

Қ.И. Сәтбаев атындағы Қазақ Ұлттық Техникалық Зерттеу Университеті

ӘОЖ 552.086; 552.321.6

Қолжазба құқығында

МАМАНОВ ЕРХОЖА ЖОЛАМАНОВИЧ

**Ұлытау-Қарсақпай белдемі базит-ультрабазит денелерінің геологиясы
және минералогиясы**

6D070600 – Геология және пайдалы қазба кенорындарын барлау

Философия докторы (PhD)
дәрежесін алу үшін дайындалған диссертация

Ғылыми кеңесшілер

А.Б. Байбатша

геол.-минер.ғылым. докт., профессор,
ҚазҰЖҒА академигі

А. Мушински

геологиялық ғылымдар докторы, профессор

Қазақстан Республикасы
Алматы, 2018

МАЗМҰНЫ

КІРІСПЕ	4
1 БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТ ЖӘНЕ МЕТАМОРФТЫҚ КЕШЕНДІ ҰЛЫТАУ-ҚАРСАҚПАЙ ЗОНАСЫ ГЕОДИНАМИКАСЫНЫҢ ЖӘНЕ ГЕОТЕКТОНИКАСЫНЫҢ ПЛЮМ-ТЕКТОНИКАЛЫҚ ТАБИҒАТЫ	8
1.1 Қазақстан плюм-тектоникалық моделінің қысқаша сипаты	8
Бірінші бөлім бойынша тұжырым	19
2 ҚАРСАҚПАЙ-ҰЛЫТАУ ГЕОСУТУРА ЗОНАСЫНЫҢ ГЕОЛОГИЯСЫ ЖӘНЕ ПАЙДАЛЫ ҚАЗБАЛАРҒА ПЕРСПЕКТИВАЛЫҒЫ	21
2.1 Стратиграфиясы	22
2.2 Магматизмі	34
2.3 Тектоникасы	45
2.4 Ғарыш-құрылымдық схемалар	51
Екінші бөлім бойынша тұжырым	54
3 ГЕОСУТУРА ЗОНАСЫНДА ИНТРУЗИЯЛАРДЫҢ, МЕТАСОМАТИТТЕРДІҢ ЖӘНЕ ПЕРСПЕКТИВАЛЫ АЛАҢДАРДЫҢ ҚАЛЫПТАСУЫ	57
3.1 Интрузиялық жаралымдар	57
3.2 Гидротермалық-метасоматоздық кешендерді зерттеу негізінде перспективалы алаңдарды болжау	57
3.3 Метаморфтық-метасоматоздық кешендерді зерттеу негізінде болжамдық перспективалы бөлікшелерді анықтау	65
3.4 Пайдалы қазбалардың таралу заңдылықтары	71
Үшінші бөлім бойынша тұжырым	73
4 КЕНБІЛІНІМДЕРДІ БОЛЖАУҒА ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ҚҰРЫЛЫМЫН АНЫҚТАУҒА ҒАРЫШТЫҚ-ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ТЕХНОЛОГИЯНЫ ҚОЛДАНУ	75
4.1 Бастапқы мәліметтер	75
4.2 Зерттеу әдістемесі	76
4.3 Жер бедерінің сандық үлгісі мен көріністерін даярлау және өңдеу	76
4.4 Сызықтық құрылымдарды анықтау және интерпретациялау	78
4.5 Сақина және доға құрылымдарды анықтау және интерпретациялау	78
4.6 Алаңдық денелерді риясыздау	78
4.7 Тасындылармен жабылған пайдалы қазбалардың шығу көзі ретінде терең плутондар мен жасырын құрылымдарды анықтау	79
4.8 Кенбақылаушы құрылымдық факторларды анықтау	83
Төртінші бөлім бойынша тұжырым	85
5 ПЕРСПЕКТИВАЛЫ ПАЙДАЛЫ ҚАЗБА БӨЛІКШЕЛЕРІН БОЛЖАУ ЖӘНЕ МИНЕРАЛОГИЯЛЫҚ-ГЕОХИМИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУ НӘТИЖЕЛЕРІН ТАЛДАУ	86
5.1 Метал пайдалы қазбалар	86
5.2 Бейметал пайдалы қазбалар	96

5.3 Қараторғай мысты-никельді кенбілінімінің минералогиясы және геологиялық ерекшеліктері	99
5.3.1 Кенбілінім ауданының ғарыштық геологиялық құрылымдық схемасы	102
5.3.2 Руда бақылаушы факторлар және перспективалы бөлікшелер	108
5.3.2 бөлім бойынша тұжырым	111
5.3.3 Рудасыйстырушы таужыныстардың петрографиялық сипаты	111
5.3.4 Қараторғай кенбілінімінің минералогиясы	118
ҚОРЫТЫНДЫ	131
ПАЙДАЛАНЫЛҒАН ӘДЕБИЕТТЕР ТІЗІМІ	133

КІРІСПЕ

Сипатталған аумақ Орталық Қазақстан ұсақ шоқылары батыс бөлігінде және Торғай жазығының шығыс жиегінде орналасқан.

Аумақтың геологиялық құрылысына прекембрий мен палеозойдың метаморфтық және шөгінді таужыныстары қатысады. Қалыңдығы шамалы континенттік кайнозой кешені, соның ішінде төрттік түзілімдері де кеңінен таралған.

Мәселенің қойылуы және тақырыптың өзектілігі. Еліміздің минерал шикізат ресурстарын толықтыру – Қазақстан геологиясының алдында тұрған маңызды міндет болып табылады. Бүгінгі таңда экономиканың өндіру-өңдеу секторын сенімді минерал-шикізат базасымен қамтамасыз ету және елдің экспорттық әлеуетін арттыру мәселесі тұр. Осы диссертация тақырыбында жүргізілген ғылыми зерттеулерден алынған нәтижелер аталған өзекті мәселелердің шешіміне қосқан нақты үлес болып табылады.

Жұмыстың мақсаты. Диссертациялық жұмыстың мақсаты Қарсақпай-Ұлытау зонасының геологиялық құрылысын қазіргі заманғы геологиялық зерттеулер деректерін және ғарыштық түсірімдерді қолдана отырып, оның ауқымында перспективалы өнеркәсіптік пайдалы қазба бөлікшелерін анықтау үшін зерттеу әрі нақтылау болып табылады.

Зерттеу нысаны. Зерттеу нысанына Орталық Қазақстан Ұлытау-Қарсақпай құрылымдық зонасының тереңдік жарылымдарында орналасқан магмалық және метаморфтық таужыныстар кешені, олармен байланысты пайдалы қазбалар жатады, олармен әртүрлі пайдалы қазбалар байланысты.

Нақты материал далалық геологиялық зерттеулер кезінде жиналды. Сонымен қатар, «Жер қойнауын геологиялық зерттеу және минерал-шикізат ресурстарын толықтыру үшін геологиялық-бағалау жұмыстарын ғылыми қамтамасыздандыру» ғылыми-техникалық бағдарламасы бойынша, «Қазақстандағы руда кенорындарын іздеу және болжау, геологиялық зерттеудің қашықтық әдістерін жобалау» тақырыбындағы, «Ғылыми зерттеулерді гранттық қаржыландыру» (2015-2017) «Елдің зияткерлік әлеуеті» бағдарламасы аясында кіші ғылыми қызметкер және жауапты орындаушы ретінде жұмыс істеу барысында жиналған материалдар пайдаланылды.

Диссертацияны жазу барысында Қазақстанмен қатар шетел баспа беттерінде жарық көрген басқа зерттеушілердің де геологиялық материалдары арнайы талданып, тиісінше қолданылды.

Зерттеу әдістемесі нақты далалық геологиялық деректерді ғылыми талдау, заманауи жоғары дәлдікті жабдықтарды қолдану арқылы орындалған зертханалық зерттеулер және жұмыс ауданының геологиялық құрылымдарын зерттеу үшін ғарыштық зондылау деректерін пайдалану әдісін жасау мен алынған нәтижелерді ғылыми талдау және өңдеу арқылы пайдалануға негізделген.

Далалық геологиялық зерттеулерден алынған таужыныс үлгілерінен Адам Мицкевич Университетінің (Польша) шлифтік шеберханасында 6 эмбебап шлиф

және Қ.И. Сәтбаев атындағы ҚазҰТЗУ-дың Қ. Тұрысов атындағы геология және мұнай-газ ісі институты кафедрааралық шлифтік зертханасында 45 шлиф жасалынды. Алматыда Қ.И. Сәтбаев атындағы ҚазҰТЗУ-дың «Инновациялық геология-минералогия зертханасы» және Познань қ. (Польша) Адам Мицкевич Университетінің (УАМ) «Минералогия және петрология» кафедрасының зертханаларында руда және таужыныс түзетін минералдардың зертханалық зерттеулері, жарық өткізуші және жарық шағылыстырушы жоғары сапалы үйектеуші микроскоп көмегімен орындалды. Минералдар мен таужыныстардың химиялық құрамы SEM (сканерлеуші электрондық микроскоп) және EDS (энергия-дисперсиялық спектроскопия) әдістерімен Адам Мицкевич Университетінің геология және география факультетінің «Микроскопия және микронзондылау» зертханасында Hitachi S-3700N (SEM) электрондық микроскоппен зерттелді.

Жұмыс нәтижелері және олардың жаңалығы. Алғаш рет Ұлытау-Қарсақпай ауданында прекембрий жаралымдары қатқабаттарын және ауданның терең геологиялық құрылымдарын ғарыштық технологияларды пайдалана отырып зерттеу жүргізілді. Геологиялық іздеу жүргізуге перспективалы бөлікшелерді болжаудың плюм-тектоникаға негізделген жаңа ғылыми базасын жасауға талпыныс жасалды. Далалық геологиялық зерттеулер және қашықтықтан зондылау мәліметтері бойынша ауданда әртүрлі пайдалы қазбалардың геологиялық сілтемелері мен кенбілінімдері анықталды. Қашықтықтан зерттеу мәліметтерін риясыздау және талдау негізінде кенбақылаушы құрылымдар, сонымен қатар дәстүрлі геологиялық зерттеулерге қолжетімсіз космоқұрылымдар мен рудатүзуші факторлар анықталды. Ликвациялық типі Қараторғай мыс-никелді кенбілінімінің геологиясы және минералогиясы зерттелді.

Орындалған ғылыми зерттеулер нәтижесі бойынша 20 мақала және баяндама, солардың ішінде 6 жұмыс SCOPUS компаниясының деректер базасына кіретін, нөлдік емес импакт-факторы бар халықаралық басылымдарда және 4 мақала ҚР білім және ғылым министрлігі ұсынған ғылыми басылымдарда жарияланды. Алынған нәтижелер кең түрде халықаралық және республикалық ғылыми конференцияларда баяндалды: Қ.Тұрысовтың 80 жылдығына арналған «Геологиялық кластердың даму перспективалары мен проблемалары: білім-ғылым-өндіріс» атты халықаралық конференцияда (Алматы, 2014), «Тау-кен металлургия кешеніндегі инновациялық технологиялар мен жобалар, олардың ғылыми және кадрлық қамтылуы» халықаралық ғылыми-тәжірибелік конференцияда (Алматы, 2014), Қ.И. Сәтбаев атындағы ҚазҰТУ-дың 80 жылдығына арналған «Қазақстан-2050» стратегиясын іске асырудағы жас ғалымдардың орны мен ролі» халықаралық Сәтбаев оқуларында (Алматы, 2014), «Қазақстан Республикасы және ТМД елдері минерал-шикізат ресурстарының даму перспективалары мен минерагениясы, геологиясы» халықаралық конференциясында (Алматы, 2015), Халықаралық көп салалы ғылыми геоконференцияда (International Multidisciplinary Scientific GeoConference

SGEM-2014, SGEM-2015, SGEM-2016, (Албена, Болгария, 2014-2016) баяндамалар жасалынып, мақалалар жарияланды.

2016-жылы Адам Мицкевич Университетінің геология және география факультетінің «Микроскопия және микрозондылау» зертханасында бір айлық тағылымдамадан өтіп, электрондық микроскоптар (SEM, EDS) арқылы шлиф, аншлифтерді зерттеп, диссертацияға қажетті құнды зерттеулер жүргізілді.

Қолдану саласы – геология және жер қойнауын пайдалану.

Қорғалатын ғылыми мәселелер:

Диссертациялық жұмыста жүргізілген зерттеулердің мәнділігін және ғылыми жаңалығын көрсететін төрт ғылыми мәселе қорғалады.

Бірінші ғылыми мәселе – Ұлытау-Қарсақпай зонасының базит-ультрабазит және метаморфтық кешендер белдемі Қазақстанның екінші геосутура сақинасының фрагменті болып табылады, ал оның таралуы плюм-тектоникалық табиғатқа ие геодинамикасымен тығыз байланысты. Магмалық және метасоматоздық процестердің белсенді білінімі, олардың өзіндік сипатқа ие минералдануы, кенді ауданның ерекшелігі оның тереңдік жарылымдарының сызықтық зонасында орналасуымен анықталады.

Екінші ғылыми мәселе – Ауданның прекембрий жаралымдарының бірізділенген стратиграфиялық схемасы құрастырылды. Мұнда терең жарылымдар зонасының таужыныстары күрделі тектоникалық құрылымдарға және жергілікті термодинамикалық жағдайларға байланысты әртүрлі метаморфтық және метасоматоздық өзгерістерге ұшыраған. Зерттеу мәліметтері бойынша, аудандағы прекембрий қатқабаттарының жиынтық қалыңдығы 9-10 км шамасынан, ал стратиграфиялық аталымдар саны 10-нан аспайды.

Үшінші ғылыми мәселе – Ұлытау-Қарсақпай геосутура зонасының белсенділігі астеносфера материалының континенттік литосфераға терең жарылымдар бойынша ультрабазит денелер түрінде енуінде көрініс тауып, ол төменгі палеозойда орын алған. Ультрабазит-базит интрузияларының жер қыртысына біртіндеп енуін, жоғарғы мантия материалының жіктеліп енуі ретінде қарастыруға болады. Геосутураның тектоникалық-магмалық және метасоматоздық белсенділігі, оның руда жаралуға перспективалы бөлікшелерін болжау мүмкіндігін анықтайды.

Төртінші ғылыми мәселе – Өнеркәсіптік пайдалы қазбалар бар бөлікшелерді сенімді болжау үшін кен қадағалаушы құрылымдарды анықтайтын ғарыштық геологиялық технологияны қолдану перспективалы болып табылады. Мұндай зерттеулер байырғы минералогиялық-геохимиялық зерттеулерді кешенді түрде жүргізген жағдайда жап-жақсы нәтиже беретін болады. Мәселен, Ұлытау-Қарсақпай зонасының солтүстігіндегі перидотиттерде орналасқан ликвациялық типті Қараторғай мыс-никельді сульфид кенбілінімі 1:50000 масштабты ғарыштық-геологиялық әдістермен түбегейлі зерделенген.

Жұмыстың ғылыми жаңалығы және автордың қосқан жеке үлесі.

Ұлытау ауданында алғаш рет ғарыштық технологияларды пайдалана отырып, шөгінді таужыныстармен жабылған геологиялық құрылымдарға зерттеу жүргізілді. Қашықтықтан зерттеу деректерін риясыздау және сараптау негізінде

кенбақылаушы геологиялық құрылымдар анықталды және сәйкестендірілді, сонымен қатар дәстүрлі геологиялық зерттеулерге қолжетімсіз космоқұрылымдар және рудатүзуші факторлар анықталды. Қарсақпай-Ұлытау ауданы прекембрий жаралымдарының бірізділенген стратиграфиялық схемасы құрастырылды. Далалық зерттеу мәліметтерін сараптау негізінде, аудандағы прекембрий қатқабаттарының жиынтық қалыңдығы 9-10 км шамасын құрайтыны, ал олардың стратиграфиялық аталымдар саны 10-нан аспайтыны анықталды.

Далалық және зертханалық зерттеулер, ғылыми тағылымдамалар кезіндегі құнды кеңестеріне және диссертацияны қорғауға дайындық кезіндегі ғылыми кеңестері мен практикалық көмектері үшін менің ғылыми кеңесшілерім профессорлар: Ә.Б. Байбатша мен А. Мушинскиге шексіз алғысымды білдіремін.

Сонымен қатар, шет елдік тағылымдамалардан өту үшін іссапарларды ұйымдастыруда үнемі қолдау көрсеткені үшін ГТ, ПҚКІЖБ кафедрасының меңгерушісі PhD-докторы А.А. Бекботаеваға, диссертацияның мазмұны және сапасы бойынша құнды кеңестері мен сын ескертпелері үшін профессорлар А.Т. Бекботаевқа, Н.С. Сеитовке, М.А. Асановқа, Я.К. Аршамовқа алғысым шексіз.

Зертханалық зерттеулер жүргізуге үлкен көмектері үшін Инновациялық геология-минералогия зертхананың қызметкерлері ассоц. профессорлар К.Ш. Дюсембаеваға және А.Т. Касеноваға айрықша алғысымды білдіремін.

Далалық геологиялық жұмыстар жүргізгенде үнемі көмектесіп, қолдау жасаған инженерлер Б.А. Тикембаевқа және Қ. Тохтамбаевқа, үлгілерді өңдеген және шлифтер даярлаған техник И.А. Карцовқа алғыс жолдаймын. Диссертациялық жұмысты рәсімдеу кезінде көрсеткен көмектері үшін PhD докторы С.Н. Мустапаеваға, докторант Г.М. Омароваға, магистр Қ. Булегеновке өз алғысымды білдіремін.

Космогеологиялық зерттеулер жүргізілген Томск политехникалық университеті «Космогеология» ғылыми-инновация орталығының директоры геология-минералогия ғылымдарының докторы, профессор А.А. Поцелуевке, орындаушылары геология-минералогия ғылымдарының кандидаттары, доценттер Ю.С. Ананьев пен В.Г. Житковке және басқаларға үлкен алғыс айтамын.

Шлифтерді дайындау кезінде, сынамалар дайындау кезінде және аналитикалық зертханалық зерттеулерді жүргізуге көрсеткен көмектері үшін Адам Мицкевич Университеті (Познань қ., Польша) геология институты және «Минералогия және петрология» кафедрасы қызметкерлері Dr hab. Jacek Michniewicz, Dr.hab. Agata Duczman-Czernikiewicz, PhD Monika Nowak және басқа қызметкерлерге алғысым шексіз.

Диссертацияны жазу кезінде ескертулер мен құнды кеңестер бергені үшін әріптес ғалымдар мен мамандарға жылы лебіз білдіремін.

1 БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТ ЖӘНЕ МЕТАМОРФТЫҚ КЕШЕНДІ ҰЛЫТАУ-ҚАРСАҚПАЙ ЗОНАСЫ ГЕОДИНАМИКАСЫНЫҢ ЖӘНЕ ГЕОТЕКТНИКАСЫНЫҢ ПЛЮМ-ТЕКТНИКАЛЫҚ ТАБИҒАТЫ

1.1 Қазақстан плюм-тектоникалық моделінің қысқаша сипаты

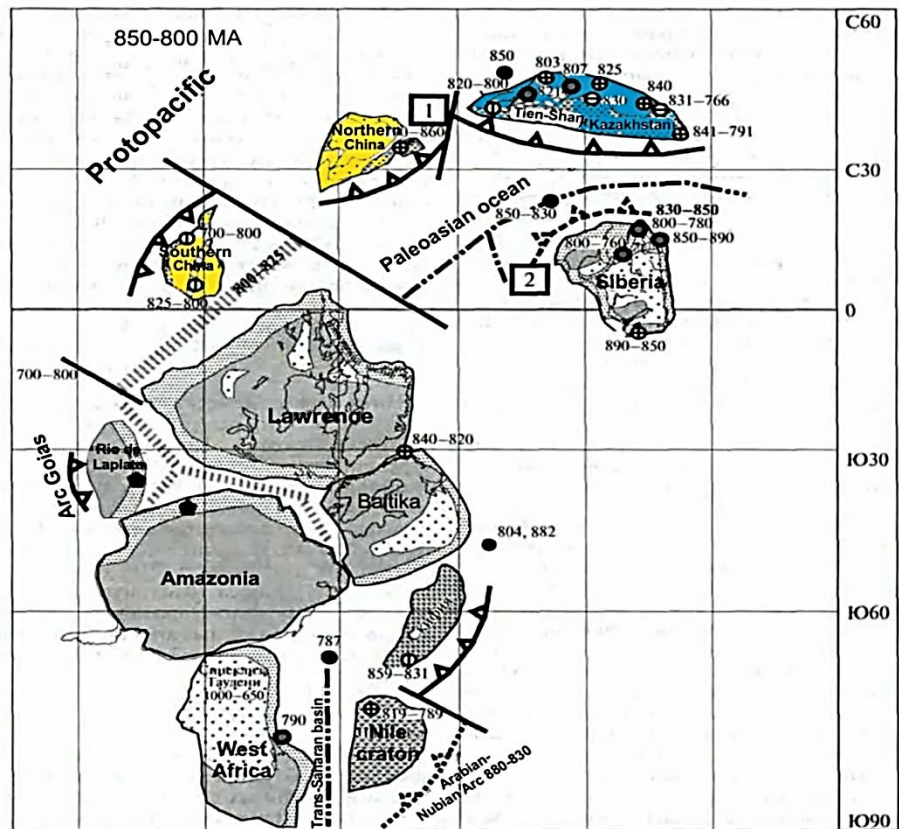
Қарсақпай-Ұлытау кенді ауданы елімізде геологиялық тұрғыдан жақсы зерттелгендер қатарына жатады. Бұл ауданды жан-жақты зерттеуді алғаш 1930-шы жылдары жас әрі талантты геолог Қаныш Сәтбаев бастап [1-3], сол кездің өзінде қазір белгілі кенорындардың барлығын дерлік ашып, олардың тиісті геологиялық бағасын берген. Осыдан кейін де бұл ауданды геологтар ұдайы зерттеп келген [4-22]. Соңғы ауқымды зерттеулер ГДП-200 бағадарламасы бойынша 1996 жылы жүргізіліп, осыған дейін жүргізілген геологиялық зерттеулерді қорытындылаған [23].

Дегенмен, Қарсақпай-Ұлытау кенді ауданының минерал-шикізат әлеуеті белгілі кенорындармен және кенбілімдермен шектелмейді. Бірақ ендігі геологиялық зерттеулерді жаңа ғылыми негізде және инновациялық технологияларды қолдану қажеттілігі туындайды. Сондықтан іздеу жұмыстарын жүргізетін пайдалы қазбаларға перспективалы блоктарды анықтауға негіз болатын жаңа теориялық ғылыми базаны жасауға тырыстық.

Елімізде геосинклин парадигмасы сияқты, плейт-тектоника ережелері де геологиялық құрылымдарды сипаттауда геологтардың далалық жұмыс тәжірибесінде нақты дәлелдер таппады. Осыған байланысты проф. Байбатша Ә.Б. Қазақстан аумағындағы геологиялық құрылымдар қалыптасуының және олардың геодинамикалық дамудың плюм-тектоникаға негізделген жаңа моделін ұсынды [24-31].

Қазіргі уақытқа дейін Қазақстанның салыстырмалы тектоникалық құрылымы туралы келесі тұжырымдама қолданыста, мәселен «...Қазақстан аумағы субендік бағыттағы Моңғол-Тянь-Шань құрылымының субмеридиан бағытқа ауысқан Орал-Батыс-Сібір құрылымында орналасқан Орал-Моңғол қатпарлы белдемінің батыс аумағын алып жатыр. *Орал-Моңғол белдемі вендтің эпирифей платформасының деструкциясы нәтижесінде пайда болған (570–600 млн жыл бұрын)*» - деп айтылады [17, с. 45; 22, с. 2]. Бірақ, планетамыздың және Қазақстан аумағының палеогеологиялық құрылымы туралы жаңа мәліметтерді талдау бойынша, көрсетілген уақытта Орал, Моңғолия құрылымдары да, Орал-Моңғолия белдеміде әлі болмаған. Қазақстан ешбір құрылымдармен, континенттермен байланыссыз жеке дамып, оны жан-жағынан мұхиттар қоршап жатқан.

Жаңа мәліметтер бойынша Қазақстан «Қазақия» континенті ретінде [32] эдиакардан бастап, пермь-триастағы Пангея II суперконтинентіне дейін (~250 млн жыл бұрын) қалыптасқан. Қазақия көршілес континенттердің ықпалынсыз, тек өзіне ғана тән геодинамикалық жағдайда дамыған. Қазақия континентінің жаралуына және дамуына «Родиния» мегаконтинентінің уатылуы мен планетаның қыртысасты жылжулары әсер етті (сурет 1.1) [33].

