнда k_1 — дипольді қондырғы коэффициенті. Осыдан соң далалық зертхана жаңа нүктеге O_2 көшіріледі.



4.7-сурет. Дипольді азимутты зондылауды жүргізу сызбасы
ГГ – генераторлық топ; ПЛ – далалық зертхана; I – жол

Радио арқылы станциялар арасында байланыс орнатылып, ΔU, I қайта өлшейді және $\rho_к$ есептейді. Нәтижесінде екі логарифмді масштабтағы бланкіге ДЭЗ қисығын тұрғызады: горизонталь бойына r (азимуттық немесе экваторлық зондылауда) немесе $r/2$ (радиалды немесе остік зондылауда), ал вертикаль бойына – $\rho_к$. ДЭЗ қисықтарының формасы мен атаулары ВЭЗ қисықтарындағыдай. Теңіздік электрлік зондылауда дипольді остік қондырғы қолданылады, ал зондылаудың өзін үздіксіз жүргізеді (ҮДОЗ). ҮДОЗ орындау барысында қабылдаушы кемеде орнатылған қабылдаушы желі мен тіркеуші аппаратура тұрақты болып қалады. Ток беруші желі генераторлық кемеде қабылдаушы желіден алдымен бір жаққа, ал одан соң екінші жаққа үздіксіз қозғалады. Ток пен патенциалдар айырымының жазуларын автоматты өңдеуден соң ток беруші және қабылдаушы желі арасындағы әртүрлі қашықтықтар үшін көрінерлік кедергілер есептеледі және ДЭЗ қисықтары тұрғызылады.

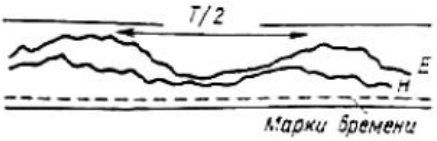
Жасанды поляризация әдісімен зондылау. Жасанды поляризация әдісімен вертикальды электрлік зондылау (ВЭЗ-ЖП) жұмыс әдістемесі мен барлау тереңдігі бойынша жоғарыда қарастырылған ВЭЗ-дан айырмашылығы аз. Ол қиманы қабаттың поляризациялануы бойынша жіктеуге арналған.

Арнайы бір немесе көп каналды аппаратура көмегімен ЖП әдісі үшін ΔU және I параметрлерінен басқа, АВ-да ток өшірілгеннен кейін 0,5 с соң $\Delta U_{ВП}$ анықталады. Нәтижесінде $\rho_к = k\ \Delta U/I$ басқа, $\eta_к = (\Delta UВП\ /\ \Delta U)\cdot 100\ \%$ – көрінерлік поляризациялануды есептейді. Ары қарай логарифмдік

масштабтағы бланкіде координат остері бойынша (ВЭЗ бланкісі) ВЭЗ қисығымен қатар ВЭЗ-ЖП қисықтары да тұрғызылады: горизонталь бойынша АВ/2, вертикаль бойынша $\eta_к$ – салады. ВЭЗ-ЖП сандық интерпретациялау кезінде қиманы жіктейді, яғни горизонталь қабатты қима қабаттарының қалыңдығы мен поляризациялануы анықталады.

1. Магниттітеллурлық әдістер. Магниттітеллурлық әдістерге электробарлаудың космостық текті табиғи (магниттітеллурлық) өрістерді зерттеуге негізделген бірқатар әдістері жатады. Бұл әдістер горизонталь және жазық жатқан құрылымдарды зерттеуге негізделген. Электрбарлаудың басқа да әдістерімен салыстырғанда олардың тереңдігі ең жоғары (500 км дейін). Өзіндік магниттітеллурлық зондылаумен (МТЗ) қатар оларға теллурлық ток әдісін (ТТӘ), магниттітеллурлық және магниттівариациялық профильдеуді (МТП және МВП) жатқызуға болады. Бұл әдістер кедергісі жоғары тіректік горизонттарды, мысалы карбонатты қат-қабаттар немесе кристалдық іргетасты карталауда қолданылады.

1. Магниттітеллурлық зондылау. Магниттітеллурлық зондылау және оның тереңдіктік нұсқасы (ТМТЗ) тербеліс периоды екі және одан да көп интервалда кең ауқымды өзгеретін магниттітеллурлық өрістерді зерттеуге негізделген. Скин-эффект салдарынан электрмагниттік өрістің жерге сіңу тереңдігі жиілік *f* азайған сайын немесе тербеліс периоды T = 1/f үлкейген сайын ұлғая түседі. Басқаша айтқанда, ұзын периодты «теллуриктер» үлкен тереңдіктерге сіңеді, яғни тереңдік құрылысы туралы ақпарат әкеледі, қысқа периодты вариациялар үлкен емес тереңдікке өтеді және геологиялық қиманың тек жоғарғы бөлігін сипаттайды. МТЗ әдістемесі электрбарлау станцияларының көмегімен әртүрлі периодты (периоды бойынша шамамен 1,5 есе ажыратылатын Е және Н-ң бес-сегіз мәнінен аз емес) магниттітеллурлық өрістің өзара перпендикуляр құраушыларын (E_x, H_y, E_y, H_x) бір нүктеде ұзақ уақыт (кейде тәулік бойы) өлшеуге әкеледі. Магниттітеллурограмманың жалпы түрі 4.8-суретте көрсетілген.



4.8-сурет. Магниттітеллурограмманың жалпы сипаты

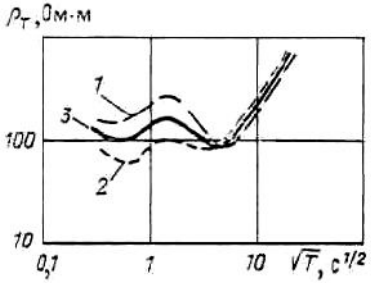
Оларды өңдеу нәтижесінде көрінерлік кедергілер есептеледі

$$\rho_{T\,xy} = 0{,}2T\left|E_x / H_y\right|^2, \quad \rho_{T\,yx} = 0{,}2T\left|E_y / H_x\right|^2, \qquad (4.10)$$

олар біртекті жарты кеңістікте бірдей және оның шынайы магниттік кедергісіне тең (4.1) өрнекті қара. Біртексіз орта үшін ρ_T — МТЗ-ң тура есептерін ЭЕМ көмегімен шешу нәтижесінде анықталатын және қима қабаттарының қалыңдығы мен кедергісіне байланысты геоэлектрлік қиманың күрделі функциясы нәтижесінде ВЭЗ бланкісінде логарифмдік масштабта координаттар осі бойынша МТЗ қисықтары тұрғызылады. Горизонталь оське $\sqrt{T}$ – зерттеу тереңдігіне пропорционалды шаманы салады, (Т көп болса, барлау тереңдігі де артады), ал вертикаль оське – көрінерлік кедергі $\rho_{T\,xy}$, $\rho_{T\,yx}$ мен олардың орта мәні $\rho_T = \sqrt{\ \rho_{T\,xy},\ \rho_{T\,yx}}$ салынады (4.9-сурет). МТЗ қисықтары ВЭЗ қисықтарына ұқсас, құрлықтық және теңіздік жұмыстарда МТЗ нүктелерін профилдер жүйесі бойынша немесе аудан бойынша біртекті орналастырады. Нүктелер арақашықтығы бірден 1-ден 10 км дейін өзгереді.

2. Теллурлық ток, магниттітеллурлық және магниттівариациялық профильдеу әдістері. Теллурлық ток әдісімен түсірілім жүргізу кезінде бір уақытта зерттелуші ауданның бір базистік (тіректік) және бір қатарлық пунктінде өрістердің электрлік құраушыларының синхронды вариациясын тіркейді. Базистік пункттен 30-50 км қашықтықта орналасқан екі немесе бірнеше станцияларды синхрондау үшін телеқосқыш деп аталатын радостанцияларды және арнайы аспаптарды қолданады. Теллурлы ток өрісі жазуларын өңдеу нәтижесінде әртүрлі теллуропараметрлерді есептейді. Мысалы, жиі жағдайда теллуропараметрлерді анықтайды $\mu = \delta(E_i)/\delta(E_o)$ мұнда $\delta(E_i)$,

$\delta(E_o)$ – кез-келген реттік және базистік нүктедегі өрістің синхронды вариациясы.



4.9-сурет. МТЗ-ң амплитудалық қисықтары $\rho_{T\,xy}$ (1), $\rho_{T\,yx}$ (2), ρ_T *(3)*

Бұл параметрлер осы нүктедегі табиғи ток тығыздығының салыстырмалы мәнін және көрінерлік кедергісін сипаттайды. ТТӘ салыстырғанда магниттівариациялық профильдеуде (МВП) далалық және базистік нүктелерде магниттік өріс вариациясы тіркеледі. Магниттітеллурлық профильдеуде (МТП) далалық нүктелерде өрістің электрлік *Ex, Ey* және магнитік *Hx, Hy, Hz* құраушылары тіркеледі. Егер магниттітеллурограмманы өңдеу кезінде барлық пункттерде тербеліс периодының шамамен аздаған интервалындағы вариацияны бөлсе, онда өрістің алынушы параметрлері шамамен бірдей тереңдікті қиманы сипаттайды. Магниттітеллурограмманы өңдеу нәтижесінде әрбір нүкте үшін жиынтық геоэлектрлік қиманы сипаттайтын импедансты *(Zxy= Ex/Hy* немесе *Zyx= Ey/Hx)* есептейді. Біріктірілген (комбинацияланған) магниттітеллурлық профильдеуде (КМТП) аталған параметрлер далалық базистік пункттерде синхронды зерттеледі. Жалпы алғанда магниттітеллурлық профильдеудің далалық жұмыстарын үлкен аудандарда жүргізеді. Бақылау нүктелері 1 км көрінерлік қашықтықта орналасады.

Өрісті қалыптастыру әдісімен зондылау. Өрісті қалыптастыру әдісімен зондылау (ЗҚ және ОҚЗ) геологиялық қатқабатта тұрақты токтың тік бұрышты импульстерін жерге көмілген желіге немесе көмілмеген ілмекке беру арқылы өрістің электрлік (ЭҚЗ) және магниттітеллурлық (МҚЗ) құраушы-

ларының қалыптасуын зерттеуге негізделген. Өрістің қалыптасу ұзақтығы мен сипаттамасы тереңдіктегі таужыныстардың магнитті электр кедергісінің таралуына байланысты. ҚЗ әдісінде барлау тереңдігінің өзгеруі келесі түрде түсіндіріледі (4.9) өрнек). Ток беруші желіге немесе ілмекке ток импульсін қосқан кезде электрлік өріс алдымен қиманың жоғары бөлігінде тарайды және ары қарай тереңдей түседі. Мұндай ортада күрделі ауыспалы үрдістер жүреді. Нәтижесінде тіркелуші импульс формасы ток беруші қондырғыға берілген импульс формасынан өзгеше болады. Өріс қалыптасуының аз уақыты барлаудың аз тереңдігіне, көп уақыты – үлкен тереңдікке сәйкес келеді. ҚЗ максималды тереңдігі 5 км. Өрісті қалыптастырумен зондылауды ток беруші және өлшеуші дипольдар арақашықтығы өзгермейтін қарапайым электрлік барлау станциялары көмегімен орындайды. Электрлік және магниттік құраушылары бір уақытта автоматты жазылады.

Өрісті қалыптастырумен зондылаудың екі нұсқасы бар: ток беруші дипольдан алыс зонада (АҚЗ) зондылау және кейде нүктелік деп аталатын жақын (ЖҚЗ) зонада зондылау. АҚЗ орындау кезінде дипольді қондырғыларды қолданады. Генераторлық токпен далалық зертхана арқашықтығын r зерттелуші тіректік горизонттың (көп жағдайда кристалдық іргетастың) ықтималды жату тереңдігінен 3-6 есе үлкен болатындай тұрақты етіп алады. Өрісті қалыптастыру жазуларын өңдеу нәтижесінде өріс қалыптастырудың әртүрлі уақыттарына, яғни АВ желісіне немесе ілмекке токты қосқаннан кейінгі уақыттарға өрістің электрлік $\rho_{\tau\ E}$ және магниттік $\rho_{\tau\ H}$ құраушылары бойынша көрінерлік кедергіні есептейді. Сонымен бірге

$$\rho_{\tau E} = k_E \Delta U_E(t)/I, \quad \rho_{\tau H} = k_H \Delta U_H(t)/I, \qquad (4.11)$$

мұндағы k_E , k_H – қондырғының геометриялық коэффициенті; $\Delta U_E(t)$, $\Delta U_H(t)$ – әртүрлі уақыттар t үшін осцилограмма бойынша анықталатын кернеу; I – ток беруші дипольдағы ток. Әртүрлі уақыттар үшін $\rho_{\tau\ E}$, $\rho_{\tau\ H}$ шамамен сегіз-он мәнін біле отыра, өріс қалыптастырудың, яғни ρ_τ-ң барлау тереңдігіне пропорционал болатын $\tau = \sqrt{2}\,\pi t$, параметріне тәуелділік графигін тұрғызуға

болады. АҚЗ қисықтарын логарифмдік бланкілерде тұрғызады. ЖҚЗ әдісінде арақашықтық r тұрақты және барлаудың жобаланушы тереңдігінен аз. ЖҚЗ жазуларын өңдеу нәтижесінде қабылданушы ілмектегі потенциалдар ΔU_Z айырымын алады. Ток беруші желідегі токты I және қондырғы коэффицентін k біле отыра көрінерлік кедергіні есептейді:

$$\rho_\tau = k(I/\Delta U)^{2/3} t^{-5/3}. \qquad (4.12)$$

Ары қарай АҚЗ ұқсас ЖҚЗ қисықтары тұрғызылады. ҚЗ қисықтары ВЭЗ қисықтарына ұқсас. ЖҚЗ өңдеудің басқа да тәсілдері бар. Өріс қалыптастырумен зондылауды жекелеген профильдер бойынша немесе аудан бойынша біртегіс жүргізеді. Нүктелер арасындағы қашықтық 0,5-тен 2 км дейін өзгереді. ЖЗ интерпретациялау нәтижесінде тіректік (әсіресе кедергісі жоғары) горизонттардың жату тереңдігін алады. ЖҚЗ қондырғыларының көлемінің аздығынан АҚЗ-дан нақтылығы және жоғары мүмкіндіктерімен ерекшеленеді.

Жиіліктік электрмагниттік зондылау. Жиіліктік электрмагниттік зондылау әдісі (ЖЗ) жерде немесе электрлік дипольде АВ, немесе ілмекте біртіндеп өзгеретін айнымалы токпен қоректендіру арқылы пайда болған өрістің электрлік және магниттік құраушыларын зерттеуге негізделген. ЖЗ әдісі, бір жағынан, тұрақты токтағы ДЗ әдісін, ал екінші жағынан – магниттітеллурлық зондылау әдісін еске түсіреді, және ол дәл сондай міндеттерді – тереңдігі 5–7 км горизонталь қабатты орталарды зерттеуге арналған. Жиіліктік зондылау әдісін орындағанда ДЗ-ға ұқсас дипольді қондырғы (жиі жағдайда экваторлық) қолданылады. Бірақ та, ЖЗ әдісінде ток беруші АВ және қабылдаушы MN дипольдарының арақашықтығы r тұрақты болып қалуы мүмкін. Жиіліктік электрлік зондылаудың принципі (МТЗ ұқсас) скин-эффектіге негізделген, яғни ток беруші ток жиілігін азайту арқылы барлау тереңдігін арттыруға негізделеді. ЖЗ әдістемесі АВ желісіндегі I ток пен қабылдаушы электрлік E_x және H_z магниттік дипольдардағы кернеуді өлшеуге келтірілген. Осы параметрлер бойынша айнымалы токтың көрінерлік кедергісін есептейді:

$$\rho_{\omega E} = k_E \frac{E_X}{I}, \quad \rho_{\omega H} = k_H \frac{E_Z}{I}, \tag{4.13}$$

мұндағы k_E, k_H — дипольдар арақашықтығына, диполь өлшемдеріне, генераторлық және қабылдағыш ілмектердегі өріс жиілігі мен орам санына тәуелді қондырғы коэффициенті. R қашықтығы зерттеудің келісілген тереңдігінен 5-10 есе көп болуы қажет, яғни қабылдаушы қондырғы өріс көзінен алыс зонада орналасқан. ЖЗ орындау нәтижесінде логарифмдік бланкіде электрмагниттік және магниттік құраушылар үшін ЖЗ қисықтарын тұрғызады. Вертикаль бойына көрінерлік кедергіні, ал горизонталь бойына тереңдікке пропорционалды параметр – $T^{1/2}$ салады. ЖЗ қисықтары жоғарыда қарастырылған ВЭЗ қисықтарына ұқсас болғанымен, оның құрамында қабаттың әсер етуінен емес, өріс құрылымына байланысты болған қосымша экстремумдар бар. Кернеуліктің амплитудалық мәндерінен басқа және E_X, H_Z пен токтың тіректік фазалары арасындағы фазалар (φ_E және φ_H) айырымын зерттеуге болады. Өрістің екі құраушысы мен фазаның екі ығысуын өлшеу ЖЗ қисықтарының интерпретациясын ДЗ-ға қарағанда біршама дәлдей түседі. Интепретациялау нәтижесінде қимада жекелеген горизонттардың кедергісі мен қалыңдығын анықтайды.

Жоғары жиілікті зондылау. Зондылаудың жоғары жиілікті әдістерінің ерекшелік жиілігі 10кГц-тен 50 мГц дейінгі радиотолқындарды қолдануында. Мұндай жиіліктерде радитолқындардың күшті басылуы мен жоғары скин-эффект байқалады. Сондықтан бұл әдістерді барлау тереңдігі бірнеше ондаған метрлерден асатын кедергісі жоғары (ρ > 1000 Ом·м) таужыныстармен көмкерілуі жағдайында және бұл әдістердің практикалық маңызы болғанда қолдануға болады. Зондылаудың негізгі жоғары жиілікті әдістерін қарастырайық.

1. Вертикальды индуктивті зондылау әдісі (ВИЗ) 10-100 кГц аралығындағы бір жиілікте дистанционды зондылауға негізделген. Ток беруші мен қабылдағыш арасындағы арақашықтық, мысалы, ДЭМП типті аппаратурада бірден бірнеше ондаған метрлерге өзгереді. ВЭЗ қисықтарына ұқсас тұрғызылған ВИЗ қисықтары 20-50 м тереңдіктегі горизонталь қабатты қиманы зерттеуге мүмкіндік береді.

2. Радиотолқынды зондылау әдісінде (РТЗ) жиілігі 0,5-тен 20 мГц дейінгі радиотолқын жер бетінде орналасқан ток беруші мен сызықты антенна арқылы жасалады. Рамалы антеннасы бар қабылдағыш көмегімен магнит өрісінің кернеулігін өлшейді. Тура толқын жоғары қабатта тарайды да, электрмагнитік қасиеттері бойынша бөлінетін екінші қабат жабынына жетеді, және одан шағылады. Нәтижесінде бірінші қабатта толқын интерференциясы (қосылу) байқалады. Өріс жиілігін өзгерте отырып, тура және шағылған толқындар қарама-қарсы фазада келгенде, қабылдағышта сигнал минимумдарын және толқындар фазада келгенде максимумдарды алуға болады. Егер бақылау нәтижесінде интерференттi қисықты (өріс кернеулігінің жиілікке тәуелділік графигі) тұрғызса, онда ондағы минимумдар мен максимумдарды арнайы формулалармен талдау арқылы тереңдігі 100 м аз шағылдырушы контактілердің жату тереңдігін анықтауға болады. РТЗ әдісін кедергісі жоғары (мұзды, тоңды таужыныстар, құрғақ құмдар, т. с. с.) таужыныстармен көмкерілу жағдайында қолдануға болады.

3. Радиолокациялық әдіс (РЛӘ) немесе радиолокацияның импульсті әдісі (РИӘ) қарапайым радиолокация принципіне негізделген. Жұмыс жасауға арналған аппаратура ток беруші, қабылдағыш және қабылдау-жіберу антеннасынан тұрады. Ток беруші Жерге сіңетін электромагниттік қасиеттері әртүрлі қабаттарда шағылатын және қабылдағышта тіркелетін қысқа (1 мкс аз) импульстерді шығарады. Зондталушы және шағылушы импульстердің арасындағы кешігу уақыты t мен радитолқынның таралу жылдамдығы v бойынша шағылдырушы байланысы жатысының эхо-тереңдігін $h= v \cdot t /2$ (шекараға нормаль тереңдік) анықтауға болады. Радитолқынның ауада таралу жылдамдығы шамамен 300 м/мкс, ал кедергісі жоғары таужыныстарда шамамен $\sqrt{\varepsilon_{отн}}$ есе аз ($\sqrt{\varepsilon_{отн}}$ – салыстырмалы диэлектрлік өткізгіштік). ИМР жұмыстарын қозғалмайтын да, қозғалатын (мысалы, машина немесе ұшақ) да қондырғылармен жүргізуге болады. Жоғары жиілікті радиотолқындардың көмкерілуші қабатта күшті басылуынан ИМР-ді кедергісі өте үлкен жоғарғы қабат жағдайында қолдануға болады. Тәжірибеде бұл әдіс тек мұзды барлауда және жамылғылық және тау мұздықтарының

қалыңдығын анықтауда қолданылған. Радитолқынның таза мұзда таралу жылдамдығы 168 м/мкс екені анықталды, сондықтан мұз қалыңдығын $h = 84t$ формуламен оңай анықтауға болады.

4.3.2. Электрмагнитік профильдеу

Жалпы сипаттама. Электрмагниттік зондылау электрбарлаудың бақылау әдістемесі мен техникасы ортаның шамамен бірдей тереңдігіндегі электрмагниттік қасиеттері туралы ақпаратты әрбір зондылау нүктесінде алуға бағытталған әдістерінің үлкен тобынан құралған. Профильдеу кезінде барлық бақылау нүктелерінде барлау тереңдігі тұрақты болып сақталады. Бұл үшін ток беруші және қабылдағыш желілер арасындағы тұрақты немесе аз өзгеретін арақашықтықтар r мен ауыспалы үрдістің зертелуші жиіліктерін f немесе уақыттарын t таңдайды. Тереңдікті, нақты айтқанда геологиялық қиманың сәулелену тереңдігінің интервалын, яғни r, f, t таңдау, шешілуші міндеттер мен геологиялық жағдайларға байланысты. Сәулелену тереңдігін әдетте тәжірибелік жолмен алады, және ол профиль бойында немесе зертелуші ауданда бақыланған немесе есептелген параметрлердің (мысалы, көрінерлік кедергі) алынған максималды аномалияларын қамтамасыз етуі қажет. Осылайша, зондылау горизонтальды немесе жазық жатқан қабаттарды зерттеуге арналса, онда профильдеу тік қабаттармен немесе электрмагнитік қасиеттері әртүрлі объектілері енген орталармен көрініс беретін біртексіз геоэлектрлік қималарды зертеу үшін қолданылады. Электрмагниттік профильдеу теориясы бір немесе бірнеше тік жатқан пласттармен, сонымен қатар, геометриялық формалы (шар, пласт, цилиндр, ойық, горст, грабен) объектілердің енуімен көрініс беретін физикалық-геологиялық модельдерді математикалық және физикалық модельдеу негізінде құрылған. Интерпретациялау нәтижесінде алынатын графиктер мен карта графиктері (кореляциялық сызба) және бақыланушы параметрлердің немесе көрінерлік кедергілердің карталары, әдетте сапалық, сирек – сандық болады.

Электрмагниттік профильдеуді 500 м дейінгі тереңдіктерде құлаған (құлау бұрыштары 10-20° үлкен) шөгінді, атылған, метаморфтық қат-қабаттарды, рудалы және рудалы емес пайдалы қазбаларды карталаумен байланысты көптеген геологиялық міндеттерді шешу үшін қолданады. Оларды инженерлік-геологиялық, мұздаған – гляциологиялық, гидрогеологиялық және қыртысты – мелиоративтік зерттеулерде қимадағы біртексіздіктерді литологиялық және саздылығы, дымдануы мен сулануы, бүлінушілігі мен карстануы, жібіген және мұздаған жағдайы, жерасты суларының жалпы минералдануы мен жер қыртысының бұзылуы бойынша анықтау мақсатында қолданылады.

Табиғи электрлік өріс әдісі. Табиғи электрлік өріс әдісі (ТӨ, ТӨӘ) немесе өздігінен пайда болатын потенциалдар әдісі (ӨП) тотығу-тотықсыздану, диффузиялық-адсорбциялық және сүзгілеу (фильтрационный) құбылыстары әсерінен таужыныстарында пайда болатын өрістердің жергілікті электрлік тұрақтыларын зерттеуге негізделген. Өздігінен пайда болатын потенциалдар барлық жерде болады. Қарқынды өрістер тек сульфидті және графитті кеніштерде байқалады. Табиғи электр өрісі құбырлар коррозиясы кезінде және басқа да жерасты металдық конструкцияларында пайда болуы мүмкін. Токтардың қарқындылығы коррозияда осы конструкциялардың гидролизациясы нашарлағанда, таужыныстардың меншікті кедергісі азайғанда және олардың дымқылдығы көбейгенде артады. Табиғи өрісті өлшеуде тұрақты токты миливольфметрлер, мысалы АЭ-72, және поляризацияланбайтын электродтар қолданылады. Табиғи электрлік потенциалдарды түсіруді не жекелеген желілермен (профильді түсірілім), не зертелуші учаскені бір тегіс жабатын қарапайым параллель профильдер жүйелері (аудандық түсірілім) бойынша жүргізеді. Профильдер бағытын ізделінуші объектілердің ықтималды созылу бағытымен бойлай және оған көлденең етіп таңдайды, ал олардың өзара арақашықтығы 10-нан 100 м дейін өзгереді және рудалы денелердің немесе басқа барланушы геологиялық объектілердің ықтималды ұзындықтарынан бірнеше есе аз болуы қажет. Әрбір профильде потенциалды өлшеу пункттерін бір тегіс белгілейді. Бақылау нүктелері арасындағы қашықтық

(түсірілім қадамы) түсірілім масштабы мен электрлік өріс қарқындылығы мен сипатына байланысты 5-тен 50 м дейін өзгереді. Тиімді қадам ретінде барланушы объектілердің жоғарғы ернеуінің жату тереңдігінен біршама аз болатын және олардың көлденең өлшемдерімен салыстыруға келетін қадамды алуға болады.

Табиғи потенциалдар түсірілімін екі тәсілмен орындауға болады:

а) зерттелуші профиль немесе ауданның қозғалмайтын бір нүктесі мен бақылау пункттері арасындағы потенциалдар айырымы өлшенетін потенциал;

б) бір-бірінен тұрақты қашықтықта орналасқан және профиль бойымен бір уақытта жылжитын екі электродтар арасындағы потенциалдар айырымы өлшенетін потенциал градиент.

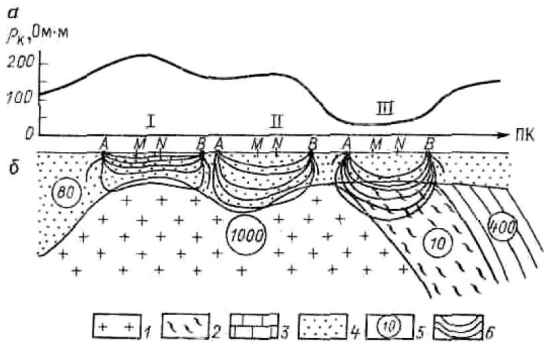
Түсірілім масштабы мен аймақ категориясына байланысты 2-3 адамнан құралған отряд бір ауысымда 50-ден 300-ге дейін бақылау нүктелерін түсіреді. Әсіресе, жоғары өнімділікті қозғалатын кеме немесе салдан (плот) потенциал градиент әдісімен үздіксіз түсірілім жүргізгенде алады.

Табиғи потенциалды өлшеу нәтижелері бойынша потенциал градиент тұрғызылады. Мұнда горизонталь оське бақылау нүктелерін, вертикаль оське – өздігінен пайда болатын потенциалды (жоғары қарай – оң, төмен қарай – теріс) салады. Түсірілім деректері бойынша дәл солай карта графиктері және потенциалдың түрлі мәндерінің графиктері тұрғызылады. Оларда электрмагниттік белсенділігі жоғары объектілерге сәйкес келетін аномалияларды бөледі.

Кедергі әдісімен электрпрофильдеу. Электрлік профильдеу немесе электрпрофильдеу (ЭП) – кедергі әдісінің бір түрі (модификациясы). Бұл әдісте берілген бағыттар (профильдер) бойында AB ток беруші сызығының арақашықтығы тұрақты болған жағдайда көрінерлік кедергіні өлшеуге болады. Ток беруші сызығының арақашықтығы тұрақты болғандықтан әдістің зерттеу тереңдігі де тұрақты болады. Кедергі әдісінің тереңдігі дегеніміз – бұл электр тогының негізгі бөлігі өтетін тереңдік. Өткізгіш электродтар арасындағы қашықтық артқан сайын тереңдік те артады. Электрлік барлау теориясында

біртекті ортадағы *A* және *B* электродтарына келетін барлық токтың 70 %-ы А және В арасындағы қашықтықтан аспайтын тереңдікте өтетіні дәлелденген.

Жоғарғы қабат астындағы таужыныстар токты жақсы өткізетін жағдайда токтың өту тереңдігі жоғары, керісінше жағдайда – төмен болады. Әдетте, кедергі әдісімен электрлік барлаудың тереңдігі *AB* арақашықтығының 1/3-ден 1/10-ге дейін бөлігін құрайды. Электрпрофильдеудегі тиімді *AB* арақашықтығы шешілуші міндеттер мен геологиялық қима құрылысына байланысты болады. Оны ВЭЗ және әртүрлі ток беруші электродтар арақашықтығындағы ЭП-нің тәжірибелік жұмыстарының деректері бойынша таңдайды. Электрпрофильдеу кезінде ток беруші электрлік барлау аппартурасын (АЭ-72, АНЧ-3, т. б.) және әртүрлі қондырғылар қолданылады. ЭП үшін ең қарапайым қондырғы симметриялы *AMNB* болып табылады, мұнда барлық электродтар *AMNB* жалғаушы сымдармен бірге бақылау сызығының бойымен рет-ретімен тасымалданады және әрбір тұрақты қашықтық сайын көрінерлік кедергі өлшенеді (барлық өлшеу пункттерінде электродтар арасындағы өзара қашықтық тұрақты болып қалады). Мысалды қарастырайық (4.10-сурет).



4.10-сурет. *AMNB* симметриялы профильдеу деректері бойынша көрінерлік кедергі графигі*;*
а – ρк графигі; б – геологиялық қима 1 – жер бетіне шыққан таужыныстар; 2 – тақтатастар;
3 – әктастар, 4 – беттік таужыныстар; 5 – меншікті электр кедергісі, Ом-м; 6 – ток сызықтары

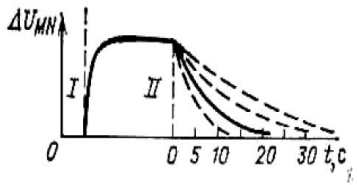
Беттік таужыныстар арасында терең емес жерде I нүктесінде өткізбейтін атқылаған таужыныстар жатады, олар токты жер бетіне қарай ығыстырады. Сондықтан қабылдаушы *MN* электродтар маңында ток тығыздығы өседі, және *ρк* беттік кедергілерден үлкен болады (4.7) өрнек). Атқылаған таужыныстардың тереңдігі үлкен, II нүктесінде *ρк* беттік кедергілерге жақын болады. III нүтесінде беттік таужыныстар астында токты жақсы өткізетін, ток сызықтарын жақсы тартатын сазды тақтатастар орналасқан. Сондықтан *MN* маңында ток тығыздығы азаяды және *ρк* жоғарғы қабат кедергісінен біршама аз болады.