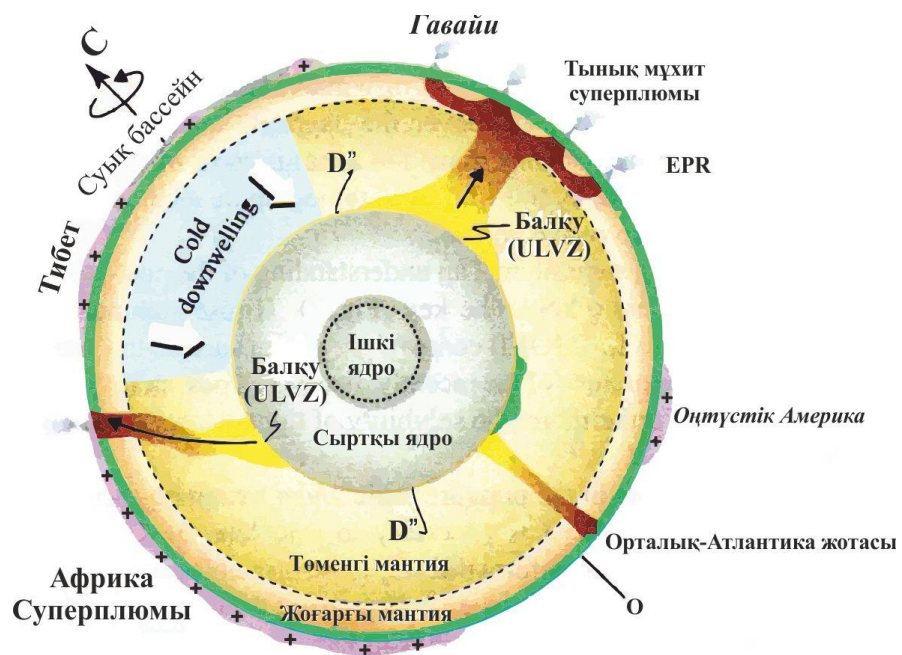


Сурет 1.1 - 850-800 млн жыл уақыт аралықтары үшін Родинияның палеогеодинамикалық реконструкциясы (Хераскова және басқалар, 2010) [33]

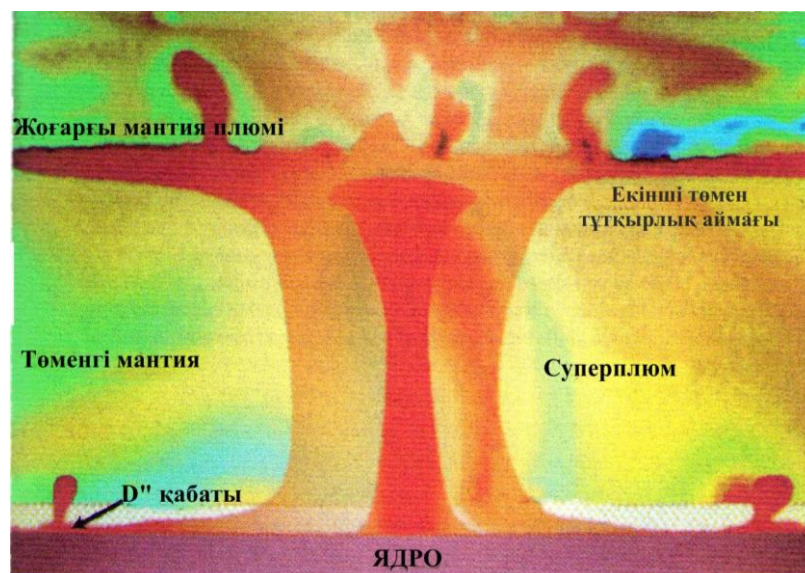
Қазіргі геофизикалық мәліметтер бойынша, жергілікті жылу тасқындық көтерілімдер бойынша, литосфераға астеносфера мен жоғары мантия плюмінің енуі және мантия заттары өтуінен пайда болған нуклеар арқылы сақина құрылым түрінде Қазақия континенті қалыптасқан. Нуклеар-сақина құрылымның диаметрі 2,5-3,0 мың км шамасында болған.

Қазіргі таңда біздің планетада әртүрлі 30-40 плюм әрекет етеді [34]. Олардың кейбіреулері дәл бүгін де әрекетте болса, ал көпшілігі тарихи кезеңдерден бері дүркін-дүркін әрекет етіп келеді. Олардың әрекеті тектоникалық белсенді қозғалыстар немесе жанартаулар атқылауы ретінде білінеді, мысалы, бүгінгі күндері әрекеттегі Гавай және Канар аралдары, Исланд, Этна және басқа жанартаулар белгілі. Диаметрі жүздеген км болатын плюмдерді *суперплюмдер* деп атайды.

Суперплюмдер Жер тарихының барлық кезеңдерінде – архейде, протерозойда, палеозойда және мезозойда белгілі [35]. Мәселен, палеозойда осындай суперплюмдердің бірі Қазақстан аумағында әрекет еткен [29, р.10; 30, р. 44; 31, р.8]. Қазіргі және геологиялық өткен кезеңдердегі плюмдерді жаңа технология мен құралдарды қолдана отырып, америкалық және жапондық ғалымдар зерттеп келеді (1.2-ші және 1.3-суреттер) [34, р.35; 35, р.4; 36].

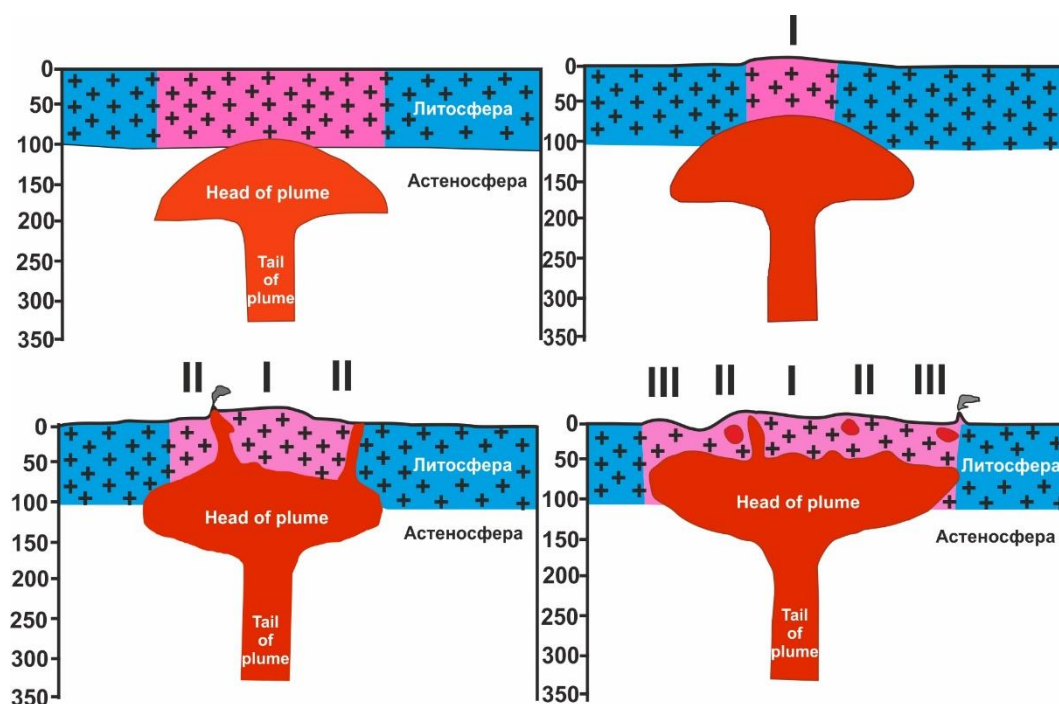


Сурет 1.2 - Жердің мантия конвекциясының жалпы үлгісі [35, р. 4] Тибет-Қытай-Жапон-Шығыс, Тынық мұхит және Африканың екі суперплюмі және Азияның астына құлаған бір суперплюм негізгі конвекция құрылымын жасайды. Тынық мұхиты - ең суық аймақ, бірақ оның көп бөлігі субдукция арқылы суға байытылған. 410 км тереңдікте балқымалардың аз мөлшері жинақталуы мүмкін. Мажориты 500-600 км тереңдікте, бірақ Тынық мұхиты аймағы және Африка сияқты жоғары Т өңірінде жұқа қабатта болуы мүмкін



Сурет 1.3 - Матиска мен Юеннің есептеулеріне негізделген және Юнг-Чун Людің көркемдеп бейнелеген мантия плюмінің және суперплюмінің көп қабатты табиғатының схема бейнесі [35, р.237]

Қазақстан палеозой суперплюмінің сұлба моделі 1.4-суретте бейнеленген [24, с.69].



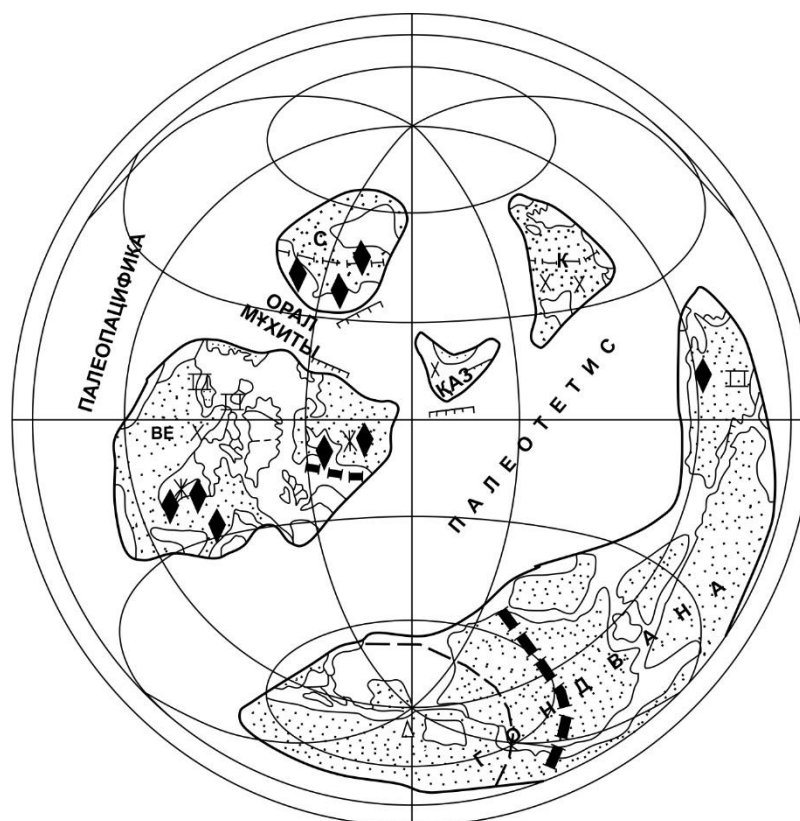
Сурет 1.4- Плюмнің литосфераға енуінің сұлба моделі (*Вин Не және басқалар бойынша, 2003*) және Қазақстан сақина құрылымдарының қалыптасуы (Байбатша А.Б., 2008)

Планетаның ішкі пульсациялары нуклеардың вертикаль қозғалыстарын туындатқан. Нәтижесінде құрылымда концентрлі сақина құрылымдар пайда болған. Сақина құрылымның іргетасын астеносфера мен төменгі мантия заттары құрайды, яғни литосфераның қатты негізі түрінде беріледі. Осылайша Қазақия континенті іргетастың әсерінен дамыған. Өте қатты литосфера плюм әсерінен морт бұзылыстарға ұшырап, кей жерлерде ретсіз жарылымдар, жарықшалар және мозайка құрылымдар пайда болған. Континент негізінен айналма және вертикаль тербелісті қозғалыста болған.

Континент өз өсі бойынша айналған кезде сақиналар арасында қысымдар мен үйкелістер туындаған. Мантияға кеткен геосутуралар ені 10 км-ден 100 км-ге дейін баратын сығылу зонасы (конвергенция) немесе керілген зоналарымен (дивергенция) сипатталады. Осы беріктігі нашарлап, бұзылған зоналар бойынша литосфераға мантияның балқыған заттары енген, олар кейде жер бетіне шығып, жанартаулар атқылаған.

Вертикаль тербелмелі қозғалыстар жеке сақиналарды, сақина құрылымдар шекарасындағы геосутура зоналарын да қамтыған. Әрқелкі тербелісті қозғалыстар кезінде, құрылымның бір шеті немесе жеке сақина құрылымдар төмендеп, керісінше екінші шеті көтеріліп, теңіздер мен құрылымдардың пайда болуына жағдай туындаған. Теңіздер тар бұғаз түрінде геосутура зоналарын бойлап енген. Жалпы күрделі термодинамикалық жағдай қатты сақина құрылымдар шоғырларында жарылымды бұзылыстардың айтарлықтай қалың торының қалыптасуына әсер еткен.

Эдиакардан бастап, Қазақия континенті өзін қоршаған құрлықтардың белсенді әсеріне ұшырайды. Палеозойда континент аумағын Палеоазия (Қазақия мен Сібір аралығындағы), Палеоурал (Шығыс Еуропамен аралығындағы) және Палеотетис (Катазия мен Тарим аралығындағы) континенттерімен ұштасқан көне теңіздер шайып жатты. Пайдалы қазбалары бар шөгінді таужыныстар қатқабаты жинақталды. Ішкі сақина жарылымдары шоғырланған – геосутура жылжулары көршілес континенттердің қысымы әсерінен күшейген, ал жеке блоктар қосымша автономды жылжуларға ұшыраған. (сурет 1.5).



КАЗ – Қазақия; ШЕ – Шығыс Еуропа; С – Сібір; Қ – Қытай

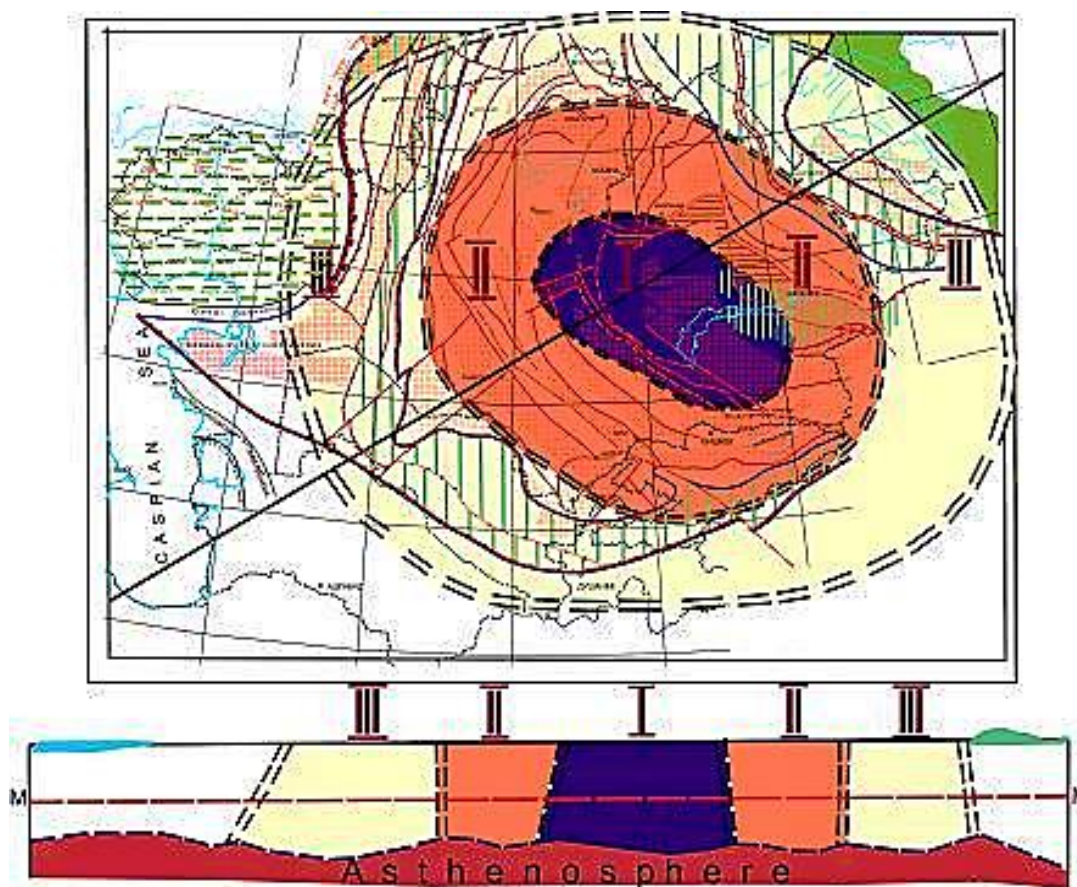
Сурет 1.5 - Палинспастикалық негіздегі силур құрлықтары мен мұхиттарының орналасуы және климаттық зоналылық (Л.П. Зоненшайн бойынша [32, с. 229])

Континенттің айтарлықтай шиеленіскен бөлікшелерінің – геосутура жылжымаларында терең магмалық ошақтар пайда болған. Осы арналар арқылы жер қыртысының жоғары қойнауына мантия заттары келіп енген. Шиеленіскен термодинамикалық жағдай әсерінен белсенді және белсенділенген геологиялық блоктар аумағында қыртыстық және беткі қабатқа жақын магмалар балқыған. Созылған аумақтарда жанартау атқылаулары мен лава төгілімдері пайда болған. Геосутура жылжымалары және онымен шектелген континент блоктары тік және көлбеу бағытты болып келген.

Континенттің шеткі аумақтары сығылу немесе созылуға ұшырап, мұнда тиісті геодинамикалық процестер туындаған. «Қазақия» континенті аумағында

тектоникалық қозғалыстардың кез-келген түрінде классикалық заманауи литосфералық тақталар тектоникасы тұрғысынан *спрединг, коллизия, субдукция* (жылжымалы-итермелі орын ауысулар) сияқты процестері орын алған. Бұл қозғалыстар жылжымалы орын алмасулармен континенттің тектоникалық позицияларының ерекшеліктеріне сүйене отырып үйлесім тапқан.

Осылайша, қазіргі күнге дейін кейбір авторлардың микроконтиненттер деп аталған құрылымдары біртұтас нуклеардың сақина құрылымдары және тектоникалық блоктары (террейн) болып табылады. Қазіргі тектоникалық аудандастыруға сәйкес «Қазақия» континентінің аумағында [4, с.102; 5, с. 168] төмендегідей үш сақина құрылымдарды ерекшелеуге болады (сурет 1.6).



I – ішкі сақина; II – ортаңғы сақина; III – сыртқы сақина [19] бойынша Қазақстан палеозойдарын тектоникалық аудандау негізінде құрастырылған.

Сурет 1.6 - «Қазақия» континентінің сұлба құрылымы [24, с.69]

- ішкі сақина (диаметрі шамамен 600-900 км) – геосутураның сәйкес зоналарымен шектелген Жоңғар-Балқаш және Шу-Іе тектоникалық жүйесі;
- ортаңғы сақина (диаметрі шамамен 1200-2000 км) – Ферғана-Қаратау-Қарсақпай-Орталық Қазақстан-Шыңғыс-Тарбағатай геосутура зонасымен шектелген Солтүстік-Тянь-Шань-Кіндіктас-Шу-Сарысу-Орталық Қазақстан-Көкшетау-Шыңғыс-Тарбағатай тектоникалық жүйесі;

- сыртқы сақина (диаметрі шамамен 2,5-3,0 мың км) –Памир-Шығыс Үстірт-Мұғалжар-Солтүстік Қазақстан-Алтай геосутура зонасымен шектелген Орталық-Тянь-Шань-Нұратау-Арал-Торғай, Солтүстік Қазақстан-Алтай-Зайсан тектоникалық жүйесі.

Қазақстанның батыс бөлігінде орналасқан, сыртқы бөлігінің ені 500-600 км (Қаракұм-Үстірт-Қаспий маңы-Урал тектоникалық жүйесі) болатын нуклеар, Жерорта теңіз аумағынан еніп жатқан плита ретінде сипатталады [19, с.51; 22, с. 5].

«Қазақия» континентінің ең белсенді бөліктері жарылымды бұзылыстармен уатылған және мантиямен тікелей байланысы бар геосутура зоналары болып табылады. Зонаның белсенді бөліктерінде магмалық жаралымдар пайда болып, мантияның заттық құрамына сәйкес келетін бастапқы интрузиялар жер қыртыстарына ене бастаған. Бұл интрузиялар жер қыртысының жоғарғы бөліктеріне енуі мөлшері бойынша оның заттық құрамымен араласқан. Геосутура зоналары төмен түскен кезде, жанартаулар атқылаған және офиолит кешенді таужыныстар тән мұхиттық қыртыстар қалыптасқан, теңіз бұғаздары мен алаптары пайда болған. Терең жарылымдар мен уатылу зоналары кенді флюидтердің жер бетінің жоғарғы қабаттарына шығатын арнасы қызметін атқарған. Теңіз суы астында қалған аумақтарда теңіздік жағдай, яғни «мұхиттық жағдай» орын алған.

Сақина құрылымдар белсенді жанартауларымен, ультрадәлді құрамды магмалық интрузияларымен, доға тәрізді құрылымды денудациялық аралдармен және седиментациялық алаптарымен сипатталатын орогендік-тектоникалық зона болып табылады.

Дұрыс пішінге ие (девонға дейінгі) сақина құрылымдар мен оларды шектейтін геосутуралар *Пангея II* суперконтиненті қалыптаса бастаған кезде өздерінің құрылымдарын өзгерте бастаған. «Қазақияның» белсенді оңтүстік-шығыс бөлігі «Сібір» мегаконтиненті жағынан қысымға ұшырап, онымен тікелей соқтығысулар нәтижесінде сақина құрылымдардың дөңес жиектері түзеліп, тіпті сақинаның ішіне қарай майыса бастады. «Қазақия» және «Сібір» континенті арасында жылжымалы-коллизия зонасының қалыптасуы кезінде, бұл аумақта сыртқы сақина құрылымдардың шеткі бөліктері жойылған. «Қазақия» континентінің құрылымының соңғы өзгерістері оңтүстіктің микро- және мезоконтиненттердің, оңтүстік-шығыс және оңтүстік-батысында «Еуразия» континентінен жіктелуі кезінде кайнозой дәуірінде орын алған. Қазақияның аса енжар солтүстік-батыс бөлігінде Шығыс-Еуропа платформасы және Батыс-Сібір плитасымен субдукциялық жанасулар пайда болған.

Қазақстанның қазіргі геологиялық құрылымында ішкі және ортаңғы сақина құрылымдар толық сақталған. Ішкі сақина солтүстік-батыс бағытқа созылып, ал оның солтүстік-батыс шегі түзелген, тек кейбір жерлерінде иіліп келген. Орталық сақина оңтүстігінен және оңтүстік-шығыс жағынан жоғарыда аталған литосфералық тақталар қысымы және коллизия зоналарының қалыптасуы әсерінен ішкі сақинаға жақындаған, ал деформацияланған солтүстік-шығыс бөлігі Алтай мыжылу зонасы бойынша созылған. Сыртқы сақина оңтүстік және оңтүстік-шығыстағы таулы қатпарлы кешендермен деформацияланып,

солтүстігінде Орал таулы-қатпарлы белдемдерімен, Батыс-Сібір плитасымен тармақтанып, солтүстік-батысында Сібір арасындағы ығыспа-коллизия зонасы кесіп өтеді.

Қазақия континенті *Пангея II* (девон-триас) қалыптасқанға дейін, яғни тәуелсіз және оқшау түрде, тек қана дербес қалыптасты. Континент құрылымында ішкі және континент аралық (көршілес континенттермен шекаралас) коллизия және субдукция зоналары дамыған (жылжымалар мен ығыспалар). Геосутуралардың құлау бұрыштары мен сақина құрылымдардың түрлі бағытта вертикаль орналасуы және жекеленген тектоникалық блоктардың орналасуы, жоғарыда айтылған өзгерістердің туындауына себеп болған.

Дивергенция (немесе спрединг) зонасында магмалар көтерілген және лавалар төгілген рифтілер қалыптасқан. Осы зоналарды су басқан кезде, теңіздік (мұхиттық) таужыныс кешенінің офиолиттері қалыптасқан. Рифтілер мен ыдырау зоналарына мантия заттары – ультрабазиттер мен базиттер еніп, жер қыртысына дейін жеткен және олар көптеген пайдалы қазбалардың ошақтарына айналған. Ашылған жарылымдар мен уатылу зонасы бойынша мантия заттарынан бөлінген кен ерітінділері көтеріліп, жер қыртысының жоғарғы қабаттарына енген. Геосутурадағы осындай ашылған және жарылымды зоналар жер қыртысына астенолиттердің еркін енуіне жол ашты. Дәл осындай аудандарда Қазақстан аумағында палеозой офиолит зоналарының қалыптасуы байқалады.

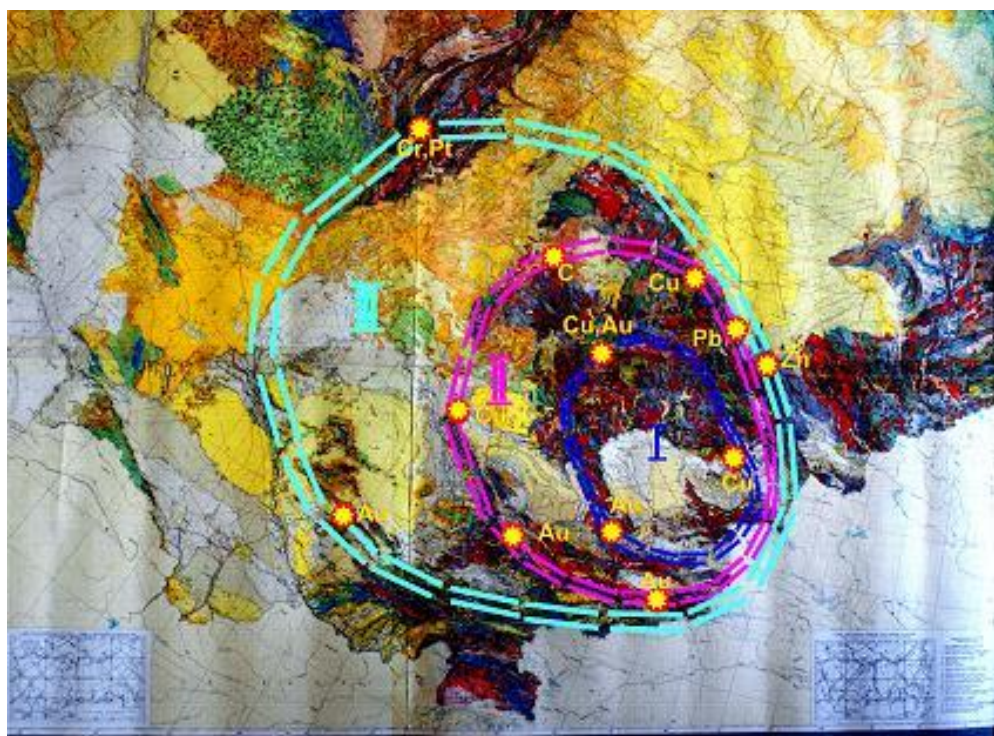
Конвергенция (немесе коллизия) зонасы олардың жанасуына және одан әрі соқтығысуына әкеліп соққан, әртүрлі еңістенген және қарама қарсы құлаған сақина құрылымдарының, олардың жекелеген аймақтарының және геологиялық блоктарының (блоктар) қозғалысы нәтижесінде пайда болған. Коллизия – тау құрылымдарының қалыптасуымен, сырғу-ысырылу және ығыспа соқтығысулар түрінде әртүрлі формада жалғасқан. Қазақия литосферасының ірі үйінділерінің (глыба) өзара әрекеттесуі нәтижесінде онда қарқынды термодинамикалық жағдай қалыптасқан. Термиялық әсерге ұшыраған астеносфераға едәуір жақын бөліктерінде және жер қыртысы мен мантия эманацияларының өзара әрекеттесуі кезінде эндотермиялық реакция туындап, гранитоид құрамды ірі магмалық ошақтар пайда болған.

Қатты плиталар мен блоктар қақтығысуы кезінде олардың шеткі аумақтары сынып, *олистостромдар*, яғни «хаостық кешендер» пайда болып, кез келген литологиялық-петрографиялық құрамды және генезисті таужыныстардың ірі кластикалық кешені қалыптасқан. Олистостромдар кез-келген өлшемді және пішінді сынықтардан тұрады. Седиментациялық алаптар жағдайындағы олистостромдар сынған блоктардың шеткі аумағынан алшақтағанда, кәдімгі қабатты шөгінді таужыныстарға алмасады. Өзінің жаралу ерекшеліктеріне байланысты олистостромдар (тектоникалық және гравитациялық) нығайған аумақтардың шептік бөліктерінде қалыптасады (жабындар мен ығыспалар).

«Қазақия» континентінің басты тектоникалық құрылымдық жүйесінің дұрыс сақина пішіндерінің бұзылыстары бастапқы орын алмастыру кезіндегі ауытқулардан және соқтығысулардан, өзара қосылған құрылымдық блок-

үйінділерден, аралық тектоникалық жарылымдар мен зоналардың бұзылыстарынан, уатылған және кесілген сақина құрылымдардың туындауымен түсіндіріледі. Мұнда Орал-Моңғол белдемінің қалыптасуына әкелген мезозой-кайнозойдағы аяқтаушы коллизия кезеңі негізгі қызметті атқарған. Нақ осы кезеңде құрлықтың оңтүстігіндегі, оңтүстік-шығысындағы, оңтүстік-батысындағы сақина құрылымдардың өлшемдері мен пішіндерін өзгерткен, амплитудасы 150-200 км-ге дейінгі ірі ығыспалар мен ысырмалар жүйесі қалыптасқан. Одан әрі осындай өзгерістерге Ертіс-Алтай ауданының солтүстік-шығыс аумағы да ұшыраған.

Қазақстанның ұсынылған геодинамикалық даму моделі [24, с. 65; 25, с. 27; 26, с. 34; 28, с. 22; 29, с. 10; 30, с. 44; 31, с. 26] белсенді седиментация, интрузиялық және эффузиялық магма мен геологиялық түзілімдердің метаморфизмі, офиолитті зоналар, олистостром, өнеркәсіптік металлогения зоналары мен ірі және бірегей пайдалы қазба кенорындары шоғырланған зоналардың еркшеліктерін сипаттайды (сурет 1.7).



Сурет 1.7 - Ірі пайдалы қазба кенорындарының және металлогениялық зоналардың геосутураларда орналасуы (А.Б. Байбатша бойынша, 2008)

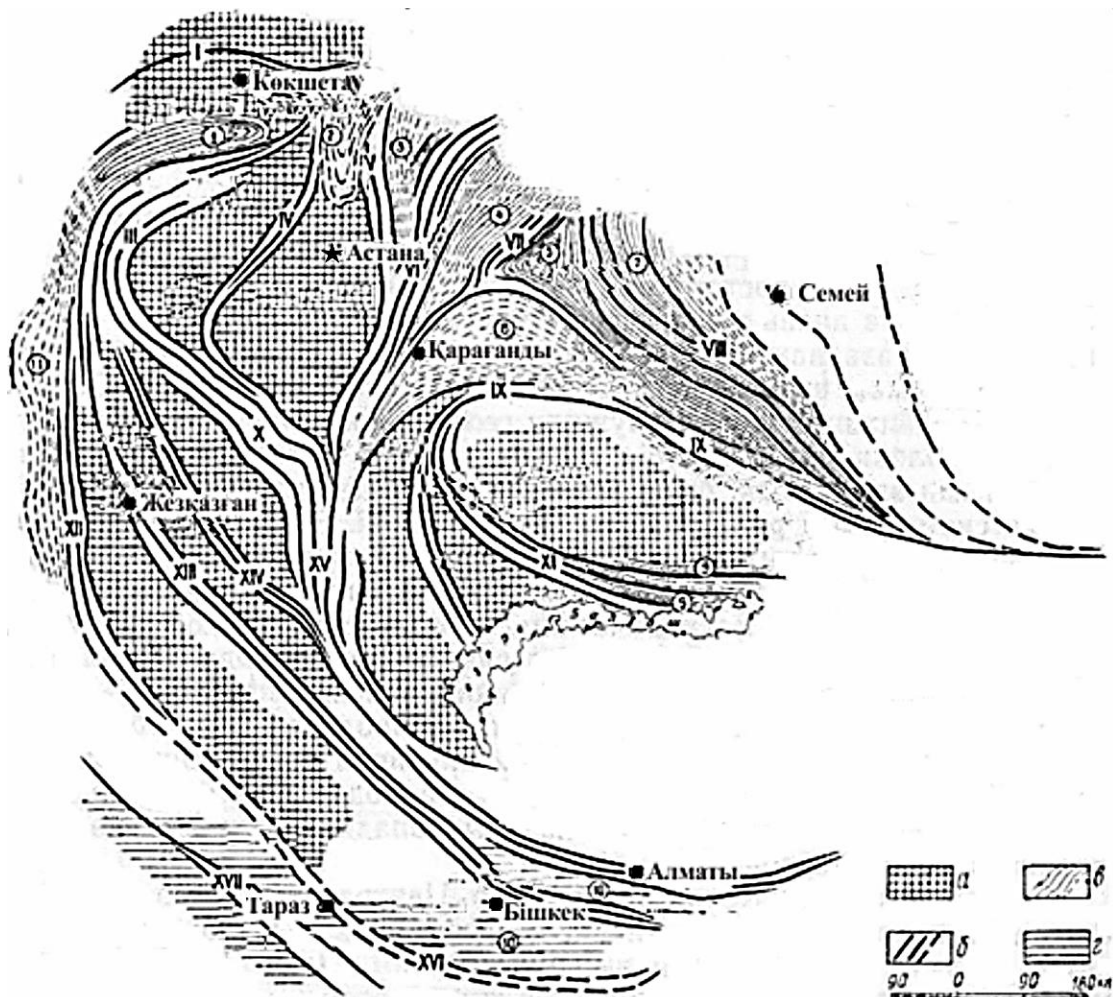
Мұндай құрылымдар аумақтың ерте даму кезеңдерінде келтіріліп, ал қазіргі бейнесі мезозой-кайнозойда Орал-Моңғол белдемі түрінде сипат алады. Кайнозойда Индостан плитасының соқтығуынан диагональ қиған линеаменттер, сақина зоналар қалыптасқан.

Қазақстанның сақина құрылымы физикалық өрістерде, әсіресе гравитациялық өрісте көрініс табады. Сондай ақ, Қазақстанның жер қыртысының қазіргі блокты құрылымы анық байқалады. Созылымды,

сызықты-созылым белдемдеріндегі изоаномал өрістер (үлкен градиентті) Δg Қазақстанның жер қыртысын мегаблоктар мен блоктарға бөлетін терең жарылым зоналарымен ерекшеленеді. Геофизикалық мәліметтер бойынша, бұл жарылымдар жер қыртысын жарып өтіп, жоғарғы мантияға енеді [13, с. 121; 17, с.201; 36, 37, 38].

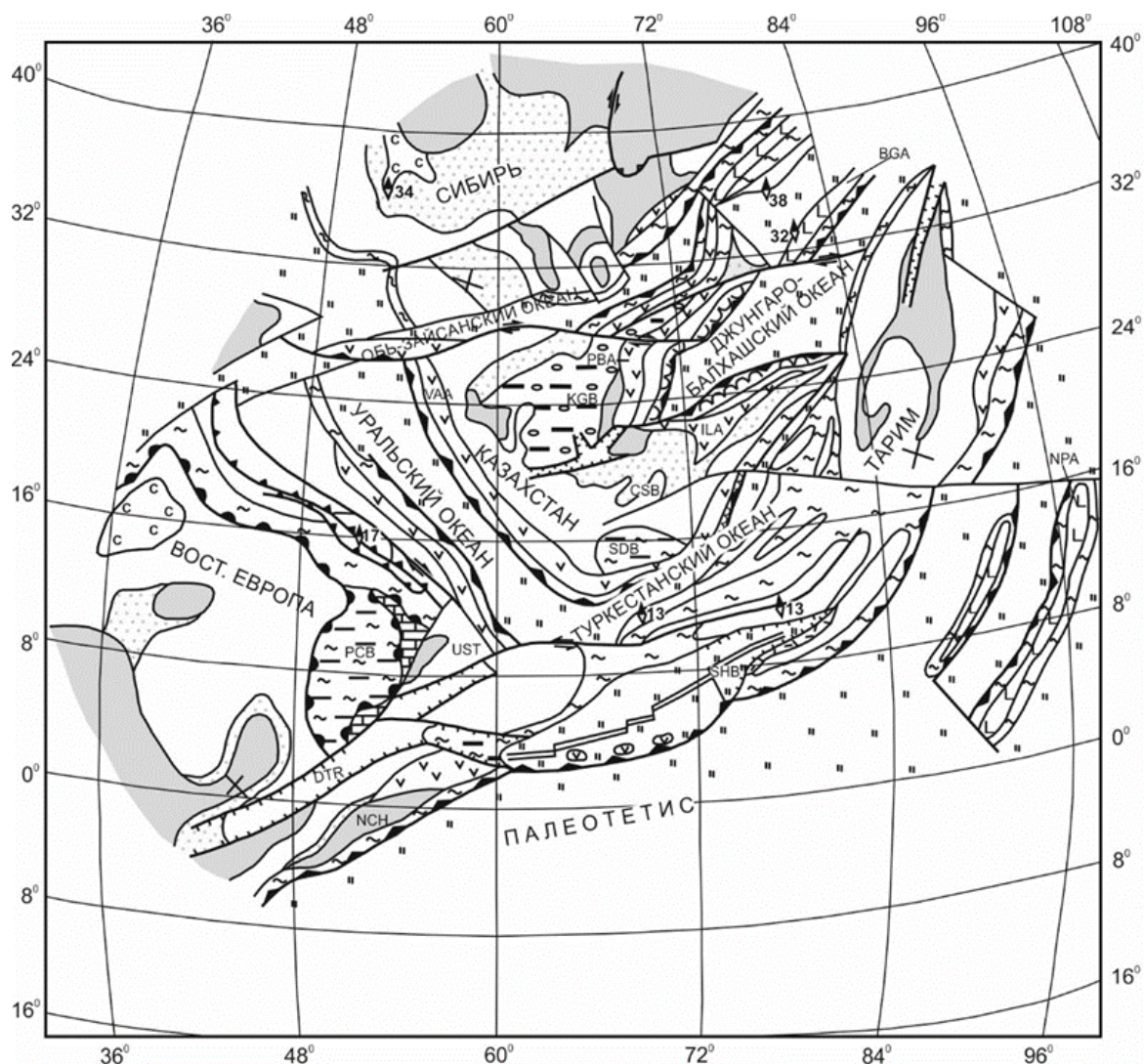
Алғаш сақина құрылымдардың нышаны доға құрылымдар ретінде Р.А. Борукаевтің еңбегінде жарияланған (сурет 1.8). Сонымен қатар, А.А. Абдулин [13, с. 45] Қазақстан геологиясын қысқаша қорытындылай келе, палеозой дәуірлерінің құрылымдық-формациялық зоналары схемаларында доға құрылымдар анық көрсетілген және оларды, бейнеленулеріне сәйкес доға құрылымдар деп атаған. Өйткені ол кезде бұл құрылымдарды басқаша, қазіргідей сақина құрылымдар деп атауға ғылыми негіз болмаған, яғни плюм-тектоника әлі толық қабылдана қоймаған еді.

Қазіргі геологиялық түсініктерге негізделген, Қазақстан геотектоникасы мен геодинамикалық процестер эволюциясына көзқарас Н. Сейітов монографиясында қарастырылған [39].



Сурет 1.8 - Қазақстанның шығыс бөлігінде прекембрий және төменгі кембрий құрылымдарының орналасуы (Р.А. Борукаев, 1958)

Планеталық масштабты құрылымдардың геотектоникасымен және геодинамикасымен жақсы сәйкестенетін плейт-тектоника қабылғаннан кейін, оны Қазақстанның тектоникалық құрылысымен байланыстыру әрекеті де басталды. Мәселен, Атластың... [40] авторлары алақандай Қазақстан аумағында бірнеше мұхит пен континентті «тапқан» (сурет 1.9). Бұл, әрине, қисынсыз дүние екені айдан анық көрініп тұр. Бұдан шығатыны, плейт-тектоникаға үстіртін қарап, оның элементтерін (рифт, спрединг, аралдар доғасы, коллизия және басқаларды) механикалық жолмен Қазақстанға әкеле салуға болмайды. Бұл ұсыныс республика аумағының геотектоникасы мен геодинамикасына шатастырулардан басқа ештеңе бермеді десе де болады, ең бастысы - практикалық геологияда құпталмады. Өйткені көрсетілген «континенттер» мен «мұхиттар» бар болғаны жекелеген геологиялық блоктар (террейндер) және Қазақстанды қоршаған белгілі Палеоазия, Орал, Тетис мұхиттарының шығанақтары немесе бұғаздары ғана бола алады, солай болған да [41, 42].

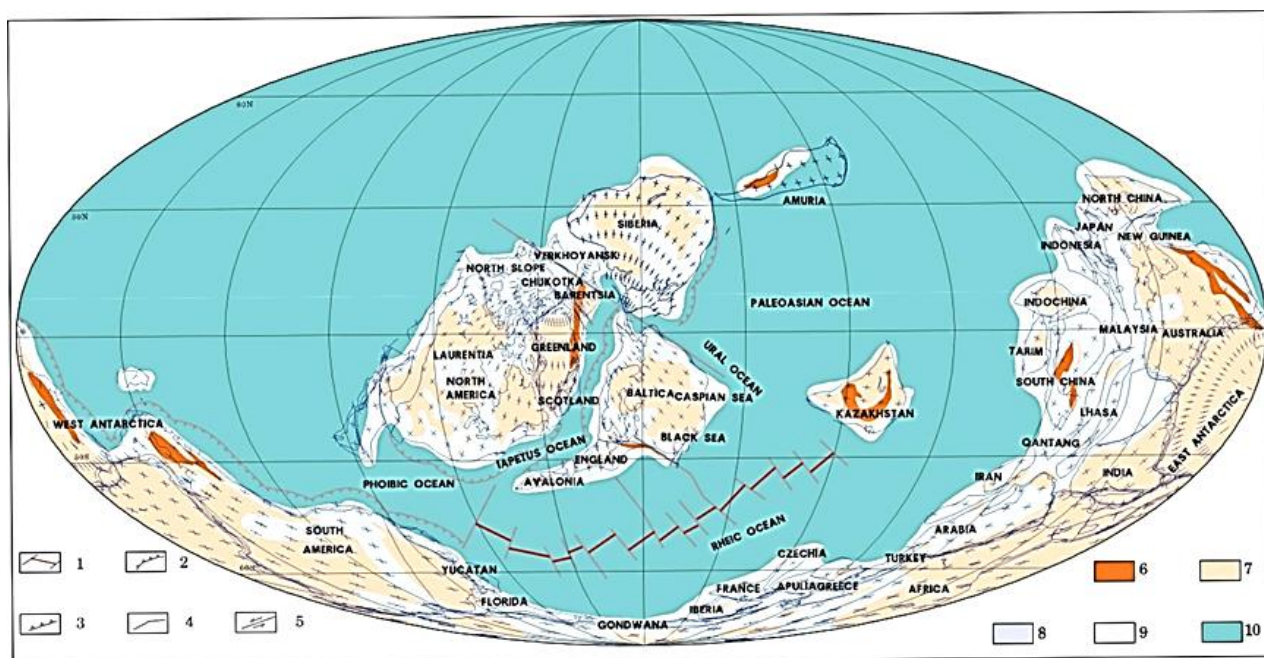


Сурет 1.9 - Орталық Еуразияның палеогеографиялық (палинспастикалық) картасы, 330 млн жыл [40, с. 26]

Қарсақпай-Ұлытау зонасы Батыс-Ұлытау ультрабазитті белдем деген атаумен Ұлытау антиклинінің және Торғай синклинінің шекарасымен өтетін Батыс-Ұлытау терең жаралымдары зонасында орналасқан. Бұл аралық меридиан бағытта 300 км дейін созылған, сондықтан ол ұсынылған Қазақстан геодинамикалық моделіндегі екінші сақина құрылымның бөлікшесі болып табылады [24, с. 65; 25, с. 27; 26, с. 34; 28, с. 22; 29, с. 10; 30, с. 44; 31, с. 26].

Палеозойдағы континенттердің өзара қатынасын және олардың арасында Қазақия континентінің орналасуын талдау, Қазақстанның геотектоникасына және геодинамикасына қатысты жоғарыда айтылғандарды толық қуаттайды.

Палеозойға қатысты барлық палеогеографиялық реконструкцияларда Қазақстан дербес және біртұтас микроконтинент-арал ретінде көрсетіледі (Scotese, 1976; Golonka et al., 2006; Короновский и др., 2008 және басқалар). Мысал үшін, силур дәуіріндегі Қазақ континенті мен көрші континенттердің және олардың аралығындағы мұхиттардың орналасуы 1.10-суретте көрсетілген.



Сурет 1.10 - Силур дәуіріндегі континенттердің палеогеографиялық реконструкциясы [43]

Қазақстан аумағы геодинамикалық дамуының плюм-тектоникаға негізделіп ұсынылған жаңа моделі пайдалы қазба кенорындарын болжау үшін теориялық база болып табылады.

Бірінші бөлім бойынша тұжырым

Қазақстанның өзіндік ерекше геотектоникасын және геодинамикасын геосинклиндік парадигма да, кейбір авторлар [41, с. 302] ұсынған плейт-тектониканың ережелері де түсіндіре алмады. Өйткені бұл ұсынылған жағдайлар практикалық геологияда, яғни далалық зерттеулер кезінде қолданыс таппады.

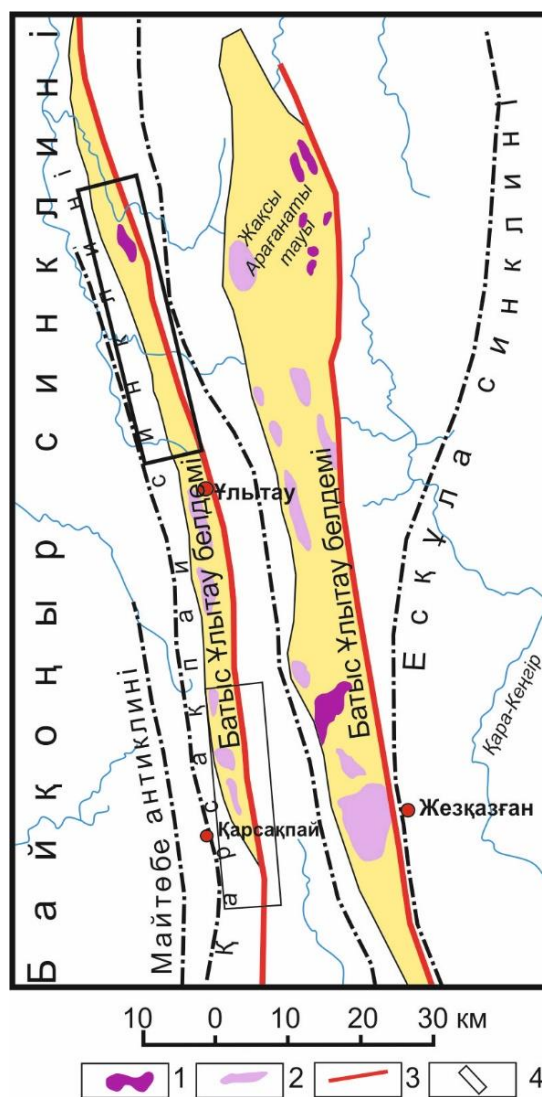
Жаһандық плейт-тектониканың Қазақстанға тіпті де келмейтінін В.Я. Кошкин [19, с. 95], бұл теорияның жағдайларын далалық картатүсіру кезінде кездестіре алмағанын айтып, геосинклин парадигмасына қайта көшейік деп те айтқан. Әрине, оны қабылдауға, яғни кері кетуге болмайды.

Мобилизм және плейт-тектоника негізінде қазіргі ғылыми технологияны қолданып Scotese (1976), Golonka (2008) және басқалар жасаған әлемнің палеогеографиялық карталарында Қазақстан кембрийден бастап, Пангея II қалыптасқанға дейін жеке тұрған шағын континент ретінде көрсетілген. Палеозой ағымында басқа континенттердің барлығы дерлік айтарлықтай қозғалысқа келсе, Қазақстан континентінің орналасуы шамалы ғана өзгереді, негізінен бастапқы орнында қала береді. Оның себебі, палеозойдың басында (ордовиктің ортасында?) Қазақстан литосферасына суперплюм еніп, оның еркін қозғалуын тежеп ұстап қалғаны көрінеді.

Осылайша Қазақстан геотектоникасы мен палеозойдағы геодинамикасы суперплюм әрекетімен түсіндіріледі. Сақина құрылымдар мен оларды шектеген белсенді геосутура зоналары ірі кенорындар мен шөгінді алаптардың қалыптасуын және орналасуын түсіндіре алады. Ал, біз ұсынған геодинамикалық модель пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелер мен блоктарды болжауға теориялық ғылыми негіз бола алады.

2 ҚАРСАҚПАЙ-ҰЛЫТАУ ГЕОСУТУРА ПАЙДАЛЫ ЗОНАСЫНЫҢ ГЕОЛОГИЯСЫ ЖӘНЕ ПЕРСПЕКТИВАЛЫЛЫҒЫ

Аудан терең жарылымдар зоналарда орналасқандықтан, ерекше термодинамикалық жағдайда сызықты геологиялық-құрылымдық формациялық пікірталаспен сипатталады. Геосутура зонасында Қарсақпай-Ұлытау белдеміндегі тереңдіктерге базит-ультрабазит интрузиялық денелері енген. Ұлытау антиклинін мен Торғай синклинінің шекарасында орналасқан осы зона арқылы Батыс-Ұлытау терең жарылымы өтеді. Бұл аудан 300 км дейін меридиан бойынша және тар жолақ бағытта созылып жатыр (сурет 2.1) [5, с. 49].



1 – жер бетіне шығып жатқан ультрабазит массивтері; 2 – ультрабазиттердің жасырын массивтері; 3 – терең жарылымдар; 4 – ғарыштық құрылымдық схемалар құрастырылған бөлікшелер

Сурет 2.1 - Батыс-Ұлытау ультрабазит белдемiнiң геологиялық схемасы

Термодинамикалық жағдай күрделілігі Қазақстанның екінші сақина құрылым (1.6-суретте) геосутураларындағы зоналардың орналасуымен [26, с. 35] және кен бақылаушы метаморфтық-гидротермалық-метасоматоздық жаралымдар дамуымен, таужыныстардың ерекше метаморфизмінде байқалады [23, с. 112; 41, с. 265]. Ғылыми талдаулар көрсеткендей, Қазақстан аумағының геотектоникасы мен геодинамикасының ерекшелігі плюм-тектоникалық қалыптасу табиғатымен сәйкес келеді [29, р. 10; 30, р. 44; 34, р. 49; 35, р. 237; 36, р. 264].

Геологиялық құрылымы бойынша сипатталып отырған аумақ Қарсақпай-Ұлытау тектоникалық зонасының орталық бөлігін қамтиды. Мезозойға дейінгі жаралымдар аумақта ірі құрылымдық-формациялық зоналарды қалыптастырған, атап айтсақ: Байқоңыр, Ұлытау-Арғанаты, Жезқазған.