Рк графигі бойынша (горизонталь бойына бақылау нүктелері, ал вертикаль бойына алынған *ρк* мәнін салады) меншікті кедергісі әртүрлі таужыныстар контактілерінің орны көрсетілген геоэлектрлік қима туралы болжауға болады. *AMNB* қондырғысына қарағанда екі ток беруші сызықтары бар қондырғымен электрлік барлау көбірек ақпарат береді: *AA'MNB'B*. Әдетте, *AB/A'B'* = 2-4, *MN* ≤ *A'B'*/2. Нәтижесінде *ρк* екі графигін тұрғызады. Күрделі геологиялық жағдайда бірнеше ток беруші сызығы бар электрпрофильдеу жүргізіледі. Пласты түзілімдерді анықтау үшін үш электродты және дипольді қондырғыларды қолданады. Электрпрофильдеудің тағы да басқа қондырғылары қолданылады.

Кез-келген қондырғымен электрпрофильдеу кезінде профильді құрылымдар мен ізделінетін объектілердің ықтималды созылуы крест бағытымен жүргізіледі. Қондырғы қадамын, яғни көршілес бақылау нүктелерінің арасындағы қашықтықты, әдетте *MN* тең етіп және барланушы геологиялық объектілердің ықтималды енінен біршама аз етіп алады. 4-7 адамнан құралған отряд бір ауысымда қондырғының типі, барлау тереңдігі (АВ өлшемі), аймақ категориясына, түсірілім масштабына байланысты электрпрофильдеудің 20-дан 200-ге дейін нүктелерін тіркейді. Электрлік барлау нәтижесінде *ρк* графиктерінен басқа *ρк* карталарын, сонымен қатар ток беруші электродтардың әрбір арақашықтықтары үшін кедергілер картасы тұрғызылады. Оларды интерпретациялау меншікті

электр кедергілерімен ерекшеленетін объектілерді анықтауға мүмкіндік береді.

Жасанды поляризациялау әдісімен электрлік барлау. Жасанды поляризациялау әдісімен электрлік барлау кезінде (ЖП және ЭП-ЖП) бақылау профильдерінің бойындағы жұмыстарды тұрақты арақашықтық қондырғыларымен жүргізеді. Сонымен бірге $\rho_к$-мен қатар $\eta_к = (\Delta U_{ВП}/\Delta U)\cdot 100$ % есептейді, мұндағы $\Delta U_{ВП}/\Delta U$ – әрбір 0,5 секундтағы және ток беруші сызыққа токты өткізу уақытындағы қабылдаушы электродтардағы потенциалдар айырымы, сонымен қатар азаю жылдамдығы $U_{ВП}$ (4.11-сурет).



4.11-сурет. *AB*-да ток өшірілген кездегі *UMN*-ң уақытқа тәуелділік графигі *AB*-дағы ток: *I* – қосылған; *II* – өшірілген

Жоғарыда айтылғандай, ВП-ның пайда болу себебі, бұл рудалы құм – сазды бөлшектердің бетінде жерасты суы болып, таужыныстарынан ток өткен кезде жүретін электрлі-химиялық процестер. Жалпы, потенциалды арнайы электрлік барлау станциялары немесе тасымалы бір немесе көп каналды құрылғылар көмегімен өлшейді. Жұмыстар кедергілер әдісіндегідей жүргізіледі (үш, төрт электродты, т. б.). Біртекті ортада өлшеулер жүргізгенде шынайы поляризацияланууды η, ал біртекті емес ортада – көрінерлік поляризацияланууды $\eta_к$ алады. $\eta_к$ шамасы поляризацияланудың барланушы объектілері мен сыйғызушы ортаның геометриялық параметрлерінің күрделі функциясы болып табылады. ВП нәтижесінде графиктер, графиктердің карталары, $\eta_к$ карталары тұрғызылады, және интерпретациялау кезінде олардағы ауытқулар (аномалия) анықталады. Оларға поляризациясында ауытқулары бар объектілер ұштастырылған.

Электрмагниттік өрістің айнымалы табиғи әдісі. Атмосфералық, табиғи айнымалы электромагнитті өрістерді қолдануға негізделген электрпрофильдеуге, айнымалы табиғи электрлік (АТЭӨ) және магниттік (АТМӨ) өріс әдістері жатады. АТЭӨ әдісінде АНЧ-3 типті вольфметр және бір-бірінен 10–20 м қашықтықта жерге енгізілген қабылдағыш электродтардың көмегімен *MN* 20-30с периодта электрлік өрістің орта кернеулігін $E_{ор}= \Delta U_{MN}/MN$ өлшейді. Ол қолданылушы жиілікке сәйкес ортаның тереңдіктегі кейбір көрінерлік кедергісіне пропорционалды. Аса жиі қолданылатын 10-20 Гц жиілікте мұндай профильдердің тереңдігі әртүрлі геологиялық жағдайда бірнеше жүздеген метрлерді құрайды. Егер АТЭӨ түсірілімін профильде 10–20 м қадаммен немесе ауданда біртекті жүргізсе (*MN* бағыттары барлық нүктелерде бірдей болуы қажет), онда $E_{ор}$ графиктері мен карталарынан электрөткізгіштік бойынша горизонтальдық біртексіздікті анықтауға болады. Дәл осылай жақтаулы (рамалы) антенналар көмегімен магнит өрісінің (АТМӨ) әртүрлі құраушыларын өлшеуге болады, мұнда жерге енгізу болмағандықтан бақылау қарапайымдылығымен ерекшеленеді. Карталар мен графиктерде АТЭӨ және АТМӨ ауытқуларын интерпретациялау арқылы, орта және ірі масштабты геологиялық карталау үшін ақпараттар алуға болады.

Төмен жиілікті гармоникалық профильдеу. Төмен жиілікті гармоникалық әдістер (ТЖГӘ) электрмагниттік профильдеу әдістерінің үлкен тобын құрайды, оларда 10 Гц – 10 кГц аралығындағы бір жиілікте өрісті ұзын кабельдің (ҰК) ұштарын (30 км дейін) жерге көму арқылы, жерге көмілмеген үлкен ілмек (ЖІ) (диаметрі 3 км дейін), сонымен қатар, дипольді индукциялық (ДИП) немесе дипольді электрмагнитті профильдеудегі (ДЭМП) рамалы антенна (диаметрі 1 м дейін) арқылы туғызады.

Геологиялық ортада алғашқы өріс, бір жағынан, біртексіздікпен бұзылса, ал екінші жағынан – екінші ретті индукциялық құйынды өріс туғызады. Геологиялық біртексіздіктер туралы ақпаратты жеткізетін қосынды электромагниттік өрісті әртүрлі тәсілдермен зерттеуге болады. Мысалы, электромагниттік және магниттік құраушылардың амплитудалық мәндерін әртүрлі

вольфметрлермен өлшеуге, амплитудалар мен фаза айырымдарының қатынасын афиметрлер (АФИ) көмегімен зерттеуге, өріс поляризациясы элипсінің (ӨПЭ) элементтерін анықтауға болады, т.б.

Индуктивті профильдеу әдісінің қысқартылған атаулары өрісті қоздыру және өлшеу әдістерінің қысқартылған атауларынан құралады. Индуктивті электрлік барлауда қолданылатын негізгі әдістер: ҰК-АФИ, ҰК-ӨПӘ, ЖІ-АФИ, ДИП-АФИ, ДИП-ӨПӘ, т.б. Қолданылатын өріс жиілігі төмен болған сайын ТЖГӘ (НЧМ) тереңдігі жоғары, сыйғызушы таужыныстардың кедергілері жоғары, ҰК мен ЖІ өлшемдері және ДИП-гі ток беруші және қабылдаушы жақтаулар (рама) арасындағы қашықтық үлкен болады. Шешілуші міндеттер мен геологиялық жағдайларға байланысты өріс жиілігі, әдіс, қондырғы өлшемдері, масштаб және бақылау жүйесі таңдалады. ТЖГӘ-те түсірілімді бір-бірінен 50 – 500 м қашықтықта қалатын және геологиялық құрылымның созылу бағытына және кабель немесе ілмек жағына (ілмек ішінде және сыртында) перпендикуляр бағытталған профильдер жүйесімен жүргізіледі. Ұзындығы әдетте кабель ұзындығынан және ілмек жақтарынан аз болатын профильдегі бақылау нүктелерін ток әкелуші сымдардан 50–100 м қашықтықта бөледі және бір-бірінен 20-200 м сайын орналастырады. Егер ҰК және ЖІ әдістерінде кабельден немесе ілмек жақтарынан алыстату шамасына байланысты тереңдік үлкейсе, ДИП әдісінде генераторлық рама мен бақылау нүктесі арасындағы тұрақты арақашықтықта (әдетте ол 20-дан 200 м аралығында өзгереді) ол тұрақты болып қалады. ТЖГӘ нәтижесінде графиктер, графиктердің карталары және өрістің бақыланушы параметрлерінің карталары тұрғызылады, олардың интерпретациясы геологиялық объектілердің кедергілері бойынша біртексіз ауытқуларды бөлуге мүмкіндік береді.

Ауыспалы (өтпелі) үрдістер әдісі. Ауыспалы (өтпелі) үрдістер әдісі (АҮӘ) физикалық табиғаты жағынан индуктивтік болып табылады, яғни ТЖГӘ жақын, бірақ одан гармоникалық емес, индуктивті әдістерді қолданумен ажыратылады. Генераторлық сызықтар ретінде жерге көмілмеген ілмектерді (ЖІ-ПӨӘ) немесе рамалық антенналар (ДИП-ПӨӘ) қолданылады,

олар арқылы тұрақты токтың қысқа мерзімді (ұзақтығы 50 мс дейін) импульстерін өткізеді. Осы немесе басқа ілмекте (немесе рамада) ауыспалы үрдістерді өлшейді, яғни 10-нан 50 мс аралығындағы *t* уақытында электр қозғаушы күштерді *U(t)* өлшейді.

ЖІ-ПӨӘ және ДИП-ПӨӘ әдістемесі жоғарыда қарастырылған ТЖГӘ әдістемесіндегі ЖІ және ДИП сияқты. ПӨӘ жұмыстарының нәтижесінде *U(t)/I* графиктері мен карталары тұрғызылады, мұндағы *I* – ілмектегі *t* тұрақты болғандағы ток амплитудасы, бұл барлық нүктедегі тереңдік тұрақтылығын қамтамасыз етеді.

Аэроэлектрлік барлау. Электрлік барлаудың индуктивті әдістерінің бір түрі аэроэлектрлік барлау. Аэроэлектрлік барлаудың бірнеше нұсқалары бар. Олардың барлығы өрістің магниттік құраушысын өлшеуге негізделген.

1. Аэроэлектрлік барлаудың кең тараған әдістерінің бірі шексіз ұзын кабель әдісі (ШҰК-А), онда бірінші ретті өрісті ұштары жерге көмілген кабельден өтетін (40 км дейін) жиілігі 1000 Гц дейінгі айнымалы ток арқылы туғызады. Кабельді таужыныстардың ықтималды созылу бойымен орналастырады. Өлшегіш станцияны (мысалы, АЭРО-58 станциясы) орташа биіктікте (50–500 м) кабельге перпендикуляр, бір-бірінен 150–500 м қашықтықта орналасқан ұзындығы 25 км профиль бойымен ұшатын ұшаққа немесе тікұшаққа орналастырады. Магнит өрісінің горизонталь (кабельге перпендикуляр) амплитудалық және фазалық құраушылары автоматты түрде өлшенеді. Мәліметтер ЭЕМ көмегімен өңделеді, бұл бақыланушы құраушылардың немесе олар арқылы есептелген көрінерлік (тиімді) кедергілер графиктерінің картасын тұрғызуға және олардан жоғары немесе төмен кедергілер зонасын анықтауға мүмкіндік береді.

2. Дипольді индуктивті профильдеу аэронұсқасында (ДИП-А) генераторлық рамалық антеннаны ұшаққа немесе тікұшаққа орналастырады, ал өлшегіш рамалар 100–500 м қашықтықта ұшатын екінші ұшаққа не тікұшаққа, немесе ұзындығы 150 м жететін кабель-троста гондолда орналасады. Ұшу биіктігі 50–250 м, профильдердің арақашықтығы 100–500 м, жұмыс жиілігі

0,2-ден 3 кГЦ дейінгі аралықта таңдалады. Автоматты жазылу кезінде алынатын бақылау параметрлерінің графиктері мен карта графиктерін өңдеу нәтижесінде ірі масштабты геологиялық карталау және өткізетін кедергілерді іздеу жүргізіледі.

3. Ауыспалы үрдіс әдісінің аэронұсқасында (АҮӘА) генераторлық раманы тікұшаққа, ал *E(t)* өлшеуге арналған қабылдаушы раманы ұзындығы 50 м жететін кабель-тростағы гондолға орналастырады. Ұшу биіктігі 50–100 м, профильдер арасындағы қашықтық 100 м көрінерлік. Сигналдарды автоматты жазу кезінде алынған өңдеу нәтижелері бойынша массивті өткізгіш кендерді іздеу жүргізіледі.

Радиотолқынды профильдеу. Радиотолқынды профильдеуге (РТП) өте ұзын толқындардағы радиокомпарациялық (ӨҰТР) түсірілімдер немесе радиоэлектрмагниттік профильдеу (РЭМП) жатады. Радиокомпарациялық түсірілімде әрбір нүктеде радиоөрістің вертикальды H_z және максимальды, горизонтальды H_p құраушыларын өлшейді. Профильдерді қабаттардың ықтималды созылу бағытына крестеп бөледі. Өлшеу нүктелерінің арақашықтығы 20-дан 50 м дейін өзгереді, ал нақтылау кезінде одан аз болуы мүмкін. Өлшеуді әрбір нүктеде өте тез жүргізеді (1 мин көрінерлік), сондықтан радиокомпарациялық әдістің өнімділігі өте жоғары (ауысымда 100-300 нүкте). Түсірілімді қозғалушы көлікте де жүргізуге болады (машина, ұшақ). Нәтижесінде бақылау профильдерінің бойында H_z, H_p графиктерін тұрғызады. Электрмагниттік қасиеттері бойынша (ρ, ε, μ) біртекті ортада H_y тұрақты болып қалады, ал H_z=0. Электрмагниттік қасиеттері әртүрлі қабаттар шекараларының болуы немесе өткізгіш рудалы желілердің болуы өрістің бұзылуына әкеледі. Радиоэлектрмагниттік профильдеудің (РЭМП) ӨҰТР-ден айырмашылығы радиотолқынның электрлік және магниттік құраушыларының өлшемінде.

Өте жоғары жиілікті профильдеу. Электрлік барлаудың өте жоғары жиілікті әдістері жер бетінің табиғи сәулеленуін (пассивті радиолокация, радиожылулық (РЖТ) немесе инфрақызыл (ИҚТ) түсірілімдер) немесе олардан шағылған радиотолқынды зерттейтін радарлық түсірілім (зерттелуші радиотолқынның ұзындығы 1 мм-ден 1 м дейін өзгереді) кіреді.

Жұмыстар негізінен арнайы автоматты (телеметриялық немесе тіркеуші) аппаратуралардың көмегімен ұшатын аппараттарда (спутник, ұшақ, тікұшақ) жүргізіледі.

Пьезоэлектрлік әдіс. Пьезоэлектрлікке электрлік барлау мен сейсмобарлау арасында жатқан геофизикалық әдістер жатады (1-бөлім). Бұл әдістердің мәні мынада: серпімді толқындарды жарылғыш және жарылғыш емес көздер көмегімен қоздыруға және серпімді толқындарды сейсмобарлаудағы және электрмагниттік сигналдарда, электрлік барлаудың импульсті әдістеріне ұқсас зерттеуге болады. Пьезоэлектрлік әдістер пьезоэлектрлік модульдері жоғары таужыныстардағы пьезо және сейсмоэлектрлік эффектілерге (ПЭЭФ және СЭЭФ) негізделген. Осы аталған эффектілердің айырмашылығына екі алдыңғы қатарлы пьезоэлектрлік әдістер негізделген: кристалдық таужыныстарды зерттеуде қолданылатын пьезоэлектрлік әдіс (ПЭӘ) және шөгінді таужыныстарды зерттеуде қолданылатын сейсмоэлектрлік потенциалдар әдісі (СЭПӘ).

Пьезоэлектрлік әдістің жербетіндегі жұмысының әдістемесі мен техникасы жер бетіндегі сейсмобарлауға ұқсас. Серпімді толқындарды кішігірім жарылыстар (электрогенераторларды, детанаторлық сымдарды жару, т. б.) және дүмпулер арқылы қоздырады. Серпімді толқындар пьезоэлектрлік эффектісі жоғары таужыныстардан өткенде дыбыстық жиіліктердің электрмагниттік тербелістерін генерациялайды.

ПЭӘ әдісінде сейсмоқабылдағышпен қабылданатын серпімді тербелістермен қатар *MN* сызығын жерге көму арқылы өрістің электрлік құраушыларын, сирек жағдайда рамалық антенналар көмегімен магниттік құраушыларын зерттейді. Жұмысқа кәдімгі сейсмостанциялардан айырмашылығы аз, алты немесе сегіз каналды станциялар қолданылады. Сейсмоқабылдағыштармен Е немесе Н датчиктері қатар орналастырылады. Көршілес қоздыру мен өлшеу пункттерінің арақашықтығы 2-ден 20 м дейін өзгереді. ПЭӘ-ң жербетіндегі нұсқасында тік, тік емес және шеңберлік профильдер қолданылады. Аномалияларды нақтылау үшін бақылауды аномалияға көлденең және бойлай орналасқан профильдерде жүргізеді. Профильдер

арасындағы қашықтық барланушы объектілердің ықтималды ұзындығынан 2-4 есе аз болуы қажет. Пьезоэлектросейсмограммаларды өңдегенде, яғни ПЭӘ-де серпімді және электрмагнитті толқындар жазуынан серпімді және электрмагниттік импульстердің алғашқы пайды болуы уақыттары мен максималды амплитудалары анықталады. Одан соң амплитудалар мен серпімді және электрмагнитті толқындардың амплитудалары қатынасының графигі тұрғызылады. Сейсмоэлектрлік потенциалды зерттеудің әдістемесі мен техникасы пьезоэлектрлік әдіспен бірдей. Айырмашылығы тек қоздырылушы электромагниттік өрістер табиғатында. ПЭӘ және СЭПӘ материалдарын интерпретациялаудан пьезоэлектрлік модульдері жоғары геологиялық объектілер анықталады.

4.3.3. Электрлік барлаудың жерасты әдістері

Жалпы сипаттама. Электрлік барлаудың жерасты әдістері тау қазбалары, ұңғымалар мен жербеті арасындағы кеңістікті көлемді зерттеуге, яғни үш өлшемді кеңістікте бірқатар геологиялық міндеттерді шешуге арналған. Жерасты жұмыстары кезінде далалық электрмагниттік зондылау және профильдеудің көптеген әдістерін қолдануға болады. Бірақ та тау қазбалары мен ұңғымалардағы өлшеу ерекшеліктері арнайы аппаратураны, әдістемені, теорияны және қабылдау интерпретациясын қолдануды талап етеді. Сонымен қатар, анықталған пайдалы қазбалар маңында өрісті қоздыру арқылы таужыныс массивтерін көлемді зерттеу мен айқындауды жүргізуге болады. Бұл пайдалы қазбалардың кенорындарын нақтылы зерттеу сатысында электрлік барлаудың тереңдігі мен тиімділігін жоғарылатады. Электрбарлаудың жерасты әдістері рудалы кенорындарын барлауда және оларды өндірісте пайдалану барысында кеңінен қолданыс табады.

Геоэлетрхимиялық әдістер. Тау қазбаларында және ұңғымалар маңында орналасқан таужыныстар мен рудаларды зерттеу, табиғи және қоздырылған поляризация әдістері арқылы жүргізуге ыңғайлы болып табылады. Мысалы, табиғаты қышқыл, қалпына келгіш табиғи өрісі бар сульфитті, кейбір

полиметалды, темір рудалы, графитті кенорындарында табиғи өріс әдісінің (ТӨӘ) жерасты (ұңғымалық және рудалық) нұсқаларын қолданған жөн (4.1 п. қара). Бұл ретте бір қабылдағыш электрод қозғалмайтын болып қалады, ал екіншісінің көмегі арқылы табиғи электрмагниттік өріс потенциалын жер бетіндегі біртегіс желілерде және барлық ұңғымалық таулы қазбаларда зерттеуге болады. Рудалы кенорындарда жасанды поляризация (ЖП) әдісінің жерасты (ұңғымалық және рудалық) нұсқалары аса перспективті болып табылады. ТП және ЖП көлемді таралуын зерттеу арқылы аномальды өріс көлемі оларды туғызатын рудалық денелер көлемінен ондаған есе көп екенін біле отыра, денелердің көлемдік орналасу жағдайы туралы ақпарат алуға болады. Бұл кенорынды ары қарай барлауда, мысалы бұрғылауда, өте маңызды.

Геоэлектрлік әдістерге ЕП және ВП әдістерінен басқа поляризациялық қисықтардың контактілі және контактілі емес (ПҚКӘ және ПҚКЕӘ) әдістері және металдарды бөлшектеп алу әдістері жатады. ПҚКӘ мәні – бұл тұрақты токты ашылған ұңғымалық рудалық кенішке жіберу және осы кенішпен жер бетінде рудалы кеніштен алыста жерге көмілген стационарлы салыстыру электродына токты бірқалыпты жіберу арқылы контактілі потенциалдар айырымын тіркеу болып табылады. ПҚКӘ жұмыстары нәтижесінде алынатын поляризациялық қисықтар (контактілі потенциалдар айырымының өтуші токқа тәуелділік графигі) рудалардың сандық және сапалық жағдайын бағалауға мүмкіндік береді. ПҚКЕӘ әдісінде ПҚКӘ әдісіндегі поляризациялық қисықтарды рудалы емес денені зарядтаудан алады. ПҚКӘ және ПҚКЕӘ әдістері поляризациялық қисықтар бойынша рудалы кеніште анықталған минералдардың көлемі мен минералдық құрамын бағалау үшін қолданылады (4.1 п. қара). МБА әдісінде тұрақты токты кеніште көмілген электрод А арқылы және жер бетінде біртекті желі бойынша орын ауыстыратын (20х20-50х50 м дейін қадаммен) электрод қабылдағыш деп аталатын екінші ток беруші электрод В арқылы өтеді. Токты бірнеше сағат *t* бойы өткізу нәтижесінде В электродының маңында А электроды көмілген рудалы денеден

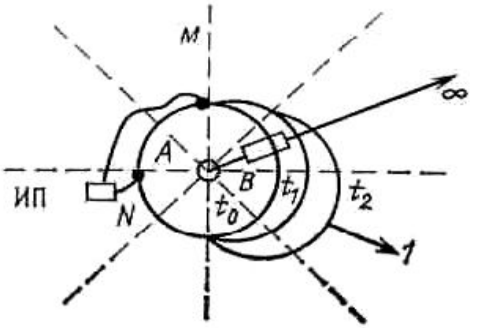
электролиттік тасымалдану нәтижесінде химиялық элементтер жиналады. Химиялық талдау әдісі арқылы бір немесе басқа элементтің i массасын m_i өлшеу арқылы, мысалы Fe, Pb, Zn, т. б. және t біле отыра геоэлектрхимиялық годографты (m-ң t-ға тәуелділік графигі) тұрғызуға болады. Осындай годографтарды барлық бақылау нүктелері үшін алып және m ($t=const$) немесе $\Delta m/\Delta t$ карталарын тұрғызып, олардағы максимумдар арқылы сол немесе басқа құрамды рудалы кеніштердің эпицентрлерін табуға болады.

Зарядталған дене әдісі. Зарядталған дене әдісі (ЗДӘ) немесе заряд әдісі (ЗӘ) рудалы денелердің формасы мен орналасу жағдайын (ЗДӘ рудалы нұсқасы) немесе жерасты сулардың бағыты мен жылдамдығын (ЗДӘ гидрогеологиялық әдісі) бағалау үшін қолданылады.

1. ЗДӘ рудалы нұсқасы рудалы кеніштегі электрод А көмегі арқылы ұңғыма немесе тау қазбасы арқылы тұрақты немесе төмен жиілікті айнымалы токпен (екінші электрод В «шексіз алысқа» жіберілген, яғни А электродының көмілу тереңдігінен 5–10 есе үлкен қашықтыққа) зарядталған «зарядқа» негізделген. Жер бетіндегі қабылдағыш сызық *MN* және АЭ-72 немесе АНЧ-3 типті аспаптардың көмегімен потенциалдардың таралуын зерттейді (4.2 п. қара). Нәтижесінде эквипотенциалды сызықтар тұрғызылады. Сонымен қатар потенциалдар градиентін немесе айнымалы магнит өрісінің кернеулігін өлшеуге болады. Зарядталған рудалық денеден ток біртекті ағатындықтан ол эквипотенциалды өткізгіш болып табылады. Сондықтан эквипотенциалдық сызық формасы арқылы рудалы кеніш эпицентрінің орны мен контуры туралы айтуға болады.

2. МЗТ-ң нақтыланған нұсқасы – бұл электрлік корреляция әдісі (ЭКӘ) болып табылады, онда рудалы кеніштегі нүктелі заряд потенциалы жер бетінде ғана емес, сонымен бірге көршілес ұңғымада да зерттеледі. Нәтижесінде ұңғымалар арсындағы таужыныс кентіректеріне «сәуле түсіруге» болады. Потенциал қисығының формасы мен аномалиясы бойынша рудалы денелердің ұңғыма аралық кеңістікте бар болуы мен орны туралы болжауға болады.

3. МЗТ гидрогеологиялық нұсқасында жерасты ағынның бағыты мен жылдамдығын ұңғыма арқылы жерасты ағынына көмілген нүктелік көз потенциалы изосызықтарының уақыт бойынша өзгеруін анықтайды (4.12-сурет). Бұл ретте су ағыны ас тұзымен тұздалады және онда ағынмен бірге қозғалатын «өткізгіш» денелер пайда болады. Ағынның қозғалу бағыты изосызықтың максималды өзгеру (бұзылу) бағытымен сәйкес келеді, ал қозғалыс жылдамдығы $\Delta R/\Delta t$, мұнда ΔR – Δt уақытында изосызықтың максималды өзгеруі. МЗТ гидрогеологиялық нұсқасы жерасты сулардың динамикасын бір ұңғымамен зерттеуге болатынымен қызықты, бұл ретте осы мақсатта гидгогеологтарға үш, төрт ұңғыма қажет.



4.12-сурет. МЗТ бір ұңғымасы бойынша жер асты ағынның бағыты мен қозғалу жылдамдығын анықтау сызбасы
АВ – қоректенуші сызық; MN – қабылдаушы сызық;
Б – батарея; ИП – өлшегіш аспап;
1 – ағын бағыты; t_0, t_1, t_2 – ұңғыманы тұздаған соң әртүрлі уақыттарда алынған эквипотенциалды сызықтар

Индуктивті сәуле түсіру. Өткізгіш рудалы денелерді анықтау мақсатында ұңғыма маңындағы кеңістіктерді зерттеу үшін әртүрлі ұңғымалық электрмагниттік (индуктивтік) әдістер қолданылады, олар физикалық мәні, қолданылатын аппаратурасы мен интерпретациялау принциптері бойынша жоғарыда қарастырылған ТЖӘ және ПӨӘ ұқсас. Төмен жиілікті гармоникалық және орнықпаған өрістерді қолдануға негізделген

ең танымал ұңғымалық индуктивті әдістердің бірі – өріс параметрлерін ұңғымалық өлшейтін жерге көмілмеген ілмек әдісі және дипольді электрмагниттік ұңғымалық профильдеу әдісі (ДЭМПС-АФИ, ДЭМПС-МПП). Барлық ұңғымаларда ауыспалы үрдістерді оптималды жиілік пен уақытта алдын ала зерттеу үшін сол немесе басқа парметрлерді өлшеуді және нәтижесінде ұңғымалар маңында графиктер тұрғызылады. Оларда аномалиялар ретінде рудалы денелерге ең жақын орналасқан ұңғыма учаскелері бөлінеді. Ұңғымалық индуктивті әдіс көмегімен ұңғымадан 40-100 м қашықтықта орналасқан рудалы денелер айқындалады, олардың электр өткізгіштігі, сонымен қатар кеңістікте орналасу жағдайы бағаланады.

4.3.4. Радитолқынды сәуле түсіру әдісі

Ұңғымалар мен қазбалар арасындағы таужыныстар кен тірегін зерттеу және рудалы кеніштерді анықтау үшін де радитолқынды сәуле түсіру әдісі (РТСТӘ) қолданылады. Бұл әдісте бір қазбада немесе ұңғымада жиілігі 0,1-10 мГц электромагнитті толқынды зерттейтін радиоқабылдағыш орнатылады, ал көршілес қазбада немесе ұңғымада радиоқабылдағыш көмегімен өріс кернеулігі өлшенеді (4.2 п. қара). Өріс кернеулігі келесі қатынаспен бағалануы мүмкін.

$$H=H_0 \frac{e^{-br}}{r} \sin\theta, \qquad (4.14)$$

мұндағы H – магнит өрісі кернеулігінің өлшенуші амплитудасы; H_0 – зерттелуші қуатқа байланысты алғашқы амплитуда; r – беруші және қабылдаушы антенналар арақашықтығы; b – радиус r маңында энергияның жұтылу коэффиценті; θ – беруші антенна осі мен бағыттаушы r арасындағы бұрыш.

Генератор мен қабылдағыштың орнын ауыстыру арқылы тау қазбалары арасындағы таужыныстарына «сәуле түсіріп», ортаның электрондық қасиеттеріне байланысты болатын таужыныстардың жұтылу коэффицентін анықтау қажет. Өткізгіштігі жақсы рудалы денелердің болуы энергияның басылуын күшеюіне және радиокөлеңкелердің пайда болуына әкеледі,

олар арқылы рудалы денелерді контурлауға және келешек барлау жұмыстарын дұрыс бағыттауға болады. РТСТӘ «соқыр» рудалы желілерді барлауда, тектоникалық бұзылыстарды және суланған зоналарды зерттеу үшін қолданады. Сәуле түсіру ұзақтығы бірнеше жүздеген метрлерден аспайды.

ПӘӘ-ң жерасты нұсқасы. Пьезоэлектрлік әдісті тау қазбалары бойында профильдеуде және олар арасындағы таужыныс кентіректеріне сәуле түсіру кезінде қолданылады. Нәтижесінде қазбалардан бөлек кенорынды толық барлауда маңызды болып табылатын соқыр пьезоэлектрлік активті объектілерді (кварцты, пегматитті, т.б. денелер) контурлайды. Барлау ұзақтығы бірнеше ондаған метрлерді құрайды.

4.4. Электрлік барлау деректерін интерпретациялау және міндеттерді шешу

Геофизиканың басқа да әдістеріне ұқсас электрлік барлаудың деректерін интерпретациялаудың сандық және сапалық тәсілдері бар.

Сапалы интерпретациялау кезінде барланушы объектілердің бар болуы мен жағдайын бағалауға мүмкіндік беретін аномалияларды визуалды бөлуді жүргізеді. Сандық интерпретациялау нәтижесінде олардың тереңдікте жатуы, геометриялық өлшемдері және электрмагниттік қасиеттері анықталады. Интерпретациялаудың аса жауапты кезеңі бұл нәтижелердің геологиялық пайымдалуы болып табылады, ол әртүрлі геофизикалық әдістермен алынған деректерді толығымен қолдануды ғана емес, сонымен бірге мүмкін болған геология-гидрогеологиялық ақпаратты қолдану арқылы геологиялық пайымдалудың анығырақ, шындыққа жақынырақ болуында.

4.4.1. Электрмагниттік зондылау интерпретациясы. Сапалық интерпретациялау

Жоғарыда аталғандай (4.3 п. қара), электрмагниттік зондылау (ЭЗ) нәтижесінде көрінерлік кедергілердің ($\rho_к$, $\rho_т$, $\rho_ω$,

ρ_r) немесе поляризацияланудың ($\eta_к$) тереңдік параметрлеріне ($AB/2=r$, $\sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$) тәуелділік қисықтары алынады. Сапалы интерпретациялау кезінде қисықтарды визуалды талдау нәтижесінде қимадағы қабат саны (4.6-сурет), қисықтар түрі анықталады. Айқындалған электрлік горизонттар геологиялық қабаттарға сәйкес келеді. Аудандық ЭМЗ деректері бойынша ВЭЗ қисықтары типтерінің карталары, ал кейбір жағдайда қисықтағы абциссалар мен ординаталар тұрғызылады. Профильдік бақылау бойынша көрінерлік кедергілердің қималары тұрғызылады, ал ВЭЗ деректері бойынша олардан басқа – жақсы өткізетін қабаттарды бөлу үшін көрінерлік тік өткізгіштер қимасын ($S_к = r/\rho_к$), немесе нашар өткізетін қабаттарды бөлу үшін көрінерлік көлденең кедергілер қимасын ($T_к = r/\rho_к$) тұрғызады. Осы қималарды тұрғызған кезде вертикаль бойынша тереңдік параметрлерін салады, $\rho_к$, $S_к$ немесе $T_к$ қояды және изосызықтар жүргізеді. Бұл материалдарды талдау геоэлектрлік қималардың ауданда және тереңдік бойынша жалпы сипаттамасы мен өзгергіштік дәрежесін алуға мүмкіндік береді. Қимадағы изосызықтар параллель дерлік учаскедегі ЭМЗ қисықтары горизонталь біртексіздіктермен бұзылмаған, оларды сандық интерпретациялау кезінде қолданады.

Сандық интерпретация. ЭМЗ сандық интерпретациялау кезінде қабаттық қалыңдықтар h_i, кедергілер ρ_i, поляризациялану η_i, және қосынды жалпылама қалыңдық H, тік өткізгіштік $S = H/\rho_l$, орташа меншік кедергі ρ_l, көлденең кедергі $T = H\rho_n$, орта меншік кедергіні ρ_n алады. ЭМЗ интерпретациялаудың графоаналитикалық және машиналық әдістері бар.

1. Графоаналитикалық әдіс көмегімен көрінерлік кедергінің асимптотикалық және экстрималды мәндері бойынша кейбір жалпылама параметрлер табылады. Мысалы, жоғары кедергінің тіректік горизонтына, мысалы кристалдық іргетастан алынған ЭМЗ қисығының оң тармағына асимптоталарды жүргізсе, онда олардың ординаталары y 1; 10; 100 (4.13-сурет) болатын горизонталь сызықпен қиылысу нүктелері бойынша (x_{S1}, x_{S10}, x_{S100}) қат қабаттың көлденең қосынды өткізгіштігін келесі формуламен анықтауға болады:

$$S=\frac{1}{3}(x_{S1}+x_{S10}/10+x_{S100}/100)=r_S/\rho_{KS} \quad \text{(ВЭЗ, ДЭЗ, ДАЗ үшін);}$$

$$S=\frac{1}{3}(356x_{S1}+114{,}5x_{S10}/10+35{,}6x_{S100}/100)=356\sqrt{T_S}\,/\rho_{TS} \quad \text{(МТЗ үшін);}$$

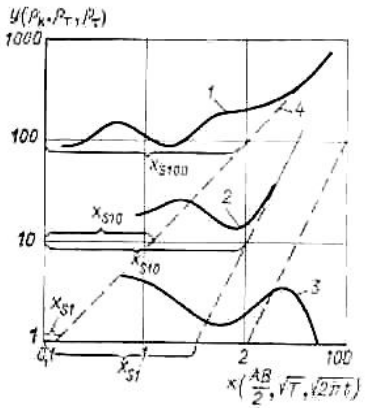
$$S=\frac{1}{3}(503x_{S1}+159{,}5x_{S10}/10+50{,}6x_{S100}/100)=503\sqrt{2\pi t_S}\,/\rho_{\tau S} \quad \text{(ЗСП үшін)}$$

(4.15)

мұндағы r_S , $\rho_{\kappa S}$, $\rho_{\tau S}$, T_S , $\rho_{\omega S}$, t_S , ρ_{TS} – асимптотаның кез-келген нүктесінің координатасы. Қиманың түрлі параметрлерін анықтаудың т. б. ірқатар графоаналитикалық тәсілдері бар.

2. Сонымен қатар ЭМЗ интерпретациялаудың палеткалық әдістері де қолданылады. Палетка – бұл теориялық қисықтар жиыны. ЭМЗ әртүрлі әдістері үшін оларды ЭЕМ көмегімен есептейді. Сандық интерпретациялау үрдістерінің мәні түссіз бланкіге сызылған тәжірибелік (далалық) қисықтарды палетка альбомынан алынған бір немесе бірнеше теориялық қисықтармен қиыстыру (сәйкестендіру) болып табылады. Әрине, далалық және теориялық қисықтар бірдей масштабта тұрғызылуы қажет. Палеткалардың қолданылу принципі ВЭЗ қисығын интерпретациялау мысалында қарастырайық.

Ең қарапайым ВЭЗ екі қабатты қисықтарын интерпретациялау. Ол үшін екі қабатты палетка мен бланкінің координаттар осьтерінің далалық қисықпен параллельдігін сақтай отырып, оның теориялық қисықтың біреуімен қиыстырады. Кейде далалық қисық бір де бір теориялық қисыққа сәйкес келмейді, екі көршілес қисықтардың ортасына орналасады. Бұл жағдайда параметрлерді интерполяция жолымен алады. Палеткадағы кедергілер мен тереңдік индекстерін жоғарғы қабат ρ_1 пен оның қалыңдығы h_1 кедергілерінің далалық бланкесіндегі координаталар осінен алады. Сәйкес келген теориялық қисық модулі бойынша $\mu=\rho_2/\rho_1$, ρ_1 біле тұра, $\rho_2 = \mu\,\rho_2$ аламыз.

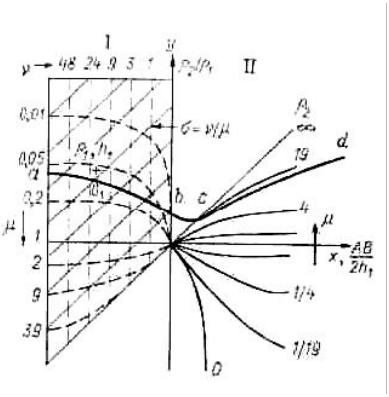


4.13-сурет. ВЭЗ (1), МТЗ (2), ЗСМ (3) қисықтарын S (4-ші сызық) әдісімен интерпретациялау сызбасы

Үш қабатты далалық қисықтарды интерпретациялау кезінде оларды сәйкес типті және бірдей формалы теориялық қисықтармен қиыстырады. Далалық қисықтардың теориялықтармен ең нақты қиылысуына қол жеткізу арқылы, палеткадағы индекстер бойынша ρ_1, h_1 анықталады, ал сәйкес келген қисықтар параметрлері бойынша – модульдерді $v = h_{2np}/h_1$, $\mu=\rho_{2np}/\rho_1$, ρ_3. Бұдан қуаттың көрінерлік мәндерін $h_{2np} = v\, h_1$, және екінші қабаттың көрінерлік кедергісін $\rho_{2np} = \mu\, \rho_1$ табуға болады.

v>5–10 болғанда көрінерлік мәндердің шынайы мәндерден айырмашылығы аз болады, ал $v < 3$ болғанда айырмашылық айтарлықтай болуы мүмкін. Көп қабатты қисықтар дәл осылай үш қабатты палеткалармен интерпретациялануы мүмкін. Шын мәнінде, қабат көп болған сайын, интерпретациялану дәлдігі азаяды. Бұл жағдайда интерпретациялауды ЭЕМ көмегімен жүргізген дұрыс. ЭМЗ қисықтарын жылдам интерпретациялауды В.К. Хмелевскийдің әрбір әдіске арналған бір-екі номограмма – палеткаларының көмегімен жүргізеді. Олар ЭМЗ-ң сәйкес екі қабатты палетка мен қосымша палетканың комбинациясы түрінде беріледі. Қосымша палеткада қарқындылығы мен құрылысы бойынша электромагниттік өріс

жер бетінде дәл солай өзгеріссіз қалу үшін жоғары жатқан таужыныстарды қалыңдығы $h_Э$ мен кедергісі $\rho_Э$ баламалы қабатпен ауыстырылады. Үшқабатты қисықты номорамма-палетка көмегімен интерпретациялау кезінде алдымен екі қабатты палеткамен далалық қисықтың сол тармағын *(a,b)* сәйкестендіреді, μ параметрін бағалайды, ал бланкіде координаталары h_1, ρ_1 палетка крестін O_1 қояды (4.14-сурет). Одан соң екіқабатты палеткамен оң *(c, d)* тармақты сәйкестендіреді, ал номограммада нүктелердің h_1, ρ_1 орналасу жағдайы келесі параметрлерді анықтауға мүмкіндік береді: v, μ, $\sigma = v/\mu$ (Н және А типті қисықтар үшін), интерпретацияланушы далалық қисықтың ізделінуші параметрлері болып табылатын К және Q типті қисықтар үшін, $\tau = v\mu$. Оң тармақты екі қабатты палеткамен теңестірген соң далалық бланкіге координаталары $\rho_Э$, $h_Э$ екінші кресті көшіруге болады. Бұл балама (эквивалентті) нүкте ВЭЗ қабат саны үштен көп болғанда оның қисығын ары қарай интерпретациялауда қолданылады.



4.14-сурет. ВЭЗ (a, 6, c, d) далалық қисықтарын НА типті номограмма (I) палеткалар (II) көмегімен интерпретациялау сызбасы

3. ЭЕМ көмегі арқылы ЭМЗ интерпретациялау аса жоғары дәлдікпен ерекшеленеді, ал ең бастысы – қиманың негізгі парметрлерін анықтауда тез және объективті болып келеді.

4. Электрлік барлаудың кері есебін шешу бірмәнді емес, яғни далалық қисық бірнеше теориялық қисықтармен

сәйкестендіру мүмкін, яғни кейде бір-бірінен айтарлықтай ажыратылатын бірнеше көрінерлік мәндер $h_{2пр}$, $\rho_{2пр}$, $h_{3пр}$, $\rho_{3пр}$, т. б. алынуы мүмкін. Зондылаудың қисықтарын интерпретациялаудың бір мәнсіздігі балама принципінің салдары болып табылады (немесе зондылаудың кері есебі шешімінің дұрыс еместігінде). Эквивалентті (балама) принциптің мәні: геологиялық қимадағы қабат кедергілері ($0{,}3 > \mu > 3$) мен қалыңдығының ($\nu < 3$) кейбір қатынастары үшін μ мен ν-ң анықталған шектерде қисық түрін өзгертуінде. Сондықтан барлық горизонттардың қалыңдығын дәл анықтау үшін гравибарлауда – тығыздықты, ал магниттібарлауда – магниттік қабылдағыштыққа ұқсас кедергіні білу қажет.

5. Электрмагниттік зондылауды интерпретациялау нәтижесінде ұңғымалар бойынша геологиялыққа ұқсас геоэлектрлік қималар тұрғызылады. Горизонталь бойынша зондылау центрі алынады, ал вертикаль бойынша төмен қарай айқындалатын горизонттарға дейін тереңдік пен қабат қалыңдығы салынады. Қабат центрлерінде кедергілер мәні салынады. Кедергілері шамамен бірдей қабаттарды, сонымен бірге тіректік, яғни қалыңдығы мен кедергілері аудан мен профиль бойынша аз өзгеретін қабаттарды жеке горизонттарға біріктіреді. Сонымен бірге зондылау деректері бойынша кедергісі көп немесе аз тіректік горизонттар жабыны бойынша құрылымдық карталары және осы немесе басқа қабаттардың қалыңдық карталары тұрғызылады. Оларды геологиялық деректермен салыстыра, сәйкес құрылымдардың геологиялық карталары туралы айтуға болады.

Электрмагнитті зондылаудың қолданылу ерекшеліктері. Электрмагниттік зондтардың барлық әдістері горизонтальды және жайпақ қабатты орталарды бөлшектеуге арналғандығына қарамастан, олардың геологиялық мүмкіндіктері әртүрлі және жобаланушы тереңдік пен шешілуші міндеттерге байланысты (4.3 п. қара).

Аз тереңдікті (100 м дейін) зерттеулерде ВЭЗ, ВЭЗ-ВП қолданған жөн (егер әртүрлі қабат поляризациялануының өзгеруінде сенімділік бар болса); жоғары кедергілер (100 Ом м көп) жағдайында және жерге көму нашар болса ВИЗ; жоғары

кедергілер (1000 Ом м көп) қимасында, мысалы мұздарда, тоңдарда, шөлдегі жерасты суларын іздеуде РВЗ, РЛМ (ИМР).

Тереңдігі 500 м дейінгі барлау кезінде ВЭЗ, ВЭЗ-ВП қолдануға болады, сонымен қатар ЗСБ және ЧЗ (әсіресе қимада карбонаттық немесе кедергісі жоғары галогенді экрандар болғанда), РЛМ (мұзды және тоңды барлауда) қолдануға болады. Құрлықта және теңіздерде 5-10 км дейінгі тереңдікте құрылымдық зерттеулер кезінде кей жағдайда ДЗ қолданылады, ал көп жағдайда магнитотеллурлық әдістер және МТЗ, сонымен қатар ЗСД және ЗСБ қолданылады. Жердің тереңдіктік біртексіздіктерін тереңдіктік МТЗ (ГМТЗ) көмегімен жүргізуге болады. Аталған міндеттердің әрбірін бірнеше әдістермен шешуге болады. Бір мәнді емес интерпретациялау және олардың физикалық табиғатының әртүрлігі салдарынан екі, үш зондылауды қолданған жөн, мысалы осындай үйлесім: ТЭЗ және ВЭЗ-ВП; ВЭЗ және ЖЗ; ТЭЗ және ЗС; ТЭЗ және РЛЗ; МТЗ, ЗС және ТЭЗ. Кез-келген жағдайда әртүрлі міндеттерді шешу кезінде электрмагниттік зондылаудың аса бірмәнді интерпретациялау үшін барлау тереңдігі бірінші км-ден ондаған м-ге дейін өзгеретін ең болмағанда жүз зондылау нүктесіне бір-бес ұңғыма есебінен параметрлік ұңғыма бойынша қосымша ақпарат қажет. Электрмагниттік зондылаудың тиімділігі (эффектілігі) оларды сейсмобарлау және гравибарлаумен кешендеу кезінде жоғарылайды.

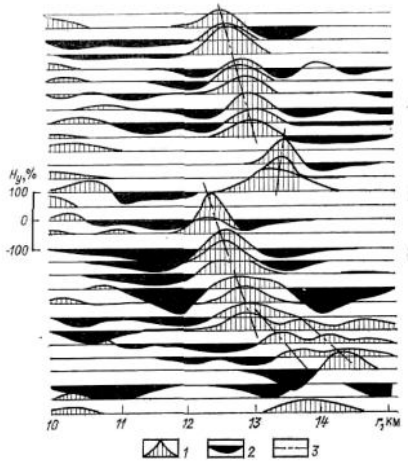
4.4.2. Электрмагниттік профильдеу деректерін интерпретациялау

Электрмагниттік профильдеудің әртүрлі әдістерінің (ЭП, ЖП, ТП, АТЭӨ, АТМӨ, ТЖГӨ, АҮӨ, аэроэлектрлік барлау, РТСТ, РЖТ, РЛТ) графиктер, графиктер карталары (корреляциялық жоспар) немесе сол не басқа бақыланған немесе есептелген параметрлерінің карталары түрінде берілген деректері тереңдіктің анықталған интервалында профиль бойымен және аудан бойынша геоэлектрлік біртексіздіктер туралы ақпарат алып келеді (4.3. п. қара). Электрмагниттік

профильдеу деректерін интерпретациялау негізінен сапалық және сирек сандық болып келеді.

Сапалық интерпретация. Электрмагниттік профильдеуді сандық интерпретациялаудың мәні аномалияларды визуалды (немесе ықтималды-статистикалық әдістер көмегімен) анықтау, яғни өрістің бақыланған параметрлерін немесе көрінерлік кедергілерін, поляризацияланууды, табиғи потенциалды және басқа бақыланатын параметрлердің бірінші (нормальды) немесе орта (фондық) өрістен ауытқуын; олардың аудандағы орнын анықтау; аномалия түзуші объектілердің геологиялық табиғатын бағалауда (4.15-сурет). Егер аномалия «үш сигма және үш нүкте» ережесін қанағаттандырса, ол шынайы, яғни аномалия амплитудасы 3σ асады (мұндағы σ – түсірілімнің квадраттық немесе оған жақын салыстырмалы орта арифметикалық қателігі), және кем дегенде үш нүктеде көрініс береді.

Ықтималды-статистикалық әдістер мен ЭЕМ көмегі арқылы амплитудасы σ жақын аномалияларды бөледі.



4.15-сурет. ДК аэроэлектрлік барлау әдісімен электрмагнитті профилдеу кезінде алынған *Ну* графиктерінің картасы
1, 2 – оң және теріс аномалиялар;
3 – тектоникалық бұзылыстарға ұштастырылған (шоғырланған) аномалия осьтері

Электрмагнитті профильдеу аномалияның формасы мен созылуы әдетте оларды түзген объектілердің аудандық жағдайына сәйкес келеді. Жұқа объектідегі *(l<h)* аномалия ені *l* оның жоғарғы ернеуінің жату тереңдігіне *h*, ал қалың объектіде *(l>h)* оның еніне *L* байланысты. Аномалияның формасы мен қалыңдығы, яғни профильдеу тиімділігі келесі табиғи және техникалық факторларға байланысты:

1. Жату тереңдігінің *h* геологиялық объектілердің (әдетте, *h/d*<2-5 объектілерді таңдайды) көлденең өлшемдеріне *d* қатынасы;

2. Объектілер мен сыйғызушы ортаның электрмагниттік қасиеттерінің қарама-қарсылығы, ал индуктивті әдістерде – объектілердің абсолютті электр өткізгіштігі;

3. Профильдеудің таңдалған әдістеріне және *r, f, t* таңдалған мәндеріне*;*

4. Бірінші өріс (ток беруші) қарқындылығы және оның поляризациялануы, яғни объектілердің созылу бағытына қатысты Е векторының бағыты (мысалы, Е поляризациясы кезінде, яғни Е векторы объектілердің созылу бағытымен сәйкес келгенде, өткізгіш денелерде максималды екінші ретті магнитті өрістер индукцияланады);

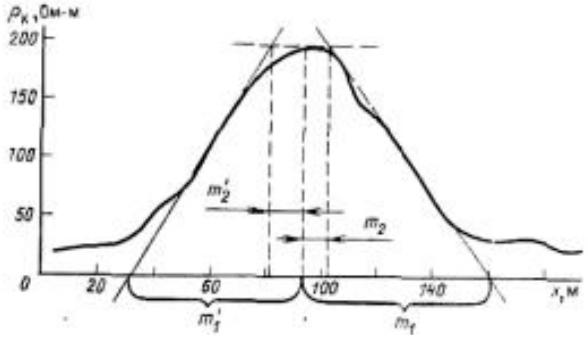
5. Кедергілік қорғанысы әртүрлі параметрлердің өлшеу мүмкіндігімен ажыратылатын өлшегіш аппаратураның қолданылуында.

(l < h) пластар, изометриялық (шартәрізді), созылған (линзатәрізді, цилиндртәрізді), денелер, т.б. Тура және әсіресе кері есептерді математикалық, физикалық модельдеу әдістері арқылы шешу аталған модельдер үшін зондылауға қарағанда қиынырақ. Бірақ, әрбір әдісте сандық интерпретацияның аналитикалық және графикалық тәсілдері бар. Дененің жоғарғы ернеуінің жату тереңдігін ь бағалаудың ең қарапайым әдісі магниттібарлауда қолданылатын жанама әдісі (3-бөлім қара). Оның көмегі арқылы ЕП, ЭП, ВП, ПЕЭП, т. б. әдістерден алынатын кондуктивті типті аномалия деп аталатын жергілікті анық аномалияларды интерпретациялайды. Бұл әдісте жанаманы максимум, минимум мен бүйір қырларға жүргізеді (4.16-сурет).

Жанамалардың қиылысу нүктелерінің (m_1 және m_2) абциссалар айырымы бойынша *h* формула бойынша анықтауға болады:

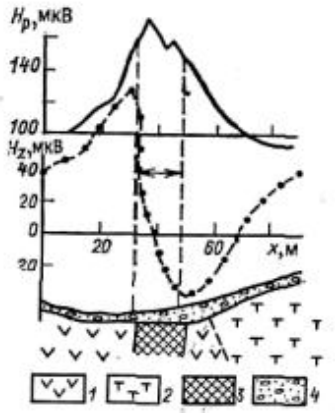
$$h = a\,(m_1 - m_2). \qquad \text{ттттт} \qquad (4.16)$$

Мұнда *a* параметрі әртүрлі профильдеу әдістерінде пласт тәрізді объектілерде 0,2-ден 0,5-ке дейін, ал изометриялық денелер үшін – 0,4-тен 1-ге дейін өзгереді.



4.16-сурет. Электрпрофильдеу графиктері (ЭГ) және оның жанама әдісімен интерпретациялау сызбасы

АТМӨ, ҰК, ЖІ, ДИП (ДЭМП), АҰТР әдістерінде вертикальды H_z және горизонтальды H_p магнит құраушыларының өзгеруі кезінде екі орта контактісінде H_p максимумы мен минимумы арасында орналасқан максимумы H_p байқалады. Өткізгіш рудалы кентірек үстінде арақашықтығы шамамен рудалы дененің жоғарғы ернеуінің екі еселенген жату тереңдігіне тең H_p максимумы мен минимумы арасында орналасқан H_pH_p максимумын алады (4.17-сурет). Көп жиіліктік және көп уақыттық бақылау деректері бойынша индуктивті әдістерде магнтиттік аномалиялар туғызатын өткізгіш объектілердің электрөткізгіштігін бағалауға болады. Жалпы алғанда электрмагниттік профильдеуді сандық интерпретациялау – өте қиын және нақты емес. Сондықтан тек жартылай сандық интерпретациялау туралы айтқан дұрыс, мұнда ең бастысы барланушы объект эпицентрін анықтау, яғни ол жатқан ауданды, сонымен қатар оның жату формасы мен тереңдігін бағалау.



4.17-сурет. Солтүстік Кавказ рудалы кенорындарының бірінде радиокип әдісімен электрмагнитті профилдеу
1– андезиттер; 2 – туфтар; 3 – мысты-колчеданды рудалар; 4 – борпылдақ шөгінділер

4.4.3. Электрмагниттік профильдеу әдісін қолдану

Геологиялық нысандардың әртүрлі параметрлеріне негізделген профильдеу әдісінің көптүрлілігі және әртүрлі әдістерді қолдану осы әдістердің геологияда кеңінен қолданылуына әкеп соғады.

Профильдеудің жеке әдістерін қолдану. Электр өрісінің табиғи өрісін қолдану:

1) 300-500 м тереңдікке дейін графит, антрацит, сульфидті кенорындарын іздеу мен барлау кезінде;

2) аз қалыңдықты қабаттарды геологиялық және инженерлік-геологиялық карталау кезінде;

3) суқоймаларындағы, өзендегі судың азаю орнын (минимум потенциал бойынша) және жерасты суларының ағындарын (максимум потенциал бойынша) анықтағанда;

4) құбырлардағы коррозияны және басқа да металл құрылыстарды ғимараттарды зерттеу үшін.

Тұрақты және төмен жиілікті токтағы электрпрофильдеуді (ЭП) 500 м тереңдікте карталау-іздеу зерттеулері үшін, кейде тік

жатқан пластарды, қабаттарды зерттеуде қолданылады. Оны мынадай жағдайларда қолданады:

1) ойпатты-дөңесті құрылымды зерттеу үшін (антиклиндер, синклиндер, флексура, күмбездер, ойыстар, т. б.);

2) байланысты геологиялық карталауда және жыныстарды фациалды-литологиялық бөлшектегенде;

3) жарылысты бұзылыстарды бақылағанда және анықтағанда (лықсыма, ығыспа, жарылым);

4) рудалы (сульфидті, полиметаллды, темір рудалы, т. б.) және рудалы емес (көмірлі, кварцты, т.б.) қазбаларды барлау кезінде;

5) мұздаған жыныстарды және талькті, жарылған және карстанған зоналарды, тереңдетілген жазықтарды карталау сияқты инженерлік-геологиялық мәселелерді шешу үшін;

6) су басқан зоналарды, тұщы және минералды суларды іздегенде.

Келтірілген потенциалдар (ВП) әдісін қолданады:

1) металл кендерді (кейде сульфидті), сонымен қатар графит, көмірді іздеу мен барлау кезінде;

2) геологиялық карталау мәселелерін шешу үшін және геологиялық қималарды бөлшектегенде;

3) суға қанықты жыныстарды, тұзсыз және минералды суларды анықтағанда, жерасты суларының жатыс тереңдігін анықтағанда;

ВП әдісі – рудалы геофизика ең тиімді әдістерінің бірі.

Ауыспалы табиғи электрлік және магниттік өрісі әдістерін (ПЕЭП және ПЕМП) 500 м тереңдікке дейін басты мақсатта құрылымдық-геологиялық карталау үшін қолданылады, яғни байланыстарды қабатты, жергілікті нысандарды тектоникалық бұзылыстар зонасын, жарықшақтарды, суланған жерлерді, сонымен қатар қабаттағы рудалы және рудалы емес қазбаларды іздеуде анықталады.

Далалық индуктивті әдістер (НГМ және МПП) жерге бекітілмеген ілгек түрінде көбінесе 500 м тереңдікте орналасқан массивті рудаларды іздеу мен барлауда қолданылады. ДК және ДИП (ДЭМП) нұсқаларын геологиялық карталауда және аз тереңдіктегі (100 м дейін) рудалы және рудасыз нысандарды іздеуде пайдаланылады.

Аэроэлектрлік барлау төмен жиілікті (индуктивті) және әсіресе жоғары жиілікті әдістерді далалық нұсқаларға қарағанда аз қалыңдықты игереді. Алғашқы он метр дипольді нұсқада (ДИП-А және АМПП) және алғашқы жүздеген метр ДК-А. Аэроэлектрлік барлауды геологиялық карталауда және кендерді іздеуде қолданылады.

Профильдеудің радиотолқынды әдістері (СДВР, РЭМП) өте аз тереңдікті (10–30 м дейін) қамтиды, оларды геологиялық және инженерлік-геологиялық карталауда, рудалы және рудасыз қазбаларды іздеудегі мәселелерді шешуде қолданылады. Жоғары жиілікті әдістер жоғары скин-эффект салдарынан әрбір тереңдікте аз қалыңдықты иеленеді. Бірақ та үлкен шолудың арқасында олар жоғары тереңдікті қамтамасыз етеді.

Радиожылылық және инфрақызыл түсіруде (РТС немесе ИКС) өлшенген өрістің интенсивтілігі жылулық және электрмагниттік құрылымына, сонымен қатар, геологиялық ортаның шағылу қасиетіне, зерттелетін радиотолқын ұзындығына және атмосфера жағдайына байланысты. Көбінесе олар кез-келген ауа-райында жылу көздерін, сейсмикалық, тектоникалық, химиялық, гидротермалдық белсенді бөлікшелерді; түрлі ылғалдылықтағы және тоңазу жағдайындағы белдемдерді, т. б карталауда кеңінен қолданыс табады.

Радиолокациялы түсіруде (РЛТ) жер бетінен шағылған сигналдардың интенсивтілігі жер бетінің электрлік және жылылық құрамына, сонымен бірге шағылған сигналдар қалыптастыратын геометриялық және механикалық ерекшеліктеріне байланысты, байланыстың құрылымдық көрінісі, қатпарлар, жарылымдар, түрлі бедерлі бөлімшелерді (мысалы, судың беті, ірі тасты басқы, т. б.) карталауда РЛТ кеңінен қолданылады. РТС (ИКС) және РЛТ әдістерін геологиялық, геоморфологиялық, тоңазыған-гляциологиялық, бүршікті-мелиоративті карталау кезінде қолданылады. Пьезоэлектрлік әдістердегі (ПЭМ және МСЭП) электрмагниттік толқындар амплитудасы графиктерде және картада максимум бойынша (4.3 п. қара) жоғары пьезоэлектрлі модулдердің геологиялық нысандарының орналасуынан басқа оған дейінгі арақашықтықты R бағалауға болады. Ол үшін серпімді толқындардың таралу жылдамдығын v және серпімді тербелістерді t қоздырғаннан кейінгі

пьезоэлектрлік (электромагниттік) толқынның келу уақытын анықтайды. Қоздыру көзінен пьезоэлектрлік нысанның жоғарғы шегіне дейінгі арақашықтық $R = vt$. Профильді түсіру кезінде түрлі қоздыру көздерінен R алып, барланатын нысанды контурлауға болады. ПЭМ-нің жердегі нұсқасын пьезоэлектрлі активті таужыныстарын барлау мен анықтауда қолданады (хрустальды, кварцты, пегматитті, құрамында нефелині бар, т.б.). Оларға тау хрусталі, оптикалық кварц, слюда, нефелин, сонымен қатар алтын және біршама рудалы минералдар кенорындарын ұштастыруға болады. Барлау тереңдігі – 10-30 м. МСЭП әдісін инженерлік-геологиялық және гидрогеологиялық зерттеулерде қолданылады.

Профильдеу әдісін кешендеу. Шешілетін есептің және геоэлектрлік қиманың зондылаумен біріккен ерекшелігі, нақты ақпарат беретін, тереңдікке байланысты профильдеудің бір-екі әдісімен қолданылады. Мысалы, геологиялық ортаның беткі қабатын (10-20 м дейін) зерттеу үшін аэроэлектрлібарлау ИКС (РТС), ДИП-А, РВП (СДВР-А), РЛС және далалық түсірулер СДВР, ДИП (ДЭМП), сирек ЭП, ВП әдістерін қолданады. Аз тереңдікті зерттеуде геологиялық, инженерлі-геологиялық және карталауда және рудалы емес пайдалы қазбалар үшін ДК-ның далалық және әуелік түрлері, ПЕЭП,ПЕМП, ЕП әдістері, ал көбінесе ЭП түрі қолданылады.

Оған қоса түрлі жыныстар байланысы, массивті қабаттар немесе изометриялық нысандар симметриялы немесе градиентті құрылғыларда жақсы көрінеді, ал жіңішке қабаттар мен линзалар, әсіресе өткізетіндер, үш электродты немесе дипольді құрылғылармен. Сонымен түрлі жыныстар байланысы, массивті қабаттар немесе изометриялық нысандар симметриялы немесе градиентті құрылғылармен анықталады, ал жұқа қабаттар мен линзалар, әсіресе үш электродты немесе дипольді құрылғылармен жүргізілген. НЧМ (ДК, ДИП, НП), МПП (ДИП-МПП), ЭП, ЕП әдістері 100 метр, ал НЧМ (НП), МПП (НП-МПП), ВП, ЕП 500 м тереңдікке дейін рудалы пайда қазбаларын іздеу мен барлау жүргізіледі.

ПЕЭП, ЭП, ЕП – әдістерін терең карталауда (500 м) қолданады. Электрмагниттік профильдеудің эффективтілігі геоэлектрлік жағдайдың бар болуы немесе әдістің дұрыс

таңдалуынан емес, басқа да қосымша геологиялық-геофизикалық ақпараттардың молдығынан анықталады. Таужыныстарының физикалық құрамына байланысты оларды магниттібарлау, термобарлау және радиометриямен бірге орындау қажет. Электрмагнитті профильдеу нәтижелерін талдау үшін әртүрлі геологиялық қималар мен карталар қажет.