Байқоңыр зонасы қарастырылып отырған белдемнің батыс аумағын алып жатыр және төменгі палеозой жаралымдарының кеңінен таралуымен сипатталады. Ұлытау-Арғанаты зонасы аумақтың орталық бөлігін алып жатыр. Оның шеткі аумақтарында көне, протерозой қатқабаттарының ашылымдары көрініс береді. Зона екіге бөлінген: Майтөбе (палеопротерозой түзілімдер таралған аймақ) және Қарсақпай (мезо- және неопротерозой немесе рифей түзілімдері таралған аймақ). Аудан шегіндегі Жезқазған зонасы Жезқазған-Сарысу ойпатының батыс қанатын қамтиды [5, с. 59; 23, с. 84]. Бұл аумақта жоғарғы палеозой жаралымдарының таралуы тән.

2.1 Стратиграфиясы

Ауданның стратиграфиясы [23, с. 26] материалдары негізінде сипатталады.

Протерозой эратемасы палео- және мезопротерозой (ертеректе [20, с. 18] бектүрған, аралбай, қарсақпай лектері аталған), неопротерозой жаралымдарымен сипатталады. Ауданда прекембрий жаралымдарының жіктелімі бірегей стратиграфиялық схема бойынша 2016 жылдың халықаралық хроностратиграфиялық шкаласына сәйкес келтірілген (2.1-кесте).

Палеопротерозой түзілімдері соңғы кезеңдегі метаморфтық және метаморфтық-метасоматоздық процестер нәтижесінде жаралған, бастапқы терригендік және жанартаулық таужыныстар кешенін біріктіреді. Петрографиялық құрамының ерекшелігіне, жасына, кеңістікте таралуына, құрылымдық-формациялық зоналары негізінде төменгі протерозой жаралымдары үш қатқабатқа бөлінген (төменнен-жоғары): бірінші (гнейсті), екінші (тақтатасты-гнейсті), үшінші (порфиرويد).

Бірінші (гнейсті) қатқабат (PPR_{1g}) Ұлытау-Арғанаты зонасындағы Қарсақпай субзонасына ұштасып, екінші реттік Бала-Жезді антиклинінің ядросына қосылады. Аумақта гнейсті қатқабаттар ашылымдары ұсақ шоқылы, қиыршық тасты, сирек ашылымды жер бедерін қалыптастырады.

Кварц-далашпат және слюдалы-қара түсті құрамдастардың қатынасы бойынша гнейстер арасында лейко-мезо- және шамалы меланократ түрлері ерекшеленеді. Біріншісінде слюда, хлорит, эпидот, амфиболдардың мөлшері 5 % шамасына жеткен, екіншісінде – 15%, ал үшіншісінде – 30 % болады.

Гнейстердің құрылымы гипидиоморфты, олар плагиоклаздан, кварцтан, биотиттен және мусковиттен тұрады, ал калий-натрий далашпатының түйірлері сирек кездеседі. Акцессор ретінде циркон кездеседі.

Кесте 2.1 – Оңтүстік Ұлытаудағы перкембрий жаралымдарын жіктеу схемасы ([23, с. 26] материалдарын пайдаланып құрастырылған)

ЭПОХА	ЭРА	ЖҮЙЕ	Қатқабат, таужыныстар сипаттамасы, индекс, қалыңдығы	
	ПАЛЕОЗОЙ	КЕМБРИЙ	Эдиакар-Кембрий жүйесі жіктелмеген. Төменде-құмтастар мен кейде көмірлі кварцты гравелиттер. Жоғарыда-көмірлі-сазды, көмірлі-кремнийлі, кремнийлі тақтатастар және фтаниттер; әктастар, баритті таужыныстар, алюмофосфатты және марганецті рудалар	Є 800 м-ге дейін
ПРОТЕРОЗОЙ	НЕОПРОТЕРОЗОЙ	ЭДИАКАР	Конгломераттар, тиллоидтар, құмтастар, туфиттер, алевролиттер	NPR ₃ 700 м-ге дейін
			Риолитті қатқабат Қышқыл құрамды вулканииттер	NPR ₂ 600 м-ге дейін
			Тақтатасты қатқабат Тақтатастар және граувакты құмтастар және алевролит бойынша филлиттер	NPR ₁ шамамен 400 м.
	МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ	қатқабат	Базальт-андезитті қатқабат Негізді, орта-негізді құрамды метавулканииттер	MPR ₃ 1000 м-ден кем емес
			Жоғарғы бөлігі Бластосамитті тақтатастар, порфиридтар, мәрмәр, темірлі кварцит, кварцит	MPR ₂ 600 м
			Төменгі бөлігі Тақтатастар және филлиттер, аркозды құмтастар және алевролиттер бойынша сирек-гнейстер. Бластосамитті кварциттер	MPR ₁ 2000 м-ге дейін
	ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ	қатқабат	Үшінші (порфиродты) қатқабат Қышқыл, орта-қышқыл құрамды метавулканииттер	PR ³ _{1λξ} 2000 м-ден кем емес
			Екінші (тақтатасты-гнейсті) қатқабат Биотит-далашпатты, далашпатты-биотитті, далашпат-амфиболды тақтатастар; биотитті ұяшықты және лейкократты ұсақ түйірлі микроклин-альбитті гнейстер	PR ² _{1sg} Шамамен 1000 м
			Бірінші (гнейсті) қатқабат орта және ірі түйірлі, порфиробласты альбитті гнейстер	PR ¹ _{1g} 700 м-ден кем емес

Физикалық қасиеті бойынша гнейсті қатқабаттар магнитті емес, таужыныстардың орташа тығыздығы 2,60 г/см³ құрайды. Гнейстер таралған

аумақтарда магнит өрісінің кернеулігі -100 нТл -+100 нТл аралығында, яғни ауырлық күшінің градиент зонасын қалыптастырады.

Қазақстанның минералды шикізат Институтының геохронологиялық зертханасы жүргізген жұмыстардың нәтижесі (Г.А. Злобина хабарламасы) циркон бойынша уран-қорғасын әдісімен анықталған порфиробласт гнейстің жасы 1400 млн жылдан жас емес (мезопротерозой) екенін көрсеткен.

Екінші (тақтасты-гнейсті) қатқабаттағы (PPR_{2sg}) таужыныстар Ұлытау-Арғанаты құрылымдық-формациялық зонасының Майтөбе субзонасына ұштасқан. Тақтатасты-гнейсті қатқабаттар түзілімдері белсенді, әртүрлі сипатты метаморфтық-метасоматоздық процесстердің әсеріне ұшыраған. Қатқабаттың төменгі аумағында (250-400 м) лейкократ ұсақ түйірлі микроклинді-альбитті гнейстер (~800 м) жатқан биотитті гнейс будалары ерекшеленеді. Қабаттың жалпы қалыңдығы 1300 м аспайды, төменгі бөліктің үлесіне 400-500 м келсе, ал жоғарғы бөліктің үлесі – 600-900 м құрайды [23, с. 27].

Қатқабаттардағы таужыныстардың құрамында микроскопиялық зерттеу деңгейінде бастапқы құрамы анықталмайтын далашпатты-биотит, биотит-далашпат, далашпат-амфиболды тақтатас, биотитті көзше гнейстер, микроклин-альбитті гнейстер ерекшеленеді. Қимада салыстырмалы меланократтық түрлердің басымдығын есекере отырып, олардың құрамында вулканогендік, негізді, орташа-негізді вулканогендік-шөгінді құрамды және олардың шайылу өнімдері таужыныстарының айтарлықтай рөл атқарғандығын болжауға болады.. Микроклин-альбитті гнейстер лейкократты түрлермен яғни қышқыл вулканииттер және субаркоз ретті терригендік таужыныстар бойынша дамиды.

Үшінші (порфиرويد) қатқабат (PPR_{3лξ}). Қатқабаттарды құрайтын таужыныстардың негізгі түрі риолитті, риодацитті, «порфиرويد» дейтін жалпы атауға біріктірілген дацит құрамды метавулканииттер болып табылады. Олардың сипаты сұр, сары-сұр, «батпак» түстес, кейде шомбал бітімді, сеппе кварц және далашпатты болып келеді. Афирлі түрлер сирек кездеседі. Гранит-гнейсті кешен таужыныстарына ауысу зонасында порфиرويدтар шомбал бітімге және айқын кристалды, арқауында кварцтың реликтілі сеппелері ажыратылатын, негізгі жабыны жолақты құрылымға ие болады. Жауынқара кешенінің гранитоидтарымен жапсарларында мүйіздалдамшысы байқалады.

Салыстырмалы түрде әлсіз өзгерген таужыныстарды микроскопиялық зерттеулер кезінде порфиرويدтардың арасынан бастапқы туфтар мен лавалық түрлерді анықтауға болатын бастапқы құрылымдардың реликтілері байқалады.

Лавалар риолит, риодацит, дацит құрамды болып келеді. Әдетте олигофирлі, сирек полифирлі және афирлі түрлерге жақын. Кейде бастапқы флюдтену байқалады. Сеппелі құрылымдар кварцпен және плагиоклазбен сипатталады, ал калий-натрийлі далашпатымен сирек кездеседі (риолиттерде). Сеппелердің өлшемдері 0,5-тен 2-3 мм дейін барады. Негізгі масса ұсақ-майда түйіршіктер серицит, хлорит қабыршақтары бар кварцты-далашпаты агрегатымен, гематит және карбонат түйірлерімен сипатталады. Бастапқы фельзит құрылымының реликтілері сирек байқалады.

Туфтар әдетте кристалкастикалық түрлермен сипатталады; литокристаллокластикалы болып сирек кездеседі. Витрофир құрылымды реликтілері сирек ерекшеленеді. Сынықтарда далашпат, кварц, негізгі масса сынықтары сипатталады.

Төменгі протерозой қатқабаты метавулканииттердің орташа тығыздығы $2,60 \text{ г/см}^3$, ал магниттенуі $0-120$ аралығында болып келеді. Таужыныстардағы магниттілік қасиетінің артуы мүйізалдамшылы түрлер үшін келтірілген. Жалпы палеопротерозой порфиroidтарының магнитті өрісі $-160 - +100$ нТл аралығында және гравитациялық өрісі төмен болып келеді. Вулканииттердің шығыс жолақтағы таралуы Майтөбе массивінде аномалды теріс ауырлық күшінің белсенділігі -5 мГал, және магнитті өрістегі кернеулігі $-100- +100$ нТл аралығында өзгереді.

Майтөбе субзонасы аумағында вулканииттердің кең көлемді алаңы ақтас гранитоидтары және жауынқара кешенінде ($\sigma_{\text{cp}} = 2,60 \text{ г/см}^3$) субмеридиан бағытта созылған, қарқынды теріс аномал ауырлық күші және магнит өрісімен ерекшеленеді.

Бұл зонада вулканииттерден магнит өрісінің қарқынының жоғарылауы мүйізалдамшылы немесе кішкентай гранодиорит денелері және эрозиямен бүлінбеген жоғары ордовик массивтерін сипаттайды.

Теріс магнит өрісі кернеулігі -100 нТл- -160 нТл болатын Жауынқара массивінің батыс экзожапарындағы порфиroidтардан, ΔT кернеулігі 500 нТл оң аномалиясы эрозиямен бүлінбеген жоғары ордовик кішкентай гранодиорит массивін айқындайды ($\Delta_{\text{cp}} = 250$).

Порфиroid қатқабатын жауып жатқан ең көне шөгінді таужыныстарға blastosammitті тақтатастар және мезопротерозой тақтатасты қатқабатының базальтты горизонттарын қалыптастыратын, кварциттер жатады.

Аумақтық план бойынша сипатталып отырған қатқабат Солтүстік Ұлытаудағы унгулин дестесі, Сарысу-Теңіздегі қарақопа және байсай дестесі, Шу ауданындағы кішкірім дестесі, Атасу-Мойынты суайрығындағы өркендеу дестесінің қималарының бөліктерімен салыстыруға болады [25, с. 27; 28, с. 23].

Мезопротерозой (төменгі рифей). Жұмыста келтірілген [23, с. 27] микрофоссилий кешені біріншіден, қатқабаттардың жинақталуының нақты уақыттық тізбегін анықтауға, ал екіншіден келесі тұжырымдарды жасауға мүмкіндік берді, яғни:

1) Қарсақпай субзонасы аумағындағы ашылым жаралымдары ерте рифейден көне емес; 2) Метаморфтық-метасоматоздық өзгерістердің әртүрлі деңгейіне қарамастан Бұрмашы жарылымынан батысқа және шығысқа қарай таужыныстардың жасы ұқсас. Жалпы алғанда сипатталып отырған жаралымдар үшін тақтатасты қатқабатты төмен және жоғары екі бөлікке жіктеуге мүмкіндік беретін, қиманың жоғарғы бөлігінде карбонатты, темірлі, жанартаулы түрлерімен толықтырылған метатерригендік таужыныстардың күрт басымдылығы тән.

Төменгі бөлім (MPR_{1S1}). Қарсақпай субзона аумағында - мезо-неопротерозой (орта-жоғары рифей) вулканииттерінің таралу аумақтарына бөлінген, шығыс және

батыс екі субмеридиан жолақты ашылымдарын құрайтын тақтатас қабатының төменгі бөліміндегі түзілімдері кеңінен таралған. Бұрмашы жарылымының батысына қарай аталмыш қатқабат [25, с. 27] майтөбе легіндегі көміртегіліктерден басқа кумола, қадыбайшоқы, тумырзин дестесінің метатерригендік бөліктерін, сонымен қатар, негізді құрамды вулканиттердің салыстырмалы түрде төмен екендігін сеніммен айтуға болатын бөлікшелердегі боздақ, белқұдық, қарасай, надырбай легі қимасының түзілімдерін де біріктіреді. Ақшыл, кавернозды кварцтың желілері кеңінен таралған.

Қатқабатқа құмды-алевролитті таужыныстардың бастапқы литологиялық құрамы тән болып келеді. Дегенмен, бастапқы фациялы өзгергіштік және метаморфтық-метасоматоздық процесстердің әркелкі белсенділігі нәтижесінде, сипатталып отырған стратиграфиялық бөлімшелер қималары бір-бірінен айтарлықтай ерекшеленді.

Тақтатас қатқабатының төменгі бөліктерінің жапсарлары көп жағдайда аумақтың көне таужыныстары тектоникалық және тек жекелеген блоктарда бұзылмаған стратиграфиялық қатынас жөнінде сеніммен айтуға болады. Тақтатас қабатының төменгі және жоғарғы бөліктерінің шекарасы әдеттегідей болып келеді. Қатқабат эдиакар, эдиакар-кембрий және неопротерозойдың екінші (риолитті) буда түзілімдерімен үйлесімсіз көмкерілген. Қабаттардың қалыңдығы шамамен 2000 м.

Петрографиялық белгілері бойынша қатқабат таужыныстары арасында гнейстер, тақтатастар, филлиттер мен кварциттер ерекшеленеді. Тақтатастар мен кварциттер дамыған таужыныстардың бастапқы құрамы көптеген жағдайда алевролитті және псамитті құрылым реликтілері бойынша микроскоп арқылы анықталады. Бастапқы таужыныстар аркозды құмтастар, алевролиттер, ал кварцит жағдайында – моно- және олигомикті кварцты құмтастар болып табылады.

Сипатталып отырған таужыныстардың минералогиялық айтарлықтай ерекшеліктері тақтатастың және гнейстің жоғары қысымды жағдайда қалыптасу индикаторы болатын лавсонит минералының кейбір шлифтерде таралуы болып табылады.

Жоғары бөлім (MPR_{2S}₂). Тақтас қатқабатының жоғары бөлігіндегі түзілімдер оның төменгі бөлігіндегі кеңістік бойынша таралу аумақтарымен байланысты. 1970 жылғы ММУ схемасында сипатталып отырған қима [10] бектұрған (өрнек дестесінің жоғары дестесі), аралбай (қужарма және үңгіршат дестесі), қарсақпай лектерінің (терригендік темірлі кварцитті және мәрмәрлі, бұрмашы, шағырлы, бейт дестелері), майтөбе лектерінің (тумырза, қолдыбайшоқы, кумола дестелері қимасының фрагменттері), боздақ легінің (белқұдық, қарасай, надырбай дестелері) құрамына енген.

Темірлі кварциттер екі деңгей қалыптастырады: біріншісі қиманың орталық бөлігіне ұштасқан, онымен Балбырауын және Керегетас кенорындары байланысты; екіншісі – жоғары жапсарына жақын жайғасқан, кейде карбонатты таужыныстармен байланыстырады. Темірлі кварциттер үшін қалыңдығының және деңгейдегі қабатша мөлшері өзгеруінде байқалатын, темірлі минералдар

мөлшері өзгерісінде, созылу бағыты бойынша оның гематит тақтатастарына ауысуындағы фациялық өзгергіштік сипат тән болып келеді. Шашыраңқы қималар арқылы қалыңдықты анықтау қиын, шамамен 600 м-ден кем емес екендігі анық, бірақ 800-900 м-ден асуы мүмкін емес.

Метатерригендік түзілімдердің топтары қатқабаттың төменгі бөлігінде сипатталғандай тақтатастармен, гнейстермен сипатталады. Гнейстер ашылымдардың шығыс жолақтарында шоғырланған. Қышқылды құрамды метавулканииттер тақтатастармен және жиі гнейстермен сипатталады.

Мәрмәрлар қайта кристалдану деңгейіне байланысты ақ, сұр, ашық-сұр, құба түсті түйірлі таужыныстар. Орташа өзгерген түрлері ұсақ (0,04-0,06 мм) изометриялық кальцит түйірлерімен және доломиттің ромбылы түйірлерімен сипатталады. Кальцит-доломит қатынастары кең аралықта өзгеріп тұрады. Қоспа түрінде жұқа қабыршақты доломит пен кварц түйірлері алынған. Белсенді кварцтану кезінде мәрмәрлар кейде ұяшықты немесе кавернозды құрылымды түйірлі кварциттерге айналады.

Темірлер тобына кенминералдарының мөлшері 10-15 %, кейде 50-60 %-ға дейін жететін кварциттер жатқызылған. Минералдық құрамы бойынша магнетит-гематит және магнетитті кварциттер ерекшеленеді. Магнетит-гематитті кварциттер жіңішке жолақты бітімді майда түйірлі таужыныстар болып табылады. Гематит өлшемі 0,05-0,08 мм болатын қабыршақтарды қалыптастырады, олар майда түйірлі кварцты (0,02-0,05 мм) агрегаттарда жолақты таужыныстар ретінде таралған. Магнетит шашыранды, гематит-кварц массаларында дұрыс пішінді түйірлер қалыптастырады. Таужыныстардың құрылымы микрогранобласты.

Магнетитті кварциттер ірі түйірлі, кейде әртүрлі түйірлі кварц немесе октаэдр кристалды жолақты белдем ретінде немесе бұрыс пішінді магнетит түйірлерінен құралады. Түйірлерінде «жейде» түрінде немесе жарықшақтар бойынша гематиттер жиі дамиды. Кейде магнетит толығымен мартитке алмасады. Таужыныстар бойынша жұқа қабыршақты серицит, хлорит дамыған.

Бұл түзілімдердің орташа тығыздығы 2,60 (кварцты-серицитті тақтатастар мен гнейстерде) -3,70 г/см³ (темірлі кварциттерде) аралығында болып келеді.

Соңғы уақытқа дейін сипатталып отырған қатқабат таужыныстары органикалық қалдықтардың кездеспеу белгілері бойынша «беймәлім» болып саналған. Микрофоссилия кешені қатқабаттың орта мезопротерозойға дейінгі жас шекараларын қысқартуға мүмкіндік береді (Григайтис және басқалар, 1989).

Уран-қорғасын әдістерімен (диокордия) дестенің жоғарсындағы порфиرويد циркондары бойынша ИМС НКО "Казнедра" геохронология зертханасында геохронологиялық белгілер негізінде 1300 млн жыл екені анықталған.

Төменгі шекараның жасы палеопротерозой порфиرويد астындағы тақтатастар қатқабаттарының стратиграфиялық үйлесімсіздік қатынастары негізінде анықталады. Жауынқар кешенінің порфиROIDтары және рапакивтәріздес граниттерінің өзара қатынасы туралы жалпы теориялық тарихи-геологиялық тұжырымдар тақтатастар қабаттарының жиналуы палеопротерозой-мезопротерозой шекарасына жақын деп топшалауға мүмкіндік береді.

Базальтты-андезитті жіктелмеген мезопротерозой, қатқабаты ($MPR_3\beta a$) негізді, орташа-негізді, жиі орташа және орташа-қышқылды құрамды метавулкандық таужыныстарды біріктіреді. Бірінші жақындасуларда екі тілімді құрылым сипаты тән. Төменгі бөлігінде қою-жасыл, жасыл кесектелген бітімді бадамша тасты және порфирлі құрылымдардың реликтілері басым болып келеді. Таужыныстардың негізгі массасы өзгерген, интерстицияларында - хлорит, эпидот, актинолит агрегаттары, плагиоклаз лейстері альбитке ауысқан. Реликтілі порфирлі бөлінімдер катаклазданған және түйіршіктелген, белсенді альбиттенген плагиоклаздармен сипатталады. «Лавалық» бөлігінің қалыңдығы 300-700 м аралығында .

Қиманың жоғарғы бөлігі ала-кұла түсті: батпақты, қоңыр, жер түсті, яғни тақташа, тақтатасты бөліктерін беретін және бастапқы сынықты құрылымдардың реликтілерін тасушы метатуф, метатуффиттер түрінде сипатталады.

Мезо-неопротерозойдағы вулканииттердің қалыптасуының геодинамикалық жағдайын анықтау мақсатында жүргізілген есеп талдамаларындағы Т.Г. Пирс және басқалардың диаграмасында ("Петрохимиялық әдістер...", 1985), нүктелердің көп бөлігі континенттік базальт өрістеріне түседі, ал Н.Л. Добрецов пен Б.Т. Лунцтің (Лунц, 1960) диаграммасында нүктелер континенттік рифтілер мен мұхиттардың сілтілі оливинді базальт аумақтарына орналасады. Сипатталып отырған кешеннің базальтоид трендтері вулканииттердің континенттік рифт зоналары трендтеріне параллел орналасқан. Жалпы алғанда осындай құрамды таужыныстар қышқылды түрлерінсіз, құрамы бойынша біркелкі қатқабаттар қалыптастыра отырып, континенттерде посторогендік белсендену мен рифтогенез аумағында кеңінен таралады.

Субвулкан кешені (NPR_3). Ауданның неопротерозой жаралымдарының негізгі компоненті метагабброид, метадиабаз және метабазальт, базальт-андезит қатқабатындағы сингенездік таужыныстар және субжанартаулық денелер болып табылады. Денелердің өлшемдері көлденең қималарда бірнеше метрден ондаған метрге, ал созылым бағыты бойынша бірнеше километрге жетеді.

Сипатталып отырған жаралымдардың интрузивті табиғатына дене құрылымдарының морфологиялық ерекшеліктері, олардың контурларының тұйықтығы, неопротерозой қималары ішіндегі миграциясы дәлел бола алады.

Осы жастағы метавулкандық таужыныстарының тығыздықтары кең өрісті камтиды, хлорит-далашпат және тақтатасты эпидотты далашпатты-хлориттерде $2,63 \text{ г/см}^3$ басталса, ал амфиболды тақтатастарда $2,97 \text{ г/см}^3$ дейін болып келеді. Кеңінен таралған порфиroidтардың орташа тығыздығы $2,87 \text{ г/см}^3$ құрайды. Субвулкандық метадиабаздар және метагабброидтар $2,85 \text{ г/см}^3$ жоғары тығыздығымен ерекшеленеді. Жалпы базальт-андезитті қатқабаттардың орташа тығыздығы $2,82 \text{ г/см}^3$ және стратификацияланған жаралымдар арасында жоғары тығыздықты түрі болып табылады.

Солтүстік Ұлытаудағы қарсақпай легі темірлі кварцит қабатшаларымен метабазальт және төселген терригендік таужыныстардың өзара қатынастары шындыққа жақын болып келеді яғни қазіргі биостратиграфиялық даталауды

ескере отырып олардың жасы айтарлықтай жасаруы тиіс. Солтүстік Ұлытаудағы жақсы қайынды дестесі осы қабаттардың баламасы болып табылады.

Неопротерозой (NPR). Зерттеліп отырған аудандағы неопротерозой түзілімдері литологиялық құрамы бойынша күрт өзгертін метатерригендік тақтатасты және риолитті екі қатқабатпен сипатталады.

Тақтатасты қатқабат (NPR_{1s}) граувакты құмтас бойынша бластопсаммитті, бластоалевритті тақтатастармен, жеке стратиграфиялық бөлім ретінде сипатталып отырған аумақта алғаш рет ерекшеленеді. Жалпы қатқабат қалыңдығы 400 м аспайды.

Петрографиялық құрамы бойынша қатқабат тақтатастарының арасында хлорит-серицитті, хлоритті, кварц-далашпат-серицитті, кварц-далашпат-хлоритті, кварц-хлоритті тақтатастар ерекшеленеді. Таужыныстардың бастапқы сынықты генезисі барлық шлифтерде микроскоп арқылы анықталады. Бастапқы таужыныстардың граувактық құрамы аталмыш қатқабатты мезопротерозой аркозды түзілімдерінен ерекшелейді.

Л.Н. Ильченконың тұжырымдары бойынша [23, с. 27] микрофоссилия кешенінің кездесуі сыйыстырушы таужыныстардың қалыптасу жасын неопротерозой екендігін атап айтуға болады және осы уақытта су балдырларының қарқынды өрбігенін көрсетеді.

Риолитті қатқабат (NPR_{2λ}) арасында риолит лавалары мен (сирек) риодациттер, олардың туфтары басым болып келетін қышқыл құрамды жанартаулы таужыныстардың ала-құла кешенімен көмкерілген. Схемада таужыныстардың (Зайцев және басқалар, 1970) шығыс жолағы белеуті легінің аккик дестесіне біріктірілген. Сипатталып отырған қатқабат эдиакар конгломератының шайылымдарымен үйлесімсіз көмкерілген. Қабат қалыңдығы 500-700 м. Қабат таужыныстарының метаморфтық-метасоматоздық өзгеру деңгейлері ашылымдардың шығыс және батыс жолақтары үшін әркелкі болып келеді. Батысында таужыныстар мүлдем өзгермеген және таужыныстардың бастапқы құрылымдық-бітімдік белгілері оңай анықталады. Шығыс жолақтарда сипатталып отырған вулканиттер порфиroidтарға ауысқан, бірақ мұндағы өзгерістер палеопротерозой үшінші (порфиroid) қатқабатындағы өзгерістерден әлдеқайда төмен болып келеді.

Қатқабат таужыныстарындағы цирконның радиологиялық жасы 760 ± 80 млн жыл, шығыс жолақтағы таужыныстар үшін жасы 870 ± 80 млн жыл болып өзгерсе, батыс жолақтағы түзілімдер жасы 870 ± 90 млн жыл болып өзгереді (Зайцев, Зыков және басқалар, 1974). Аймақтық планда сипатталып отырған қатқабат Үлкен Қаратаудағы қайнар дестесінің қимасымен, Көкшетау аумағы иманбұлақ легінің төменгі қатқабаттарымен, Жетімтау ауданы Үлкен Нарын легінің жоғарғы бөліктерімен сәйкестендіріледі.

Эдиакар түзілімдері зерттеу ауданында шектеулі таралған. Байқоңыр және Ұлытау-Арғанаты жіктелу зонасында кеңінен таралған. Мұнда бұл түзілімдер терригендік таужыныстармен көмкеріліп, Жалтау жарылымынан шығысқа қарай жекелеген ашылым жолақтарын қалыптастырады. Екінші жолақ масштабы кіші

болғандықтан Ұлытау-Арғанаты зонасының Майтөбе және Қарсақпай субзоналарына жіктелген бөлігінде шығысқа қарай созылып жатыр.

Қатқабат батыс таралу жолағында екі тармақты қима құрылымына ие болып келеді. Оның төменгі бөліктерінде қалыңдығы 140-150 м полимикті құрамды конгломераттар мен тиллоидтар (тиллиттәріздес конгломераттар) будасы, ал жоғарғы будасында қалыңдығы 550 м туфогендік айтралықтай тақтатастанған құмтастар және тақтатастар ерекшеленеді. Сипатталып отырған жолақта эдиакардың базальтты конгломераттары жақсы жұмырланған риолит жұмыртастары мен ақтас кешенінің гранитоид құрамды жоғарғы рифей риолитті қатқабатын көмкерген.

Қатқабат құмтастары түрлі түйірлі, іріден-орта- майда түйірліге дейін болып келеді, әдетте бұлар нашар сұрыпталған. Құрамы граувак-кварц-далашпат, граувак-далашпат-кварцты болып келеді. Таужыныс сынықтары қышқыл және негізді құрамды эффузивтердің негізгі массасымен, кварцит, тақтатас, темірлі кварциттермен сипатталады. Қиманың жоғарғы бөлігінде туфогендік қоспа - туффиттер, туфты құмтас және туф алевролиттерден тұратын таужыныстар тобы ерекшеленеді.

Конгломераттар әртүрлі жұмыртасты, нашар сұрыпталған, көп жағдайда шығыңқылы болып келеді. Сынықтардың орташа өлшемі - 3-5 см, бірақ кейде 30-40 см болатын қойтастар да кездеседі. Жұмырлану дәрежесі орташа. Жұмыртастардың құрамында қышқыл және негізді құрамды вулканииттер, биотитті және аляскитті граниттер, гранит-порфирлер, диорит-порфирлер, метақұмтасты және бластопсаммитті тақтатастар, доломиттер, мәрмарлар, филиттер кездеседі. Керіші алевролитті немесе саздақты, әдетте тақтатастанған болып келеді.

Эдиакар түзілімдерінің тығыздығы $2,66-2,75 \text{ г/см}^3$ шамасында болып келеді. Орташа тығыздығы $2,72 \text{ г/см}^3$. Геофизикалық өрістерде бұл түзілімдер ерекшеленбейді. Гравиметриялық өрісте олардың ашылымдарында ауырлық күші градиент зонасы жиі, ал иілу аномалиясы сирек байқалады. Эдиакар түзілімдерінің ашылымдары түрлі белсенділіктегі қалыпты теріс магнитті өрістермен сипатталады.

ГДП-200 авторларының [23, с. 27] сипаттаулары бойынша (Зайцев және басқалар, 1973) түзілімдер батыс жолақтағы таралуы төрт десте құрамында қарастырылған, олардың ішінде екеуі - құмдықкөл мен шиелісай эдиакардың ақбұлақ легін қалыптастырса, ал сатан және байқоңыр дестесі ұлытау легі эдиакар құрамына кірген, бірақ қимада жалтау дестесіндегі соңғы көмірлі-терригендік таужыныстардан алыстай отырып, шиелісай дестесінен жоғары орналасырылған. Ертеректегі әртүрлі дестелерге енген түзілімдер құрылымы бойынша біртұтас терригендік қатқабат: а) екі тармақты құрылым; б) көмкерілген түзілімдер шайылған үйлесімсіз өзара қатынастарымен сипатталады.

Сипатталып отырған қатқабаттың жасы эдиакар екендігі келесі мәліметтер негізінде нақтыланған: 1) конгломераттар радиологиялық мәліметтер бойынша эдиакардың төменгі шекарасына жақын ақтас кешенінің гранит жұмыртастарымен сипатталады; 2) төменінде аралас эдиакар-кембрий кешені

микрофосил және жоғарғы бөлігінде кембрий макрофаунасын құрайтын қара тақтатасты формация түзілімдерімен көмкерілген.

Жіктелмеген эдиакар (венд)-кембрий жүйесі (V-Є). Бұл литостратиграфиялық бөлімге ауданда кеңінен дамыған прекембрий түзілімдерінің жалпы бағанында (Зайцев және басқалар, 1970) әртүрлі стратиграфиялық деңгейлерде орналастырылған терригендік-кремнийлі-карбонатты-көміртекті таужыныстар енгізілген. Олар қимада бектұрған легінің өрнек дестесінде, аралбай легінің қужарма дестесінде, қарсақпай легінің балбырауын және бұрмашы дестесінде, майтөбе легінің жауынқар («жауынқар горизонты»), жыландысай, тумырза, қалдыбайшоқы дестесінде, боздақ легінің надырбай дестесінде, ұлытау легінің жалтау дестесінде, кембрийдің көктал дестесінде сипатталады.

Соңғы жүргізілген жұмыстарда «әртүрлі жастағы» түзілімдердің көптеген жағдайда біртегісті құрылымы анықталды. Олардың қималарының төменгі бөліктерінде жайылған қатқабаттың шайылуының айтарлықтай дәлелі болатын кварц құмтастармен және гравелиттермен көмкерілген қалыңдығының өзгеру деңгейі ерекшеленеді. Қиманың төбесі төменгі бөлігінде алюмофосфатты қабатшалы көмірлі таужыныстармен, ал орта және жоғары бөліктері карбонатты-баритті таужыныстармен көмкерілген.

Қатқабат екі тармақты құрылымға ие болып келеді. Қиманың төменгі бөлігінде сұр, ашық-сұр, көмірлі затқа байланысты қара-сұр құмтастар және мономиктілі және олигомиктілі кварц құрамды гравелиттер ерекшеленеді. Құмтастар арасындағы жекеленген қиысуларда қар, қою сұр түсті басым түрде кварцит құрамды жұмыртастардың, ұсақ жұмыртастан қойтастарға дейінгі конгломерат линзалары байқалады. Құмтасты буданың қалыңдығы өзгеруге бейім, әртүрлі бөлікшелерде 40-тан 300 м-ге дейін өзгереді. Максимал қалыңдықтары Байқоңыр синклинінде байқалады. Буданың және қатқабаттың төменгі шекарасы үйлесімсіз, әртүрлі болып келеді. Құмтасты будадан жоғары кремнийлі, сазды-кремнийлі, кремнийлі-сазды тақтатасты және көміртекті жұқа терригендік және хемогендік таужыныстар будасы кездеседі (сурет 2.2). Төменгі және жоғарғы буда шекараларына жақын көпетеген қиылысуларда қоңырқай темірлі қабатшалар және линзалар, оларды фациалы алмастыратын мергельді әктастар ерекшеленеді.

Буданың төменгі бөлігі сазды және кремнийлі орташа көмірленген ашық түсті тақтатаст түрлерімен көмкерілген. Қима бойынша жоғары аумақта көмірлі заттар көлемі ұлғайып, таужыныстар қара және қара-сұр түске өзгереді. Мұнда әктастардың қабатшалары (жиі онколитті) және баритті таужыныстардың линзалары кездеседі. Жіңішке буданың таужыныстарының ашылымдарының және орналасуының нашар болуына байланысты қалыңдықтарын анықтау қиын. Қалыңдығы шамамен 360-500 м деп бағаланып отыр. Сипатталып отырған аумақта қатқабаттың жоғарғы шекарасы ашық сұр, лимониттенген жасыл кремнийлі тақатастар және алевролиттер будасының табанымен жүргізіледі. Осы деңгейде қимадан таужыныстардың көміртекті және карбонатты түрлері жойылады.



Сурет 2.2 - Серицитті-кремнийлі-көміртекті тақтатас, шамамен 100^x ұлғайтылған, айқас николді

Оңтүстік Ұлытауда жинақталған терригендік-көмірлі жаралымдар эдиакарың басынан кембрийдің соңына дейінгі аралықты қамтиды, ал көлемі бойынша үлкен қима аумақтық стратиграфиялық шкаладағы жіктелмеген көкбұлақ және қорамсақ дестелеріне сәйкес келеді [23, с. 27].

Көміртекті таужыныстардың ванадийлілігі және фосфаттылығы Үлкен Қаратаудағы балама түзілімдермен қатар қойып салыстыруға мүмкіндік береді. Қатқабат қимасының төменгі, ірі сынықты бөлігін Орта және Солтүстік Тянь-Шаньдағы жоғарғы тиллоид деңгейлерімен салыстыруға болады. Байқоңыр зонасының орталық бөліктерінде аталмыш ірі сынықты бөліктердің аналогы ретінде байқоңыр дестесінің жоғарғы бөліктері алынған (Зайцев және басқалар, 1970).

Ұлытау ауданында прекембрий жаралымдары Арғанаты көтерілімінің герциндік өзегінде таралған. Прекембрий жаралымдары каледон құрылымында, күрделі құрылымды Ұлытау антиклинінде шоғырланып, протерозойға жататын бірқатар лектерге, дестелерге жіктелген. Төменгі протерозой жаралымдары кеңінен таралған бектұрған және аралбай лектерімен сипатталады [9, с. 35; 17, с. 29; 23, с. 26].

Ұлытау жотасындағы метаморфтық прекембрий кешендері көтерілім блоктарында таралып, палеозой қатпарлы құрылымдармен қоршалған (сурет 2.3). Аталмыш қабаттардың жасын белгілеу өткен ғасырдың сексенінші жылдары ММУ геологтарының цирконды аспаларымен U-Pb классикалық әдіс арқылы анықталған. Ақтас интрузив массиві гранитоидтарының жасының жоғарғы шегі $610-650 \pm 20-30$ Ма аралығында бағаланған. Гранит-гнейстердің

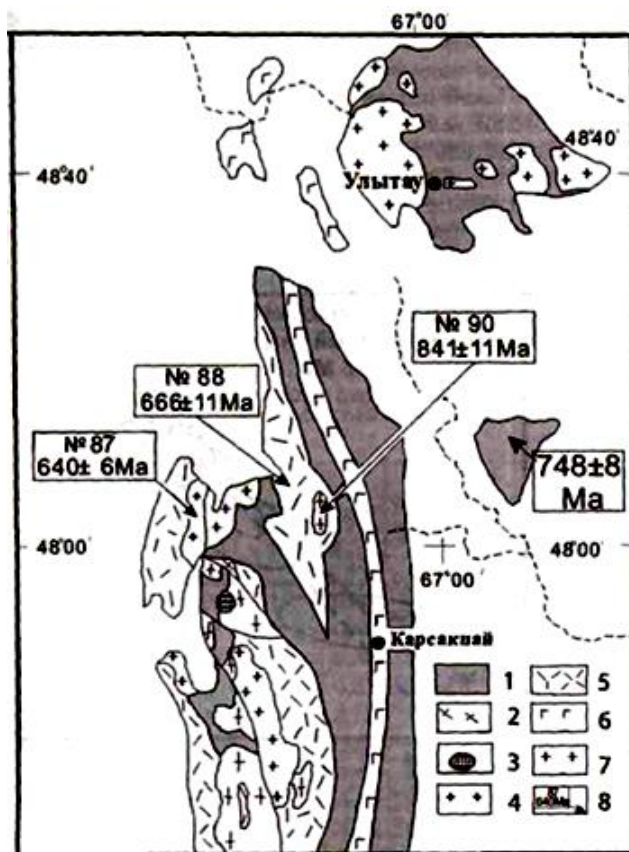
жасы осы әдіспен анықталып, нәтижелерді интерпретациялау жоғарғы қиысулары 1800 Ма санына әкелген, ал аралық қиысулары дискордия нүктесінде 640 Ма жасын көрсеткен екі кезеңді дискордия қолдану арқылы анықталған.

Ермолов П.В. [46, 93-94 б.] Оңтүстік Ұлытауда бес сынама бойынша зерттеулер жүргізген, атап айтсақ: №87-Ақтас массивіндегі биотитті-гастингситті граниттер, №88-майтөбе легіндегі жауынқар дестесінің порфиroidтары, №90 –Яконмолинск массивіндегі биотитті гранит-гнейстерінен, № 92, 93 –Ұлытаудың шығыс жотасында орналасқан ерте протерозой жастағы Ескікөл күмбезінің бектұрған легінен. Осы кезде №№ 87, 90 сынамалар сексенінші жылдары ММУ геологтары талдауға алған сынама орындарынан алынды. Цирконды жоғарыда көрсетілген сынамалардан алуды «ИПКОН» ЖШС жүргізген, ал изотоптық талдамалар мен бастапқы мәліметтерді толық өңдеу ВСЕГЕИ (Ресей) изотоп орталығында SRIMP-II технологиясы бойынша «ИПКОН» ЖШС қаражатына орындалған.

Жалпы алғанда далалық зерттеу мәліметтері бойынша [28, с. 23] аудандағы протерозой қабаттардың жалпы қалыңдығы 9-10 км, ал стратиграфиялық бөлімдердің саны (номенклатура) 10-нан аспайды. Бастапқы мәліметтер бойынша (Ю.А. Зайцев, Л.И. Филатова, 1970), бұл жаралымдардың қалыңдықтары 35-40 км деп бағаланған, ал стратиграфиялық бөлімдер саны (лектер, свиталар) шамамен 32-ге жеткен [23, с. 26]. Мұндай сәйкессіздік бірдей стратиграфиялық бөлімдердің әртүрлі тектоникалық блоктарда жеке жеке қарастырылып, бірнеше рет қайталануымен байланысты. Әртүрлі тектоникалық блоктағы түрлі термодинамикалық жағдай таужыныстар түрлі деңгейлі метаморфизмге ұшыраған. Мысалы, геосутура зонасындағы таужыныстар терең метаморфизмге ұшырап, бірнеше рет архейлік-төменгі протерозойлық болып карталанған, ал геосутурадан сәл алшақтаған кезде бұл таужыныстар жаңа түрге ие болып, олардың салыстырмалы түрде қалыпты жайғасуы, сәйкесінше төменгі палеозойға дейін жасарған.

Біздің ұсынған стратиграфиялық жіктелім бойынша (2.1-кестеде), зерттеліп отырған аудандағы протерозой жаралымдарының қалыңдығы 10-15 км шамасынан аспайды. Оған әлі ашылымданбаған архей жаралымдары мен палеозой-мезозой түзілімдерін қоссақ, осы аудан үшін анықталған жер қыртысының 40-43 км қалыңдығына сәйкес. Ал, бұрынғы (Зайцев және басқалар, 1970) схема бойынша жер қыртысының қалыңдығы 80-90 км-ден кем болмайды, ал бұл деректер шындыққа сәйкес келмейді.

Сонымен, анықталған жер қыртысының қалыңдығы палеозойдың басында, яғни суперплюм еніп, геосутуралар жарала бастаған кезде 30 км шамасынан аспағаны және тереңдік жарылымдар бойынша ауданға мантия заты оңай еніп, онымен байланысты минералданған флюидтердің рудақалыптастырушы рөлінің артқаны көрінеді.



1-Неопротерозойдағы кристалды тактатастар, парагнейстер, кварциттер, филлитті тактатастар, cуogenian жүйесі; 2-неопротерозойдағы биотитті және лейкократ гранит-гнейстер cуogenian жүйесі; 3-неопротерозойдағы Қарсақпай массивінің сиениттері; 4-Неопротерозойдағы ақтастық фаносиенит-гранит кешені, cуogenian жүйесі; 5-Неопротерозойдағы порфиroidтер мен қышқыл метавулканииттер, cуogenian жүйесі; 6-жасы әртүрлі қарсақпай дестесінің metabазальттары; 7- палеозой гранитоидтары; 8-жасы конкордант уран-қорғасын және сынама орны, нөмірі

Сурет 2.3 - Оңтүстік Ұлытаудағы прекембрий ашылымдары (П.В. Ермолов бойынша, 2013)

2.2 Магматизмі

Ауданның геологиялық құрылымында пайдалы қазбалардың пайда болуында магматизм, әсіресе базит-ультрабазит жаралымдары үлкен рөл атқарады (2.1-суретті қараңыз).

Ауданда құрамы және өлшемдері бойынша интрузиялардың сыйыстырушы таужыныстарға магматогендік-термалық әсер ореолдары кеңінен таралған. Осындай әсер білінім бөлікшелері спектрлік қасиеті бойынша бір жағынан ультранегізді және негізді таужыныстарға, екінші жағынан мүйізалдамшылы терригендік-вулканогендік таужыныстарына өте ұқсас болып келеді. Аталмыш процесс орын алған бөлікшелер базит-ультрабазит магматизмі байқалатын бөлікшелерімен сәйкес келеді [14, с. 58; 22, с. 2; 24, с. 66].

Қарсақпай кенді аумағында [27, с. 194] келесі интрузив кешендері бөлінген: 1) жауынқар палеопротерозой гранит пен лейкогранит кешені; 2) порфиробласт

гранит-гнейстің неопротерозой кешені; 3) Ұлытау серпентинденген перидотит пен пироксениттердің кешені; 4) қарсақпай сілтілі сиениттердің кешені; 5) ақтас субсілтілі, лейкократ және аляскит граниттердің кешені; 6) негізді құрамды гипабиссал интрузияның соңғы ордовиктің кешені; 7) соңғы ордовиктің диорит, кварц диорит, гранодиориттің қырыққұдық кешені. Осы магмалық кешендермен таужыныстардың әртүрлі дәрежеде сәйкес метасоматоздық өзгерген кенбілінімдері байланысты, олардың сипаты бойынша [14, с. 59; 22, с. 23] (2.4-сурет) толық келтірілген.

1. *Палеопротерозой граниттері мен лейкограниттерінің жауынқар кешені* (*γPRIgn*). Жауынқар кешенінің граниттері Майтөбе субзонының орталық бөлігінде орташа өлшемді (50-100 км²) бірнеше массивті құрайды. Интрузивтердің нөмірлері 2.4 суретте берілген. Солардың ішіндегі аса ірілері - Жауынқар (20), Құланбай (13) және Солтүстік Сарысай (5).

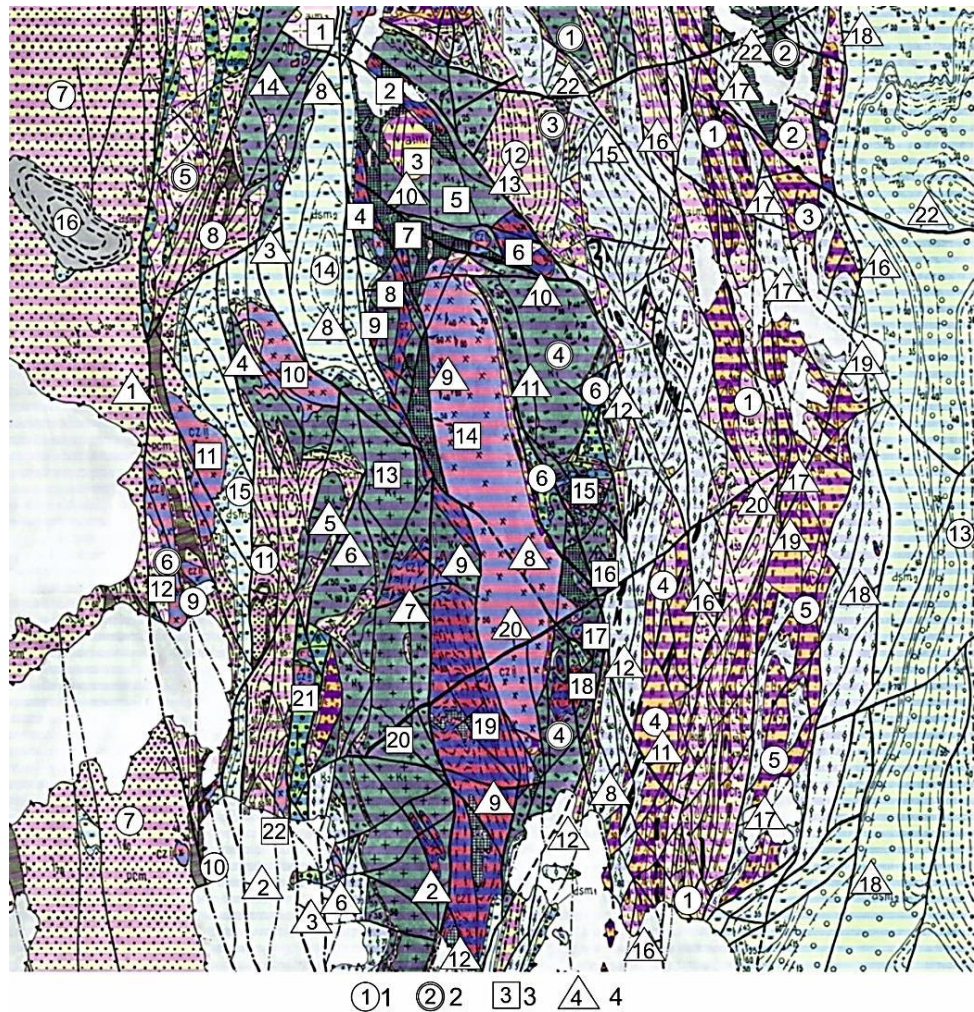
Бұл граниттердің өзін қоршаған таужыныстармен жапсары негізінен тектоникалық болып келген. Белсенді интрузив жапсарлары тек палеопротерозой порфиroidтарында байқалады, ал граниттердің эндожапсар зоналары үшін айқын порфиroid құрылымдары тән болып келеді. Экзожапсар өзгерістері ені ондаған метрге баратын зонадағы сыйыстырушы таужыныстардың қайтакристалдануында және фельдшпаттануында байқалады.

Сарысай массивінің оңтүстік шегіндегі аталмыш кешен граниттерінде магнитті кернеуі 100 нТл артқанда (6) Қарсақпай (3) интрузив кешенінің пироксенді сиенит жапсарында ($\Delta \sim 300$) экзожапсар өзгерістер байқалады. Құланбай массивінің солтүстік-батыс эндожапсарындағы гранит кешенінің белдемдері үстіндегі магнит кернеуінің аномалды 200 нТл артқанда (13) градиентті зоналарға ΔT_a қырыққұдық интрузив кешенінің диориттері әсер етіп ($\Delta \sigma = 250$), ашылымдар аталмыш массивтің солтүстік-батысында карталанған.

Жауынқар интрузия кешені граниттерімен көмкерілген вертикал блок қалыңдығы гравиметриялық интерпретация мәліметтері бойынша 0,6 - дан (Солтүстік-Сарысай массиві (5)) 5,5 км дейінгі аралықта (Құланбай массиві (13)) өзгереді.

Ю.Л. Бастриковтың геофизикалық мәліметтері бойынша Жауынқар массивіндегі гранитоид блогының вертикаль қалыңдығы, шеткі бөліктерінде (20) 0,5 км-ден, орталығына қарай 2,0 км дейін артады. Жалпы жоғарыда көрсетілген массив төбесі эрозиялық кесілген локколит тәріздес пішінге ие.