4.4.4. Электрлік барлаудың жерасты әдістерін қолдану аумағы және интерпретация

4.3-пунктте көрсетілгендей, электрлік барлаудың жерасты әдістері тар қолдану аймақтарымен ерекшеленеді, ал интерпретация нәтижелері нақты мәселелерді шешуге бағытталған: бір жағынан тау өнімдері арасындағы, екінші жағынан олардың арсындағы және жер бетіндегі кеңістіктегі көлемді құрылысты зерттеу. Профильдеу және зондылауға қарағанда жерасты электрлік барлау теориясы күрделірек. Ақырғы нәтижелерді алу үшін интерпретацияны қабылдау ережесі бойынша әр әдіс өзінше жартылай сандық негізде ерекшеленеді (4.3-п.). Бұл барлау әдістеріне жатады да, бұрғылау және тау өнімдерін өткізумен жалғасады, сондықтан да олар әртүрлі геологиялық ақпараттарға сүйенеді. Электрлік барлаудың жерасты әдістеріне ең жақыны сейсмоакустикалық жарықтандыру, ядролы-физикалық және термикалық әдістер болып табылады. Оларды мақсатқа сай, тіпті кейде міндетті түрде кешендеу қажет.

Бақылау сұрақтары:

1. Электрлік барлаудың физикалық негіздері мен әдістер түрлері.
2. Таужыныстардың электрлік қасиеттері.
3. Электрлік барлау әдістерінің далалық әдістемесі мен техникасы.
4. Электрлік барлауда қолданатын аспаптар мен жабдықтар.
5. Электрлік барлау деректерін өңдеу тәсілдері.
6. Электрлік барлау деректерінің интерпретациясы.
7. Электрлік барлауды қолдану салалары.

5. ҰҢҒЫМАДАҒЫ ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУ ӘДІСТЕРІ

5.1. Ұңғыманы геофизикалық әдістермен зерттеу (ҰГЗ). ҰГЗ әдістерінің классификациясы

Ұңғыманы геофизикалық әдістермен зерттеу (ҰГЗ) ұңғыма айналасындағы және ұңғыма аралығындағы кеңістіктегі таужыныстарын зерттеу үшін арналған. Негізінде ҰГЗ-ге төмендегі операциялар кіреді:

1) ұңғыманың геологиялық қимасын зерттеу;

2) ұңғыманың техникалық жағдайын бақылау;

3) мұнай мен газ кенорындарын игеру барысына бақылау жасау;

4) шегенделген құбыр қабырғаларын тесу және ұңғымаларды торпедалау.

Ұңғыманы геофизикалық зерттеу әдістерін жиі қолдану, кенорындарын барлау мен игеруді тиімдірек етуге мүмкіндік береді. Олар тасбаған (керн) алуды азайтып, сонымен бірге бұрғылау жұмыстарының уақыты мен бағасын төмендетеді.

Геофизикалық әдістердің барлық түрі яғни электрлік, магниттік, радиоактивтік, термиялық, акустикалық, механикалық геохимиялық және басқа да әдістері ұңғыманың геологиялық қимасын анықтауда пайдаланылады. Аталған әдістердің іс жүзінде пайдаланылуы әртүрлі табиғи және жасанды физикалық өрістерді зерттеуге негізделген.

Кез-келген өрістің қарқындылығы әртүрлі факторларға, ең алдымен, ұңғыма қимасын құрайтын жыныстардың физикалық қасиеттеріне (меншікті электр кедергісі, диэлектрлік және магниттік өтімділігі – өткізгіштігі, электрхимиялық қарқындылығы, радиоактивтілігі, т. б.) байланысты. Осы аталған қасиеттерді сипаттайтын параметрлер (көрінерлік меншікті электр кедергісі, жыныстардың меншікті немесе жасанды поляризациялық потенциалдары, ток күші, гамма-сәулелену қарқындылығы, жылулық нейтрондардың тығыздығы, температура, серпімді толқындардың таралу уақыты мен жылдамдығы, т. б.) зерттеудің өзгерісіне қарай ұңғыма

қимасының литологиялық-петрографиялық, коллекторлық және басқа сипаттамалары бағаланады.

Жалпы геологиялық және геофизикалық барлау әдістері арасында осы зерттеудің маңызы жылдан-жылға өсуде. Бұл әртүрлі жағдайға байланысты:

- біріншіден, жер бетіне жақын жатқан кенорындары жыл сайын азайып келеді, сондықтан жер қойнауының терең бөліктеріндегі кенді алу үшін терең ұңғымалар бұрғылау қажет. Олардың тиімділігін арттыру үшін белгілі геофизикалық әдістерді кеңінен қолданып, тасбаған алуды жойып немесе азайту керек.

- екіншіден, ұңғыма тереңдеген сайын, одан тасбағанды алу қиындай түседі және оны жер бетіне шығарып зерттеу, табиғи атасуына сәйкес келмейді.

5.1.1. Ұңғыма геофизикалық зерттеулер объектісі

Ұңғыманы таужыныстарының геологиясын анықтау, мұнай, газ, көмір, руда, тұщы және термалды сулар кенорындарын барлау мен іздеу мақсатымен бұрғылайды. Ұңғыманың негізгі саны мұнай және газ кенорындарын игеру мен барлау, іздеу кезінде бұрғыланады, бұл жерде ҰГЗ әдістерінің алатын орыны ерекше. Бұрғылау кезінде таужыныстары бірқатар өзгерістерге ұшырайды. Тек қатты таужыныстары аз өзгереді, оларда ұңғыма диаметрі номинальға (қашау диаметріне) жуық. Жарықшақты, борпылдақ, шайылуға және гидраттануға бейімді таужыныстарында каверна (ойық) пайда болады. Бұрғылау кезінде құрамында қабаттық флюидттері (мұнай, газ, су) бар коллекторларда да елеулі өзгерістер болады. Нәтижесінде жуу сұйықтығының өткізгіш қабаттарға фильтрациялануы туындайды. Негізгі флюид- мұнай, газ, қабат суы- ығысады, өту аймағы пайда болады. Бұл аймақтың болуы қабаттың қанығу сипатын анықтауды қиындатады. Өту аймағының көп өзгеріске ұшыраған бөлігін шайылған аймақ деп атайды. Коллектор қабаттардың кеуек мөлшерлері жуу сұйықтығының сазды бөлшектерінің көлемінен аз, жүздеген микрометрден аспайды. Сондықтан сұйықтық фильтрленеді де қабатқа тек сұйықтық енеді, ал сазды бөлшектер ұңғыма қабырғасына шөгеді де оның

диаметрін кішірейтеді. Осылай сазды қабыршақтың пайда болу әсерінен диаметрдің кішіреюі өткізгіш интервалдарды сипаттайды.

Жарылымды коллекторларда сазды қабыршақтар пайда болмауы мүмкін. Бұрғылау біткеннен кейін, ұңғымаға құбырлар түсіріледі және оны цементтейді. Болат колонналардың болуы, электрлік және электрмагниттік әдістерді қолдану мүмкіншілігін жояды. Сондықтан мұндай әдістер тек ашық оқпанда қолданылады. Радиоктивті, акустикалық және басқа бірнеше әдістер ашық және шегенделген оқпанда да жүргізіледі. Сазды қабыршақтың, өту аймағының, цемент тасының және колоннаның болуы, әдістердің өлшеу тереңдігі жайлы сұрақты әртүрлі етеді. Әдістердің микро және макро қондырғылары болады. Біріншісі жақын аймақтарды зерттеу үшін, ал екіншісі алыс, яғни өзгермеген аймақтарды зерттеуге мүмкіндік береді. ҰГЗ әдістері пайда болғанға дейін ұңғыма қимасы үлгі алу және тасбаған материалдарын зерттеу жолымен анықталды. Бірақ, бұл тәсілдің бірнеше кемшіліктері бар: ұңғыманың өтімділік уақытын және оның бағасын біршама өсіреді; қима жайлы толық мәліметтің жоқтығынан тасбаған алу жеткілікті болмайды; тасбағанды тереңдікке байланыстыру қиындық туғызады; зерттеу радиустары кіші; тасбағанды бұрғылау кезінде көп өзгеріске ұшыраған бөліктерінен алады. Осы уақыт ішінде ҰГЗ зерттеу радиусы үлкен, тереңдік бойынша сенімді байланыстырылған мәліметтерді толық береді. Тасбаған алуға қарағанда ҰГЗ жүргізу уақыты мен бағасы төмен. Бірақта ҰГЗ кеңінен пайдалану тасбаған алуды толығымен жоя алмайды. Өйткені кейбір мәселелер тек тасбаған материалдарымен ғана шешіледі: шөгіндінің жиналу шарты мен диагенезі, кеуек кеңістігінің түрі, минералдық құрамы, т.б. Бұдан да басқа геологиялық және физикалық параметрлер арасындағы корреляциялық байланыстары тығыз, олардың нақты түрі тасбағанды зертханада зерттеу негізінде шешілуі мүмкін. Осылай ҰГЗ мен тасбаған материалдарын зерттеулер бірігіп ұңғыманың қимасын нақтылайды. Геологиялық зерттеулер тәжірибесінде ҰГЗ әдісін енгізу тасбаған алуды тек азайтады. Қазіргі уақытта тасбаған алумен бұрғыланып жатқан ұңғыма саны, олардың жалпы санының бірнеше пайызын құрайды.

5.2. ҰГЗ әдістерінің классификациясы

ҰГЗ әдістерінің классификациясы зерттелетін физикалық өрістер түріне байланысты. Көбінесе электрлік, электр-магниттік, ядро-физикалық, акустикалық, магниттік, жылулық, т.б қасиеттері ерекшеленеді. Қазіргі кезде әдістердің 50-ге жуық түрлері бар.

Осындай түрлердің көп болуы бірнеше факторлармен түсіндіріледі: ҰГЗ қолдану шартының әртүрлілігі, арнайы кері мәселелерді шешуде көп әдістер кешендеуді талап етеді.

Электрлік каротаж әдістері:

- КК әдісі (көрінерлік кедергі) – электрлік каротаждың көп тараған түрі;

- БКЗ әдісі (бүйірлік каротаждық зондылау) – ТЭЗ әдісінің (электрбарлаудағы тік электрлік зондылау) ұңғымалық түрі;

- микрокаротаж – зондтары ұңғыма қабырғасына серіппемен қысылып, оқшаулатқыш табандарға орналастырылған аз өлшемді әдіс, коллекторларды анықтауда тиімділігі жоғары;

- резистивиметрия – ұңғымадағы бұрғылау сұйықтығының меншікті кедергісін анықтайтын әдіс;

- тоқты каротаж – табиғи және жасанды өрістермен жүргізілетін электрлік әдіс ішіндегі қарапайым түрі;

- БК (бүйірлік каротаж) – КК әдісінен айырмашылығы зондтар қондырғысы фокусталған тоқпен басқарылады;

- ИК (индукциялық каротаж) – құрғақ және ток өткізбейтін сұйықтыққа толы ұңғымаларда жүргізіледі;

- ӨП әдісі – ұңғымның табиғи өрісін өлшейді.

Радиоактивті каротаждар (РК) әдістер

Радиоактивтілік немесе ядролық-физика зерттеулерінде әріптік белгілер жүйесі қолданылады, бірінші әріп нысанаға әсер ететін сәулелену түрін (Г – гамма, Н – нейтрон сәулелену); екінші – сәулеленудің өлшеу түрі; үшінші – қолдану аймағы (К – каротаж, ұңғыма; Т – талдау; Ә – әдіс); төртінші – әдіс мағынасының соңында немесе оның алдында қойылады, бұл қосымша мәлімет беру үшін:

- ГК – гамма-каротаж, РК әдістерінің ішіндегі қарапайым түрі, таужыныстарының табиғи радиоактивтілігін тіркейді;

- ГГК – гамма-гамма-каротаж, шешілетін мәселесі бойынша: тығыздықты (ГГК-П) және селективті (ГГК-С) болып бөлінеді;

- РРК – рентгенді-радиометриялық каротаж, қабылданған белгілер жүйесі бойынша ГРК – гамма-рентгендік каротаж деп атауға болады;

- НГК – нейтрондық гамма-каротаж мұнай ұңғымаларын зерттеудегі негізгі әдістердің бірі;

- ННК – нейтрон-нейтрондық каротаж, түрлері: ННК-Т (жылу нейтрондары бойынша), ННК-НТ (жылу асты нейтрондар бойынша);

- ИННК – импульсті нейтрон-нейтрондық каротаж, ортаның нейтрон көздерімен әрекеттесуін әртүрлі нейтрондардың импульсті генераторы қолданады: ИННК-Т, ИННК-НТ, ИНГК, ИНГК-С (спектрометриялық);

- НАК – нейтронды-активациялық каротаж, таужыныстарын нейтрондармен сәулеге түсіру, жасанды радионуклидтердің гамма-активтілігін өлшеу.

Каротаждың басқа әдістері

Бұл бөлімде әртүрлі физикалық өрістерде қолданатын әдістер біріккен:

- АК (акустикалық каротаж) – ұңғыма қабырғаларында серпімді толқындардың әлсіреуі және таралу жылдамдығының өзгерісін өлшейді;

- МӨК (магниттік өтімділік каротаж);

- термокаротаж – ұңғыма қабырғаларындағы таужыныстарының жылулық қасиетінің өзгерісін (температуралық немесе жылулық кедергісі) өлшейді;

- механикалық каротаж (немесе өтімділікті өлшейтін каротаж) – бұрғылау кезінде ұңғыма оқпанының әрбір метрінің өтімділігін өлшейді;

- газды каротаж – бұрғылау кезінде ұңғыма бетіне шығатын, яғни бұрғылау сұйықтығының құрамындағы көмірсутекті өлшеу.

«Каротаж» терминінің этимологиясы (шығу тегі) жайлы қысқаша айтсақ, ол француз тілінен «la carotte» – сәбіз деген сөзінен шыққан. Француз бұрғылаушылары ұңғымадан алынған тасбағанды осылай атаған. Дәл тасбаған алу процесін «carottage»

деп атады. Артынша тасбаған бойынша қиманы құжаттау үшін осы сөз қолдана бастады. Сондықтан, француз геофизиктері қиманы электрлік кедергісі бойынша құжаттауды ұсынды, оны электрлік каротаж деп атады. Бірақ та француз тілінде "каротаж" мағынасы, тағы бір жағынан «ұсақ алаяқ» дегенді білдіреді. Осы бір себеп бойынша француздар басқа терминді қолдана бастады "des diagraphies" – тура аудармасы "диаграммалау", бұл осы әдістердің мағынасына жақын. Ағылшын тілінде "well logging" – ұңғымалық диаграммалау деген ұқсас термин қалыптасқан. Неміс тілінде каротаж "bohrlochmessung" – ҰГЗ мағынасы бойынша, сәйкес келетін бұрғылау ұңғымаларындағы өзгеріс деген мағынаны білдіреді. Осыған қарамастан орыс тілінде "каротаж" термині қалып қойды және оны әлі де қолданып келеміз.

Ұңғымадағы операциялар

Бұл бөлімнің аталып өтуі шартты, өйткені оған ұңғыманың техникалық жағдайын анықтайтын және оның ішінде жүргізілетін бірнеше әдістер кіреді. Ұңғыманың техникалық жағдайын зерттеу маңызды рөл атқарады, өйткені ұңғыманы бұрғылау біраз қаражатты керек етеді. Терең ұңғымаларды бұрғылау бірнеше айлар бойы, ал өте терең бұрғылау – бірнеше жылдар бойы жүргізіледі. Мысалы, өте терең Коль ұңғымасы (тереңдігі 12 км) 20 жылдан көп уақыт бұрғыланған.

Ұңғыманың техникалық жағдайын бақылау, бұрғылау кезінде бірқатар апаттарды болдырмайды және ҰГЗ мәліметтерін сандық түрде талдау кезінде ұңғыма әсерін ескеруге мүмкіндік береді. Бұл бөлімде келесі операциялар мен әдістер жүргізіледі:

- кавернометрия – бұрғыланған ұңғыманың орташа диаметрін өлшейді;
- профилеметрия – ұңғыманың көлденең қимасы бойынша бірнеше диаметрін өлшейді;
- инклинометрия – ұңғыманың қисаю бұрышын өлшейді; қабаттық наклонометрия – ұңғыма қиып өткен қабаттардың шоғырлану элементтерін анықтайды;
- ағын өлшеу (потокометрия) – ұңғыма оқпаны бойынша флюидтердің қозғалу жылдамдығын өлшейді;

- қабат флюидтерінен үлгі алу;
- цементометрия – ұңғыманың цементтелу сапасын анықтау;
- дефектометрия – ұңғымадағы шегенделген болат құбырлар жағдайын анықтау;
- ату-жару (перфорация) жұмыстары:
• «грунттар» алу, яғни ұңғыма қабырғасынан «грунт» үлгісін алу;
• шегенделген құбырды перфорациялау (тесу);
• ұңғыманы торпедалау.

Айта кететін бір жағдай, «грунт» үлгісін және шегенделген құбырды тесу жұмыстарын жарылыссыз жасауға да болады.

Электрлік каротаждың негізгі мақсаты – жыныстардың көрінерлік меншікті кедергісінің (МК) және табиғи потенциалдың (ТП) ұңғыма оқпаны бойымен өзгерісін зерттеу арқылы геологиялық қиманы ажырату. Электрлік каротаж екі түрлі әдіспен жүргізіледі: кедергі әдісі және өздігінен пайда болатын электр өрісі әдісі. Кедергі әдісімен жүргізілетін каротаждың негізгі түрлері: әдеттегі зондпен каротаж (фокусталмаған), бүйірлік және индуктивтік каротаж, микрокаротаж. Ортаны $(\rho_к)$ өлшеу көрсеткіші көрінерлік меншікті электрлік кедергі болып табылады және өлшем бірлігі – Ом*метр — (Ом*м).

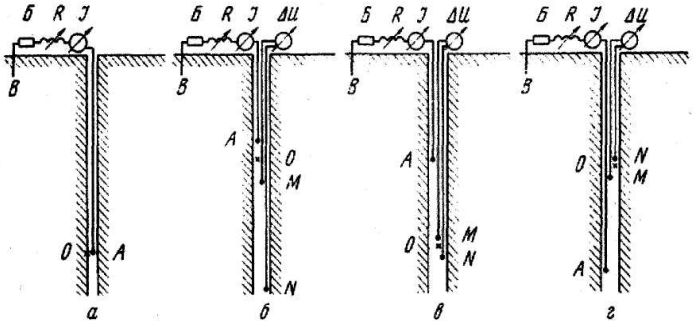
Ұңғыманы толтырып тұрған жуу сұйықтығы ток өткізбейтін болса, онда электрлік каротаж жүргізілмейді.

5.2.1. Көрінерлік кедергі әдісі (КК)

Таужыныстарын меншікті электрлік кедергілері бойынша бөліп шығуға негізделген электрлік каротаж әдістері – көрінерлік кедергі әдістері деп аталады. Олар өлшеу қондырғылары – зондтар көмегімен іске асырылады.

КК әдістерімен жұмыс жасайтын зондтар

Бұрғылау сұйықтығынан және ұңғыманы қоршаған жыныстардан өтетін токтың күшін өлшейтін зонд қарапайым, ол бір электродты зонд болып табылады. Бұл зерттеулер токты каротаж деп аталады, бір электрод ұңғыма сағасына орналастырып, ал екіншісі кабельге жалғанып (5.1-сурет) ұңғыма бойымен жылжып ток күшінің өзгеріс қисығын тіркейді.



5.1-сурет. Электрлік каротаждың әртүрлі зондтары:
А, В – қоректендіруші электродтар, М, N – өлшеуші электродтар, Б – батарея немесе басқа қоректендіру көздері, R – ток күшін реттейтін реостат, I – ток күшін өлшеуші аспап, MN – өлшеуші электродтар, ΔU – потенциалдар айырмашылығын өлшейтін аспап, О – жазу нүктесі; а – токты каротаждың бір электродты зонды, б – үш электродты потенциал-зонд, в – үш электродты табандылық градиент-зонд, г – үш электродты жабындылық градиент-зонд

Көрінерлік кедергі әдісіндегі каротаж жүргізу таужынысының көрінерлік меншікті кедергісін үш электродты зондпен өлшеуге негізделген. Ол үшін төрт электродты MANB қондырғысы пайдаланылады. М, А, N немесе М, А, В үш электродтары (каротаждық зонд) ұңғымаға кабель арқылы түсіріліп, ал төртінші электрод В немесе N ұңғыма ернеуінде қазық ретінде жерге енгізіледі. Бір қоректендіруші А және екі өлшеуші М, N электродтарынан тұратын зонд бір полюсті, ал бір өлшеуші М және екі токты (қоректендіруші) А, В электродынан тұратын зонд екі полюсті деп аталады.

Екі жағдайда да КК есептеу кедергі әдісінің өрнегі бойынша есептелінеді: $\rho_k = k \cdot \Delta U / I$, мұндағы k – зондтағы электродтар арақашықтығына байланысты коэффициент; ΔU – М және N өлшеуші электродтар арасындағы потенциалдар айырымы. Зонд түріне байланысты коэффициент келесі формуланың біреуі бойынша анықталады:

$$K = 4\pi\, AM \bullet AN/MN \text{ немесе } K = 4\pi\, AM \bullet BM/AB.$$

Жыныстардың МК параметрін өлшеу үшін әртүрлі зондтар (үш электроды бар қондырғы) пайдаланылады: градиент-зондтар және потенциал-зондтар.

Граидиент-зонд деп M және N немесе A және B жұп электродтары аралығы, A және M немесе N және A сыңар (жұп емес) электродтары аралығына қарағанда аз зондтарды айтады.

Градиент-зондтың мөлшері АО-ға тең (О – тіркеу орны, M, N (A, B) жұп электродтар орталығы). АО көбейген сайын зерттелетін ортаның терендігі де көбейеді. Егер градиент-зондтың жұп электроды, сыңар электродтың астында болса, ол табандылық деп, керісінше болса жабындылық деп аталады.

Потенциал-зонд деп, MA аралығы жұп электродтар M, N (A, B) аралығынан, аз болған жағдайда айтылады. MA немесе MB ұзындығы потенциал-зондтың мөлшері болып саналады.

Әдістің физикалық негізі

Жер бетінде B электроды қазық ретінде қағылған, A токты электрод біртекті ортада орналасқан кезде, оны нүктелік көзі ретінде қабылдауға болады. Тоқ сызықтары олардан радиал бағытта қосылады, ал эквипотенциалды сырт бетінде сфералық пішіні қалыптасады. Физика курсынан белгілі токтың нүктелік ағынының потенциал өрісі /r арақашықтығынан біртекті және изотропты ортаға ρ кедергісімен/ тең:

$$U = \frac{I\rho}{4\pi} \cdot \frac{1}{r}. \tag{5.1}$$

Сәйкесінше:

$$\begin{aligned} U^{A}{}_{M} &= \frac{I\rho}{4\pi} \cdot \frac{1}{AM}; \quad U^{A}{}_{N} = \frac{I\rho}{4\pi} \cdot \frac{1}{AN}; \\ \Delta U_{MN} &= U^{A}{}_{M} - U^{A}{}_{N} = \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right) = \\ &= \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{AN - AM}{AM \cdot AN} = \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{MN}{AM \cdot AN}. \end{aligned} \tag{5.2}$$

Бұдан A электродынан шыққан I ток күшін өлшей отырып және M мен N өлшеуші электродтарының арасындағы U_{MN} потенциалдар айырмашылығын алып, ортаның кедергісін шығаруға болады:

$$\rho = 4\pi \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I}. \qquad (5.3)$$

$\Delta U/I$ қатынасының арасында тұрған көбейтіндіні көруге болады, берілген зонд қондырғылары үшін тұрақты КК зонд коэффициенті деп аталады:

$$K = 4\pi \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN}. \qquad (5.4)$$

Жер бетінде В электроды емес N электроды орналасқан жағдайда, төмендегіні алуға болады:

$$K = 4\pi \cdot \frac{AM \cdot BM}{AB}. \qquad (5.5)$$

Электродтар арасындағы арақашықтық өзгермеген және тек олардың қызметі өзгерген кезде, коэффициенттің К сандық көрсеткіштері өзгермейді. Бұл ұңғымаларда кедергіні өлшеуге ортақ (суперпозиция) принципі қабылданған, сондықтан ортаның кедергісін өлшеу нәтижесі зондтың токты және өлшеуші электродтарын ауыстырған кезде өзгермейді.

Егерде (5.3) өрнек бойынша есептелген кедергі, біртекті емес ортада жүргізілген болса, онда КК өлшеудің мағынасы болды. Ол осындай жалған біртекті орта кедергісіне, біртекті емес ортадан берілген зонд мөлшерімен өлшеушіде қоректендіру тогының күші осындай потенциалдар айырымын тудырады, яғни (5.3) өрнегі мынандай түрге ауысады:

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}. \qquad (5.6)$$

КК әдісінің петрофизикалық негізі

Көп жыныстар – нашар өткізгіштер болып келеді, егер де олардың кеуектері мен қуыстары сұйықтыққа, көбіне сумен қаныққандары болмаса, олардың кедергілері үлкен болып келер еді. Осылардың арқасында таужыныстары электролитті өткізгіш болып келеді. Электролитті өткізгіште токтың таралуы электрондары асық немесе жетпейтін иондар-молекулаларымен шартталғандығын ескеру қажет. Кедергілер иондардың диссоциациялану дәрежесіне және концентрациясына, диэлектрлік тұрақты еріткіштерге байланысты өзгереді. Жоғарыда айтылғандай, зарядтардың

тасымалдануы электронды өткізгішпен салыстырғанда баяу жүреді де, бұл қозғалыстар негізінен химиялық алмасумен бірге жүретін заттар тасымалдануын түсіндіреді.

Суға қаныққан ρвп жыныстың меншікті кедергісін өлшеп және ρв кедергісін біле отырып, kn эмпиризмдік тәуелділікті қолданып анықтауға болады:

$$\rho_{вп} / \rho_{в} = P_n = \alpha_n / k_n^{\,m} \approx 1 / k_n^{\,2},$$

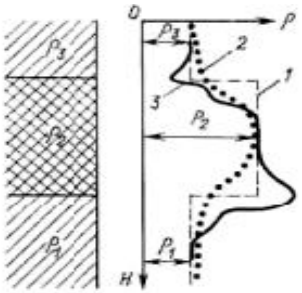
мұндағы Pn – кеуектілік параметрі; α_n, m – тасбаған арқылы анықталған белгілі бір жыныстың тұрақтысы. Тек кеуектілік кеңістігінің жартысы сумен толған мұнайға қаныққан жыныстарда, олардың меншікті кедергілері суға қаныққан жыныстарға қарағанда үлкен болады. Бұл көрсеткіш қанығу параметрімен бағаланады

$$P_n = \rho_{нп} / \rho_{вп},$$

мұндағы $\rho_{нп}$ – мұнайға қаныққан жыныстардың меншікті кедергілері. Суға қаныққан kв (kв =1– knг) немесе мұнайға қаныққан knг коэффициенттерін және Pn арасындағы корреляциялық тәуелділікті біле отырып берілген аудан үшін ρвп және ρнп өлшеп, knг табуға болады.

КК әдісін талдау мен қолдану аймағы

5.2-суретте қалыңдығы үлкен кедергісі жоғары қабаттағы КК диаграммасының түрі келтірілген.



5.2-сурет. Меншікті электрлік кедергі диаграммасы: қалыңдығы үлкен жоғары кедергілі қабат (1) нақты және потенциал зонд (2), градиент-зонд (3)

Көрініп тұрғандай, градиент-зонд қисығы потенциал зонд қисығынан өзінің ассиметриясымен (бір-біріне сәйкес келмеуі) ерекшеленеді, бұл қабаттың жабыны мен табанын теңестіруге мүмкіндік береді. КК мәліметтерін талдау КК диаграммаларында ρ_k аномалияларын көзбен бөліп шығудан басталады, олар шоғырланған қабаттың тереңдігін әртүрлі меншікті электрлік кедергілері бойынша анықтайды. КК қисықтарының ерекшеліктері мен пішіні тек кедергі және қабат қалыңдықтарымен ғана анықталмайды, ол ұңғыма диаметрімен, бұрғылау сұйықтығының минерализациясымен, оның жыныска өту радиусымен (жыныстың кеуектілігінен және ұңғыма оқпанындағы және қабаттағы сұйықтың қысымының айырмашылығында), сонымен бірге диаграмма алынған зонд ұзындығымен және түріне байланысты. КК әдістер теориясында, кез-келген зондтар кедергілері үшін және қалыңдығы әртүрлі қабаттардың кедергілеріне график құрылып және формула есептелген. Потенциал зондпен алынған КК қисықтары симметриялық пішінімен ерекшелінеді. Қабаттың ортасы, максимумдармен кедергілердің жоғарылауы, ал минимумдарымен – төмендеуі ерекшелінеді. КК қисығында табандылық градиент-зондта максимумдарымен кедергісі жоғары қабаттың табанын және кедергісі төмен қабаттың жабынын, ал жабындылық градиент зонд максимумдарымен кедергісі жоғары қабаттың жабынын және кедергісі төмен қабаттың табанын бөліп көрсетеді. Осылай градиент-зонд көмегімен тез қабаттың жабыны мен табанын анықтауға болады, бірақ оның қалыңдығы мен ортасының орналасуын білу қиын. Екі зондты КК графигі бойынша – жабындылық және табандылықпен нақты орны және қалыңдығы анықталады. КК стандартты зондтардың мәні бойынша және БКЗ қисықтарын талдау нәтижесінде жыныс кедергісінің нақты мәнін және бұрғылау ерітіндісінің өту радиусын бағалауға болады. Бұрғылау ерітіндісінің өту радиусы үлкен болған сайын жыныстың кеуектілігі және олардың коллекторлық қасиеті жақсы.

Көрінерлік кедергі – ұңғымаларды геологиялық құжаттау, құрамы әртүрлі литологиялық қабаттарды анықтау және олардың тереңдігі мен қалыңдығын, кеуектілік коэффициентін, мұнайлы және сулы қабаттарды анықтау үшін қолданылатын геофизикалық зерттеудің негізгі әдістерінің бірі.

5.2.2. Бүйірлік каротажды зондылау

Қабаттың нақты меншікті кедергісі, негізінен, бүйірлік каротаждық зондылау (БКЗ) әдісімен анықталады. Бұл әдісті қолдану барысында ерітінді фильтратының ұңғыма қабырғасына сіңу белдемі де анықталады.

БКЗ әдісінде градиент-зондтардың төмендегі түрлері пайдаланылады: табандық – A0, 4M0, 1N; A1M0, 1N; A2M0, 5N; A4M0, 5N; A8M1N немесе жабындық – N0, 1M0, 4A; N0, 1M1A, т. б. БКЗ диаграммаларын өңдеу нәтижесінде қабаттар дараланып, зондылау қисық сызығы $\rho_к = f(AO)$ тұрғызылады.

Қалың және жоғары кедергілі қабаттар үшін зондылау қисық сызығын тұрғызу барысында МК параметрінің орташа мәндері пайдаланылған жөн. Ал, орташа қалыңдықты және жоғары кедергілі қабаттар үшін ($6< h<20$ м) МК-нің орташа және ең жоғары мәндерін пайдалану керек. Жоғары кедергілі жұқа қабаттар үшін ($h<6$ м), әдетте, экстремалды зондылау қисық сызықтары тұрғызылады.

БКЗ-нің мәліметтерін талдау (интерпретациялау) барысында тұрғызылған зондылау қисық сызықтары теориялық қисық сызықтары салыстырылып, олардың арасындағы сәйкес келетін параметрлері (меншікті кедергі, фильтраттың сіңу белдемі) алынады.

Алынған БКЗ зондылау қисық сызығы алдымен екі қабатты палеткадағы қисық сызықтармен (БКЗ-1) салыстырылады. Егер тәжірибелік БКЗ қисық сызығы палеткадағы ешбір қисық сызықпен сәйкес келмесе, бұл ұңғыма қабырғасына фильтраттың енгенін білдіреді.

БКЗ нәтижелерін мұндай әдіспен талдаудың қарапайымдылығына қарамастан, кемшіліктері де бар.

1. Тек қана әдеттегі зондтар нәтижелері пайдаланылады. Басқа зондтармен алынған мәліметтерді пайдалануға болмайды.

2. Өңдеу процесін автоматтандыру мүмкін емес. Сондықтан ұңғыма ашқан жыныстардың меншікті кедергісін анықтау үшін каротаждың басқа түрлері пайдаланылады.

БКЗ әдісін пайдаланудың қолайсыз жағдайлары: қиманың әртектілігі (кедергілері әртүрлі қабатшалардың алмасуы), аса

жоғары немесе төмен кедергілі таужыныстары, ұңғыма жуатын ерітіндінің кедергісінің аз болуы (тұзды ерітінділер). Бұл жағдайларда каротаждың басқа түрлері пайдаланылады.

5.2.3. Микрозондылау (МКЗ)

МКЗ ашық оқпанда, нақтылау (детальный) интервалын зерттеу кезінде БКЗ кешенімен бірге іздеу мен барлау ұңғымаларында жүргізілетін негізгі әдістер қатарына кіреді.

МКЗ келесі мәселелерді шешеді:

- БКЗ кешенін талдау кезінде, алынған мәліметтерді растау үшін жуу сұйықтығының МЭК анықтау;
- сазды қабыршақ және кедергінің радиалды градиенті бар кезінде МКЗ диаграммаларының оңға қарай өсуі байқалады;
- коллекторлар арасынан қатты өткізбейтін қабатшаларды бөлу;
- біршама каверна (ойық) беретін шайылатын саздарды бөлу;
- тасбағанды тереңдікке теңестіру кезінде МКЗ мәліметтері қолданылады;
- МКЗ мәліметтерін литостротиграфиялық бөлу мен басқа геологиялық құрылымдарын және объектінің басқа қасиеттерін анықтау кезінде қосымша материал ретінде қолданады.

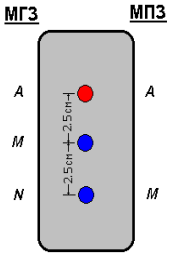
Әдістің физикалық негізі

МЭК негізі ұңғыма айналасындағы қиманы нақтылауда, меншікті кедергілерді ұзындығы өте аз зондтармен зерттеу болып табылады. Бір-бірінен 2,5 см арақашықтықта орналасқан, үш нүктелік электродты зондылау қондырғысы ретінде резеңкелі «табан» алынады. Олар екі зондтан тұрады: микро градиент-зонд (МГЗ) А0.025М0.025N және микро потенциал зонд А0,05М.

МГЗ зерттеу радиусы 3–5 см жуық, ал МПЗ зерттеу радиусы одан 2–2,5 есе үлкен, яғни 10-12 см құрайды. МПЗ қарағанда МГЗ өлшеу радиусы аз болғандықтан, оның көрсеткіші сазды қабыршақ және жуу сұйықтығы, ал МПЗ көрсеткішіне ұңғыманың шайылған аймағы әсер етеді. Біздің жағдайымызда сазды қабыршақ кедергісі шайылған аймақтың меншікті кедергісінен үлкен, коллекторларға қарсы МПЗ көрсеткіші МГЗ көрсеткішінен үлкен. Осылай МКЗ бағалау кезінде сапалы материал болып, МГЗ көрсеткішінен МПЗ көрсеткішінің жоғары болуын айтады.

5.2.4. Резистивиметрия әдісі

Резистивиметрия әдісі ұңғымадағы бұрғылау сұйықтығының немесе судың кедергісін анықтаумен түсіндіріледі. Изолятордан жасалған түтікшеге салынған ұзындығы аз зондтар мен резистивиметрия жұмысы жүргізіледі. Ұңғыма бойымен зондты жылжытқанда түтікше ішіне ұңғыманы толтырып тұрған сұйықтық оңай кіреді, қоршаған жыныстар кедергілерін түтікше қабырғалары қорғайды. Тіркеу КК әдістеріндей болады. Резистивиметр коэффициентінің кедергісі, белгілі сұйықтық ішінде эталондау бойынша анықталады.



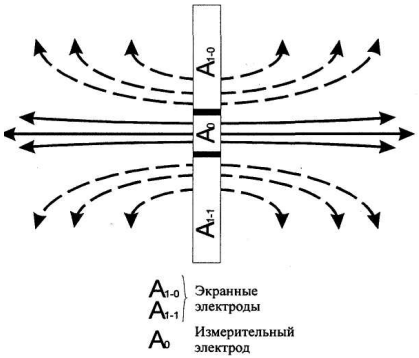
5.3-сурет. МКЗ қондырғысының зондылық сұлбасы

Ұңғымадағы бұрғылау сұйықтығының немесе судың кедергілері жайлы мәліметтерді, минерализациясы әртүрлі жерасты суларының ағынының орынын және каротаж диаграммаларын өңдеу үшін қолданады. Бұдан басқа резистивиметрия әдісі, жерасты суларын фильтрациялау жылдамдығын анықтау үшін де қолданылады. Қалыпты жағдайда (жұмыс жасайтын қабат жоқ болғанда) тереңдіктің азаюымен жуу сұйықтығының кедергісі аздап жоғарылайды. Сазды ерітіндінің меншікті кедергісі 1700 м тереңдікте, тығыздығы 1.10 – 1.20 г/см^3 кезінде 2.5 Ом*м, ал 2500 м тереңдікте – 1.5 Ом*м жуық.

5.2.5. Бүйірлік каротаж

Меншікті кедергілері өте жоғары немесе өте төмен қабаттарда зерттеу жүргізу кезінде, БКЗ кешенін тіркеудегі негізгі кемшілік болып, қимадағы жоғары және төмен кедергілі

қабаттардың жиі алмасып келуінен алынған мәліметтерді өңдеу үшін көптеген түзетулерді енгізуді талап етеді. Мұндай жағдай БКЗ тіркеу кезінде қоректендіруші электродтардан ток сызықтары жан-жаққа тарайды және олардың қозғалу бағытын бақылау мүмкін емес. Мұндай жағдайларды болдырмау үшін таужыныстарының кедергілерін өлшеуде фокусталған зондтар қолданады. Фокусталған зондтар қисық сызығын тіркеу-бүйірлік каротаж (БК) деп аталады (5.4-сурет).



5.4-сурет. БК-3 зондының сұлбасы

Бүйірлік каротаж (БК) деп экрандалған электродтары бар зондтармен токты фокустау (бір жерде жинау) арқылы жүргізілетін кедергі каротажын айтады, яғни кедергі әдісімен каротаж жүргізу барысында зондтардағы электр өрісі бақылауда болады (басқарылады).

Бүйірлік каротаж зондтарының санына байланысты көп электродты (жеті-, тоғызэлектродты) және үшэлектродты болып бөлінеді.

Жеті электродты зонд орталық A_0 электродынан, өлшеуіш екі жұп M_1, M_2, N_1, N_2 және бір жұп экрандық A_1 және A_2 электродтарынан тұрады. Әрбір жұп электродтар бір-бірімен қосылған A_0 электродынан бірдей қашықтықта орналасады. A_0 электроды арқылы I_0 тогы жіберіліп, ол токтың шамасы бірқалыпты ұсталады. Экрандық A_1 және A_2 электродтары арқылы $I_э$ тогы таралып, оның мөлшері M_1 және N_1, M_2 және N_2

электродтары аралығындағы потенциалдар айырмасы 0-ге тең болуын қамтамасыз етеді. Өлшенетін шама- M_1, M_2 немесе N_1, N_2 электродтарының потенциалдың N электродына қарағанда азаю деңгейі. Ал, N электроды токты электродтардан біршама қашықта орналасады.

Өлшенген шама A_0 нүктесіндегі мәні болып есептеледі. Зондтың ұзындығы $L_з$ ретінде M_1N_1 және M_2 N_2 аралығы (O_1 және O_2 нүктелері) алынады. Экрандық A_1 және A_2 электродтар аралығы зондтың жалпы мөлшері $L_{общ}$ деп аталады ($q=(L_{общ} - L_з)/L_з$ – фокустық параметр).

Көрінерлік меншікті кедергі өлшенген $\Delta U_{мк}$ және орталық A_0 электродынан таралған I_0 ток күші арқылы өрнегімен есептелінеді. БК зондымен есептелген көрінерлік кедергі, кедергі әдісіндегі әдеттегі зондпен өлшенген $\rho_к$-ға қарағанда қабаттың нақты ρ кедергісіне шамалас.

БК әдісінде зерттеу тереңдігі, экранды A_1 және A_2 электродтарының арақашықтарымен тікелей байланысты: A_1және A_2 аралығы өскен сайын зерттеу тереңдігі де өсе түседі.

Жеті электродты зондта электродтардың орналасуы төмендегі түрде жазылады: A_0 0,2 M_1 0,2$N_1$1,1A_1. Бұл жазу $L_{общ}$ =3 м, $L_з$ = 0,6 м, q = 4 деген түсінікті білдіреді. Диаграммада мұндай зонд L_A 3q 4 деп бейленеледі.

Тоғыз электродты зонд тереңдігі әдетте аз болады, сондықтан да ұңғыма ашқан қабаттың азғана бөлігін (ұңғыма оқпанына жақын) зерттеуге арналады. Оның құрылысы жетіэлектродты зондқа ұқсас, тек жеті электродты зондтың сыртында A_0 электродынан бірдей қашықтықта қосымша B_1 және B_2 электродтары орналасқан.

B_1 және B_2 электродтары арқылы I_0 және $I_э$ ток тізбегі тұйықталып, A_0 электродынан таралған ток қабатқа сіңбей, шашыраңқы түрде таралып, қабаттың беткі бөлігінің ғана меншікті кедергісін сипаттайды.

Электродтардың орналасуы *$A_0 0,2M_l 0,2N_l 0,2A_1 0,9B_1$* түрінде жазылып, ол $L_{жалпы}$=1,2м, L.=0,6м, q=1 деген түсінікті білдіреді. Диаграммада мұндай зонд L_B3L_Al,2ql деп бейленеледі.

Үш электродты зонд (БК-3) ұзынша пішінді үш электродтан тұрады (3.1-сурет). Орталық (негізгі) электрод A_0

және оған симметриялы түрде орналасқан екі экранды A_1 және A_2 электродтары жұқа оқшаулатқыш қабатшамен бөлініп, металдан жасалған цилиндр түрінде болады. Электродтар арқылы жіберілген токтың күші үш электродтардағы потенциалдардың мәндері бірдей болуын қамтамасыз етеді ($U_{A1}=U_{A0}=U_{A2}$).

Көрінерлік меншікті кедергі A_0 және N электродтары аралығында өлшенген потенциалдар айырмасы арқылы ΔU_{KC}, - формуласымен есептелінеді.

5.2.6. Микробүйірлік каротаж (МБК)

МБК барлық іздеу мен барлау ұңғымаларының ашық оқпанында, нақты зерттеу интервалдарында БКЗ кешенімен бірге жүргізілетін негізгі зерттеулердің бірі. МБК және МКВ (микрокавернометрия) келесі мәселелерді шешеді:

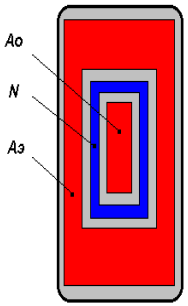
- қалыңдығы 10-15мм аз, сазды қабыршақтың және қабаттың жақын (шайылған аймақ) аймағының МЭК анықтайды;
- ұңғыма оқпанының диаметрін анықтайды;

МБК және МКВ келесідей геологиялық мәселелерді шешуге көмектеседі:

- сазсыз теригенді коллекторлардың шайылған аймағының МЭК бойынша Кп жайлы мәлімет алуға;
- МКВ бойынша (сазды қабыршақтың болуын немесе болмауын) коллекторларды бөлудегі сапалық белгілерін анықтауға;
- коллекторлар ішінен қатты, өткізгіш емес қабатшаларды бөлуге;
- коллекторлар қатарына кірмейтін немесе сазды аймақтар, коллекторлық қасиеттері нашар аймақтарды бөлуде;
- шайылған аймақтың МЭК бойынша, қалдық мұнай қанықтылық коэффициентін алуды (тасбағанды зертханалық талдау бойынша бекітілген).

Әдістің физикалық негізі

МБК ұңғыма айналасындағы қабаттың меншікті кедергісін үш электродты қондырғы көмегімен анықтайды. Үш электродты зонд (БК-3) ұзынша пішінді үш электродтан тұрады (5.5-сурет). Орталық (негізгі) электрод A_0 және оған симметриялы түрде орналасқан екі экранды A_1 және A_2 электродтардан тұрады. A_1 және A_2 электродтары бірдей потенциалға ие ($U_{A1}=U_{A0}=U_{A2}$), осының арқасында A_0 элетродынан ток ұңғыма оқпанына перпендикуляр бағытта тарайды.



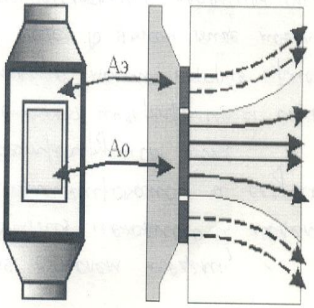
5.5-сурет. МБК қондырғысының сұлбасы

Мұндай конструкциялы зонд бұрғылау сұйықтығының және сазды қабыршақтың әсерін азайтып, басқа микроәдістерге қарағанда шайылған аймақтың кедергісін нақты анықтайды. Қалыңдығы 1,5 см кіші сазды қабыршақтар, өлшеу нәтижелеріне кедергі келтірмейді.

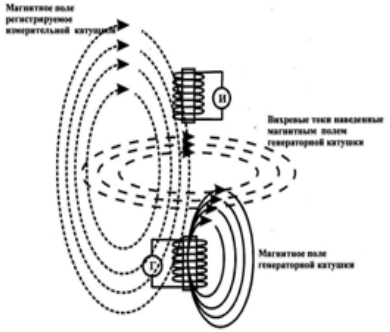
5.2.7. Индукциялық каротаж (ИК)

Индукциялық каротаж жүргізу кезінде таужыныстарының меншікті электрлік өткізгіштігі өлшенеді. Ол үшін ұңғыма ішіне генераторы (Г) және өлшеуіш (И) катушкалары бар аспап түсіріледі. Генератор мен өлшеуіш катушкалар арақашықтығы зонд ұзындығы деп аталады. Генераторлы катушкада өлшеу жүргізу кезінде айнымалы ток көмегімен айнымалы магнит өрісін белгілейді. Фарадей заңына сәйкес, осы уақытта

таужыныстарында зондтың өлшеуіш катушкасына тіркелетін электрмагнитті құйынды токтар пайда болады. Ал, бұл құйынды ток жыныстарда қосымша магнит өрісін тауып, ол бастапқы магнит өрісімен қосылып, қабылдаушы катушкада электрқозғаушы күш (ЭҚК) пайда болады (5.6-сурет).



5.6-сурет. «Табаннан» тоқтардың таралу сұлбасы



5.7-сурет. Индукциялық зонд өрісінің сұлбасы

Бұл ЭҚК жыныстардың электрөткізгіштігіне, яғни меншікті кедергісіне тікелей пропорционал. Ұңғымадағы аспапты қоршаған орта біртекті болмағандықтан, өлшенген электр-өткізгіштік шама көрінерлік электрөткізгіштік болып есептеледі, яғни

$$\sigma_к = \frac{1}{\rho_к} = \frac{E_c}{K_c},$$

мұндағы K_c – катушкадағы сигналдан меншікті электрлік өткізгіштікке көшу үшін пайдаланатын коэффициент. Көрінерлік меншікті электрлік өткізгіштік сименс/метрмен өлшенеді (См/м). Сименс – кедергісі 1 Ом-м-ге тең өткізгіштің өткізгіштік қабілеті.

Индукциялық каротаждық зондының шифры – бірінші сан зондтағы катушкалар санын білдіреді (өлшеу дәлдігін арттыру үшін басты екі катушкадан басқа зондта бірнеше қосымша катушкалар болуы мүмкін) Ф, И немесе Э әріптері зондтың түрін, үшінші элемент зондтың ұзындығын (басты екі

катушкалар ортасынын арақашықтығы) көрсетеді (мәселен, индукциялық зондтың шифры 6Ф1).

Индукциялық каротажды жүргізу үшін бірнеше арнайы аспаптар пайдаланылады. Олар бір-бірінен зондтар құрылысымен, сұлбалар ерекшеліктерімен және басқа да параметрлері ерекшеленеді. Жалпы алғанда, ИК аппараты бір-бірімен кабельмен жалғасқан ұңғымалық аспаппен жер бетінде орналасқан басқару жүйесінен тұрады.

ИК әдісі төменгі және орташа кедергілі геологиялық қималарды зерттеуде сапалы нәтижелер береді. Ал, жоғары кедергілі жыныстарда және ұңғыма жуатын ерітінді тұзды болған жағдайда ИК әдісінің нәтижелері көңіл толарлықтай дәрежеде болмайды (5.7-сурет).

5.2.8. Өзіндік поляризациялық потенциалдар әдісі

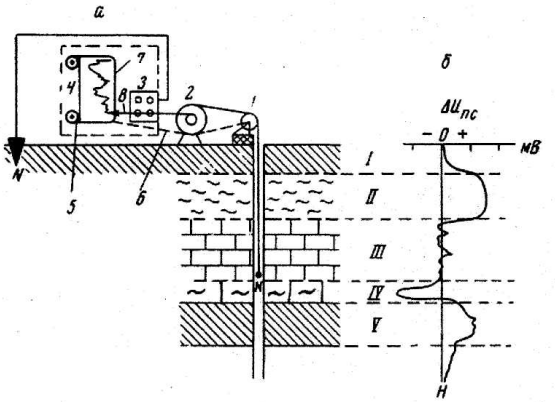
Табиғи электрлік өрістер параметрлерін тіркеуге негізделген электрлік каротаждың бір түрі. Өлшенетін көрсеткіш ӨП электрлік өрісінің потенциалы ($U_{пс}$) немесе потенциалдар айырмашылығы ($U_{пс}$) болып табылады. Өлшем бірілігі – мили вольт (мВ). Табиғи өрісті немесе өздігінен туындаған потенциалдар (ӨП) әдістерімен зерттеулер, электрхимиялық белсенділігі әртүрлі қабаттарда туындайтын тұрақты табиғи потенциалдарды өлшеуге әкеледі. Табиғи потенциалдар әртүрлі таужыныстарында болатын сүзгілену, диффузиялық-абсорбциялық, тотығу-тотықсыздану кезінде туындайды. Өзіндік поляризацияларды өлшеуді қорғасынды электрод атқарады. ӨП әдісі потенциалдар тәсілімен жұмыс жасайды, яғни *N* электроды ұңғыма сағасына жақын жерге орналасады және екінші электрод М ұңғыма бойымен жылжып отырады (5.8-сурет).

$$U_{ӨПMN} = U_{ӨПM} - U_{ӨПN}.$$

Өлшеу барысында тіркелген қисық сызық М электродындағы электр өрісінің әр тереңдіктегі өзгерісін көрсетеді. Өйткені N элекгродының потенциалы өзгермейді, сондықтан

$$U_{ӨПMN} = U_{ӨПM} - U_{ӨПN} = U_{ӨПM} - \text{тұрақты}.$$

ӨП диаграммаларының аномалиялары бойынша электрхимиялық белсенділігі әртүрлі қабаттарды бөлуге болады. ӨП диаграммаларымен литологияны бір мәнмен талдау қиын, өйткені табиғи электрлік өріс әртүрлі факторларға байланысты. Әркезде сазды жыныстарға қарсы ӨП аномалиялары – оң, ал кеуекті өткізгіш қабаттарға қарсы – теріс көрсеткіштер болады. Қатты, өткізгіштігі нашар құмтастар, әктастар, магмалық жыныстардың аномалиялары аз болады. ӨП әдісін геологиялық қимасын бөлуде және көрші ұңғымалар бойынша жеке қабаттарды корреляциялау, нашар өткігіш тақта тастарды, саздарды табу және жақсы өткізгіш құмдарды, кеуекті әктастарды анықтауда қолданады.



5.8-сурет. ӨП мәліметтерін жартылай автоматтандырылған тіркеу сұлбасы

а – сұлба қондырғысы: 1 – блок-баланс, 2 – коллекторлы лебедка, 3 – милливольтметр, 4 – тіркеуші, 5 – лентасозылмалы механизм (6) блок-баланстың ролигімен майысқақ валикке қосылған, 7 – диаграммалық қағаз, 8 – қалам; б – ұңғыма бойындағы табиғи потенциал диаграммасы: / (жер беті) және /// (әктастар)– электрхимиялық активтілігі әлсіз қабаттар, // (саздақтар) және V (саздар) – ӨП аномалиясы оң қабаттар, IV– өткізгіш қабаттарға тән ӨП аномалиясы теріс қабаттар

ӨП тудыратын себептер

Мұнай-газ ұңғымаларында потенциалдар негізінде сазды шекаралармен, көбінесе саз-құм шекараларымен байланысты.

Мұнай ұңғымаларында каротаж жүргізу кезіндегі басты әсер электрхимиялық потенциалдар (диффузиялық, мембраналық), ал рудалы аймақтарда рудалық минерализация потенциалдар көмегімен туындайды. Сазды шөгінділер натрий Na^+ катиондары үшін жақсы өткізгіш, бірақ хлор Cl^- аниондары үшін нашар өткізгіш болып табылады. Артынша мембраналық потенциалдар Na^+ иондары минерализацияланған қабат суын құмтасты қабаттардан көршілес сазды қабаттарға, содан кейін әлсіз минерализацияланған жуу сұйықтығына диффундирлейді. Минерализацияланған қабат суы мен өту аймағындағы сүзгіленген тұщы жуу сұйықтығының арасындағы шекарада қосымша диффузиялық потенциал туындайды: катиондарға Na^+қарағанда аниондардың Cl^- қозғалуы жылдам болғандықтан, өту аймағында артық Cl^- ағыны туындайды. Әдетте, сүзгілену потенциалы (Еф) электрхимиялықтан әлдеқайда кіші, сондықтан мұнай ұңғымаларында каротаж жүргізу кезінде ӨП барлық аномалиялары Ед әсерінен болады деп есептеуге болады. Егер ұңғыма ішіндегі электр өрісінің шығу тегі диффузиялық-адсорбциялық болса, онда ұңғымадағы зарядтардың таралуы ($\rho_в \angle \rho_с$; $\rho_в$ – құмды қабаттағы судың меншікті кедергісі, $\rho_с$ – сазды ерітіндінің меншікті кедергісі).

5.9-суретте диффузиялық-адсорбциялық потенциал мәні $E_{ДА}= K_{ДА}Lg\ (\rho_с/\rho_в)$, ал диффузиялық потенциал $E_Д=K_Д\ Lg\ (\rho_с/\rho_в)$ ($K_{ДА}$ және $K_Д$ – диффузиялық-адсорбциялық және диффузиялық потенциалдар коэффициенттері) көрсетілген.

Ұңғымадағы потенциалдар жиынтығы:

$$E_{оп}=E_Д-E_{ДА}=(K_Д-K_{ДА})\cdot Lg(\rho_с/\rho_в)= -K_{оп}- Lg(\rho_с/\rho_в),$$

мұндағы $K_{өп}=K_{ДА}-K_Д$ – диффузиялық-адсорбциялық потенциалдардың жалпы коэффициенті, $\rho_ф$ – сазды ерітінді фильтратының меншікті кедергісі.

Формула бойынша $K_{өп}$-нің ең үлкен мәні ($K_{өт}$18°С=-б9,6) сазсыз таза температурасы Т=18°С-қа тең қабатқа сәйкес болады. Ал, әртүрлі температурадағы мәндері

$$K_{өп} \approx - 69,6\ (T+273)/291.$$

Формула бойынша сазсыз қабат үшін

$$E_{ОП} \approx -69{,}6\frac{T+273}{291}Lg\frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}}.$$

ӨП қисық сызығын жазу, градиент- және потенциал зондтарын жазумен қатар, бір уақытта жүргізіледі. Мұндай біріктіріп тіркеуді – стандартты электрлік каротаж деп атайды.

Мұнай ұңғымаларындағы ӨП потенциал қисықтарының формалары

ӨП потенциал әдісімен мұнай ұңғымаларын зерттеу кезінде үш басты мақсат көзделеді:

1) кеуекті және сазды қабаттар арасындағы шекараны анықтау;

2) ұңғымаларды өзара корреляциялау;

3) қабат суларының меншікті кедергілерін анықтау.

ӨП потенциал қисықтарының формалары, әртүрлі геологиялық қималарға сәйкес келеді, сондықтан корреляция жасау кезінде, қабат қалыңдықтарының өзгеруін табады. Қабат суының минерализацияларының өзгеруі, ірі аймақтардың үйлеспеулерінен болуы мүмкін, бұл диаграммада басты саздар сызығынан ӨП потенциалының ауытқуына байланысты көруге болады

Егер таза өткізгішті құмтастар сазды қабатпен байланыста болса, онда саз-құмтас шекарасынан жоғары және төмен жатқан екі нүкте арасындағы потенциалдар айырмашылығы жоғары болады. Осы нүктелерде ӨП потенциалының көрсеткіштерін саздар және құмдар сызығымен анықтайды. Сызықтар арасындағы көрсеткіштерді статистикалық ӨП потенциал немесе ӨП потенциалының-ЭҚК деп атайды. ӨП потенциалының-ЭҚК көрсеткіші қабат суының және жуу сұйықтығының тұзды концентрациясына байланысты. Егер қабат суының тұздылығы өзгерсе, қабаттар үйлесімсіздіктен жоғары және төмен орналасса, саздар сызығы ауыспалы болады. Егер қабат суының минерализациясы жуу сұйығының минерализациясынан төмен болса, ӨП туғызатын және потенциалдар түзетін процестер қарама-қарсы бағытта жүреді: құмтастар потенциалдары саз сызығымен салыстырғанда оң мәнге ие болады. Құмтастар таза болмай, құрамында саздардың

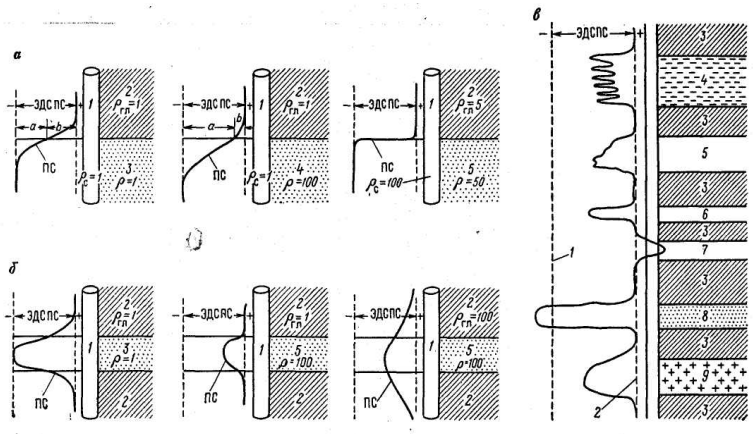
не шашыраңқы сазды материалдардың қоспасынан тұратын қатпарлар болғанда, статикалық ӨП мәні алынбайды да, псевдостатикалық ӨП деп аталатын потенциал түзіледі.

ӨП-нің қалың қабаттардағы қарапайым қисығы 5.9, а-суретінде көрсетілген. Сазды қабатпен кеуекті қабат арасындағы шекараны ӨП қисығының иілген нүктесінен анықтауға болады. Бұл кезде кеуекті қабат теріс потенциалдар аймағына сәйкес келеді.

5.9, б-суретте көрсетілгендей, жұқа қабаттарда жазылған ең үлкен мән, идеалды статикалық өлшемнен әлдеқайда аз болуы мүмкін.

Ұңғыманың жағдайы және қабат қалыңдығы кедері каротажына әсер еткендей ӨП қисығына да әсер еткенімен, осы сияқты көптеген факторларға сәйкес түзетулерді палеткалар бойынша енгізіп ескеруге болады. Жуу сұйығының тығыздығы мен кедергісі ӨП қисығына едәуір әсер етеді. Жуу сұйығының фильтратының кедергісіне, қабат суының кедергісінің қатынасы $\rho_ф/\rho_o$ қисық формасына әсер ететін негізгі фактор.

Кеуекті аймаққа жуу сұйығының фильтратының өтуі күрделі құбылыс. ӨП ауытқуы әдетте, өту аймағының мөлшері өскен сайын азаяды, бірақ кейде керісінше болуы мүмкін. Суға қаныққан аймаққа жуу сұйығы фильтратының өтуі барысында уақыт бойынша потенциал өзгеруі мүмкін. Егер, сол ұңғымада келесі жүргізілген каротаж қисығы сай келмесе, онда жоғары айтылған жағдайға байланысты болғаны. Электродтардың поляризациясы жер бетіндегі зерттеу жұмыстарындай, ӨП зерттеулерінің нәтижесіне өте үлкен әсер етеді. Электродтарды жуу сұйығын біршама уақыт салып тепе-теңдікке келтіруге болады. Жабдықта әртүрлі металдардың болуы жалған потенциалдардың түзілуіне әкеліп соғады. ӨП потенциалының өлшеміне ауыспалы теллурлы ток, электрлік қабылдағыштардың жақындығы, жергілікті электрлік операциялар, жұмыс орнына жақын жердегі едәуір электрлік коррозия және катодты қорғаныс құрылғысы әсер етеді. Тағы бір күрделендіретін фактор – жуу сұйығының, қабат суының және таужыныстарының химиялық құрамының әртүрлі болуына байланысты, қышқылдандыру – орнына келтіру потенциалдары болып табылады.



5.9-сурет. Құмтасты-сазды қималар үшін ӨП потенциал қисықтары [Pirson, 1963]

а – қалың қабаттар үшін; б – жіңішке қабаттар үшін; 1 – скважина; 2 – саздар; 3 – тұзды сулы құмдар; 4 – кеуекті ізбестастар; 5 – мұнайға қаныққан құмдар; в – әртүрлі таужыныстарына тән ӨП қисығы; 1 – құмдар сызығы; 2 – саздар сызығы; 3 – саздар; 4 – сазды қатпар құмдар; 5 – құрамында шашыраңқы саз қоспасы бар құмтас; 6 – лигниттер (қайталанатын реакция); 7 – күрең саз (қышқылдандыру реакциясы); 8 – FeS шашыраған құмтас; 9 – риолиттер

Суреттегі ρ мәні Ом-м-мен берілген. Ұңғымаларды зерттеудің радиоактивтік әдістері. Гамма каротаж (ГК). Гамма-гамма-каротаж (ГГК).

5.2.9. Радиоактивті каротаждың негіздері

Радиоактивтілік дегеніміз – химиялық элементттің. атом ядросында болып жатқан табиғи немесе жасанды ионизациялық сәулелену өрісінің сипаттамаларын өлшеуге негізделген геофизикалық әдітердің бірі. Әртүрлі элементтердің 230-дан астам радиоактивті изотоптары, радиоактивті нуклид деп аталатыны бізге белгілі. Менделеев кестесінде 82-ші реттік нөмірлерінен бастап ауыр металдар радиоактивтілігі, бір элементтен басқаға айналып жүреді және артынан төзімді радиоактивті емес изотоптарға

айналады. Негізгі радиоактивті қатар немесе ауыр элементтердің шоғыры уран-238, уран-235, торий-232 болып табылады. Аталған элементтер (оларды аналық радионуклидтер деп те атайды) өмір сүру уақыты ұзақ: жартылай ыдырау периоды, яғни атом санының екі есе азаюына кететін уақыт $4{,}5*10^{9}$; $7{,}13*10^{8}$; $1{,}39*10^{10}$,$5*10^{10}$ құрайды. Уран құрамында ең ұзақ өмір сүретін радиоактивті газ-радон (= 3,82 тәу) және радий (= 1620 ж.) сияқты радионуклидтер кіреді. Соңынан уран радиоактивті емес радиогенді қорғасынға айналады.

Радиоактивті шоғырынан басқа, көп тараған жалғыз радионуклиді бар, радиоактивті ыдырауы бір актпен бітетін калий-40 ($1{,}4*10^{9}$ ж.). Біртұтас жер қыртысында концентрациясы жоғары үш радиоактивті элементтер: уран. ($2{,}5*10^{-4}$ %), торий ($1{,}3*10^{-3}$ %) және калий-40 (2,5 %). Сондықтан радиометр осы үш элементтерді өлшейді. Олар таужыныстарында изоморфты аралас және жеке минерал ретінде кездеседі.