Оңтүстік Ұлытау аумағының геологиялық зерттеу тарихында жауынқар кешеніндегі граниттердің жасы дау туғызатын күрделі мәселе болып отыр. Жауынқар кешеніндегі граниттердің сыйыстырушы таужыныстармен өзара қатынастарын талдау негізінде (нақтылық және тура сызықты қосылыстар, жақсы көрінген зоналар) аталған интрузивтердің посткинематикалық табиғатын айтуға, яғни протоконтиненттік қыртыстардың дамуының ірі дәуірінің аяқталу кезеңдеріне жатқызуға болады. Палеозойға дейінгі осындай граниттердің айқын түрлері рапакив граниттері болып табылады, олардың ену уақыты (1650-1700 млн жыл) жалпы қабылданған, яғни палеопротерозой мен мезопротерозой шекараларына сәйкес келеді.



1 – синклиндер; 2 – антиклиндер; 3 – интрузиялар; 4 - жарылымдар. Синклиндер мен олардың нөмірлері: 1 – Қарсақпай-Бұрмашы; 2 – Өрнек; 3 – Жарма; 4 – Байжан; 5 – Төретамсай; 5а – Зорадыр; 6 – Қарамола-Кыземшек; 7 – Ащыкемер; 8 – Байқоңыр; 9 – Жыланбұлақ; 10 – Қарымбай; 11 – Қурайлы; 12 – Каражал; 13 – Қумола; 14 – Сарысай; 15 – Татпен; 16 – Байқоңыр депрессиясы. Антиклиндер мен олардың нөмірлері: 1 – Қантөбе; 2 – Балажезді; 3 – Тумырза-Сарысай; 4 – Дүйсембай; 5 – Көксу; 6 – Батыс-Құрайлы. Интрузиялық массивтер мен олардың нөмірлері: 1 – Ақтас; 2 – Тумырза-Сарысай; 3 – Қарсақпай; 4 – Пионер; 5 – Солтүстік-Сарысай; 6 – Оңтүстік-Сарысай; 7 – Ақтөбе; 8 – Шоқырсай; 9 – Батыс-Шоқырсай; 10 – Алтуайт; 11 – Дүйсембай I; 12 – Қурайлы; 13 – Күзембай; 14 – Майтөбе; 15 – Ақбұлақ; 16 – Тасбұлақ; 17 – Дүйсембай II; 18 – Насымбай; 19 – Қойтау; 20 – Жауынқар; 21 – Сатан; 22 – Татпен. Жарлымдар мен олардың нөмірлері: 1 – Жалтау; 2 – Сатан; 3 – Сарысай; 4 – Алтуайт; 5 – Қурайлы; 6 – Үштөбе; 7 – Көктау; 8 – Ақтас; 9 – Құланбай; 10 – Көжекжал; 11 – Шығыс-Майтөбе; 12 – Қыземшек; 13 – Бастөбе; 14 – Үшқырлытау; 15 – Қантөбе; 16 – Бұрмашы; 17 – Қарсақпай; 18 – Батыс-Ұлытау; 19 – Шотыбай; 20 – Үштөбе-Бұрмашы; 21 – Өрнек; 22 – Балажезді; 23 – Көктал

Сурет 2.4 - Қарсақпай ауданының құрылымдық-форомациялық және геологиялық құрылысы [23, с. 25]

Далалық бақылаулар, геологиялық, петрографиялық мәліметтерін талдаулар өз кезегінде фауналық сипаттағы мезопротерозой таужыныстарымен

көмкерілген порфиرويد қатқабаттарын граниттердің бұзып өткендігінің даусыз дәлелі екенін айтуға болады.

Геологиялық мәліметтерді назарға ала отырып, «Орталық Қазақстандағы магмалық және метаморфтық кешендерді сәйкестендіру схемасындағы» орташа жастағыларға (1600-1700 млн жыл) басымдық беруге болады [12, с. 65].

Аталмыш зерттеу кезеңінде мұндай шамалар сипатталып отырған таужыныстың тарихи-геологиялық позицияларымен жақсы байланысқан.

2. *Порфиробласт гранит-гнейстің неопротерозой кешені (γ_{gNPR}).* Аталмыш кешеннің таужыныстары Майтөбе субзонасының беткі қабатына шығып, бірқатар массивтер қалыптастыра отырып, батыс және шығыс деп аталатын меридиан бағытында созылған екі белдемді құрайды. Ені 4-6 км гранит-гнейсті массивінің батыс белдемі оңтүстікте Қарасиыр тауынан солтүстікте Тұмырза-Сарысай өзеніне дейін 70 км-ге созылып жатыр. Шығысында Құләнбай жарылымымен, батысында – Қойтау лықсымасымен шектелген.

Гранит-гнейстер, әлсіз фельдшпаттанған эффузив және меташөгінді таужыныстарына бірте-бірте алмасатын, ені 0,3-0,5 км-ден 1,0 км-ге дейін баратын гнейс ореолдарымен қоршалған. Гнейсті бітімі бойынша гнейстер мен гранит-гнейстер сыйыстырушы қатпарлы кешендермен біртұтас құрылымдық планға ие болып келеді. Массивтердің ішкі құрылымы әркелкі, гранит-гнейстер түзілімдері арасындағы гнейс «денелерінің» гранит-гнейсті әртүрлі бейнесінің және құрамының сатылы ауысуымен ерекшеленеді. Массивтің орталық бөлігіндегі гнейс «денелері» біртұтас және аз қалыңдықта (бір метр) болады, массив шетінде гнейсті «денелер» мен «қабатшалар» саны мен көлемі артады.

Насымбай массивінде (18) таужыныстардың құрылымы гранобласт, Майтөбе массивіндегі соңғы ордовик процесстерінің әсерінен мүйіздалдамшы таужыныстарға жақын болуы ықтимал (14). Микроклин-альбитті (Мкн-Ал) гранит-гнейсті порфиробласт орта және ірі түйірлі (γ_{1bNPR}) болып келеді. Минералдық құрамы бойынша бұл гранит-гнейстер жоғарыда сипатталғандармен бірдей және олардан порфиробласт сеппелерінің үлкен өлшемдерімен (1-2 см, - 3 см) және негізгі массада 0,3-0,5 мм-ге аралығындағы түйірлермен ерекшеленген.

Ортоклаз-альбитті (Орт-Ал), порфиробласт гранит-гнейстер (γ_{2NPR}) Майтөбе массивінің солтүстігі мен шығысында орналасқан (14) бірнеше кіші массивтерді құрайды. Олар микроклин-альбитті массивтерден ерекшелігі мұндағы порфиробластар ортоклаздармен, ал негізгі массасы өзгергіш минералдық құрамымен сипатталады. Негізгі масса калийлі далашпатымен, плагиоклазбен, кварцпен және биотитпен сипатталып, мөлшері 1-ден 10-15 % аралығында өзгереді, ал кейбір түрлерінде амфиболдар байқалады. Акцессорлы минералдар – циркон, магнетит, апатит, сфен болып табылады.

И.В. Филиппович (Зайцев, 1971), гранит-гнейстерді зерттей отырып, мынадай тұжырым келген: олардың жаралуы барысында қайта кристалдану жүріп, сілтілі метасоматоз жекеленген аумақтарда қайта балқыған. Далалық бақылаулар мен петрографиялық материалдарды зерттеу негізінде гранит-

гнейстердің пайда болуына аталмыш үш процесс те маңызды рөл атқарған, бірақ сілтілі метасоматоз процесі әлдеқайда анық байқалады.

Гранит-гнейсті кешеннің жасы нақты анықталмаған. Граниттенуге ұшыраған аса жас түзілімдер палеопротерозойдағы порфиroidты қатқабат болып табылады. Граниттену процесінің мезопротерозой түзілімдеріне белсенді әсері туралы мәліметтер жоқ. Гранит-гнейстің геохронологиялық жасы 700-1700 млн жыл аралағында болып келеді және бұл таужыныстардың бірнеше белсенді тектоникалық-метаморфтық-метасоматоздық түрлену кезеңдерін көрсетеді. Ең көне және статистикалық тұрақты шамалар 980-1100 млн жыл (Зайцев Ю.А., Филатова Л.И., 1974) болып отыр. Дәл осы мәндер «Магмалық және метаморфтық кешеннің сәйкестендіру схемаларында» гранит-гнейсті кешеннің пайда болу уақытының шамалары деп қабылданған. Аудандағы граниттену [32] пікірлері бойынша мезо-неопротерозой рифтілері және тереңдік процесстер континенттік қыртыстың рифтілерімен жанасып, палеопротерозой түзілімдермен көмкерілген.

3. *Серпентинденген перидотиттер мен пиркосениттердің неопротерозой ұлытау кешені (vsNPRul)*. Аумақтағы ультрамафит «интрузиялары» Қарсақпай субзонасындағы шығыс бөлігінде тар меридиан жолақта ұштасып жатыр. Ю.А. Зайцев (1961) бұларды субмеридианды тереңдік жарылым зоналарын айқындайтын Батыс Ұлытау гипербазит белдеміне жатқызған. Денелердің өлшемдері 0,1-3 км² (6x0,5 км) аралығында болып келеді. Барлық ультрамафит денелері протерозойдағы метаморфтық-метасоматоздық таужыныстар арасында жайғасқан. Олар нашар таралып, белсенді түрде серпентинденген және тақтатастанған, олар бойынша нонтронитті қыртыстар дамыған. Сыйыстырушы таужыныстарымен жапсарлары ашылмаған. Морыған таужыныстар хризотил агрегаты, антигорит, хлорит, магнетит болып табылады, бұл таужыныстардың ашылымдарымен хризотил-асбест білінімдері тығыз байланысты.

Ешкіөлмес массиві мен басқа аумақтардың массивтерінің ультрамафит «стратиформды» интрузивті жіктелген кешендеріне жақындығын айтуға болады. Аталмыш ауданда басқа да триадалар құрамдары белгісіз, бұларға офиолитті ассоциациялар, негізгі вулканииттер мен яшмоидтар жатады.

Ультрамафит таужыныстардың жасын анықтау күрделі мәселе болып табылады. Шайтантас массивіне шоғырланған ультрамафит таужыныстар ордовик жасында, яғни ордовиктік фауна түрінде жоғарғы ордовиктегі конгломерат жұмыртастарында кездеседі. Палеозой таужыныстар арасында орналасқан ультрамафиттерде белсенді жапсарлар жоқ. Аналогтары бойынша Ұлытау кешенінің жасы ордовик деп саауға болады.

4. *Сілтілі сиениттердің неопротерозой қарсақпай кешені*. Кешен таужыныстары Майтөбе субзонының орталық бөлігінде орналасқан Қарсақпай массивін құрайды. Орталық типтегі бұл массив концентрлік зоналы құрылымды болып келеді және құрамы мен құрылымы бойынша ажыратылатын үш зонадан құралған және жекеленген ену фазалары нәтижесінде қалыптасқан. Далалық

бақылау мен талдамалар, петрографиялық және петрографиялық материалдар нәтижесі бойынша үш фаза бөлінген.

Бірінші фаза – ірі түйірлі биотит-пироксенді сиениттер ($\xi_1\text{NPRk}$). Бірінші фаза таужыныстары массивтің орталық бөлігінде шоғырланған.

Екінші фаза – майда түйірлі сілтілі гастингситті сиениттер ($E\xi_2\text{NPRk}$). Сақина дайкасына жақын пішіндері бойынша бұлар массивтің сыртқы зонасында шоғырланған. Жайғасу элементтері өлшемдері мен геофизикалық мәліметтер бойынша (Строкин Ю.А., 1966) сыртқы зона массивтің еңістену бұрышы шығысында $15-20^\circ$, батысында – $50-80^\circ$. Гастингситті сиениттер, конусты жарықшалар бойынша енген.

Үшінші фаза: лейкократты сілтілі сиениттер ($E\xi_3\text{NPRk}$). Бұл түзілімдер ені 250-300 м болатын сақина қатарлар құрайтын, массивтің орталығында шоғырланған. Таужыныстар ашық-сұр, ұсақ-орта түйірлі, кейде порфиرويد құрылымды, екінші фазадағы сиениттерден гастингситтың кездеспеуімен ерекшеленеді.

Желілі серия сілтілі сиенит-аплиттермен, сілтілі лампрофирмен, нефелин-эгирин-авгитті сиениттермен сипатталады.

Геофизикалық материалдарды интерпертациялау нәтижелері бойынша массивтің орталық бөлігі төменге қарай кеңейтілген жапсар яғни асимметриялы шток болып табылады. Батыстағы жапсары батысқа қарай (80°) тік құлау бұрышымен, ал шығысы дөңесті $30-50^\circ$ градуостағы құлау бұрышымен сипатталады.

Сиениттердің абсолют жасын геохронологиялық шкала бойынша анықтағанда 317 млн.жылдан 1690 ± 110 млн жылды көрсетіп отыр. Қарсақпай кешеніндегі сиениттің жасы неопротерозой деп анықталған [27, с. 195], геологиялық мәліметтер бойынша нақтылайтын болсақ: кешен сиениттері жауынқар кешеніндегі төменгі протерозой граниттерін және неопротерозой гранит-гнейстерін кесіп өтеді. Бұл Г.А. Злобинаның анықтамалары мен геохронологиялық мәліметтерімен нақтыланып, сиенит жасы 620 млн жыл деп көрсетілген.

5. Субсілтілі, лейкократ және аляскит граниттердің неопротерозой ақтас кешені ($\xi_4\text{NPRak}$). Ертеректе бұл граниттер ортаңғы девон интрузив кешені құрамында аляскит граниттер немесе жауынқар кенішіндегі гранит-гнейс және ірі түйірлі граниттермен ретінде ерекшеленген. Зерттеліп отырған аумақта бірнеше кішігірім массивтер байқалады. Олардың ірі жарылым зоналарымен байланысы бұл интрузияларды жарықша типіне жатқызуға мүмкіндік береді.

Кешен бір фазалы, субсілтілі және лейкократ граниттермен, ұсақ-орта түйірлермен, әртүрлі түйіршіктермен көмкерілген. Эндожапсар фациялар көп таралмаған, негізінен гастингсит кварц сиениттермен немесе майда түйірлі микропегматит граниттермен сипатталады. Граниттер катаклазданған, бірақ негізінен шомбал түрлері басым болып келеді. Жарылым маңындағы жіңішке зоналарда катаклазиттер мен гнейс бітімді бластокатаклазиттар кездеседі.

Ақтас кешенінің желілі легі нашар таралған және құрамы бойынша лепидомеланды мезо- және лейкократты майда түйірлі граниттер болып келеді.

Ақтас кешенімен байланысты метасоматиттер Майтөбе, Линейное, Пионер кенбілімдері аумағында жақсы зерттелген. Ю.В. Роцин (1975) осы кенбілімдер аумағында үш кезеңді атап көрсеткен: фельдшпатолиттердің жаралуы, грейзендену және аяқталған кварцтану. Далалық бақылаулар бойынша бұл зонада сирекжер минералданумен байланысты, ерте кезеңі калишпаттану болып табылатын далашпатты метасоматоз белсенді байқалады. Келесі кезең сирекметалды-сирекжер минералдану және грейзенденудің соңғы аяқтаушы кезеңімен сипатталатын – альбиттену болып табылады. Кварц-биотитті және кварц-мусковит құрамды толық ашылған грейзен денелерінің (30x5-16 м) линза тәріздес денелері кездеседі. Барлық түрлерінде флюорит кездеседі (15 % дейін).

Петрохимиялық құрамы бойынша кешеннің граниттері негізінен субсітілі және субсілтілі лейкократ топтарына жатады (аляскиттерге). Калий типті граниттер жоғары сілтілі болып табылады. Олар темір мөлшерінің жоғары және кальций мөлшерінің төмен болып келуімен ерекшеленеді.

Кешеннің жасы геохронологиялық мәліметтермен нақтыланған. Көптеген авторлардың зерттеулерімен талданған сынамалар нәтижелері бойынша 560-660 млн жыл: альфа-қорғасын әдісімен циркон бойынша 560 ± 50 млн жыл (Краснобаев А.А); 560 ± 60 млн жыл (Зыков С.И., Ступникова И.И.) изотопты-қорғасын әдісі бойынша үш сынаманың бірінде; изотопты-қорғасын әдісі бойынша 610 ± 50 млн жыл (Зайцев Ю.Д., 1966, 1970); циркон бойынша 640 ± 60 млн жыл (метасоматит зоналарынан); 660 ± 20 млн жыл (Злобин Г.Д.).

Аталмыш мәліметтер негізінде массивтің қалыптасу жасы неопротерозой болып табылады. Бұл геологиялық мәліметтермен де нақтыланған, дәлірек айтсақ, жасы неопротерозой болатын екінші риолитті (ауданның солтүстік аумағында) қатқабат таужыныстарына және неопротерозой гранит-гнейстеріне граниттердің белсенді әсер етуімен расталады. [27, с. 196].

6. *Негізді құрамды гипабиссал интрузия кешені (vO_3 ?).* Бұл кешенге шартты түрде ауданы жүздеген квадрат метрге баратын шағын массивтер енген тек жекелеген жағдайда тектоникалық бұзылыстар зонасында кездесетін Байқоңыр субзонасындағы массив ауданы 4 км²-ге барады. Интрузиялар эдиакар және кембрий жасындағы таужыныстарды жарып шығып жатыр. Массивтер біртекті, әдетте белсенді өзгеріске ұшыраған мүйіздалдамшылы габбро массивтерімен сипатталады.

Гипабиссал интрузиялардың жасы олар эдиакар-кембрий жаралымдарын жарып шығып жақандығын негізге ала отырып, шартты түрде соңғы ордовик болып қабылданған.

7. *Кварцты диорит, диорит (δO_3kk) және гранодиориттердің ($\gamma \delta O_3kk$) соңғы ордовик қырыққұдық кешені.* Жұмыс ауданында Майтөбе мен Қарсақпай, Байқоңыр субзонасы аумақтары шегінде екі ірі массив анықталған.

Ірі массивтер, соның ішінде *Майтөбе массиві* (14) (170 км²) әсіресе шеткі аумақтарында таралған әртүрлі ксенолиттерден құралған гибридену мен ассимиляциялану құбылысы дамыған массивтердің түрі болып табылады. Құрамы мен құрылымы бойынша ксенолиттер, сыйыстырушы таужыныстарға ұқсас өздерінің бастапқы кеңістіктегі орнын сақтайды. Массивтердің құрылымы

зоналы, бірақ әртүрлі эрозия деңгейіне байланысты, негізгі түрлері массивтің шеткі аумақтарында байқалады.

Кешен таужыныстары габроидтан және габбро-диориттен, гранодориттерге дейінгі гибридті жаралымдар легі болып табылады. Кварцты диориттер және гранодиориттер кеңінен таралған. Интрузив таужыныстары және сыйыстырушы тақтатастар арасындағы ауысуы сатылы болып келеді. Скарн, грейзен, грейзеноидтарың сирек денелері кездеседі.

Пропилиттер (pO₃kk). Кешенде таралған барлық таужыныстар пропилиттену процессінен өткен. Өзгеру деңгейлері орташа білінімдерден бастап толық білінімдерге дейін белсенді өзгеріп отырады. Амфиболды және эпидот-хлорит түрлері ерекшеленеді. Амфибол түрлестері үшін негізінен бастапқы таужыныстардың сипаты сақталатын әдетте орта және ірі түйірлі құрылымдар тән болып келеді. Оларға құрамында магнитті аномалия беретін өлшемі 1x5 м болатын магнетиттің шпирлі жиналымдарымен тығыз байланысты магнетиттің жоғары мөлшері 3-5 % болуы тән.

Қырыққұдық кешенінің таужыныстары үшін кобальт, молибден, ванадий, никель, мыс, қорғасын, магнийдің оң геохимиялық сипаты тән.

Геофизикалық мәліметтер бойынша массивтің вертикаль қалыңдығы 1,0 км болып келсе ал, солтүстік бөлігінде ол 2,0 км-ге дейін ұлғайады. Екі жапсардың да құлау бұрышы шығысқа бағытта (батыста) 40° және (шығыста) 70° болып келеді.

Майтөбе (14) (Ақбұлақ (15), Тасбұлақ (16) және Дүйсембай II (17)) массивінің шығыс жапсары бойымен созылып жатқан шағын массивтер кешенінің әртүрлі пропилиттерінде магнетиттің жоғары мөлшері 3-5 %-ға дейін жететін, кернеулігі 300-500 нТл болатын белсенді жергілікті магнитті ΔТ аномалиялармен ерекшеленеді. Белгілі болғандай, Дүйсембай II (17) массивіндеге магнитті аномалиялар, кешен таужыныстардағы магнетиттің шпирлі жиналымдарымен тығыз байланысты.

Қурайлы массивінің оңтүстігінде Жалтау жарылымының бойында (12) жоғарыда сипатталғандарға ұқсас оң магнитті аномалиялар байқалады. Олардың белсенділігі екі максимумда +200 нТл және изометриялық пішінге жақын болып келуі, шамамен 2,0 км тереңдікте «белгісіз» үлкен массивтің бар екендігін көрсетеді. Мұнда беткі қабаттарда кешен таужыныстарының шағын ашылымдары анықталған.

Кешеннің жасы геологиялық мәліметтер бойынша анықталды. Зерттелген аумақтарда кешеннің гранитоидтары ортаңғы және жоғарғы ордовиктегі фауналық сипатты түзілімдерді жарып шығып жатыр, ал Ақтас елдімекені аумағында ортаңғы және соңғы девон жасындағы конгломераттарымен көмкерілген. Алынған геохронологиялық мәліметтер бұл уақыт аралығын қысқартуға мүмкіндік береді. А.А. Краснобаев Қурайлы массивінің (12) цикроны бойынша жасын 430±40 млн жыл деп анықтаған, ал Көктөбе массивінің таужыныстары бойынша калий-аргон әдісімен Ф.И. Кобловский мен Б.Б. Зайдис (АН УССР) жасын – 420-430 млн жыл деп тұжырымдаған.

Геологиялық және радиологиялық мәліметтер кешеніне сәйкес кешен жасы соңғы ордовик болуы мүмкін.

Ұлытау ауданында интрузив таужыныстар ауданы бойынша 950 км² астам аумақты иемденіп кеңінен дамыған. Интрузиялар петрографиялық құрамының және жасының әртүрлі болуымен сипатталады. Олардың арасында бес интрузив кешені анықталды, олардың ішінде ең көнесі габбро-амфиболит кешені болып табылады. Содан кейін ену уақыты бойынша неопротерозой гранит-гнейстері, ордовиктің негізді және ультранегізді таужыныстары, төменгі девон гранодиорит интрузиялары, ортаңғы девон лейкократтары, аляскит граниттер болып жалғасады. Гранитоидтар мен гранит-гнейстер кеңінен таралған. Негізді және ультранегізді интрузиялар шағын денелер құрап, сирек кездеседі [2, с. 205; 15, с. 151; 23, с. 45; 24, с. 65; 25, с. 26; 27, с. 194; 28, с. 22; 29, р. 10; 30, р.44; 31, р. 22; 32, р. 322].

Прекембрий габбро-амфиболиттері (vNPR) палео- және мезопротерозой таужыныстар арасында жайғасатын қалыңдығы әртүрлі қабат денелерін құрайды. Олардың аса ірілері Жаксы-Қайыңды (0,5x3 км²) өзенінің оң жақ жағалауында Қара-Сай өзенінің арналарында кездеседі. Өлшемдері кіші денелер Қара-Торғай өзені мен салаларында байқалады. Ірі габбро-амфиболит денелерінің құрылымдарында жиі зоналдылық байқалады. Таужыныс денелерінің шеткі бөліктерінде ұсақ түйірлі болғанымен, ал интрузияның орталық аумағында олар ірі түйірлі құрылымды болғанымен габбролық құрылымы жиі сақталып қалады.

Ғарыштық түсірілім материалдарын риясыздау кезінде дайқаларды қосқанда шамамен 400 магмалық денелер анықталды (эрозия кезінде ашылған).

Спектрлі сипаты бойынша магмалық жаралымдар ультранегізді, негізді және қышқылды деп бөлінген. Сонымен қатар магмалық денелердің жасырын (эрозия кезінде ашылмаған) денелері ерекшеленеді. Риясыздау кезінде 100 астам түрі анықталды ультрамафит денелеріне аса назар аударылды. Бұл денелер аумақтың оңтүстік бөлігінде шоғырланған. Барлығы солтүстік-батыс бағытта созылымданып, ені 1,5 км, ұзындығы шамамен 20 км болатын зонаны қалыптастырған.

Басқа да магмалық жаралымдар арасында қышқылды таужыныстар орташа таралған. Қышқылды магмалық жаралымдардың денелері аумақтың солтүстік-шығыс бөлігінде таралған. Жайғасу пішіні бойынша бұлар батолиттер, кейбір жағдайда штоктар болып табылады.

Негізгі магмалық денелер аумақтың солтүстік және орталық бөліктерінде таралған. Бұл магматиттер дайқа денелерін қалыптастырып, терең шоғырланған жарылымды бұзылыстарды анықтайды.

Неопротерозой гранит-гнейстері (γNPR) Ұлытау антиклинисінің өстік бөліктеріне ұштасқан бірқатар массивтерді қалыптастырады. Олардың ішіндегі аса ірілеріне ауданы 200 км² болатын Суықтал массиві болып табылады. Ауданы біршама кіші (50-80 км²) массивтер Түйемойнақ және Бектұрған өзенінің жоғарғы арналарында шоғырланған.

Суықтал массиві планда сопақ пішінді болып келеді және солтүстік-шығыс бағытта созылып жатыр. Оңтүстік-шығыста гранит-гнейстерді төменгі девон биотитті порфирлі гранитті Сабасалды-Торғай интрузиялары жарып өткен. Массив ірі түйірлі лейкократтармен, порфирлі гранит-гнейстермен көмкерілген.