Радиоактивтілік параметрлері

Сыртқы әсерлерден тәуелсіз атом ядросының ішкі жағдайына негізделген бір изотоптың басқаға айналу процесі радиоактивті ыдырау болып есептеледі. Бұл процесс кездейсоқтық, яғни ядродан бөлшектердің ұшып шығуының сипаттамалары. Радиоактивті ыдырау келесі параметрлермен сипатталады:

1. *Жартылай ыдырау периоды.* Әртүрлі элементтерде жартылай ыдырау периоды әр мөлшерде көбіне – 10^{-6}-нан 10^{10} жылға дейін өзгереді. Әр элемент үшін анықталған және тұрақты көрсеткіштер болып табылады және оның диагностикалық белгілері болуы мүмкін.

2. *Табиғи сәулелердің құрамы*. Табиғи радиоактивтілік альфа, бета, гамма, нейтрондық, т. б. сәулелерден тұрады.

Альфа-ыдырау кезінде ядродан екі протоннан және екі нейтроннан тұратын альфа бөлшектер жоғарғы жылдамдықпен тарайды. Альфа-сәулеленудің өтімділік қабілеті нашар.

Бета-ыдырау ядродағы нейтрондар санының (протондарға қарағанда) күрт көбейюіне байланысты жүреді. Бұл құбылыс ядроны тұрақсыздық жағдайға келтіріп, ол басқа бір тұрақты

жағдайға ауысады. Бета-сәулелердің өтімділігі әлдеқайда жоғары.

Гамма-ыдырау, гамма-квант өте жоғарғы жиіліктегі электромагнитті сәулелер ағымын келтіреді. Бұларда басқалар сияқты сыртқы орта әсерінен жұтылады және ыдырайды, бірақ та электрлік бейтараптығынан жоғарғы өтімділігімен ерекшеленеді (ауада жүздеген метр және таужыныстарында бір метрге дейін).

Таужыныстарының радиоактивтілігі

Таужыныстарының және руданың радиоактивтілігі мейлінше көп болған сайын оның құрамында уран, торий, калий-40 табиғи радиоактивті элементтер концентрациясы көп болғаны. Жыныстарды құраушы минералдардың радиоактивтілігі бойынша 4 топқа бөлінеді. Радиоактивтілігі жоғары болып уран, торий минералдары, сонымен бірге уран мен торий құрамында шашыранқы түрде кездесетін минералдар белгіленеді. Ең жоғарғы радиоактивтілік құрамында калий-40 кездесетін минералдарға тән (дала шпаты, калий тұзы). Орта радиоактивтілік магнетит, лимонит, сульфид сияқты минералдарға тән.

Радиоактивтілігі төмен кварц, кальцит, гипс, тас тұзы, т. б.

Таужыныстардың радиоактивтілігі ең бірінші жыныстарды құраушы минералдар радиоактивтілігімен анықталады. Олардың радиоактивтілігі метоморфизм дәрежесіне және жасына, пайда болу ерекшелігіне, санды және сапалы минералдар құрамына байланысты. Таужыныстардың және руданың радиоактивтілігі уранның пайыздық эквиваленттілігі бойынша келесі топқа бөлінеді:

- радиоактивті емес жыныстар ($U < 10^{-5}$ %);
- радиоактивтілігі орташа жыныстар ($U < 10^{-4}$ %);
- радиоактивтілігі жоғары жыныстар және рудалар ($U < 10^{-3}$ %);
- радиоактивті емес рудалар ($U < 10^{-2}$ %);
- радиоактивтілігі жоғары және қатарлы рудалар ($U > 0{,}1$ %).

Радиоактивті элементтердің жалпы концентрациясынан басқа ортаның радиоактивтілігінің маңызды сипаты болып сәулеленудің немесе энергияның таралу аралығындағы энергетикалық спектр табылады. Мысалы, уранды-радийлі қатар

үшін гамма-сәулесінің максималды энергиясы 1,76 МэВ, ал жалпы спектр 0,65 МэВ, торийлі қатар үшін ұқсас параметрлер 2,62 және 1 МэВ аспайды. Калий-40 гамма- сәулелену энергиясы тұрақты (1,46 МэВ).

Осылайша, гамма-сәулеленудің жалпы қарқындылығы бойынша радиоактивті элементтердің болуы мен концентрациясын бағалауға болады, ал спектрлік сипатын (энергетикалық спектр) талдау бойынша уран, торий немесе калий-40 концентрациясын жеке-жеке анықтауға болады.

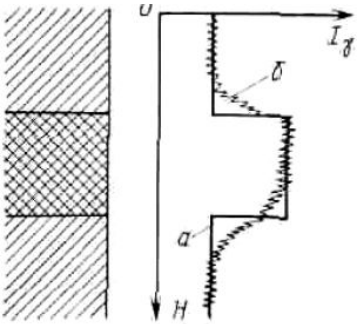
5.2.10. Табиғи гамма – активтілік әдісі

Ашылған ұңғыманың табиғи радиоактивтілігін – спектральды (ГК-С) және интегралды (ГК) әдістер анықтайды. Ол үшін ұңғыма ішіне түсірілетін аспаптағы γ - сәулеленуінің индикаторы (Гейгер-Мюллер немесе сцинтилляциялық санауыштар) пайдаланылады.

Ұңғыма бойымен тау жыныстары қабаттарының γ-сәулелену қарқындылығын өлшеу барысында жазылған қисық сызықты гамма каротаждық қисық сызықтар деп атайды. Өлшенген параметр жыныстардың радиоактивтілігімен ғана емес ұңғыманың жағдайымен де (ұңғыма диаметрі, сұйықтың тығыздығы, т. б.) тікелей байланысты. Гамма каротаж нәтижесінде гамма-сәулелену ($I\gamma$) қарқындылығы үздіксіз қисықтар немесе диаграмма арқылы алынады. Көрсеткіштері импульс минутпен (имп/мин) немесе микрорентген сағатпен (мкр/с) өлшенеді.

Табиғи радиоактивтілік негізінен уранның U 238 болуымен және радиоактивті калий К 40, торий Th, радий Ra өнімдерінің ыдырауымен шартты. Қалған радиоактивті элементтердің концентрациясы төмен және жартылай ыдырау периодтары үлкен. Магмалық жыныстарда қышқылдардың радиоактивтілігі жоғары. Метаморфтық жыныстарда радиоактивтіліктің жоғары болуы олардың құрамындағы К 40 болуына байланысты. Шөгінді жыныстардың радиоактивтілігі әртүрлі. Радиоактивтілігі төмендігімен хемогенді шөгінділер (ангидрит, гипс, галит): таза құмдар, құмтастар, әктастар және доломиттер ерекшеленеді. Радиоактивтілігі жоғары жыныстар – саздар,

сазды және битумды тақтатастар, фосфориттер, сонымен бірге калий тұзы. Сондықтан осы шөгінділерді ажырату (идентификация) үшін ГК қолданылады. Қалған терригенді жыныстардың радиоактивтілігі олардың саздылық дәрежелерін және карбонатты жыныстар құрамында ұсақ шашыранды материалдарды (ерімеген қалдықтар) сипаттайды. Жеке жағдайларда ГК жыныстардың литологиясын және радиоактивтілігі жоғары жыныстарды бөледі. Мысалы: таза құмтастар, сонымен бірге мұнай және газ коллекторлары, глауконитті, карнотитті, моноцитті және басқа уранды немесе торийлі минералдармен байытылған болса, сазды немесе саздар деп көрінуі мүмкін. Кей кездерде таужыныстар радиоактивтілігінің жоғарылауы фосфатты немесе органикалық, уранды сумен қанығуына байланысты. Осындай жағдайда литологияны ажырату спектральды ГӘ анықталады. Ол карбонаттардың саздылығын құрамындағы уран, торий және калий элементтерін жекелеп бөледі. Карбонаттарда уранның көп болуы радиоактивті қабат суының болуына, карбонатты саздылығы – ториймен калийдің болу белгілерін білдіреді.



5.10-сурет. ГК қисық сызығы
а – таужыныстардың құрамында радиоактивті элементтері бар диаграмма; б – ГК дұрыс диаграммасы

ГК келесі мәселелерді шешу үшін қолданылады: саздылық дәрежелері бойынша шөгінді қабаттарды корреляциялау мен бөлуде; пайдалы қазба кенорындарын іздеуде (уран, марганец, қорғасын, бокситтер, фосфориттер).

5.2.11. Гамма – гамма әдістер (ГГК)

Таужыныстардағы шашыранды жасанды гамма-сәулелердің қарқындылығын өлшеуге негізделген. Гамма кванттар көзі ретінде сәулелену энергиясы 20 кэВ – 1,3 МэВ аралығындағы радиоактивті изотоптар қолданылады. Осы аралықта бізге гамма кванттардың заттармен әрекеттесуінің 2 түрі белгілі: фотоэффект нәтижесінде комптондық шашырауы мен жұтылуы болады. 0,5 МэВ жоғары энергия кезінде фотоэффект болмайды. ГГК-дағы шашыранды гамма кванттар $I_{\gamma\gamma}$ саны негізінен таужыныстардың тығыздығына σ, ал олардың жұтылуы – оның тиімді атом ретіне $Z_{эф}$ және тығыздықтың төменгі дәрежесіне тәуелді. ГГК ұңғымалық аспабының блок-сұлбасы 4.2-суретте келтірілген.

6 және 7 гамма – кванттар 2 сәуле көзінен шығып 1 қорғасын немесе болат экрандағы арнайы коллимациялық тесік арқылы жынысқа түседі және онымен шағылып бағытын өзгертеді. Жуу сұйықтығының әсерін аспапты ұңғыма қабырғасына қосатын қондырғы 8 арқылы болдырмауға болады.

ГГК 2 түрі бар: тығыздықты ГГК-П және селективті ГГК-С. ГГК-П әдісінде тіркелетін гамма-сәулелену және энергиясы комптон эффектісіне жатады. Екінші гамма-сәулелену қарқындылығы заттың тығыздығына және атом нөміріне (химиялық құрамы) аз байланысты.

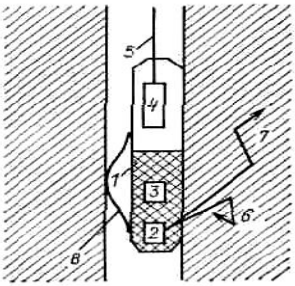
ГГК – зонд ұзындығы (өлшеу тереңдігі) аз, сондықтан олардың көрсеткіштеріне каверна (ойық) мен сазды қабыршақ көп әсер етеді. Осы себеп бойынша таужыныстардың параметрлерін анықтау үшін шегенделген ұңғымаларда қолданылмайды.

ГГК-П ұңғыма қимасын литологиялық бөлу үшін қолданылады. Мұнай және газ ұңғымаларында ГГК-П литологиялық құрамы белгілі кезде таужыныстарының кеуектілігін бағалау үшін қолданылады. Кеуектілік коэффициенті $К_П$ және тығыздығы σ келесі қатынасқа байланысты:

$$\sigma = (1 - k_П)\sigma_{СК} + k_П\sigma_Ж,$$

мұндағы $\sigma_{ск}$,$\sigma_ж$ – таужыныстардың қаңқасын және оны толтырып тұрған сұйықтық.

ГГК-П мәліметтері бұдан басқа шегенделген ұңғыманың техникалық жағдайын анықтау үшін де қолданылады.



5.11-сурет. ГГК ұңғымалық аспабының блок-сұлбасы
1 – экран; 2 – сәуле көзі; 3 – детектор; 4 – электронды блок; 5 – кабель; 6,7 – шағылған гамма кванттар; 8 – қысатын қондырғы

5.2.12. Ұңғымаларды зерттеудің нейтрондық әдісі. Коллекторлардың кеуектілігі мен мұнай қанықтылығын анықтау

ҰГЗ ядролық-физикалық әдістері ұңғымадағы табиғи және жасанды радиактивті сәулелер өрісін зерттеуге негізделген. Нейтрондық каротаж (НК) ұңғыма қимасындағы жыныстарды нейтрондармен атқылау барысында γ-сәулелену және нейтрондық сипаттамаларды зерттеуге негізделген. Іс жүзінде тұрақты (стационарлы) нейтрондық және импульсті нейтрондық зерттеу әдістері пайдаланылады. Тұрақты нейтрондық әдістеріне нейтрондық гамма-каротаж (НГК), нейтрон-нейтрондық каротаж (ННК) кіреді.

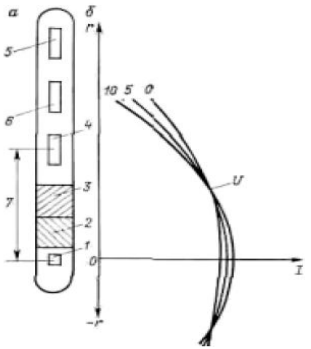
Стационарлы нейтрондық әдістер

ҰГЗ стационарлы нейтрондық әдістері жылдам нейтрондар ағынымен (0,5 МэВ энергиядан жоғары) және тығыз нейтрондарды, жылу немесе жылу асты энергияға дейін баяулатып немесе ядро атомдарымен (радиациалық қармау) жылу нейтрондарын қармау кезінде пайда болатын гамма-кванттарды тіркеу. Нейтрондарды алу үшін, әдетте кейбір элементтердің ядросымен альфа бөлшектердің жұтылу реакциясын қолданады. Кәсіпшілік геофизика тәжірибесінде

ампуладағы плутонийді сәуле көзі, ал берилийді нысана ретінде жиі қолданады. Бұл жерде нейтрондардың орташа энергиясы 2,7 МэВ. Ал 0,025-0,02 эВ энергиялы нейтрондар жылулық деп есептелінеді. Біршама жоғары энергиялы нейтрондар – жүз электрон вольтқа дейін жылу асты болады. Нейтрон жылдамдығын баяулатуға қабілетті элементтердің ядро массалары, нейтрон массасына жуық болуы керек. Сондықтан баялаулатқыш сутегі, ал жоғары баяулатқыш көміртек пен берилий болады. Жылу нейтрондарына тез жұтқыш элементтері, яғни хлор, бор, кадмий, литий, темір, марганец қатысты. Жылу нейтронының кеңістікте таралуы баяулатқыштар концентрациясына және оның жұтқыш элементтерінің концентрациясына тәуелді. Дәл осы факторлардан, гамма-кванттардың кеңістікте таралуы радиациялық қармауға тәуелді. Бірақ бұл тәуелдіктер әртүрлі. Мысалы: хлор концентрациясының жоғарылауы жылу нейтрондардың тығыздығының төмендеуіне әкеледі және кванттардың радияциялық қармау санын өсіреді; жұтылу актісі бірнеше гамма кванттардың сәулеленуімен бірге жүреді. Мұндайда әрбір элемент өзінің гамма-кванттық сәулеленуімен бірге жүреді. Әрбір элемент өзінің гамма-кванттар энергия спектрімен сипатталады. Бұл қиманы құрайтын химиялық элементтерді ажыратуға мүмкіндік береді. Жоғарыда айтылған жыныстардың нейтрондық қасиетін баяулату ұзындығымен және жылу нейтрондарының орташа өмір сүру уақыты немесе диффузия ұзындығы сипаттайды. Айта кетсек, бұл қасиеттер гамма сәулеленудің энергиялық спектрі, яғни радиациялық қармау, олардың химиялық байланысына емес, тек айтылған элементтер концентрациясына ғана тәуелді. Осылай заттардың станцианорлық нейтрондардың ағынымен әрекеттесуіне байланысты төрт әдісті бөледі: жылу асты нейтрон- нейтрондық каротаж (ННК-НТ); жылулық нейтрон- нейтрондық каротаж (ННК-Т); нейтронды гамма каротаж (НГК) және спектриялды нейтронды гамма каротаж (НГК-С). Осылардың біреуі іске қосылғанда, олардан жылдам нейтрондар сәулесі шығарады, сәйкесінше жылу асты нейтрондары, жылу нейтрондары, екінші гамма кванттар тіркеледі.

Барлық төрт әдіс үшін ұңғымалық аспаптың блок-сұлбасы бірдей (5.1-сурет). Аспап 1 жылдам нейтрондар көзінен және 2 парафин экраннан тұрады. Парафин тікелей нейтрондар ағынын (таужыныстары арқылы келмейтін) жылулық энергиясына дейін тез баяулатуға әкелетін, құрамында сутегі бар зат болып табылады. Парафинде туындайтын радиациялық қармаудың гамма сәулеленуі 3 қорғасын экранымен әлсірейді. Одан әріде жылу асты нейтрондарға, жылу нейтрондарға немесе гамма кванттарға байланысты түрлерін тіркейтін 4 детектор орналасқан. Аспаптың жоғары бөлігінде табиғи гамма сәулеленуді тіркейтін 5 детектор орналасқан. Сәуле көзінен алшақтау 5 детектордың орналасуы ортаның нейтрондық қасиетімен бірге бір уақытта оның табиғи радиоактивтілігін анықтауға мүмкіндік береді.

Қуыстары мұнай, су немесе газбен қанныққан шөгінді таужыныстарының құрамындағы сутегіні бағалау, айтылған ортада сутегі атомдарының көлемдік концентрациясы оның қалыпты жағдайда тұщы су концентрациясына тең. Бұл көрсеткіш таужыныстарында эквиваленттік ылғалдылық ω деп аталады. Тұщы су үшін $\omega_в$=1, мұнай үшін $\omega_н \approx \omega_в$=1 тең. Жыныстар құрамында химиялық сумен байланысы жоқ, таза сумен ($\omega_{вп}$) немесе мұнайлы сумен ($\omega_{нп}$) қаныққан $\omega_{нп} \approx \omega_{вп}=К_п$, $\omega_в=К_п$ жыныстардың сутектік индексі олардың кеуектілігіне тең. Газ үшін кеуектілігі бойынша, мұнай суға қаныққанға қарағанда $\boldsymbol{\omega_г < \omega_в \approx \omega_ж}$ сондықтан, нейтрон әдістерінің диаграммаларында газға қаныққан қабаттар жоғары амплитудалармен көрсетіледі.



5.12-сурет. Нейтрондық каротаж аспабының блок-сұлбасы
1 – жылдам нейтрондар көзі; 2 – парафинді экран; 3 – қорғасын экран; 4 – нейтрондар детекторы; 5 – гамма-кванттар детекторы; 6 – есептеуіш (электроника) блогы; 7 – нейтрондар детекторы мен сәуле көзі арасындағы L ұзындық

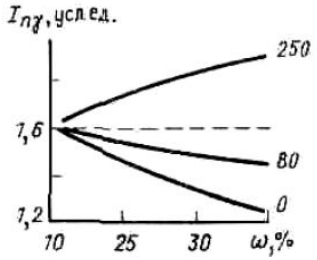


5.13-сурет – $I_{пн}=f(\omega)$ тәуелділігі

Кеуектілік кеңістігі минерализацияланған сумен толған болса, сутектілік өзгерісі құрамындағы хлордың өзгеруімен бірге жүреді. Нәтижесінде тіркелетін сәулелену қарқындылығы мен ННК-Т және НГК үшін кеуектілік коэффициенті арасындағы тәуелділік өзгереді, НГК қатысты оның графигі құрамындағы хлордың өсуіне байланысты таңбасын өзгертуі мүмкін (5.3-сурет).

Бұл судың минерализациясы 100г/л кезінде су-мұнай жапсарын анықтауға болады, мұнайлы бөлігіне қарағанда, қабаттың сулы бөлігінде хлор көп. Бірақ та өту аймағы үлкен (ұңғыма диаметрінен 2 есе) болса, су-мұнай жапсарын анықтау мүмкін емес. Осындай жағдайларда барлық нейтронды әдістер тек кеуектілікті анықтау үшін қолданылады.

Нейтронды әдістер келесі мәселелерді шешуге мүмкіндік береді: қиманы литологиялық бөлу; жыныстың кеуектілігін анықтау; сұйықтықпен газ жапсарларының орынын анықтау.



5.14-сурет – Iпγ = f(ω) тәуелділік графигі. Қисықтар шифрі – судың минерализациясы (хлор концентрациясы), г/л

НГК әдісі кеуектілікті және сутектілікті бағалау үшін қолданылады. Табиғи радиоактивтіліктілікпен шақырылған гамма-кванттарды, тіркелген жалпы санынан қысқарту үшін НГК әдісін ГК-мен бірге кешенді түрде жүргізу керек.

5.2.13. Импульсті нейтронды әдістер

Импульсті нейтронды әдістер кезінде таужыныстарын қысқа уақыт ішінде (ұзақтығы $\Delta\tau$=1-200 мкс) жылдам нейтрондар ағынымен сәулеге келесі уақыт аралығы τ арқылы түсіреді. Импульсті нейтронды гамма каротаж (ИНГК) және импульсті нейтрон-нейтрондық каротаж (ИННК) түрлері бар. Сәулеленудің импульсті режиміне иондарды кернеулігі жоғары магниттік өріске дейін жеткізетін, көлемі кіші ұңғымалық үдеткіштерді қолданумен қол жеткізуге болады. Арнайы нысананы атқылау барысында, олар энергиясы 14,1 мэВ жылдам нейтрондарын соғады. Стационарлық сәуле көздерін қолдануға қарағанда, мұндай жоғарғы энергия 60-70 см-ге дейін тереңдікті зерттеуді қамтамасыз етеді. Бұдан да басқа импульсті сәуле көзін токпен қоректендіруден ажыратқан кезде сәулелендірілмейді және қауіпсіз. Тіркелетін сәулелену қарқындылығында уақыт үшін баяулатқыш (102-мкс-қа дейін) таужыныстардың құрамындағы сутегі, ал уақыт үшін диффузия (102-104 мкс) жұтылу концентрациясы болып табылады. Ұңғымадағы жылу нейтрондарының өмір сүру уақыты жыныстарға қарағанда төмен, ал минерализацияланған сумен қаныққан қабатта мұнайға қаныққанға қарағанда төмен.

Су-мұнай жапсарларының орынын анықтау импульсті нейтронды әдістер үшін тұздар концентрациясы 30 г/л жоғары кезінде мүмкін ИНК әдістері стационарлы әдістердегідей мәселелерді шешеді, бірақ мұнда тиімділігі жоғары. ИНК кемшіліктері деп аспабының күрделілігі мен каротаж жүргізу жылдамдығының төмендігін айтуға болады.

5.2.14. Ұңғымаларды зерттеудің акустикалық әдісі

Акустикалық әдіс – ультрадыбыс (20 кГц-2 Мгц) және дыбыс (3-20 кГц) диапазондарында ұңғымадағы серпімді

толқындар өрістері параметрлерінің өзгерісіне негізделген. Мұндайда толқындық әдістер мүмкіншілігі толқындар ұзындығынан тәуелді, яғни тербелістер диапазонының жиілігіне. Акустикалық әдістерде басты толқындардың таралуы негізгі болады.

Таужыныстардың акустикалық параметрлері олардың физика-механикалық қасиетіне, кеуектілігіне, кеуектілік кеңістігінің құрылысына және оның қанығу сипатына байланысты. Шегенделген ұңғымада тіркелген акустикалық сигналдар шегенделген жағдайына және көбіне цемент-жыныс және цемент-құбыр байланыстарының сапасына байланысты.

Бұлардың бәрі акустикалық әдісті қолданумен мұнай-газды геофизикалық мәселелерді шешудің ауқымының кеңдігін білдіреді.

Таужыныстардың акустикалық қасиетін анықтайтын факторлар

Қатты біртекті ортада екі тәуелсіз толқындар таралады – бойлық Р және көлденең S. Сәйкесінше жылдамдығын бағалау төмендегі формуламен анықталады:

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\sigma}}, \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}}, \tag{5.7}$$

мұндағы λ, μ – Ламе тұрақтысы; σ – тығыздық. Ламе тұрақтысы бойлық толқындар жылдамдығына қарағанда көлденең жылдамдық әр кезде жоғары. Таужыныстарында орташа $V_p/ V_s = 1{,}73$. Ортаның негізгі сипатын, оның тығыздық қасиетін анықтауға мүмкіндік беретін серпімді тұрақтылар: Юнг модулі E, Пуассон коэффициенті σ, жылжу модулі G мен жанжақты сығу модулі K_c болып табылады. Орташа уақытқа ΔTP және ΔTS сәйкес VP және VS анықтау, сонымен бірге ортаның ішкі нүктесі үшін олардың келесідей серпімді тұрақтыларды есептеуге болады:

$$E = 9\mu k_c/(3k_c+\mu), \qquad v = (3k_c - E)/6\,k_c,$$
$$G = 3\,k_c(1 - 2v)/2(1+v), \; k_c = E/3(1 + 2v).$$

(5.7) теңдеуінен байқағандай тығыздықтың өсуімен акустикалық жылдамдық төмендеуі керек. Бірақ та ортаның қаттылығымен шартталатын λ және μ тұрақтылары, жыныс

тығыздалған кезде тез жоғарылайды. Сондықтан тығыздықтың артуы мен акустикалық жылдамдық жоғарылайды.

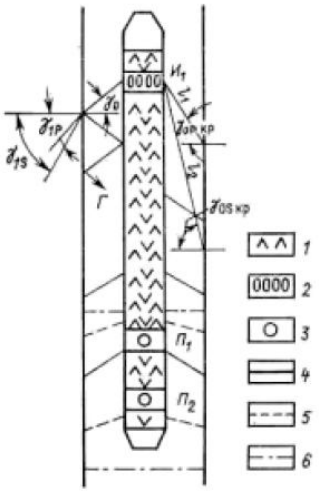
Жыныстардың коллекторлық қасиетін сипаттайтын параметрлер ішінде, негізгі P және S толқындардың кинематикалық және динамикалық сипатына кеуектілік $К_п$ және жарықшақтық $К_{тр}$ коэффиценті әсер етеді. Көптеген таужыныстары үшін $К_п$ өсуімен VP және VS төмендейді, орташа уақыт ΔTP және ΔTS және жұтылу коэффиценті αP және αS сәйкесінше жоғарылайды. Кеуектілік бойлық толқын жылдамдығы арасындағы нақты тәуелділік түйір аралық (межзерновых) кеуектілікпен цементтелген жыныстар үшін. Ол орташа уақыт теңдеуімен өрнектеледі.

$$k_{П} = \frac{\Delta T - \Delta T_{СК}}{\Delta T_{Ж} - \Delta T_{СК}}, \qquad (5.8)$$

мұндағы, $\Delta T_{ск}$, $\Delta T_{ж}$ – жыныстар қаңқасындағы бойлық толқын үшін орташа уақыт және кеуектілікті толтырып тұрған сұйықтық.

5.2.15. Басты толқындардағы акустикалық каротаж

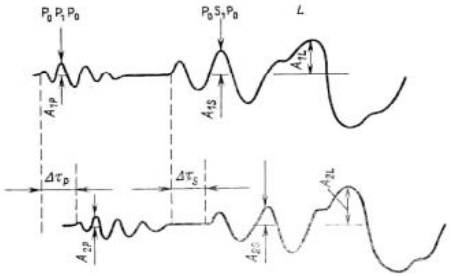
Басты толқындардағы акустикалық каротажды іске асыру үшін, ұңғымаға сәулендіргіш И1 және екі қабылдағыштан П1 және П2 тұратын аспап түсіріледі. И1 сәулендіргіш пен қабылдағыш арасында акустикалық изолятор орналасқан. Сәулелендігіштен бірінші қабылдағышқа дейінгі арақашықтық акустикалық зонд ұзындығы, ал қабылдағыштар арасындағы ұзындық оның базасы деп аталады. Ұңғымадағы сұйықта сәулелендіргіш жиілік спектрі 3–50 кГц-ке тең серпімді тербелістер импульсін тудырады. Сұйықтықта туындаған бойлық толқын P0 фронтын сфералық деп есептеуге болады.



5.15-сурет. Басты толқындардмен акустикалық каротаж жүргізу сұлбасы

1 – изолятор: 2 – сәулелендіргіш; 3 – қабылдағыш; 4-6 –P0P1P0, P0SP0 және Лэмба толқындарының фронты

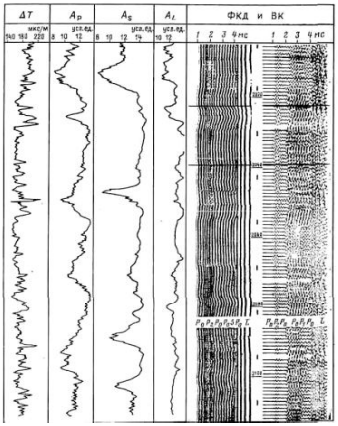
Нақты сәулелендіргіштен бірінші T1P пен T1S және екінші T2P пен T2S қабылдағыштардағы толқындардың таралу уақытын өлшейді. Олардың айырмашылығы ΔTP және ΔTS анықтауға мүмкіндік береді. Бірақ та 5.16-суретте көрсетілгендей T1P, T1S, T2P және T2S уақыттары жыныста толқындардың жүріп өту уақытына ғана емес және жуу сұйықтығында олардың таралу уақытын есептеу қиындығына да тәуелді. Басты толқындармен бірге, ұңғымада толқындардың басқа түрлері пайда болады. Олардың ішінде негізгілері – аспап корпусынан және ұңғыма қабырғасынан көп еселі шағылған гидротолқындар және құбырлық толқын кейде оны Лэмба толқындары дейді. Көп еселі шағылған толқындар амплитудасы тез төмендейді. Оның үстіне олардың жүретін жолы жоғары (көп немесе үлкен), оны есептемеуге де болады.



5.16-сурет. Екі қабылдағыштағы толқындық суретіне талдау және олардың түрлері

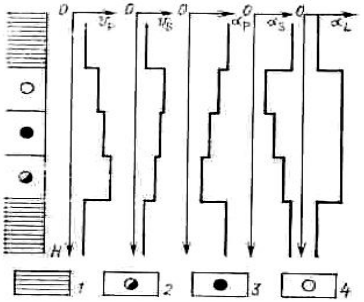
Егер де сәулелену спектрінде толқын ұзындығы үшін, ұңғыма диаметріне тең немесе одан үлкен жиілігі бар болса, құбырлық толқын туындайды. Толқын фронты ұңғыма қабырғасынан перпендикуляр, осыған байланысты энергияның жоғалуына әкелетін шағылу болмайды және құбырлық толқын ұңғыма бойынша үлкен арақашықтықта әлсіреусіз болады. Егер құбырлық толқын жолында өткізгіш бөліктері кездессе, оның амплитудасы қоршаған ортада сәулелену энергиясынан төмендейді. Акустикалық каротаж кезінде, басты толқындарда аналогты кинематикалық T 1P, T2P, ΔTP, T1S, T2S, ΔTS және динамикалық параметрлер диаграммалары тіркеледі. Динамикалық параметрлер түсінігіне бірінші және екінші қабылдағыштардағы A1P, A2P, A1S, A2S толқындар амплитудасы, сонымен бірге әлсіреу коэффиценті кіреді. Тек, аналогты диаграммаларды жазу кезінде акустикалық сигналдарға кіретін мәліметтердің жартысы жоғалады. Мәліметтердің максималды көлемін толқынды сурет құрайды. Толқынды суреттерді талдай отырып, кинематикалық және динамикалық сипаттамаларын тез анықтауға болады (5.16-сурет).

Қазіргі кезде ФКД (фаза корреляциялық диаграмма) сызықтарының қалыңдығы амплитуда сигналдарын бағалауға мүмкіндік береді. Осындай ФКД талдай отырып, толқындардың әртүрлі түрін ажыратуға, олардың кинематикалық және динамикалық параметрлерін бағалауға, қиманы литологиясы бойынша бөлуге, өткізгіштерді сонымен, бірге жарықшақты жыныстарды бөлуге болады.



5.17-сурет. Акустикалық каротаждың басты толқындарын жазу түрі

Түйіршікті коллекторларда кеуектілік коэффицентін анықтау үшін орташа уақыт (6.2) өрнек) қолданылады. $\Delta T_ж$ мәнін қуыстарын толтырып тұрған флюид түрін температура, қысым және минерализацияларын ескере отырып алынады. Құрамында суы, мұнайы және газы бар түйіршікті коллекторлардың жатындарында акустикалық әдістер диаграммасының сипаты 5.18-суретте келтірілген.