Гранит-гнейстердің протерозой метаморфтық қатқабатының жапсары эруптивтік сипатты болып келеді. Ашылымдардағы гранит-гнейстер тақтатастарда қабатшалы кірікпелерді қалыптастырады, нәтижесінде таужыныстар мигматит сипатқа ие болады. Гранит-гнейс массивтерінің эндожапсар зонасында метаморфтық таужыныстар легінің ксенолиттері жиі кездеседі (Жақсы-Қайыңды өзені).

Шомбал бітімді гранит-гнейстер массивтің орталық бөлігінде ауданы 10-15 км² болатын бөлікшелерді қалыптастырады. Тақтатастаған түрлерімен массивтің жапсар зоналарына ұштасқан кірікпе гнейстер тығыз байланысты. Гранит-гнейстер массиві сыйыстырушы таужыныстармен үйлесімді және гранит-гнейстердің гнейсті бітімі олардың тақтатастануына параллель болып келеді. Гранит-гнейстер палео- және мезопротерозой метаморфтық таужыныстарын жарып шығып жатыр. Гранит-гнейстер прекембрий қатқабаттарымен бірге анықталмады, олардың өзара қатынасы түсініксіз. Бұл гранит-гнейстердің жасын неопротерозой деп болжауға мүмкіндік береді.

Ордовик негізді және ультранегізді интрузиялары аумақта кішігірім шток тәріздес дене, қабатты шоғырлар немесе қалыңдығы шамамен 300 м-ге баратын желі түрінде кездеседі. Қараторғай өзені бойында екі аумақта аса ірі интрузиялар анықталды. Олардың құрамында габбро-диабаздар, габбро-амфиболиттер, серпентинденген перидотиттер мен серпентиниттер кездеседі. Бұл таужыныстар прекембрий жасындағы жаралымдарды жарып шығып жатыр.

Серпентинденген перидотиттер мен серпентиниттер (σO) Қараторғай өзені бойында таралған. Пландағы интрузиялардың пішіндері әртүрлі – сопақ, бұрыс немесе созылған сопақ болып келеді. Олар прекембрий тақтатастарында үйлесімді қабат денелері түрінде жайғасқан. Сирек жағдайда интрузиялардың ауданы 3 км²-ге жетеді.

Балға өзені бойында ультранегізді таужыныстар массивтерінде оливиннің реликтілері және кей жерлерде ғана серпентиниттерде қалыңдықтары бірнеше миллиметр асбест желілері кездеседі. Серпентиниттер арасында (20x10 м) тальк-карбонатты және кремнийлі таужыныстардың шағын ашылымдары байқалады. Жоғарғы ордовик-силур конгломераттарымен көмкеріліп, төменгі және ортаңғы ордовик қатқабаттарын жарып шығып жатқан оңтүстік аумағындағы (Есқұла тауы) ұқсас таужыныстармен сәйкестендірілуі негізінде, олардың жасы ордовик деп анықталды.

Төменгі девон гранитоидтары($\gamma\delta aD_1$; γaD ; γaD_1) кеңінен дамыған. Олар Сабасалды-Торғай, Қоғалы, Қаптыадыр және Шили массивінің батыс бөлігі, сонымен қатар Қайыңдышоқы тауының интрузияларын көмкеріп жатыр. Интрузиялардың жалпы ауданы 450 км² шамасынан асады.

Қаптыадыр массиві ауданы шамамен 145 км² болатын аумақты алып жатыр. Массивтің оңтүстік-батыс бөлігі төменгі карбонның таужыныстарымен

тектоникалық жапсарласып келеді. Солтүстік-батыстан және батыстан шамамен 10 км дейін, прекембрий таужыныстарымен шектелген, ал солтүстікте және оңтүстікте кайнозой түзілімдерімен көмкерілген. Аталған бөліктегі массив ауысулармен өзара байланысқан гранодиориттермен және кварц диориттерімен сипатталады. Солтүстігінде гранодиориттерді ортаңғы девон лейкократ және аляскит граниттері жарып шығып жатыр.

Төменгі девон интрузия кешенінің желілі легі майда түйірлі граниттермен, аплиттермен, пегматиттермен, гранитті-порфирлармен, сиенит-порфирлермен, диорит-порфириттермен, кварц желілерімен сипатталады. Ұсақ түйірлі граниттер, аплиттер мен пегматиттер қалыңдығы аз желі қалыптастырады; ұсақ түйірлі граниттер кейде шағын шток денелері түрінде жайғасқан.

Қалыңдықтары 1,5 м-ге дейін жететін кварц желілері Шошқалы көлінің солтүстік бөлігінде таралған. Олар сұр кварцпен көмкерілген, кейде сульфид сеппелерінің белгілерін тұратын, жас желілі жаралымдар болып табылады.

Сабасалды-Торғай массиві Үлкен Сабасалды-Торғай өзенінің оң жақ жағалауы бойында орналасқан. Планада интрузия меридиан бағытта созылып, сопақ пішінге ие болып келеді. Аумақ ауданы шамамен 300 км² құрайды. Батыс және шығыс қарай массив прекембрий метаморфтық таужыныстарымен шектелген. Осы бөліктердегі оның шекаралары сыйыстырушы қатқабаттардың созылым бағытымен сәйкес келеді.

Прекембрийдің сыйыстырушы таужыныстары мүйіздалдамшылану мен мигматизациялануда көрініс берген жапсарлы әсерлерге ұшыраған.

Массивтің шығыс бөлігінде амфиболиттер жапсарында кварц-эпидот-пироксенді мүйізтастар кездеседі. Осы аумақтардың шығыс жапсарында, сонымен қатар батыс жапсарындағы прекембрий тақтатастарында гранит құрамды кірікпелер байқалады.

Сабасалды-Торғай интрузиясының басты интрузивті фациясы ірі түйірлі порфирлі граниттермен сипатталады. Ашылымдарда биотитті граниттер дөңес, кейде кесекті болып келеді.

Қоғалы массиві бұрыс сопақ пішінді болып келеді және солтүстік-батыс бағытта созылып жатыр. Интрузиялардың жалпы ауданы шамамен 6 км². Құрамы бойынша Қоғалы массиві ірі түйірлі порфироид биотитті граниттерден тұрып, Қаптадыр және Сабасалды-Торғай массивінің граниттеріне ұқсас болып келеді.

Қайыңдышоқы интрузиялары Қайыңдышоқы тауына жақын солтүстік-шығыс аумақта орналасқан. Олар биотитті порфирлі граниттермен және биотитті-мүйіздалдамшылы порфирлі гранодиориттермен көмкерілген екі денелермен сипатталады. Горизонталды қималарда – бұл денелер солтүстік-батыс бағытта созылған бұрыс кескінді болып келеді. Солтүстіктегі интрузиялардың ауданы 5,5 км², ал оңтүстігінде шамамен - 4 км² болады. Олар прекембрий түзілімдерін және ордовик кешенінің габбро-амфиболит түзілімдерін жарып шығып жатыр. Прекембрий слюдалы-кварцитті тақтатас жапсары бойында қалыңдығы 50 м болатын мүйізтастар зонасы байқалады. Эндожапсардағы гранитоидтар ұсақ және орта түйірлерге дейін өзгеріп отырады.

Ортаңғы девон лейкократ және аляскит гарниттері (γD_2) Қайыңды өзенінің жоғарғы аумағында солтүстік-шығыс бөлігінде дамыған. Олар солтүстік бөлігінде Қаптадыр массивінің гранодиориттерін жарып шығып жатыр. Ашылымдарда граниттер матрац тәріздес және сирек кесек түрлестері анық байқалады.

Интрузияның жасы Қаптадыр массивінің оңтүстік бөлігінде төменгі-ортаңғы девон эффузивтерімен белсенді жапсарға ие болуымен анықталады. Жапсарларда эффузивтер 5-10 м қашықтықта мүйізтастарға айналған. Жоғарғы жас шекарасы аумақтың солтүстік-батыс бөлігіндегі жақсыкөн легінің (D_2 - D_{3fr}) лейкократ және аляскит граниттері сынықтарының конгломерат жұмыртастарында кездесуімен анықталады.

2.3 Тектоникасы

Аумақтың тектоникалық құрылымы Ұлытау тектоникалық зонасының бойлық қатпарлы құрылымдарының Сарысу-Теңіз зонасының ендік кесекті қатпарлықтарымен қабысу бөліктеріне ұштасуымен анықталады (сурет 2.5). Қатпарлы құрылымдар Торғай эпигерцин синеклинінің шығыс қанатын қалыптастыратын борпылдақ түзілімдер астында жасырылған. Қарастырылып отырған аумақ: шығысы – ашылған қатпарлы іргетасымен және батысы – горизонтал жайғасқан төрттік түзілімдері дамыған аумақ болып екіге бөлінеді. Торғай синклинінің шығыс шекарасы кайнозой түзілімдерінің қалыңдығы маңызды және қатпарлы құрылымдардың іргетасының сипатын қалпына келтіру мүмкін емес аумақтарда шартты түрде жүргізіледі [13, с. 121; 28, с. 22; 37, с. 52].

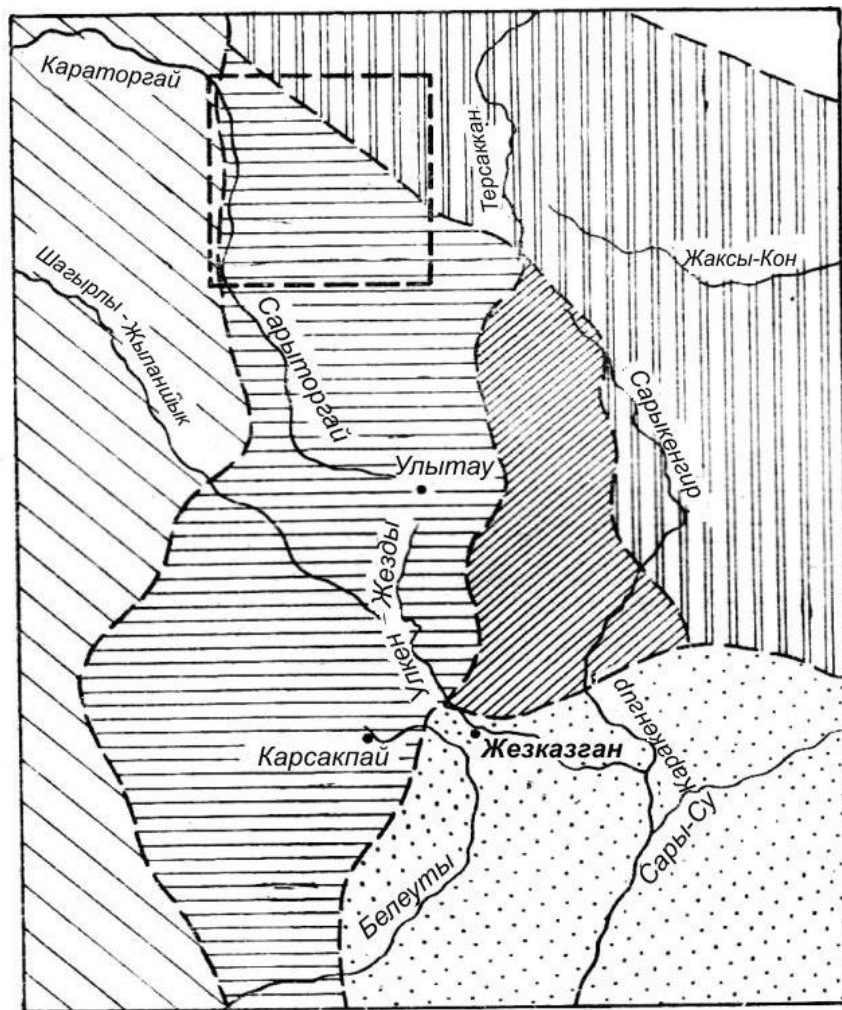
Қатпарлы тұғырда екі құрылымдық этажды бөліп қарастыруға болады (сурет 2.6). Төменгі құрылымдық этаж күрделі дислокацияланған прекембрий қатқабаттарымен сипатталады. Прекембрий қатпарлы кешенімен қалыптасқан қатпарлар меридиан бағытты болып келеді. Жоғарғы құрылымдық этаж девон және карбон жүйесінің қатқабаттарымен сипатталады. Аумақтың оңтүстік-батыс бөлігінде ол шағын мұльдалар қалыптастырса, ал солтүстік-шығысында – девон және карбон түзілімдері жіңішке Қайыңды грабен-синклинін қалыптастырады.

Қарастырылып отырған аумақтың аса ірі құрылымы батысында Қараторғай өзенінен, шығысында Жақсы-Арғанаты тауларына дейінгі прекембрий қатқабат ашылымы бойынша геологиялық картада Орталық Қазақстанның батыс бөлігінде бейнеленген, Арғанаты антиклин көтерілімі болып табылады.

Арғанаты көтерілімі аумағында жер бетіне шығып жатқан прекембрий жаралымдары меридиан бағытты күрделі қатпарлар жүйесіне жаншылған және оларды төменгі девон және ортаңғы девон интрузив кешеніне кіретін ордовик ультранегізді таужыныстары және гранитоидтары, жоғары протерозой гранит-гнейсті массивтері жарып шығып жатыр. Арғанаты көтерілімінің батыс қанаты меридиан бағытта ірі лықсымалармен күрделенген. Арғанаты көтерілімінің солтүстік-шығысынан солтүстік-батыс бағытта созылған Қайыңды грабен-синклині жанасып жатыр.

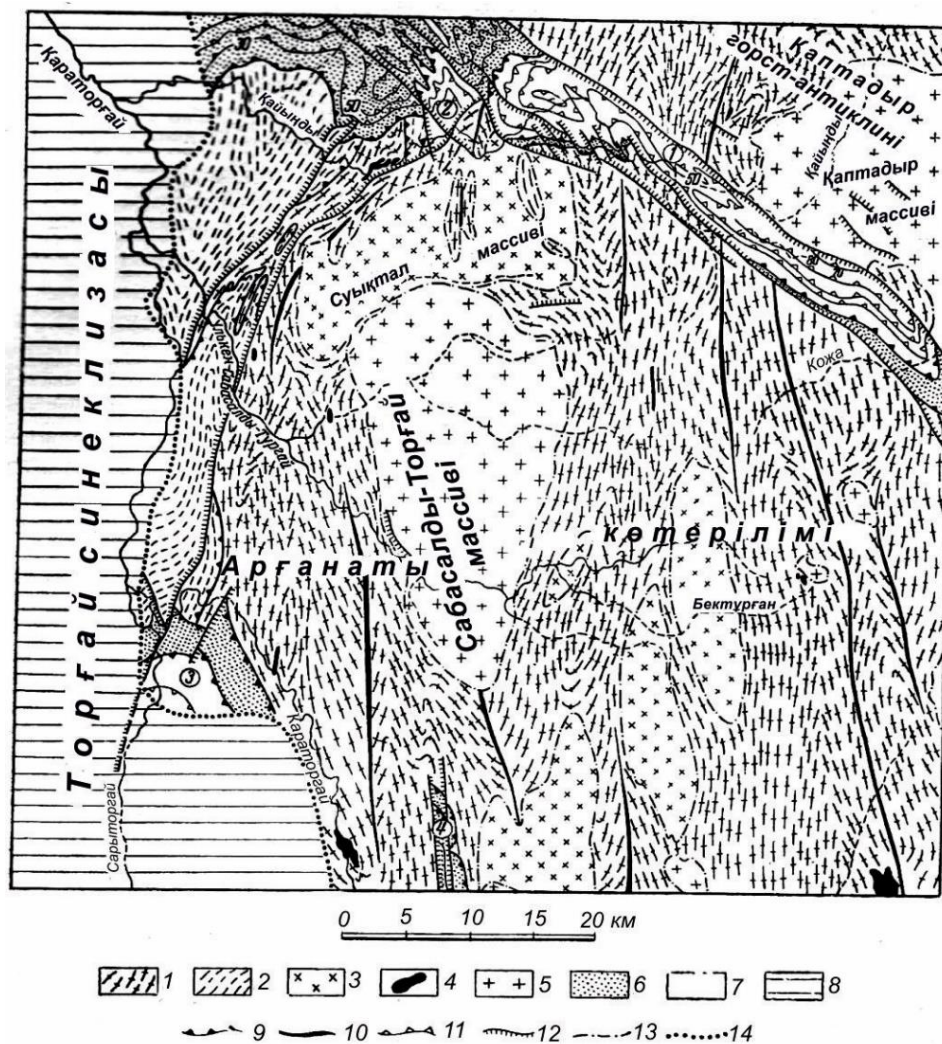
Онымен лықсыма түрі бұзылыстары бойынша орталық бөлігінде ірі Қаптадыр гранит массиві орналасқан, Қаптадыр горст-антиклині түйіскен.

Төменгі құрылымдық этаж. Прекембрий қатқабаттарының жасы мен дислокация деңгейінің айырмашылықтары төменгі құрылымдық этаж аумағында палеопротерозой және неопротерозой екі негізгі құрылымдық кешенді ерекшелеуге мүмкіндік береді. Ауданы бойынша маңызды прекембрий ашылымдары Қараторғай өзені алабының көптеген аңғарлары бойынша жақсы риясыздануы және ашылуы, көне құрылымның ортақ сипаттарын қайта қалпына келтіруге мүмкіндік береді. Жекеленген бөлікшелерде оның бөліктерін де риясыздауға болады.



1 – Ұлытау көтерілімі; 2 – брахикатпарлы Кеңгір зонасы; 3 – Сарысу-Теңіз қатпарлы зонасы; 4 – Жезқазған ойпаңы; 5 – Торғай синеклизі; 6 – Теңіз ойпаңы. Пунктирмен түбегейлі зерттелген Қараторғай кенбілінім орналасқан бөлікше көрсетілген

Сурет 2.5 - Ортаңғы-жоғарғы палеозой құрылымдық элементтерінің орналасу схемасы [37, б. 60]



1 – Ұлытау антиклинінің палео- мезопротерозой қатпарлы кешені; 2 - Ұлытау антиклинінің неопротерозой қатпарлы кешені; 3 – гранит-гнейс интрузия массивтері; 4 – ультрагнейзді қабатты интрузиялар; 5 – төменгі құрылымдық ярус шегінде орналасқан төменгі және ортаңғы девон гранитоидтар массиві. Жоғарғы құрылымдық этаж: 6 – ортаңғы девон-фамен ярусы таужыныстармен көмкерілген синклиндер мен синклин-грабен қанаты; 7 – төменгі карбон түзілімдері және фамен ярусында қалыптасқан синклиндер өзегі мен грабен-синклиндер; 8 – Торғай синклинінің платформалық кайнозой жабыны; 9 – аймақтық бұрыштық үйлесімсіздіктердің беткі шекарасы мен қатпарлы кешеннің арасындағы шекарасы; 10 – құрылымдық этаждағы аса ірі антиклин қатпарлар өстері; 11 – жоғарғы құрылымдық этаждың құрамындағы бағыты мен құлау бұрыштары, жеке қабаттары мен дестелері арасындағы шекаралары; 12 – басты ығыспалар мен лықсымалар (төмен түскен қанаты жағындағы бергшрих бағыттары); 13 – интрузиялық жапсарлар; 14 – Торғай синеклизасындағы тегіс платформалық жабынының шығыс шекарасы. Картада сандармен белгіленген: 1 – Қайыңды грабен -синклині, 2 - Керегеш грабен-синклині, 3 – Сарыторғай синклині, 4 - Маятас синклині

Сурет 2.6 – Құрылымдық-геологиялық схема [37, б. 61]

Прекембрий қатпарлы кешендері герциндік Арғанаты көтерілімінің орталық бөлігінде шыға отырып, көне құрылымда Ұлытау прекембрий

антиклинине жатады. Оның қатпарлары қарастырылып отырған аумақтан және Арғанаты көтерілімінен тыс солтүстікке және оңтүстікке қарай кетеді.

Ұлытау антиклинорийінің үлкен аумағы палеопотерозой қатпарлы кешенімен көмкерілген. Неопротерозой қатпарлы кешені Ұлытау антиклинорийінің батыс қанатын құрайды.

Палео-, мезопротерозой қатпарлы кешен антиклининің орталық бөлігінде қанатында қабаттардың көлбеу топсалы және тік, жиі төңкерілген жайғасуына ие болып келетін бірқатар сызықты қатпарлар құрайды. Аралбай және бектұрған лектеріндегі тақтатасты будаларында әдетте ұсақ қатпарлылық және бүрмелілік байқалады. Қатпарлардың ұзындығы көп емес. Жекелеген ірі қатпарлар 30-60 км дейін созылған. Анткилиннің батыс қанатында Қараторғай және Үлкен-Сабасалды-Торғай өзендері бойынша ені 1-ден 23 км, 5-6 км-ге созылған екінші реттік қатпарлар байқалады. Қатпарлар батысқа қарай еңістенген, кейбірі осы бағытта төңкерілген.

Неопротерозой қатпарлы кешені көне құрылымдарға қарағанда біршама қарапайым қатпарлықтарды қалыптастырады. Қанатындағы құлау бұрыштары жоғары ($50-80^\circ$), бірақ ұсақ қатпарлық дамып, бүрмелік кедеспейді. Жоғары протерозой қалыптасуында бұрыштық үйлесімсіздік байқалады, прекембрий қарсақпай, аралбай және бектұрған лектерін қамтыған палеопротерозойда қатпар жаралуын дәлелдейді

Прекембрий қатпарлы кешенімен неопротерозой гранит-гнейс массивтері органикалық байланыста. Бұлардың барлығы Ұлытау антиклининің орталық бөліктеріне ұштасқан. Бектұрған және Мийке өзенінің алаптарында дамыған массивтер ірі үйлесімді денелеріме сипатталады. Массивтердің шеткі бөліктерінде сыйыстырушы таужыныстарының созылуы және кей жерлерде бүрмеленуі сақталған. Суықтал массиві сыйыстырушы метаморфтық қатқабатымен өзгеше қатынаста. Батыс аумағының кесуші жапсары, айқын байқалады.

Ордовик гипербазит интрузив массивтері Ұлытау антиклинині қанатында орналасқан және Шығыс-Ұлытау және Батыс-Ұлытау серпентинді белдемдеріне тиесілі. Гипербазиттер бойлық бағытқа жақын созылған бағытты қабатты кішігірім денелер және массивтер қалыптастырады. Ұлытау антиклининің батыс қанатында олар жарылымды бұзылыстар зонасына жақын орналасқан.

Төменгі құрылымдық этаж қатпарларының төменігі және ортаңғы девон гранитоидтарымен қатынасы аса күрделі болып табылады.

Барлық жерде олар прекембрий метаморфтық қатқабаттардың ауқымында орналасқан, алайда, Ұлытау және Сарысу-Теңіз тектоникалық зонасының ішінде орналасуында кейбір айырмашылықтар бар. Арғанаты көтерілімінің аумағында арасындағы ең үлкені Сабасалды-Торғай болып саналатын бірқатар гранитоид массивтері белгілі. Ұлытау прекембрий антиклининің орталық бөлігінде орналасқан және бектұрған легінің таужыныстармен көмкерілген ірі антиклин қатпарына ол анық орнығады. Бұл массивтердің жапсарлары сыйыстырушы метаморфтық таужыныстардың созылу бағытына үйлесімді созылып жатыр.

Гранитоидтардың кіші массивтері төменгі құрылымдық этаждардың белгілі бір қатпарларымен байланысын анықтамайды.

Қаптадыр гранит массивінің жапсарлары екі фактормен анықталады. Жалпы белгілері төменгі құрылымдық этажды құрайтын, қатқабаттардың созылу бағытымен байланысты. Қаптадыр массивінің оңтүстік-батыс жапсары солтүстік-батыс бағыттағы ірі жарылымды бұзылыс арқылы өтеді. Осы жапсар бойында Қаптадыр массивінің ену кезеңінде аталған жарылымды бұзылыстардың болғандығын дәлелдейтін жабынының иілуі және ксенолиттердің көп мөлшері байқалады. Бұл оның енуінің жоғары құрылымдық этапқа кіретін, Қаптадыр горст-антиклиннің қалыптасуымен тікелей байланысын анықтайды.

Жоғарғы құрылымдық этап. Жоғары құрылымдық этаждың қалыптасуына девон және карбон жүйесінің таужыныстары қатысқан. Герцин тектоникалық кезеңінің тектоникалық қозғалысы нәтижесінде қалыптасқан қатпарлы құрылымдар әртүрлілігімен ерекшеленеді.

Альпілік кезең қозғалыстары платформалық сипатқа ие болып келеді, амплитудасы бойынша маңызы шамалы және герциндік құрылымдардың айтарлықтай қайта өңделуіне әкелген жоқ.

Жоғарыда аталғандай аумақта Арғанаты көтерілімі аса ірі құрылымдық бірлік болып табылады. Батыс шегінде ол бірнеше салыстырмалы шағын мұльдалармен сипатталса, солтүстік-шығыс бөлігінде оған жіңішке Қайыңды грабен-синклині кірігеді. Прекембрий қатқабаттарымен көмкерілген, әртүрлі жастағы интрузив массивтерімен жарып шыққан Арғанаты көтерілімінің ядросының құрылымы, жоғарыда қарастырылған. Оларды келесі синклиндер мен мұльдалар күрделілендіре түседі.