5.18-сурет. Мұнай-газ жатындарындағы АК диаграммаларының сипаты

1 – қатты қабат; 2-4 – су- мұнай және газға қаныққан коллекторлардың бөлігі

5.2.16. Шағылған толқындардың акустикалық әдісі

Жоғары жиілікті сәулелендіргіш пен қабылдағыштарды (0.4-2МГц) қолдану ұңғыма қабырғасынан шағылған толқындарды тіркеуге мүмкіндік береді. Осы толқындардың кинематикасын және динамикасын зерттеу арқылы ұңғыма оқпанының (ұңғымалық акустикалық кавернометрия ҰАК немесе профилиметрия ҰАП) геометриясы жайлы, шегенделген колонна жағдайы жайлы және ұңғыма қабырғасын (ұңғымалық акустикалық телевизор – ҰАТ) құрайтын жыныстардың каверналық (ойықтың) және жарықшақтық – макроқұрылысы жайлы мәліметтер алуға болады.

ҰАК кезінде тербелістердің сәуленену жиілігі 0.5 мГц жуық, ҰАТ кезінде 1.5-2 мГц тең. Ұңғыма қабырғасына жеткенде акустикалық толқындар шағылып, қабылдағыштарға тіркеледі. Уақыт бойынша ұңғыма оқпанының пішінін және оның профилін ұңғыма қабырғасына дейін акустикалық импульстің таралуы мен кері қайтуын есептеу арқылы анықтайды.

ҰАТ қондырғысы аналогты, бірақ акустикалық тербелістер жиілігі жоғары. Нәтижесінде қашаудың ізін және желобтарды, каверналарды, жарықшақты жыныстардың орынын белгілеуге болады.

Шегенделген ұңғымаларда ҰАТ құбырлардың жағдайын (майысуы, ажырауы), перфорациялық тесіктердің орнын және санын анықтауға мүмкіндік береді.

5.2.17. Термиялық әдістер

ҰҒЗ термиялық әдістері табиғи және жасанды жылу өрістерін зерттеуге негізделген. Жер қыртысының табиғи температурасын білу, мұнай мен газдың қалыптасу шартын, олардың орын ауыстыруын (миграция), жатын түрінде жиналуын, қабаттағы фазалық жағдайын анықтайтын факторларды есепке алу үшін керек. Мұнайлы және газды қабаттары ұңғымаға мұнай немесе газдың түсуімен жергілікті температурасын өзгертеді. Газ – температураның төмендеуіне

әкеледі, ал мұнай үлкен емес аномалия тудырады. Галогенді шөгінділерді геотермиялық градиенттің өзгеруі эндометриялық реакция мен жуу сұйықтығындағы тұздың еруімен шартталады. Бұлар термограммада температураның төмендеуімен көрінеді. Рудалық, әсіресе сульфидті шөгінділерде эндотермиялық процесс, жуу сұйықтығымен руданың тотығуымен шартталады. Бірқатар факторлар, термометрияны ұңғыманың техникалық жағдайын анықтауға қолдануға мүмкіндік береді. Олар: жуу сұйықтығының жұтылуы және қабаттың ағыны, құбыр сыртындағы судың айналымы (циркуляция), экзотермиялық процестермен цемент тасының қатуы. Шегенделген ұңғыманың техникалық жағдайын бағалау үшін температураны өлшеу ұңғымалық аспапты төмен түсіруде, ал қайта өлшеу – оны көтеруде орындалады.

Шегенделген колонна сыртындағы цемент деңгейінің биіктігін анықтау үшін өлшеулер цемент қатқаннан кейін ұңғыма сағасынан түбіне дейін жүргізіледі (қалыпты цемент үшін екі тәуліктен, тез қататын цемент үшін 15-0 сағ кеш қалмауы керек).

Температураны өлшемей тұрып ұңғымада кез-келген жұмыс жүргізуге тиым салынады.

5.2.18. Жасанды жылулық өрісі әдісі

Ол ұңғымада жасанды түрде туындаған, жылу өрісінің уақыт ішіндегі өзгерісін зерттеуге негізделген. Температураның өзгеру жылдамдығының әртүрлілігі, таужыныстардың жылу өткізгіштігімен немесе сұйықтық ағыны жұтылуының және құбыр сыртындағы айналымының болуымен шартты. Ұңғымада жылу өрісінің жасанды аномалиясы, ұңғыма оқпанының температурасы жыныстың температурасынан ерекшеленетін жуу сұйықтығымен толтыру немесе экзотермиялық реакция цементінің қатуы нәтижесінде суды жылыту жолдарынан туындауы мүмкін. Термометрия әдісі ұңғымада орнықкан және орнықпаған режимінде ұңғымадағы табиғи және жасанды жылу өрістерін анықтауға негізделген. Өзгеріс көрсеткіштері, яғни температура – Цельсий градуспен (°С) өлшенеді.

5.2.19. Ұңғымалардың техникалық жағдайын анықтайтын әдістер

Қазіргі кезде геофизикалық әдістердің көмегімен: кеңістіктегі ұңғыма бағанының жағдайын бақылау (инклинометрия); ұңғыма бағанының профилін және диаметрін өлшеу (каверномер және профилимер); шегенделген колонна сыртындағы цементтің сапасын тексеру; шегенделген колонналар жағдайларын бақылау; жұту және ағын көздерінің орынын анықтау; құбыр сыртындағы циркуляцияны анықтау; ұңғымадағы бұрғылау аспаптарының қысылып қалған орынын анықтау; жасанды забой отырғызатын жерлерді, ұңғымадағы мұнай және судың деңгейлерін анықтау; қабаттың сумен жарылған аймақтарын анықтау, ұңғымадағы темір заттардың орналасуын анықтау; цемент көпірлерін салуды, т.б. осындай мәселелерді шешуге болады.

Геофизикалық әдістердің көмегімен ұңғымалардың техникалық жағдайлары жайлы алынған мәліметтер, ұңғыманың техникалық жағдайы жайлы геофизикалық әдістермен алынған мәліметтер, ұңғыма құрылысын және көтеріп-түсіру жұмыстарын сәтті аяқтау үшін; кенорындарын игеруді бақылау үшін; эксплуатациялық және су айдау ұңғымаларында жөндеу жұмыстарын жүргізу үшін керек.

Инклинометрия

Бұрғылау жоспарында ұңғымалардың бұрғылануы тік немесе берілген бағыт бойынша қарастырылады. Қаттылығы әртүрлі қабаттарды ашуға және тік ұңғыманы бұрғылау кезінде бұрғылау трубаларының қисаюынан тік оқпандардың ауытқуы туындайды, мұны ұңғыманың қисаюы деп атайды. Инклиномермен оқпанның көлденең жазықтыққа қатысы бойынша қисаюдың құлау бұрышын және магнит азимутын анықтайды. Оқпанның қисаюы жайлы мәліметтер ең бірінші ұңғыма түбінің орынын, оның тереңдігін және қабаттардың орынын анықтау үшін керек.

Кавернометрия

Бұрғылау кезінде ұңғыма диаметрі тұрақты болып қалмайды, ол тереңдікпен және уақытпен өзгереді. Ұңғыма

диаметрі номиналды (тұрақты) болуы, яғни долото диаметрімен сай келуі де немесе одан кіші болуы да мүмкін. Диаметр өзгерісін таужыныстарының литология-петрографиялық құрамына және бұрғылау технологиясына байланысты анықтайды.

Номиналды диаметр d_H қатты (тығыз) өткізгіш емес таужыныстарында сақталады. Диаметрдің үлкеюі $d_c > d_H$ саздарды, аргелиттерді, тас тұздарды, жарықшақты және каверналы ізбестастарды бұрғылауда байқалады. Номиналды диаметрмен салыстырғанда ұңғыма диаметрінің кішіреюі өткізгіш қабаттарға бұрғылау сұйықтығының өтуі, фильтрленуі және ұңғыма қабырғасына сазды қабыршақтың пайда болуынан болады. Тұз және аргелиттер қабаттарына қарсы каверна пайда болуын және сазды қабыршақтың өсуін, шартты жағдайда бұрғылау сұйықтығымен анықталады. Ұңғыма ешқашанда бірқалыпты тік болмайды. Сондықтан бұрғылау аспаптарын түсіріп-көтеру кезіндегі операциялар әрқашанда сол бұрғыланған ұңғыма қабырғасымен және біртіндеп жылжып отырады. Осындай жағдайда құлыпты қосылыстар таужыныстарын соғып, оларды бұзады, желобтар пайда болады және ұңғыма диаметрін ассиметриялы өсіреді.

Ұңғыма диаметрінің нақты өзгерісін өлшеу кавернометрия деп аталады. Бұл өлшеулер арнайы кавернометр және профилиметр аспаптарымен жүргізіледі. Каверномерлер, кавернограмма деп аталатын тереңдік бойынша орташа диаметрлерді үздіксіз жазады. Профилимерлер екі немесе бірнеше жазықтықтағы диаметрлердің немесе ұңғыма радиусының өзгерісін өлшейді. Мұндай өлшеулерді үзіліссіз ұңғыма бағанының бойымен жүргізеді және осыдан алған диаграмманы профилеграмма деп атайды, олар жеке нүктелер үшін де орындалады.

Өлшеу элементтерінің құрылысына байланысты барлық ұңғымалық аспаптар циркульді, фонарлы, ромбылы болып бөлінеді.

Ұңғыма оқпаны қимасының пішінін зерттеу профилиметрия деп аталады және профилимер аспабымен орындалады. Профилиметрия мәліметтері технологиялық операцияларды

жоспарлау, яғни ұңғыманы шегендеу және оның өтуін тексеру үшін. Ұңғыма қимасында желобтар профилимерлер көмегімен анықталады. Бір жазықтықта орналасқан бұл аспаптың каверномерлерден ерекшелігі әр жұп рычагтың көрсеткіштері бөлек тіркеледі. Желобтардың барлығын анықтағаннан кейін ұңғыманың көлденең қимасын бөлшектеп қарастырады. Бұл мақсатты орындау үшін – сегіз өлшеуші рычагы бар профилимер-радиусты СПР аспабын қолданылады. Ұңғымада өлшеулер дискретті нүктелер бойынша жүргізіледі. Аспапты өлшеу жүргізілетін интервалға орналастырады және әр сегіз өлшеуіш рычагтан кезек-кезек көрсеткіштерін алады. Азимут бойынша келтірілген өлшеулер, ұңғыманың көлденең қимасының диаграммасын тұрғызуға мүмкіндік береді.

Цементтелу сапасын бақылауды құбыр сыртындағы кеңістікте цементтің орынын, цемент тасындағы ақауларды, жыныс-цемент арасындағы байланыстық нашар бөліктерін анықтау мақсатында жүргізіледі.

Қабаттық наклонометрия

Ұңғымамен қиылысқан қабаттардың құлау бұрышы мен азимутын анықтайды. Қабаттық наклонометрияның ұңғымалық аспабы 3-датчиктен тұрады, бір-біріне 120^0 бұрышпен орналасқан көлденең жазықтықта диаграммаларды жазуға негізделген.

5.2.20. Мұнай-газ кенорындарын игерілуін бақылайтын геофизикалық әдістер

Мұнай-газ кенорындарын игеру процесін геофизикалық әдістермен келесідей мәселелерді шешуге болады:

1. Мұнай-су, мұнай-газ, газ-су жапсарларының орын ауыстыруын және алғашқы орналасқан жерін (тереңдігін) анықтау, мұнай мен газды қойнауқаттан сумен ығыстыру кезінде немесе басқа да тәсілдермен әсер еткенде жылжуларын бақылау;

2. Қабатқа айдамаланған судың жылжу фронтын (алдыңғы бағытын) бақылау;

3. Тұщы және минерализацияланған сумен өнімді қабаттардың суланuын және ұңғымаға судың келген орынын белгілеу;

4. Құбыр сыртындағы кеңістікке немесе мұнай, газ ағынының және қабат суының бір қабаттан екінші қабатқа өтуін анықтау;

5. Қабаттың мұнай беру бағасын және мұнайды ығыстырудың соңғы коэффициентін анықтау;

6. Қабаттың сіңіру мен беру профилін анықтау;

7. Ұңғыманың дебитін бағалау;

8. Флюид құрамын, т. б. анықтау.

Ұңғыманың дебит көрсеткішін және дебит профилін анықтау дебитометрия және расходометрия мәліметтері бойынша арнайы ұңғымалық аспаптармен анықталады.

Ұңғымаға түсетін флюидтердің құрамы арнайы аспаптармен анықталады, олардың жұмыс жасау принципі сұйықтықтың электрлік, жылулық және тығыздық қасиеттеріне негізделген.

5.2.21. Мұнайлы және газды жиіктерінің қозғалуын бақылау

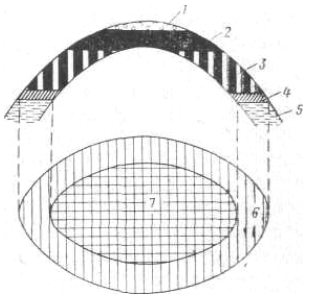
Мұнайлы және газды жиіктерінің қозғалуын бақылау, төмендегі сұрақтарды шешуді қарастырады, олар:

- СМЖ, ГСЖ және ГМЖ бастапқы орынын анықтау;
- Мұнайлы және газды аймақтардың беттік бөлігінің сипатын анықтау;
- Жатынды игеру кезінде қабатқа тоғытылған судың және мұнайдың таралуын нақтылау;
- Жатынның суланған бөлігінің мұнай беру және ығыстыру коэфициентін белгілеу.

Шегенделмеген ұңғымаларда судың бастапқы жағдайын, электрлік әдістер кешенінің мәліметтері бойынша анықтайды. Ал, шегенделген ұңғымада термометриялық және радиометриялық әдістерді қолдану тиімді.

Мұнай жатындарының құрылысы

Қазіргі кезде қабат көлемдерінің немесе аймақтарының қанығуыннан құралған мұнай жатынының (5.19-сурет) келесі түрін ұсынуға болады: 1) газды тақия (газовой шапки); 2) шекті мұнай қанықтылық; 3) толық қанықпаған; 4) ауыспалы; 5) сулы.



5.19-сурет. Газды тақиямен мұнай жатынының құрылысы

Аймақтар: *1 – газды; 2 – шекті мұнай қанықтылық, 3 – толық қанықпаған, 4 – ауыспалы, 5 – сулы, 6 – жатынның сыртқы жиіктік бөлігі; 7 – ортасында ауыспалы аймағы бар жатынның ішкі жиіктік бөлігі*

Шекті мұнай қанықтылық аймағы көрсеткіш жағдайынан тәуелді емес, мұнай қанықтылық коэффициентінің Кнкр шектік (критический) мәнімен сипатталады. Осындай жатын бөлігінен сусыз мұнай алынады. Толық қанықпаған аймақта мұнай қанықтылық коэффициенті Кн шекті көрсеткішінен төмен мәнге ие.

Ауыспалы аймақ қабаттан таза мұнай мен таза су алынатын бөліктерін бөліп тұрады. Бұл аймақта мұнай және еркін сулар кездеседі. Ауыспалы аймақ көлемі қабаттың коллекторлық қасиеттерімен және мұнайдың реологиялық ерекшеліктерімен шартталған. Оның қалыңдығы 0,3 – 8 м дейін және одан да жоғары болады. Сулы аймақтан сынамалау кезінде таза су алынады.

Ауыспалы және толық қанықпаған аймақтарды қосқанда қалыңдықтары 50 м және одан жоғары болады. Ауыспалы аймақты болуы мұнайды және суды дифференциялау процесі бітпегендігімен түсіндіріледі.

Жатында ауыспалы және толық қанықпаған аймағының көлемді болуы, арнайы әдістер бойынша, жатынның шеткі

аймақ бөлігінің мұнай қанықтылығы төмендігін ескеріп қорларды есептеуді іске асыру керектігін білдіреді.

Әдебиеттерде мұнай-су, газ-су жапсарларының орынын анықтаудың бірдей мәндері көрсетілмеген. М.А. Жданов СМЖ ауыспалы аймақтың ортасынан белгілеу керектігін ұсынады. Н.Н. Сохранов – ауыспалы аймақтан 1,0 – 1,5 м жоғары белгілеуді ұсынады. Б.Ю. Вендельштейн СМЖ және ГСЖ сынамалау кезінде аздап қабат суымен шыққан мұнай немесе су коллектордан жоғары ауыспалы аймақ тереңдігінде деп болжайды. Іс жүзінде СМЖ және ГСЖ орынын кей кездері ауыспалы аймақтың жабыны мен табаны бойынша белгілейді.

5.2.22. Су-мұнай (ВНК), газ-мұнай (ГӘЖ), газ-су (ГСЖ) жапсарларын анықтау

СМЖ, ГСЖ, ГМЖ орыны кешенделген геофизикалық әдістермен анықталады:

- шегенделмеген ұңғымаларда кедергі әдістері – негізгі және жиі радиометрлік әдістер қолданылады.
- шегенделген ұңғымаларда радиометрлік әдістер – негізгі және кейде термометрия әдісі қолданылады.

Су мұнай жапсары

Өту аймағы және қанықпаған аймақтар болмаған немесе олардың қалыңдығының аз болуы және жуу сұйығының сүзгіленуі аз аймаққа өткенде СМЖ келесі түрде көрсетеді.

1) КК-нің көрсеткіші бойынша градиент зондының үлкен көлемде біртекті өткізгіштігі жоғары коллекторларда су мұнай шекарасы айқын байқалады. СМЖ жағдайы $\rho_{кмах}$төмен орналасқан MN2 (AB/2) нүктелері арқылы анықтайды (5.20, 5.21-сурет).

2) КК көрсеткіші бойынша үлкен өлшемді потенциал зондта, СМЖ градиентінің жоғарғы мәніндегі төмен нүктесімен белгіленеді (5.22-сурет). Бұл әдіс сазды қабыршақтың қалыңдығы 2-3 см аралығында тиімді және қабатта тығыз қабатшалар, көршілес жоғарғы қабаттарда зондтарының экрандалуы орын алғанда ерекше тиімді.

3) микро зондтар қисығы бойынша $\rho_к$ және $\rho_э$ көрсеткіштердің орташа мәні бойынша анықталады

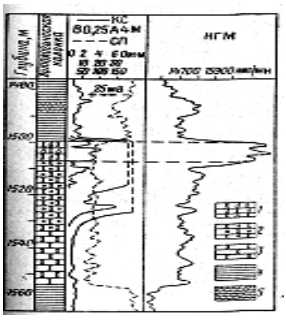
$$\rho э\, гр = 2\rho этах \quad \rho эвм / (\rho этах + \rho эвм). \qquad (27)$$

4) 7 электродты экрандалған зонд қисығында, СМЖ l_0 ұзындығының арақашықтығында орналасқан тиімді кедергінің көтерілу аймағында орналасқан мәні сәйкес келеді.

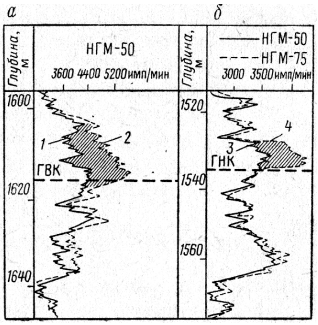
5) СМЖ индукциялық зонды қисықта нүктемен анықталған. Жоғары тік және жақсы өткізгішті төмен кедергілер аймағында СМЖ жағдайын қиманың аз қалыңдығында аз кедергілі, ерекше саз тасты интервалында анықтауға болады.

6) Су-мұнай жапсарларының жағдайын радиоактивті изотоптар және индукциялық әдістерімен анықтауға болады.

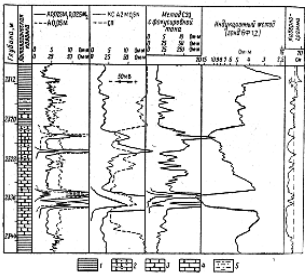
Тік өтімділігі жоғары коллекторлар жағдайында СМЖ ұңғыма аралық қабатта флюидтерден гравитациялық қысым бөлінуі байқалады, нәтижесінде тұщы фильтраттың мұнайлы аймаққа жуу сұйығының өту аймағының көлемінен, СМЖ астындағы сулы аймақ коллекторына ауысады, оның кедергісі жоғарылайды және кедергілер әдісінің мәліметтерімен СМЖ анықтауды қиындатады. Кедергілер әдісі мәліметтерімен СМЖ жағдайын, нақты жағдайынан 1–1,5 м төмен анықтайды.



5.20-сурет. Ұңғыманы НГК, электрлік әдістермен кешенделіп жасалған мәліметтері арқылы газды коллекторларды бөлу: *1 – газды құмтас, 2 – мұнайлы құмтас, 3 – сулы құмтас, 4 – саздар, 5 – сазды құмтас*



5.21-сурет. Газ-су (а) және газ-мұнай (б) жапсарларын анықтау: 1, 3 – қисықтар ашық оқпанда тіркелген, *2, 4* – шегенделгеннен соң 1,5 жыл кейінгі қисықтары. Штрихталған бөлігі газды қабаттарға сәйкес келеді



5.22-сурет. Әртүрлі геофизикалық әдістермен алынған қисықтар
1 – саздар, 2 – мұнайлы құмтастар, 3 – сулы құмтастар, 4 – әктасты қатты құмтастар, 5 – алевролиттер

Газ-су жапсары

Шегенделмеген ұңғымаларда газ-су жапсары СМЖ анықтағандай анықталады. Шегенделген ұңғымаларда ГСЖ анықтағанда, нейтронды әдістермен сулы және газды коллекторлардағы су құрамдарының айырмашылығына байланысты жақсы мәлімет аламыз:

1) саздылығы төмен коллекторлар болғанда және жуу сұйығы сүзгіленуінің, өту аймағы көрсеткіштерінің өсуінен нейтронды гамма-әдісінің немесе жылу нейтрондарының тығыздық әдісінің көрсеткіші жоғарылай бастайды;

2) НГӘ немесе ННМ-Т көрсеткіштерінің жоғарылауында $L_{пм}$ кіші зонды $L_{пб}$ үлкен зондымен салыстырылып көрсетілген.

НГӘ немесе ННӘ-Т қисықтарында, бір ұзындықты зондтарымен әртүрлі уақытта тіркелген. Қабаттың газды және сулы бөлігін бөлу, шегенделген ұңғымадағы газды коллектордың енуінің түзілу құбылысына байланысты.

Қиын жағдайларда ГСЖ анықтау ИННӘ-Т мәліметтерімен анықталады.

ГСЖ акустикалық әдістердің мәліметтерімен анықтау ерекше. Су-мұнай жапсары қума толқындар амплитудасының төмендеуімен және көлденең толқын амплитудасының жоғарылауымен қабаттағы газды аймағы сулы бөлігіне ауысады.

Газ-мұнай жапсары

Газ-мұнай жапсарларының жағдайын шегенделмеген ұңғымаларда кедергі әдісімен анықтауға болмайды.

Шегенделген және шегенделмеген ұңғымаларында ГМЖ келесі әдіспен анықтауға болады:

1. Уақытша өлшеулердің әдістемесі бойынша, НГӘ немесе ННӘ-Т қисық сызықтарының оңға қарай өсуімен;

2. Біртекті мұнай коллекторларына қарағанда, таза газды коллекторларда жылу нейтрондарының өмір сүру уақыты 15-20 % жоғары. Сазды, құмды және карбонатты коллекторларда ГМЖ анықтау үшін, ИННӘ-Т уақытша өлшеулерін қайталау керек. Осыдан қабаттың газды бөлігі ИННӘ-Т қисықтарында жоғары көрсетеді

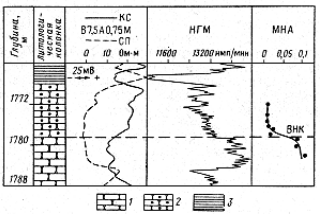
3. Ұңғыманы геохимиялық әдістермен зерттеу деректері бойынша. Этан құрамының пропан құрамына қарай өсуі (жоғарылауы) $k=CH_4/C_2H_6>1$ коллектордың газға қанығуын береді. Саздылығы жоғары, құмды және корбонатты коллекторларда, ядролық әдістер мұнайлы және газды аймақтарды ажырата алмаған кезде, бұл тәсіл ГМЖ анықтауда керек.

4. Термометрия деректері бойынша. Температура қисығында қабаттағы газдың бөлігі теріс ауытқумен (аномалиялы) анықталады.

СМЖ және ГСЖ жылжуы

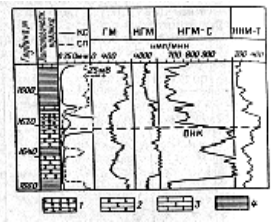
Шегенделген ұңғымаларда кенорындарын игеру кезінде СМЖ және ГСЖ жылжуы бірнеше әдістермен белгіленеді.

1. ГСЖ нейтронды гамма каротаж бойынша оларда көрсеткіштері жоғары болады. Егер де, қабат құрамында хлор бар минерализацияланған қабат суымен қаныққан болса ғана СМЖ анықталады, онда НГК қысығында көрсеткіштер жоғары болады (5.23-сурет).



5.23-сурет. НГК әдісімен СМЖ анықтау

1 – сулы құмтастар, 2 – мұнайлы құмтастар, 3- саздар



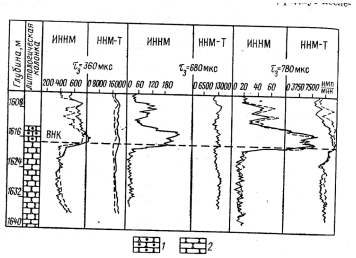
5.24-сурет. Суллы коллекторларды және МСЖ нейтрондық және электрлік әдістермен анықтау

1 – мұнайлы құмтастар; 2 – сулы құмтастар; 3 – әктастар; 4 – саздар

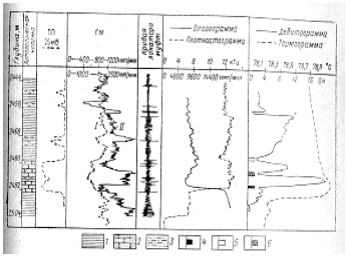
2. ИННК көрсеткіші бойынша – жылу нейтрондарының өмір сүру уақыты және диффузия коэффициенті өзгерістерімен анықталады. Стационарлы әдістердің СМЖ және ГСЖ анықтау кезінде олардың өлшеу тереңдігі аз және ұңғыма диаметрі, цемент сақинасының қалыңдығы, жуу сұйықтығының құрамы мен қабат суының минерализациясы әдістің көрсеткішіне біршама әсер етеді, осыған байланысты перфорация жасалған қабаттар мен қабат суының минерализициясы төмен болған кезде, стационарлы әдістің тиімділігі төмен.

3. ИНГК (импульсті нейтронды гамма картаж) перфорацияланған қабаттарда СМЖ жағдайын анықтауға мүмкіншілігі мол, сонымен бірге, оның көрсеткіштері жуу сұйықтығының өтуінен өзгерген. Қабаттың жақын аймағының әсері аз.

4. Радиоактивті изотоптар әдісінің мәліметтері бойынша қабатқа тоғытылған судың жылжуын бақылау сутекті – тритий изотоп көмегімен шешіледі. Тоғытылатын судың құрамына тритий қосуы арқылы, тоғытылған судың таралу жылдамдығы мен бағыты жайлы мәлімет аламыз.



5.25-сурет. ИННК және жылулық ННК диаграммалары бойынша СМЖ анықтау
1 – мұнайлы құмтастар; 2 – сулы құмтастар;
Үзік сызықтармен бақылау өлшеулері көрсетілген



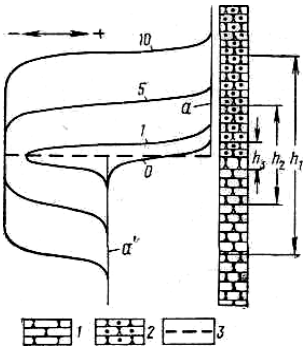
5.26-сурет. Радиохимиялық әдістер мәліметтерімен сулану интервалын, ал ұңғымадағы флюид түрін мен шығару профилін – әртүрлі геофизикалық әдістермен анықтау мысалы келтірілген
I, II – сулануға дейінгі және кейінгі тіркелген ГК қисықтары
1 – саздар; 2 – құмтастар;
3 – алевролиттер; 4 – мұнай;
5 – су; 6 – сулы мұнай

5. Мұнай жатындарын игеру кезінде, радиогеохимиялық әдістердің мәліметтері бойынша мұнайды ығыстыру кезінде алдыңғы шеп бөлігінде, концентрациясы жоғары радий өрісі туындайды және ыдырауы-радиогеохимиялық эффект болып табылады. Тоғытылатын судың құрмындағы жоғары концентрациялы радиоактивті элементтер ұңғыма түбіне және цемент тасының бетіне радиоактивті тұздардың жиналуынан, суланған қабат бөлігінде табиғи радиоактивтілік жоғары аномалиялармен бірге жүреді. Суланған интервалды анықтау үшін, суланғанға дейінгі және кейінгінің табиғи радиоактивтілік қарқындылығын өлшеу арқылы іске асады. Суланған қабат бөлігінің табиғи радиоактивтілігі жоғарылайды, ал мұнайлы бөлігінің гамма активтілігі өзгермейді. Минерализациясы әртүрлі сумен мұнайды ығыстыру кезінде ұңғымада – радиогеохимиялық эффект байқалады.

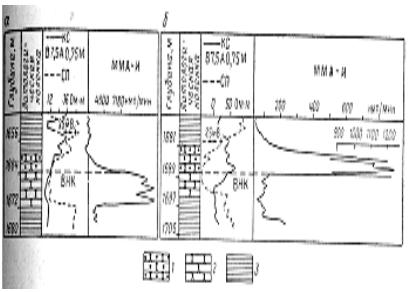
Өнімді қабаттардың тұщы сулармен суланған бөлігін анықтау

Мұнай ұңғымаларын игерудің белгілі бір сатысында, қабаттар тоғытылған тұщы сумен сулана бастайды. Қабаттардың тұщы сулармен суланғанын, келесі әдістермен анықтауға болады: шегенделмеген және полимерден жасалған арнайы құбырлармен қоршалған ұңғымаларында электрлік әдіс; болат құбырлармен шегенделген ұңғымаларда радиометрия және термометрия әдістері.

Шегенделмеген ұңғымаларда минерализацияланған сумен өнімді қабаттың суланuын көрінерлік кедергі және индукциялық әдістер көмегімен анықтайды, оларда су түсіп жатқан интервалдағы қабаттың меншікті кедергісі біршама төмендейді. Қабат тұщы сумен суланған кезде суланған интервалдарды анықтау кедергі әдісімен шешілмейді. Қабаттың тұщы сумен суланuын өзіндік поляризация әдісінің қисығымен анықтауға болады. Өнімді қабаттың суланған бөлігін саздарда «нөлдік сызықтың» $U_{сп}$ потенциалдары көрсеткіштерінің теріс жағына және тұщы сумен суланған интервалында потенциалдар шамасының $U_{сп}$ көрсеткіші оң жағына ауытқуы бойынша белгіленеді (5.27-сурет).



5.27-сурет. Тұщы сумен суланған қабаттарды бөлу



5.28-сурет. Активтелген сұйықтықты тоғытқаннан кейін $I_{\gamma H}$ өлшеу арқылы суланған қабатты табу

Өнімді қабаттардың тоғытылған тұщы сумен суланған бөліктерін, келесі әдістер көмегімен анықтайды:

1. Изотоптар әдісінде, қабаттың мұнайлы және сулы бөлігіне таңдап кіретін сұйықтық тоғытылады. Бұл құрамында кальций және магний иондары бар сұйықтықты, қабатқа тоғыту кезінде сумен реакциялasу нәтижелерінде ерітіндіден коллекторлар қуыстарын бітейтін нафтенді қышқылдардың кальцийлік және магнийлік тұздары пайда болады. Осының арқасында сулы қабатқа активтелген ерітіндінің өтуі терең болмайды. Қабаттың мұнайлы бөлігіне активтелген сұйықтық көп мөлшерде және тереңірек өтеді, өйткені су құрамында кальций және магний иондары көп емес (7.9-сурет). Активтелген су қабаттың суланған бөлігіне қарқынды өтеді, ал активтелген мұнай қабаттың мұнайлы бөлігіне өтеді. Активтелген суды тоғыту кезінде гамма-белсенділіктің жоғары көрсеткіштерімен сулы қабаттар, ал активті мұнай тоғытылған кезде – қабаттың мұнайлы бөлігі көрсетіледі.

2. Ультра дыбыс мәліметтері бойынша, мұнайлы және сулы коллекторларда қабат сұйықтығының минерализациясына қарамастан, акустикалық параметрлерінің көрсеткіштері бір-бірінен ерекшеленетінін бекітті. Қабаттың қанығу сипатын бағалау кезінде негізгі параметрлері болып амплитуда түріндегі

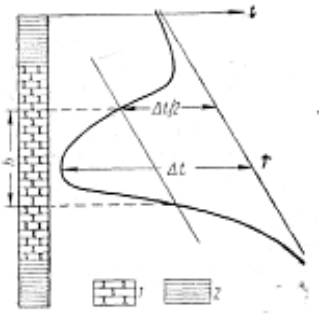
сигналдардың басылуы немесе қабат бойынша екі базалы өлшеуде тіркелген, бойлық толқынның энергиясы есептелінеді. Көбінесе төменгі жиілікті әдістер қолайлы.

3. Қышқылдар енгізілген әдістер бойынша. Қабаттың сулы және мұнайлы бөлігінде қышқыл мен сутек мөлшері әртүрлі және бұл әртүрлілік 15 – 17 %-ды құрайды. Қабаттың қышқыл енгізілген бөлігі, гамма-сәулелену диаграммаларында теріс аномалиялармен ерекшеленеді.

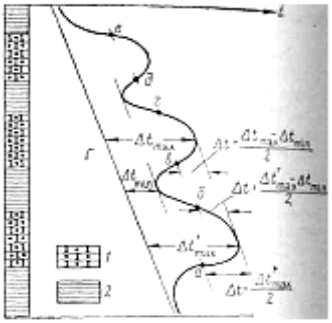
4. Қабатты сынамалау бойынша. Қабаттың қанықкан бөлігінің түрін, сұйықтықтан алынған үлгілерді көмірсутекті газдардың кешенді құрамы бойынша анықтайды. Тұщы сумен суланған коллекторлар құрамында метан мөлшері – 65 %, ал мұнайлы коллекторларда – 60 % төмен.

5. Сезгіштігі жоғары термометрия әдісі. Мұнайды сумен ығыстыру кезінде тоғытылатын және қабаттық су температураларының айырмашылығынан қабаттың температурасы өзгереді.

Әдетте, тоғытылатын су температурасы қабаттан төмен, сондықтан суланған қабат термограммасын геотермиямен салыстыру кезінде, олардың аномалиялары теріс болады (5.30-сурет).



5.30-сурет. Термометрия әдісімен суланған қабаттарды анықтау
1 – сулы құмтас; 2 – саздар, h – тоғытылған сумен суланған қабат бөлігі; Г – геотермиялық градиент қисығы



5.31-сурет. Шегендалген ұңғымадағы термометрия әдісі

Жұмыс жасап тұрған және тоқтатылған ұңғымаларда сулы, мұнайлы, газды интервалдарды бөлу үшін, сезгіштігі жоғары термометрия әдісінде дроссельдік эффект (Джоуль-Томсон эффектісі) тиімді. Бұл эффект кезінде температура Δt келесі өрнекпен анықталады: $\Delta t = \xi_t \Delta p$, мұндағы $\Delta p = p_п - p_з$ – қабатқа депрессия; $p_п$, $p_з$ – қабат және забой (ұңғыма түбі) қысымы; ξ_t – Джоуль-Томсон коэффициенті, забойдағы температураны ($t'_з$ мен $t''_з$) және қабаттың екі режимде жұмыс жасау кезіндегі қысымды өлшеуге негізделген, келесі өрнекпен есептелген $\xi_t=(t'_з — t''_з)/(p'_з — p''_з)$. Қабаттың қанығу сипатын анықтауға негізделген қабат сұйықтықтарының ξ_t коэффициентері әртүрлі: су үшін $0{,}0235\text{-}10^{-5}$, мұнай үшін $(0{,}01\text{-}0{,}06)\ 10^{-5}$, газ үшін $(-0{,}25)\text{-}0{,}4)\ 10^{-5}$° С/Па. Есептеулер қабатқа $2*10^{-6}$ Па депрессия жасау кезінде дроссельдік эффект әсерінен температура мұнай-газ жапсарында 5,8-ден 9,2 ^{0}С, су-мұнай жапсарында 0,33-тен 0,73 ^{0}С және газ-су жапсарында 5,47-ден 8,47 ^{0}С өзгереді. Ұңғыманы тоқтатқанға дейінгі жұмыс жасайтын қабаттарда температуралық аномалияның қалыптасуы, тоқтатылған ұңғымаларда мұнайлы және сулы қабаттарды бөлуге мүмкіндік береді. Геотермиялық градиентке қатысты температураның оң аномалиялары бойынша – мұнайлы интервал, ал теріс аномалиялары бойынша – сулы интервалдарды анықтауға болады. Мұнайлы және сулы қабаттарға қарсы максималды температуралық эффект алу үшін, сезгіштігі жоғары термометрия әдісімен ұңғыманы тоқтатқаннан кейін 2-3 тәуліктен асырмай зерттеу жүргізу керек. Сезгіштігі жоғары термометрия кезінде сезгіштігі 0,02 ^{0}С термометр қолданады.

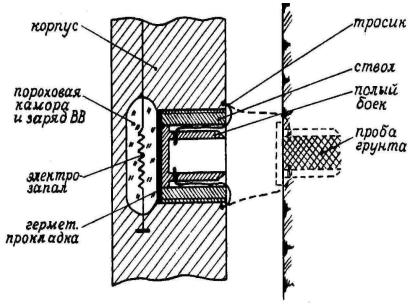
5.2.23. Ұңғымада жүргізілетін ату-жару жұмыстары

Ұңғымадағы ату-жару жұмыстарына жыныстан үлгі алу (ұңғыма қабырғасынан), шегенделген құбырды тесу, торпедалау, т.б. кіреді.

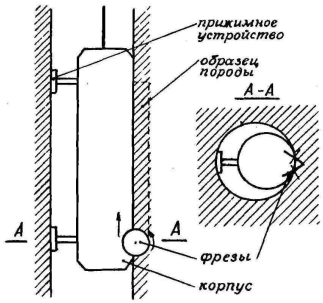
Жыныстан үлгі алу

Геологтар бұрғыланған ұңғыманың геологиялық қимасы жайлы мәліметтерді бұрғылау кезінде алынған тасбағанды зерттеу арқылы алады және каротаж бойынша нақтылайды. Бұл

мәліметтер жеткіліксіз немесе қарама-қайшылық тудырған кездерінде, геологиялық қиманың құрылысын «грунтонос» көмегімен ұңғыма қабырғасынан алынған үлгілермен нақтылайды. Үлгі алу жұмыстары геофизиктердің көмегімен көтеріп-түсіргіш каротаж станция жабдықтарымен және кабельдерімен іске асады. Бүйірден атылатын «грунтоносты» қолдану кеңінен тараған (5.32-сурет).



5.32-сурет. Бүйірден атылатын «грунтонос» сұлбасы



5.33-сурет. Дискілі «грунтонос» сұлбасы (Р. Дебранд бойынша)

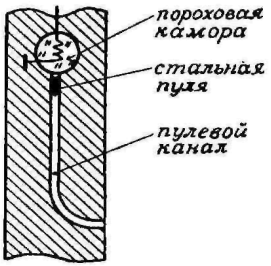
Мұндай «грунтонос» оқпаны бірнеше қуыстары бар көлемді корпустан тұрады. Әрбір қуыстардың артында оқ-дәрі салынған қалыптар орналасқан. Оқ-дәрі қалыптарында электрлік тұтандырғыш бар. «Грунтонос» кабельге жалғанып керекті тереңдікке дейін түсіріледі. Электртұтандырғыш арқылы электр тогын жібереді, ол оқ-дәрісі бар қалыпты жандырады. Жарылыс болып оқпаннан шаппа (боек) ұшып шығып, ұңғыма қабырғасына қадалады, оның іші таужыныстармен толады. Шаппа жынысқа терең кірмейтіндей (таужыныстардың қаттылығына байланысты 0,5÷6 гр оқ-дәрі қолданады) бәрі есептелінеді. Жарылыстан кейін кабельді лебедкаға орайды «грунтонос» көтеріліп, шаппаны ұңғыма қабырғасынан суырып алады. Бір «грунтонос» оқпанында 10-нан 30-ға дейін қуыстар болады. Осындай атылатын «грунтонос» түрлерінен басқа бұрғылайтын да түрлері де болады.

Мұнай және газ ұңғымаларында ұңғыма қабырғасынан алынған үлгілер бойынша геофизикалық мәліметтерді талдауды нақтылайды, қабаттардың мұнай қанықтылық және олардың коллекторлық қасиеттері жайлы нәтижелерді тексереді.

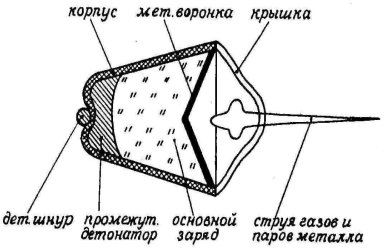
Шегенделген колоннаны перфорациялау. Ұңғымаға қабаттан флюидтердің түсуін қамтамасыз ету үшін және мұнайлы немесе газды қабаттарды ашу үшін шегенделген колоннаны перфорациялау керек. Оқты перфораторлардың жұмыс жасау принципі бүйірден атылатын «грунтонос» сияқты, тек олар шегенделген колоннаны, цемент тасын тесіп және қабатқа 30–40 см дейін кіретін болат оқтармен зарядталған. Оқты перфораторлар жұмыс істеуі біруақытты және селективті болып бөлінеді. Біруақытта жұмыс істейтін перфораторлардың оқтары бір уақытта атылады, ал селективтіде бірінен соң бірі, бір-бірлеп атылады. Ұңғымалардағы перфорация жұмыстарының ең көп тарағаны куммулятивті перфорация. Оның конструкциясы мынадай бөліктерден: жарылыс затынан (гексоген) детонатор, темір воронкадан, қоршаушы корпустан тұрады. Куммулятивті заряд – оқсыз кіші өлшемді қуыстарды атқылауда өте үлкен нәтиже береді. Мұндай зарядтың жарылуы барысында куммулятивті қуыстың (выемка) бетінде түзілген толқындар металл воронканы жоғары қысыммен сығады. Осы кезде воронка іш жағынан ериді де, жарылыс нәтижесінде куммулятивті заряд осі бойымен жылдамдығы өте жоғары (8–10 мың м\сек) жартылай сұйық металдың жіңішке ағысы атқылайды. Жылдамдығы 300 мың кГ\см^3 бұл ағыс құбырда және цемент сақинасында едәуір тереңдікке дейін қуыс түзеді. Куммулятивті заряд қалыңдығы 24 мм болат пластинаны және бүтіндей цементтелген колоннаны 300 мм дейін тесіп өтіп, 10 – 12 мм диаметрлік қуыс беру мүмкіндігі бар. Зарядтарды герметизациялау бойынша куммулятивті перфораторлар екі топқа бөлінеді: 1) корпусты; 2) корпуссыз.

1) Корпусты куммулятивті перфораторлары қолданыс уақытына қарай, көп ретті және бір ретті болып бөлінеді. Корпусты куммулятивті перфораторда заряд детонацияланбайтын жарылыс патроны герметизацияланған болатты корпустың ішінде орналасады. Көп ретті куммулятивті

перфоратор 10 – 50 рет атуға дейін шыдайды. Ал, бір реттік, мысалы: ПКО және ПКОС типтілері бір рет қолданылады. Атылған кезде корпусы толығымен сынып бітеді.



5.34-сурет. Оқты перфораторлар қондырғысының құрылысы



5.35-сурет. Куммулятивті перфоратордың жұмыс жасауы

2) Корпуссыз куммулятивті перфоратордың ленталық айта кететін болсақ, оның жұқа темір лентаның ішінде герметизацияланған зарядтар орналасады. Детонациялайтын бау алюминді, ал жарылыс патроны және шойын жүгі, шыны ішіне бекітілген. Бұл перфораторлар жарылыс кезінде толығымен қиратылады, бірақ корпуссыз перфораторлардың тесу қабілеті, корпусты перфораторларға қарағанда өте жоғары болады.

Ұңғыманы торпедалау

Торпедалау деп – ұңғымадағы жарылысты айтамыз. Торпедалауды бұрғылау процесі кезіндегі әртүрлі қиыншылықтарды, яғни қатты таужынысы, темір заттар немесе қашаудың қысылып қалуы және фильтрлерді тазалау, ескі мұнай-газ кенорындарын қайта жандандыру сияқты жұмыстарда қолданады. Ядролық жарылыс кезінде таужыныстарында миллион атмосфера қысым тудырады. Таужыныстардың жартысы газға айналады. Таужыныстарда көп деген 100 м-ге дейін ұзындыққа өтетін жіңішке жарылымдар пайда болады. Нәтижесінде таужыныстардың өткізгіштігі жоғарылап, ұңғымада мұнай және газ дебиті артады.

Бірақ та ұңғымада ядролық жұмыстар жасаудың жақсы нәтижелерінен басқа да, жерасты суларын радиоактивті элементтермен улайтын теріс залалдары бар.

ҰГЗ бақылау мәліметтерін талдау мен өңдеудің автоматтық жүйесі

Ұңғымада геофизикалық зерттеулер арнайы құрылғылар көмегімен жүргізіледі. Оларға бір-бірімен байланыс каналы – геофизикалық кабельмен қосылған жер бетіндегі және жерастындағы (ұңғыма ішінде) аппаратуралары, сонымен бірге, жабдықтардың ұңғыма бойымен қозғалуын қамтамасыз ететін көтеріп-түсіргіш механизмі жатады. Бұл құрылғылар автоматты каротаж станциялары деп аталады.

Жер бетіндегі аппаратура – каротаж станциясының лабораториясы деп аталады. Мұнда өлшеуіш-ион аппараттары, қорек көздері, бақылау жабдықтары орналасқан. Жерастылық геофизикалық аппараттарға ұңғымадағы әртүрлі физикалық параметрлерді анықтауға арналған өлшеуіш құрылғылар құрамасы жатады. Мәліметтер ұңғымалық жабдықтан жоғарыға геофизикалық диаграмма болып шығады. Мәліметтердің тереңдігі тіркелген аралыққа сәйкес болып, сол аралықтың геофизикалық параметрін көрсетеді.

Кешенделген және жинақталған ұңғыма жабдығы көп каналды телеөлшеуші жүйені қолданудың арқасында, аспапты бір түсіріп-көтеру арқылы бірнеше физикалық параметрлерді тіркеуге мүмкіндік береді.

Ұңғыма жабдықтары жоғары қысымда (120 МПа дейін), температурада (250º), ішкі ортаның химиялық агрессивтігінде (тұздардың, мұнай мен газ ерітіндісінде) жұмыс істейді. Ұңғыма бойымен қозғалғанда олар механикалық қозғалысқа ұшырайды. Ұңғыма жабдықтарын ұңғыма сағасына көтеріп-түсіру подъемник, кабель, ілінген және бағыттаушы роликтердің көмегімен жүргізіледі.

Кабельдің түрі мен ұзындығына қарай мөлшері мен конструкциясы әртүрлі лебедкалы полъемникті қолданады. Лебедка подъемниктің арнайы металл кузовында орналасқан, ол өздігінен қозғалатын құрылғы. Кабельді көтеріп-түсіру лебедканың көмегімен іске асады. Лебедканың барабаны

тежеуішпен қамтамасыз етілген. Қозғаушыдан барабанға келетін беріліс кабельдің көтеру жылдамдығын 40 – 1000 м/сағ диапазонында өзгертуге және кабельді баяу түсіруге мүмкіндік береді. Подъемниктің лебедканы басқаруға, оның кабелін түсіріп-көтеруге мүмкіндігі бар және онда кабельдің қозғалу жылдамдығын, түскен тереңдігі мен ауырлығын өлшеуші жабдықтар орналасқан. Сонымен бірге, жарықтық сигнализация мен екі жақты байланыс (бұрғылау мен лаборатория аралығында), кузов пен ұңғыма сағасын жарықтандыратын құрылғы, т.б. геофизикалық зерттеудегі монтаждық жұмыстарды жүргізу үшін әртүрлі жабдықтар орналасқан. Геофизикалық зерттеулер процесінде аспаптың тереңдігі, оның ұңғыма бойымен қозғалу жылдамдығы мен кабельдің ауырлығы туралы мәлімет белгілі болуы керек. Одан басқа, ұңғыма бойымен қозғалған аспаптың тереңдігі, өлшенген геофизикалық параметрлердің қисығы диаграммаға сәйкес келуі керек.

Бұл бағыттаушы және ілінген роликтердің тереңдікті, ауырлықты көрсететін құрылғыны қабылдау арқылы іске асырылады.

Блок-баланс кабельді ұңғымаға бағыттаушы және ілінген роликтен тұрады. Олар – ұңғыма сағасының үстіне және бұрғы жабдығымен ротор столына қыстырылған құрылғы.

Каротаж станцияларындағы кабельдің қозғалуын бақылаушы барлық аспаптар арнайы бақылау панелінде орналасқан. Олардың негізгі элементтері:

1. тереңдік санағыш – ондық нумератор;
2. кабель қозғалысының жылдамдығын көрсеткіш – сельсин-қабылдағыштың валына орналасқан фотодиодты беріліс.
3. кабельдің ауырлығын көрсеткіш – ауырлық беріліс.

Геофизикалық кабельдер зерттеулерді, ату-жару жұмыстарын және әр тығыздықта, әр құрамда, әр температурада, әр қысымда сұйықпен не газбен толған ұңғымадан таужыныстарының үлгісін алу жұмыстарында аспаптарды көтеріп-түсіруге арналған.

Кабель арқылы ұңғыма аспабына қорек беріледі және өлшенген сигналдар жер бетіндегі қабылдаушы аспаптарға

беріліп, олар сонда тіркеледі. Сонымен бірге, кабельді ұңғымадағы аспаптың тереңдігін анықтау құралы ретінде қолданылады.

Геофизикалық параметрлерді тіркеу – өлшенген өлшемдерді материалдық түрге келтіріп, сақтау үшін жүргізілетін символдық мәлімет. Ол аналогты және цифрлі тіркеу болып бөлінеді. Аналогты тіркеу өлшенген өлшемдердің өзгерісін график түрінде (қисық, геометриялық жатыс не кескін түрінде) көрсетеді. Мұның дәл өлшеуге, бөгеттерді ұстаудағы әлсіздігіне және алынған мәліметтерді өңдеп-талдау үшін компьютерге енгізуге байланысты кемшілігі өте көп. Осы кемшіліктердің орынын цифрлы тіркеу толтырады. Цифрлы тіркеу өлшенген өлшемдердің физикалық символдарын цифр не әріптер кодымен (қағаз, магнит лентасы не проволка) көрсетеді. Бұл әдістің үлкен артықшылығы – мәліметтерді компьютерге енгізу өте ыңғайлы, автоматизацияны толық қамтып, жұмыс өнімділігін арттырады.

Бақылау сұрақтары:

1. Ұңғыманы зерттеулер объектісі ретінде қарастыру.
2. Ұңғыманы зерттеудің геофизикалық әдістерінің классификациясы.
3. Электрлік каротаж әдістерінің далалық әдістемесі, аспаптары мен жабдықтары.
4. Радиоактивті каротаж әдістерінің әдістемесі, аспаптары мен жабдықтары.
5. Акустикалық каротаж әдістерінің әдістемесі, аспаптары мен жабдықтары. Нәтижелердің интерпретациясы.
6. Каротажды диаграммаларының оперативті интерпретациясы.
7. Кен орынды игерудің бақылау әдістері.

БИБЛИОГРАФИЯЛЫҚ ТІЗІМ

1. *Хмелевской В.К.* Краткий курс разведочной геофизики.

2. *Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевский В.К., Горбачев Ю.И.* Геофизика: Учебник (ГРИФ). Книжный дом Университет. Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

3. *Омирсериков М.Ш.* Потенциалдар теориясы: Оқу құралы. – Алматы: АТУ, 2003.

4. *Миронов В.С.* Курс гравиразведки. – М: Недра. 1980.

5. *Сажина Н.Б., Грушинский Н.П.* Гравитационная разведка. – М: Недра, 1966.

6. *Гладкий К.В.* Гравиразведка и магниторазведка. – М: Недра, 1970.

7. *Маловичко А.К.* Основной курс гравиразведки. Ч. 1. – Издательство Пермского Университета, 1966.

8. *Маловичко А.К.* Основной курс гравиразведки. Ч. 2. – Издательство Пермского Университета, 1968.

9. *Моисеев М.Б.* Гравиразведка. – М: Недра, 1986.

10. Справочник геофизика. Т. 3. Гравиразведка. – М., 1985.

11. *Нұрмағамбетов Ә., Нусипов Е.* Геофизикалық барлау әдістерінің негіздері: Оқу құралы. – Алматы: Ғылым, 2003.

12. *Веселов К.Е., Кушербаев Н.И., Гульницкий В.Л. и др.* Гравиметрическая разведка рудных месторождений в Казахстане (Метод. пособие). КазВИРГ, 1970.

13. *Маловичко А.К., Костицын В.И., Тарунина О.Л.* Детальная гравиразведка на нефть и газ. – М.: Недра, 1979.

МАЗМҰНЫ

КІРІСПЕ……		3
1.	СЕЙСМИКАЛЫҚ БАРЛАУ.....	10
1.1.	Сейсмобарлаудың физикалық негіздері.....	13
1.1.1.	Серпімділік теориясының негізі.....	13
1.1.2.	Изотроптық ортадағы серпімді толқындар.....	16
1.1.3.	Изотропты біртектісіз орталардағы серпімді толқындар.....	24
1.1.4.	Сейсмобарлау әдістерін негіздеу…….....	35
1.2.	Сейсмикалық барлау аспаптары мен жабдықтары.....	38
1.2.1.	Серпімді толқындардың көздері.....	39
1.2.2.	Серпімді толқындардың тіркеуіштері.....	42
1.2.3.	Серпімді толқындарды тіркеу мен қоздырудың интерференцялық жүйелері.....	46
1.2.4.	Сейсмикалық стансалар.....	47
1.3.	Сейсмикалық барлаудың бақылау әдістемесі және жүйесі.....	50
1.3.1.	Шағылған толқындар әдісі.....	51
1.3.2.	Еселі шағылған толқынның кинематикасы.....	57
1.3.3.	Жалпы тереңдік нүктесі әдісінің тура кинематикалық есептері.....	58
1.3.4.	Сынған (бас) толқындар әдісі.....	64
1.4.	Сейсмобарлау деректерін өңдеу және интерпретациялау.....	68
1.4.1.	Сейсмобарлаудағы интерпретациялау модельдері.....	69
1.4.2.	Сейсмограммаларды өңдеу.....	71
1.4.3.	Жалпы қоздыру пункті бойынша ШТӘ деректердің интерпретациясы.....	74
1.4.4.	Сынған толқындар әдісі мәліметтерінің интерпретациясы.....	78
1.4.5.	ЖТН әдісі деректерін өңдеу мен олардың интерпретациясы.....	81
2.	ГРАВИБАРЛАУ.....	93
2.1.	Теория және гравибарлаудың негіздері.....	97
2.1.1.	Ауырлық күші мен еркін түсу удеуі.....	97

2.1.2. Гравитациялық потенциалдың қасиеттері..... 101
2.1.3. Ауырлық күші потенциалының екінші туындылары. Олардың физикалық және геометриялық мағыналары..... 103
2.1.4. Геоид бетіндегі ауырлық күшінің удеуі. Клеро теоремасы. Ауырлық күші удеуінің қалыпты мәні.... 107
2.1.5. Ауырлық күші потенциалының екінші туындыларының қалыпты мәндері..... 111
2.1.6. Ауырлық күші редукциялары..... 113
2.1.7. Таужыныстардың тығыздығы..... 128
2.2 Гравибарлаудағы аппаратура..... 135
2.2.1. Ауырлық күшін анықтауға арналған маятникті тәсіл..... 135
2.2.2. Еркін құлап жатқан денені бақылау негізінде ауырлық күшінің мәнін анықтауға арналған тәсіл..... 138
2.2.3. Ауырлық күшін таразыда тарту тәсілі арқылы анықтау..... 139
2.3. Гравиметр көмегімен ауырлық күшін өлшеудің әдістемесі..... 140
2.3.1. Гравиметриялық пункттер жүйесінің тығыздығы..... 149
2.3.2. Эталондау..... 151
2.3.3 Гравиметриялық карталарды құрастыру әдістемесі.. 152
2.3.4. Картаның масштабы мен қимасын таңдау..... 154
2.3.5. Аралық қабат тығыздығының мәнін таңдау..... 154
2.3.6. Гравиметриялық карталарды тұрғызудың техникасы... 157
2.4. Гравитациялық аномалияны талдаудың физикалық негіздері..... 159
2.4.1. Гравитациялық аномалиялардың геологиялық талдауының негізгі түсініктері..... 159
2.4.2. Гравитациялық аномалияларды түрлендіру тәсілдері..... 164
2.4.3. Гравибарлаудың тура және кері есептерін шығаруға арналған тәсілдер..... 169
2.5. Гравибарлауды пайдалану..... 183
3. МАГНИТТІК БАРЛАУ..... 199
3.1. Геомагниттік өріс және магниттік барлау теориясының негіздері..... 199

3.1.1.	Геомагниттік өріс элементтері және оның пайда болуы	199
3.1.2.	Қалыпты және аномалиялы (ауытқыған) магнит өрістері	207
3.1.3.	Таужыныстардың магниттік қасиеттері	208
3.2.	Магниттік барлау аспаптары	210
3.2.1.	Геомагниттік өрістің өлшенетін параметрлері	210
3.2.2.	Оптикалық-механикалық магнитометрлер	211
3.2.3.	Феррозондты магнитометрлер	212
3.2.4.	Ядролық-прецессиялық (протонды) магнитометрлер	212
3.2.5.	Квантты магнитометрлер	214
3.3.	Магниттік түсірулерді жүргізу әдістемесі	214
3.3.1.	Далалық магнитті түсірілім	216
3.3.2.	Аэромагниттті және гидромагнитті түсірілімдер	217
3.3.3.	Магнитті түсірулердің басқа түрлері	219
3.4.	Магниттік аномалиялар интерпретациясы	220
3.4.1.	Магниттік барлаудың тура және кері есептері	220
3.4.2.	Шексіз ұзын тік өзек үшін тура және кері есептер	223
3.4.3.	Тік магниттелген шардың тура және кері есептері	225
3.4.4.	Магниттік барлау нәтижелерінің геологиялық түсіндіруі. Магниттік барлаудың тура есебінің шешімдеріне негізделген қорытындылар	227
3.4.5.	Магниттік барлау материалдарының сапалық интерпретациясы	228
3.4.6.	Магниттік барлау нәтижелерін геологиялық түсіндіру	231
3.4.7.	Магниттік барлаудың қолданылуы	232
4.	ЭЛЕКТРЛІК БАРЛАУ	235
4.1.	Электрлік барлаудың физика-математикалық және геологиялық негіздері	238
4.1.1.	Таужыныстардың электрмагниттік қасиеттері	239
4.1.2.	Электрлік барлау зерттейтін электрмагниттік өрістер	244
4.2.	Электрлік барлаудың аппаратурасы мен жабдықтары	256
4.2.1.	Тасымалды аппаратура	258
4.2.2.	Электрлік барлау стансалары	259

4.2.3.	Аэроэлектбарлау стансалары.....	260
4.3.	Электрбарлау әдістері.....	260
4.3.1.	Электрмагниттік зондтау.....	260
4.3.2.	Электрмагнитік профильдеу.....	274
4.3.3.	Электрлік барлаудың жерасты әдістері.....	285
4.3.4.	Радитолқынды сәуле түсіру әдісі.....	289
4.4.	Электрлік барлау деректерін интерпретациялау және міндеттерді шешу.....	290
4.4.1.	Электрмагниттік зондылау интерпретациясы. Сапалық интерпретациялау.....	290
4.4.2.	Электрмагниттік профильдеу деректерін интерпретациялау.....	296
4.4.3.	Электрмагниттік профильдеу әдісін қолдану.....	300
4.4.4.	Электрлік барлаудың жерасты әдістерін қолдану аумағы және интерпретация.....	304
5.	ҰҢҒЫМАДАҒЫ ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУ ӘДІСТЕРІ.....	305
5.1.	Ұңғыманы геофизикалық әдістермен зерттеу (ҰГЗ). ҰГЗ әдістерінің классификациясы.....	305
5.1.1.	Ұңғыма геофизикалық зерттеулер объектісі.....	306
5.2.	ҰГЗ әдістерінің классификациясы.....	308
5.2.1.	Көрінерлік кедергі әдісі (КК)……	311
5.2.2.	Бүйірлік каротажды зондылау.....	317
5.2.3.	Микрозондылау (МКЗ)……	318
5.2.4.	Резистивиметрия әдісі.....	319
5.2.5.	Бүйірлік каротаж……	319
5.2.6.	Микробүйірлік каротаж (МБК).....	322
5. 2.7.	Индукциялық каротаж (ИК).....	323
5.2.8.	Өзіндік поляризациялық потенциалдар әдісі……	325
5.2.9.	Радиоактивті каротаждың негіздері.....	330
5.2.10.	Табиғи гамма – активтілік әдісі.....	333
5.2.11.	Гамма – гамма әдістер (ГГК)……	335
5.2.12.	Ұңғымаларды зерттеудің нейтрондық әдісі. Коллекторлардың кеуектілігі мен мұнай қанықтылығын анықтау.....	336
5.2.13.	Импульсті нейтронды әдістер……...	340
5.2.14.	Ұңғымаларды зерттеудің акустикалық әдісі……...	340

5.2.15. Басты толқындардағы акустикалық каротаж……. 342
5.2.16. Шағылған толқындардың акустикалық әдісі…….. 346
5.2.17. Термиялық әдістер……. 346
5.2.18. Жасанды жылулық өрісі әдісі……... 347
5.2.19. Ұңғымалардың техникалық жағдайын анықтайтын әдістер..... 348
5.2.20. Мұнай-газ кенорындарын игерілуін бақылайтын геофизикалық әдістер..... 350
5.2.21. Мұнайлы және газды жиіктерінің қозғалуын бақылау..... 351
5.2.22. Су-мұнай (ВНК), газ-мұнай (ГӘЖ), газ-су (ГСЖ) жапсарларын анықтау..... 353
5.2.23. Ұңғымада жүргізілетін ату-жару жұмыстары..... 361
Библиографиялық тізім..... 368

Оқулық басылым

Гүлзада Құбашқызы Өмірова
Айгүл Қалиқызы Исағалиева
Жансая Бағдатқызы Досымбекова

ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ӘДІСТЕРДІҢ НЕГІЗДЕРІ

Оқу құралы

АБО РБ бастығы *Ғұбайдулина З.А.*
Редакторы *Жақсыбаева Т.С.*
Компьютерлік беттеу *Аришова А.Б.*

Басуға қол қойылды 18.12.2013 ж.
Таралымы 300 дана. Пішімі 60x84 1/16. №1 баспаханалық қағаз.
Көлемі 23,4 есепті-баспа табақ. 21,7 шартты баспа-табақ.
Тапсырыс № 282. Бағасы келісімді.

Қ.И. Сәтбаев атындағы
Қазақ ұлттық техникалық университетінің басылымы,
Ақпараттық-баспа орталығы.
Алматы қ., Сәтбаев көшесі, 22

ISBN 978-601-228-545-1