Сарыторғай синклині (3) (құрылымдық-геологиялық картада көрсетілген құрылым номерлерінегі сандар) көптеген жағдайда төрттік түзілімдерімен көмкерілген. Тек центриклинді жұрнағы ғана ашылған. Синклиндер жақсыкөн легінің таужыныстармен және фамен яруссының және төменгі турне ярустарының әктастарымен көмкерілген Қанатында қабаттардың құлау бұрышы $10-25^\circ$ аралығында өзгереді. Қатпарлардың орталық бөлігі бойлық бағытқа жақын үш лықсымаға бөлінген. Олардың бірі аэрофототүсірілім бойынша Қараторғай және Сарыторғай өзендерінің қосылу арнасынан Сарыторғай өзенінің оңтүстік аңғарына дейін созылып, Сарыторғай синклинінің батыс қанатын күрделілендіреді. Сарыторғай синклиніндегі оңтүстік центриклин 50° с.б оңтүстікке қарай 20 км қашықтықта орналасқан. Синклиннің жалпы ұзындығы оңтүстік бөлігін қосақнда 45 км, ені 15 км құрайды. Екі ірі лықсыма төмен түскен батыс қанатарымен солтүстік-шығысқа қарай созылып жатыр. Солардың бірі солтүстік бөлігінде (Жақсы-Қайыңды) топсалы лықсыма сипатына ие.

Маятас синклині (4), өлшемі бойынша аса үлкен емес, Қараторғай өзенінің жоғары аңғарларында орналасқан. Оның ені 2 км, ұзындығы 10 км құрайды. Маятас синклині жақсыкөн легіндегі қызылүсті түзілімдермен және фамен яруссының әктастарымен көмкерілген. Екі қанаты да мердиан бағытта лықсымалармен бұзылған. Қатпардың орталық бөлігін толықтыратын таужыныс

қабаттары (шамамен 60°) вертикаль құлау бұрышына ие және кей бөлікшелерде вертикаль жайғасады. Маятас синклинінің үлкен бөлігі жіңішке ұзартылған грабен сипатына ие болып келеді.

Аумақтың солтүстік-батысында жазық жайғасқан қызыл түсті девон түзілімдері даму аймақтары белгілі. Олар солтүстік, солтүстік-батысқа қарай құлаған Арғанаты көтерілімінің солтүстік-батыс қанатын құрайды. Қабаттардың құлау бұрышы 10° -тан 30° -қа дейін өзгереді, тек жарылымдарға жақын 50° -қа жетеді.

Қайыңды грабен-синклині (1) қарастырылып отырған аумақтың солтүстік-шығыс бөлігінде орналасқан. Орталық Қазақстандағы герцин және каледон қатпарларының қиылысу мәселелерін шешуге және герциндік қатпарлықтардың шығу тегін анықтау үшін оның белгілерін атап көрсеткен (Кассин, 1934, 1947, 1951) Г.И. Немков алғаш рет сипаттаған [44, 45, 46].

Керегеш грабен-синклині (2) Қайыңды грабен-синклинінің солтүстік-батыс аумағын шектеп жатыр. Оның орталық бөлігі кіші қатпарларға жаншылған және әдетте тік бағытта жайғасатын (60° –тан 80° дейін) төменгі карбон және фамен эктастарымен көмкерілген.

Керегеш грабен-синклинін шектейтін жарылымды бұзылыстардың басым бөлігі Қайыңды грабен–синклинінің тікелей жалғасы болып табылады. Қаптадыр горст-антиклині Қайыңды грабен-синклиніне солтүстік-шығысынан қосылады. Оның ені 25 км болып келеді және онымен жанасып жатқан грабен-синклинен 5 есеге артып түседі. Солтүстік-шығыстағы горст-антиклиндер қарастырылып отырған аумақтан тыс солтүстік-батыс бағыттағы лықсымалар жүйесімен шектелген және Қайыңды грабен-синклиндер осіне параллель болып келеді. Қаптадыр горст-антиклинінің ядросы меридиан бағытында дислокацияланған прекембрий қатқабаттарымен және оларды жарып шығып жатқан гранитоид массивтерімен көмкерілген.

Герцин қатпарларының шығу тегі келесідей сипатталады. Қарастырылып отырған аумақтың солтүстік-шығыс бөлігінде кесекті қатпарлардың қалыптасуы девонның басында көне қатпарлы іргетастың солтүстік-батыс бағытта блоктарға уатылуымен байланысты. Мұнда герциндік тектоникалық кезеңінің кесекті дислокацияларының прекембрийде қалыптасқан төменгі құрылымдық этаждың сызықты қатпарларымен қабаттасуы орын алады. Құрылымдық планның және солтүстік-батыс созылым бағытындағы жарылымдардың төселу уақыты герцин тектоникалық кезеңінің басына сәйес келеді. Дегенмен, Сарысу-Теңіз су айрығы аумақтарының аналогтарына сәйкес, кесекті қатпарлардың қалыптасуын жоғарғы палеозой деп болжауға болады [47-54].

Ұлытау тектоникалық зонасына жататын Арғанаты көтерілімінің шектерінде тектоникалық планда каледон және герцин кезеңдердегі шекараларында қайта құрылу орын алмайды және жоғарғы құрылымдық этап құрылымдары прекембрий қатпарлы құрылымдарының бағыттары бойынша сәйкес келеді. Қатпар өстері бағыттарының сәйкес келуіне қарамастан, жоғары және төменгі құрылымдық этаптарда герциндік қатпарлар қабаттасып келеді өйткені ешбір жағдайда төменгі құрылымдық этаптың қатпарларына тікелей

ұштаспайды. Тұтас Ұлытау зонасының аумағында герциндік тектоникалық кезеңінде тек тектоникалық ортақ план болады.

Торғай синклинінің шығыс қанатындағы платформа жабынының құрылымы төрттік түзілімдердің көлденең жайғасуымен және олардың қалыңдығының аз болуымен сипатталады. Қарастырылып отырған аумақтың шығыс бөлігінде төрттік түзілімдер өте аз қалыңдықта болып көне рельефтің төмендеген бөлікшелерін құрайды. Аумақтың батыс бөлігінде қабат қалыңдықтары шамамен 150 м болып келеді.

2.4 Ғарыш-құрылымдық схемалар

Космогеологиялық мәліметтер әріптестеріміз Томск политехникалық университетінің «космогеология» ғылыми-инновациялық орталығында проф. Поцелуевтің жетекшілігімен жүргізілген зерттеу нәтижелері болып табылады. Осы орталықта ауданның ғарыштүсірілімдері біздің тапсырыс бойынша арнайы риясызданып, құнды деректер алынған.

Қарсақпай ауданында Жерді қашықтықтан зондылау материалдары бойынша пайдалы қазбаларға перспективалы және олардың кенбақылаушы құрылымдармен байланысын болжау үшін 1:200 000 масштабты (сурет 2.7) ғарыштық құрылымдық карта схемасы құрастырылды.

Жұмысты орындау нәтижесінде бір жағынан аумақтың геологиялық құрылымдық ерекшеліктерін беретін, ал екінші жағынан-кендену критерийлері ретінде қолдануға болатын әртүрлі құрылымдық элементтердің саны анықталды. Қарсақпай бөлікшесі аумағында біздің тәжірибе бойынша кенбақылаушы мәнге ие негізгі анықталған элементтері төмендегілер болып табылады:

– жекелеген жарылымды бұзылыстар, жарықшақтық зоналары, кливаж даму аумақтарымен сипатталатын сызықтық құрылымдар;

– интрузив үсті ыдыраған таужыныстар бөлікшелерін, гидротермалық-магматогендік сипаттағы құрылым ошағы көрсететін сақина және доға құрылымдар;

– әртүрлі құрамды интрузия денелері және сыйыстырушы таужыныстарға магматогендік-термалық әсер ету ореолдар.

Аумақтық металогениясы бойынша есепнамада ықтимал пайдалы қазбалар туралы жалпы геологиялық сипаттағы, ауданның пайдалы қазбалары бойынша жалпыға мәлім деректерге және авторлардың жеке тәжірибесіне негізделген көптеген авторлардың пікірлері келтірілген.

Біздің пікіріміз бойынша зерттеліп отырған аумақта бірінші кезекте магматогендік пайдалы қазба кенорындарын күтуге болады.

Ультранегізді және негізді интрузив таужыныс денелерімен платина топтарының, хромиттің, темірдің, хризотил-асбесттің кенденуі тығыз байланысты. Бұл жағдайда ең перспективалы бөлікшелер болып беткі қабатқа ультранегізді және негізді таужыныстардың «кіші» денелерінің ашылымдары шығып жатқан ауданның орталық бөлігі болып табылады [4, с.102; 34, р. 235; 35, р.15; 36, р. 305; 37, с. 56].



Сурет 2.7 – 1:200000 масштабты Қарсақпай аумағының ғарыш-құрылымдық схемасы

БАТЫС ҰЛЫТАУ БӨЛІКШЕСІНІҢ КОСМОҚҰРЫЛЫМДЫ СЫЗБАСЫ

Масштаб 1:200000



Шартты белгілер

- ультрамафит
- негізді
- қышқыл
- болжамды ультрамафиттер
- ультрамафиттердің болжамды жасырын денелері
- Қышқыл дайка
- Негізді дайка
- жарылымды бұзылыстар
- жарылымды кливаж

Сақина құрылымдар

- метаморфты
- плутонды (абиссалды және мезоабиссалды)
- гиабиссалды
- тектонгенді
- табиғаты белгісіз

Сурет 2.8 - 1:200000 масштабты батыс Ұлытау аумағының ғарыштық құрылымдық схемасы

Ауданның батыс бөлігіндегі қышқылды құрамды интрузиялармен кварц-желілі алтын, полиметал, қалайы, вольфрам кенбілінімдерін күтуге болады. Бұл жағдайда потенциалды кенді бөлікшелер (бірінші реттік дизъюнктив, жарылым бұзылыстардың кенсыйыстырушы түйіндері), эрозиямен ашылған интрузия денелеріне жақын, өткізгіштік қабілеті бар құрылымдармен бақыланады.

Кенденуді болжауда сақина құрылымдардың телескопиялық жүйесі қосымша критерийі болып табылады. Көптеген геолог-зерттеушілер алтын, полиметал, вольфрам, қалайы кенорындарының сақина және доға құрылымдарымен кеңістіктегі байланысын атап айтқан. Бұл жағдайда жарылымды бұзылысты сақина құрылымдарының доға сегменттерінің байланысқан түйіндеріне мән берген жөн.

Жергілікті бөлікшелерді анықтағанда іздеу жұмыстарын бастау үшін қолжетімді геофизикалық, геохимиялық және минералогиялық қосымша мәліметтерді пайдалану ұсынылады.

Ұлытау ауданында орындалған жұмыстар нәтижесінде әртүрлі ғарыштық құрылымдар анықталды, олар бір жағынан ауданның геологиялық құрылыс ерекшеліктерін сипаттайтын болса, ал екінші жағынан кендену критерийлері ретінде қолданылады (сурет 2.8).

Сақина құрылымдарды жер қыртысына енген мантия материалы саналатын негізді және ультранегізді денелердің көрсеткіші ретінде береміз.

Аталмыш ауданда жүргізілген далалық геологиялық жұмыстар мыс сульфидтері мен никельдің сеппелері анықталған ультрабазит және базиттердің кіші денелерімен байланысты Қараторғай бөлікшесінің ерекше перспективасын көрсетті.

Іздеу жұмыстарын жоспарлау кезінде тереңдікте мысты-никельді кенденудің ірі шоғырын бақылауы мүмкін, сақина құрылымдарға аса назар аудару қажет. Осыған байланысты геофизикалық жұмыстармен қатар, бұл құрылымдарда терең шоғырланған кендену ошақтарын анықтау үшін карталау-іздеу ұңғымаларының жобасын жасау керек.

Екінші бөлім бойынша тұжырым

Келтірілген бірізділенген прекембрий стратиграфиялық схемасы (2.1-кестені қараңыз) тектоникалық құрылымы күрделілігі және жергілікті күрделі термодинамикалық жағдайда терең жарылымдар зонасында таужыныстар күрделі метаморфтық және метасоматоздық өзгерістерге ұшырайтын геосутура зоналарына тән. Әртүрлі тектоникалық блоктарда аталмыш қатқабаттар жеке-жеке қарастырылып, нәтижесінде бірнеше рет қайталанып келген. Мысалы, далалық зерттеулердің мәліметтері бойынша, аудандағы протерозой қатқабаттарының жалпы қалыңдығы 9-10 км, ал стратиграфиялық бөлімдер (номенклатура) саны 10-нан аспайды. Ескі мәліметтер бойынша (Ю.А. Зайцев, Л.И. Филатова, 1970), бұл жаралымдардың жалпы қалыңдығы 35-40 км деп бағаланған, мұнда жер қыртысының қалыңдығы осы шамаға сәйкес келеді. Егер геосутура зонасындағы терең метаморфизмге ұшыраған таужыныстар архей-протерозой болып қарталанып келген, дегенмен, геосутуралардан сәл алшақ

орналасқан дәл осы таужыныстар айтарлықтай балғын түрге ие және жайғасуы бірқалыпты, сәйкесінше олардың жасы палеозойға дейін жасарады.

Зерттеліп отырған аумақта құрамы мен өлшемі бойынша әртүрлі болып келетін интрузиялар мен сыйыстырушы таужыныстарға магматогендік-термалық әсер еткен ореолдар кеңінен таралған. Осындай әсері бар бөлікшелер өзінің спектрлік сипаты бойынша бір жағынан ультранегізді және негізді таужыныстарына, ал екінші жағынан мүйізтастанған терригендік-вулканогендік таужыныстарға ұқсас болып келеді. Аталмыш процесстер орын алған аумақтар бір-бірімен сәйкес келеді, соның ішінде базит-ультрабазит магматизм кенбілінімдері айқын көрінеді.

Қарастырылып отырған массивтерді қалыптастыратын таужыныстардың қалыптасу мәселелері пікірталас тудырып отыр. Бірқатар зерттеушілер, оны офиолит кешенінің бір бөлшегі деп санаса, ал олардың қалыптасуын континенттік қыртыстың деструкциялық зоналарымен байланысты деп тұжырым жасайды (Павлова Т.Г., 1977; Кузнецов И.Е., 1975 және т.б).

В.Н. Завражнов бұл зонадағы ең ірі Ешкіөлмес массиві қабатталған интрузив кешеннің ауыспалы блогы болатынына бірқатар дәлелдер келтірген. Мысалы, массивте: 1) базит-гипербазит балқымаларының жіктелуінің жалпы бағытын көрсететін вертикаль белдемділік; 2) Ультранегізді «стратиформды» қабаттасқан интрузиялар тән $Al-Fe+Fe-Cr$ диаграммасындағы хромшпинелидтер тренд қалыптастырады; 3) Ешкіөлмес массивінің таужыныс құрамының нүктелері $SiO_2-FeO/FeO+MgO$ диаграммасында офиолитті гипербазит кумулятивті аумақтарынан көп мөлшерде тыс жатыр, сондықтан Ешкіөлмес массивінің таужыныстарының офиолитті ассоциацияға жатпайтынын тұжырымдауға болады. Бұл $FeO-MgO-CaO+Na_2O+K_2O$ диаграммасында анық байқалады, мұнда ультрабазиттер офиолитті ассоциацияларға тән еме хром- және никельқұрамды ультрамафит аумағына сәйкес келеді; 4) Ұлытау тобының кейбір массивінде пойкилитті гарцбургиттер мен лерцолиттер байқалады. Мұндай типтегі таужыныстар базит-гипербазитті офиолит кешенінде белгісіз, дегенмен, бұлар кейбір «стратиформды» массивтерде сипатталған.

Жоғарыда аталған барлық мәліметтерді қарастыра отырып, Ешкіөлмес массивін және аумақтың басқа да массивтерін «стратиформды» қабаттасқан ультрамафит кешендеріне жақын деп пайымдауға болады. Сонымен қатар, аталмыш ауданда негізгі вулканиктер мен яшмоидтар түріндегі офиолитті ассоциацияларға тән басқа да триада құрамдары белгісіз.

Гранит-гнейстердің шығу тегі әлі күнге дейін өзекті мәселе болып отыр. Көптеген геологтар граниттену процесі – жиі бір мезгілде туындайтын геологиялық және физикалық-химиялық процесстердің жиынтығы деген пікірде, мысалы, қайта кристалдану, метасоматоз, анатексис және т.б. білінімдер.

Ауданның оңтүстігіндегі кешен граниттері желпуіш тәрізді агрегаттардың және жасыл биотит пен ксеноморфтық флюорит бөлінімдерінің майда қабыршақтарының шоғырларының қалыптасуында байқалатын кеш грейзенденуге ұшыраған.

Жауынқара кешенінің граниттері химиялық құрамы бойынша натрийге карағанда калий мөлшері көп калий-натрий лектерінің қалыпты қатарының граниттеріне жатады. Қалыпты қатар граниттерінен басқа лейкократ және субсілтілілерге жақын түрлестері сирек байқалады. Кешен граниттерінің әртүрлі массивтерде химиялық тұрақты болып келеді. Жауынқара кешені граниттері үшін иттербийдің оң сипаты байқалады, яғни иттрий, молибден және қалайы мөлшері қышқылды таужыныстардың кларктеріне жақын шамада, ал темірдің мөлшері кларктен төмен, ал қоспалардың қатынастары біркелкі болып табылады.

Ауданда граниттену процесі мезо- неопротерозой рифтісінің жабылу кезеңімен байланысты болуы мүмкін және палеопротерозой таужыныстарымен көмкерілген континенттік қыртыстың рифтімен байланысқан ауқымындағы тереңдік процестердің көрінісі болып табылады. Мұнда рифт пайда болады және геосутура зоналарында әртүрлі бағытта құлайтын терең жарылымдардың вертикаль ауысуларында жабылады [2, с. 203; 14, с. 59; 20, с. 21; 22, с. 3; 23, с. 55; 24, с. 67; 25, с. 28; 26, с. 35; 27, с. 198; 29, р. 10; 30, р. 44; 31, р. 22; 32, с. 203; 55-84].

Осылайша нақты далалық материалдар [27, с. 195] біртұтас ірі құрылымның әртүрлі блоктарының тұтастылығы тән сипатын растамайды, бұл жағдайда Қарсақпай-Ұлытау зонасы. Барлық геологиялық жаралымдардың термодинамикалық жағдайы қарқынды субмеридиан бағытта жіңішке созылған зонаға ұштасуы оның Қазақия континентіндегі екінші сақина геосутурасына шоғырлауымен түсіндіріледі [25, с. 27]. Геосутуралардың белсенділігі, сызықты созылған ультрабазит денелері түрінде астеносфера материалдарының континенттік литосфераға енуі кезінде көрініс берген төменгі палеозой уақыт аралығында сәйкес келеді. Ультрабазиттер мен базиттердің сызықты геосутура бойымен кезекпен сырғуын жер қыртысына енген жоғары мантия материалдарының қабаттылығы (стратификацталуы) ретінде қарастыра аламыз. Геосутура маңында гранитоидтардың қалыптасуы магмалық жіктелу процесімен, ал аумақтық сипатқа ие гранитоидтар геосутурадан тыс оның екі жағында – континенттік қыртыста анатексис пен палингенездің жергілікті білінімдерімен тығыз байланысты. Тектоникалық-магмалық және онымен байланысты геосутура зонасының метасоматоздық белсенділігі кен жаралуға перспективасын және пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелерді болжауға ғылыми негіз бола алады.

Пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелерді негізді болжау үшін кенбақылаушы құрылымдарын анықтайтын ғарыштық геологиялық технологияны қолдану тиімді болып табылады.

Бұл тарауда сипатталған геологиялық деректер негізінде, ғарыштық-геологиялық технологияны пайдаланып пайдалы қазбаларға перспективалы жаңа бөлікшелерді болжауға толық мүмкіндік бар. Осы бөлінген болжамдық перспективалы бөлікшелер тиісінше геологиялық іздеу және барлау жұмыстарын бағытты әрі тиімді жүргізуге ғылыми негіз бола алады деп есептейміз.

3 ГЕОСУТУРА ЗОНАСЫНДА ИНТРУЗИЯЛАРДЫҢ, МЕТАСОМАТИТТЕРДІҢ ЖӘНЕ ПЕРСПЕКТИВАЛЫ АЛАҢДАРДЫҢ ҚАЛЫПТАСУЫ

3.1 Интрузия жаралымдары

Ұлытау-Қарсақпай геосутура зонасында құрамы ультранегізіден қышқылдыға дейінгі интрузиялар дамыған. Олар жоғарыда 2.2-тарауда жеткілікті сипатталған. Сонымен қатар, ғарыштүсірілімдерін талдау арқылы (2.7 және 2.8-суреттерде) интрузиялардың өлшемдері, құрамы бойынша таралуы және саны анықталды.

Ең бастысы, осы ғарыш-құрылымдық схемаларда интрузиялардың қоршаған таужыныстарға ықпалы әртүрлі метаморфтық және метасоматоздық өзгерістерге әкелуі жақсы байқалады. Осы деректерді далалық геологиялық зерттеу нәтижелерімен, бұрын жүргізілген геологиялық түсіру және ГДП-200 мәліметтерімен [23, с. 113] салыстыра отырып, пайдалы қазбалардың жаралуына байланысты метасоматиттердің екі түрі: 1) гидротермалық-метасоматоздық; 2) метаморфтық-метасоматоздық кешендер бөлінеді.

Интрузиялардың жапсармаңы (жапсарлық термалық-метасоматоздық) өзгерістері олардың ашылымдану айқындығына және мөлшеріне байланысты. Мәселен, негізді және ультранегізді интрузиялардың ашылымдануы айқын емес әрі денелері өлшемдерінің өте аз болуына байланысты қоршаған таужыныстарға белсенді жапсармаңы әрекетін анықтау қиындайды. Ал, гранитоидтар интрузияларының өлшемдері айтарлықтай (батолиттер мен штоктар) және көп жағдайда қоршаған таужыныстармен қатынасы көрінетіндіктен, олар белсенді жапсар маңы өзгерістері айтарлықтай айқын білінеді [85, 86].

3.2 Гидротермалық-метасоматоздық кешендерді зерттеу негізінде перспективалы алаңдарды болжау

Зерттелген аумақ Қарсақпай-Ұлытау кенді белдемнің оңтүстік бөлігін қамти отырып оның құрамына кіреді. Аудан бойынша кенорындардың таралуы мен пайдалы қазбалардың білінімдері белдемнің меридиан бағытта созылуымен, сонымен қатар кенсыйыстырушы қатқабаттардың литологиялық құрамымен және олардың жайғасуының құрылымдық-тектоникалық ерекшеліктерімен де тығыз байланысты. ГДП-200 [23, с. 116] материалдарында әртүрлі пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелері сипатталатын аумақтың геологиялық құрылымдары келтірілген. Солардың ішінде кейбір бөлікшелері, мысалы, Байқоңыр алтын кенбілінімі әлдеқашан еріктілермен (старатель) игерілген.

Біз 1:200000 масштабты геологиялық схемалар құрастырып, Батыс-Ұлытау базит-ультрабазит белдеміндегі Қарсақпай және Ұлытау бөлікшелерін ғарыштық геологиялық әдістермен түбегейлі зерттедік. Ғарыштық геологиялық схемаларда анықталған сызықты, сақина және доға құрылымдарын кен іздеуге сілтемелер ретінде пайдалануға болады. Түрлендірілген таужыныстардың минералдық құрамы метасоматоздық кешендерге тән минералды ассоциацияларды анықтайтын петрографиялық әдістермен зерттелді.

Бұл жұмыстың негізі біздің нақты материалдар мен құнды далалық ГДП-200 мәліметтері болып табылады (Глухов А.М. және т.б., 1996).

Гидротермалық-метасоматоздық кешен (ГМК) ретінде белгілі бір геологиялық оқиға нәтижесінде қалыптасқан, статистикалық тұрақты гидротермалық минералдардың ассоциацияларының байқалу зоналары ерекшеленеді. Кешеннің сыртқы сипаты метасоматоздық зоналардың қатынастары және құрамымен анықталады.

ГМК аумақтың геологиялық құрылым элементтерімен кеңістікті-генетикалық айқын байланысын көрсетеді және олардың пайда болуының белгілі бір геологиялық оқиғалармен байланыстыруға мүмкіндік береді, атап айтсақ:

- интрузия массивтерінің енуі және қалыптасуы;
- вулкандық құрылымдардың қалыптасуы;
- жарықшақты-кеуекті жерасты суының тектоникалық белсененуі

ГМК үш генетикалық классы ерекшеленеді: плутоногендік, вулканогендік, тектоногендік және метаморфтық-метасоматоздық кешендер тобы.

Плутоногендік ГМК негізінен гранитодты интрузия кешендердің енуі мен қалыптасуы нәтижесінде пайда болады. Интрузия ішінде дамитын ГМК экзожапсарлардан ерекшеленеді.

Интрузияның ішкі бөлігінде гидротермалық процесстер магманың кристалдануын аяқтайды және пневматолиттік-гидротермалық жаралымдар болып табылады. Мұндағы метасоматоздық процесстер калийшпатолиттерді және сирекжер элементтерін тұрақтандыратын кремний-калийлі метасоматоздан басталады. Оларды сирекметалды-сирекжер элементтер шоғыры бар апогранит альбититтерді қалыптастыратын натрийлі метасоматоз алмастырады. Одан әрі суыған постмагмалық ерітінділер қышқылданып, грейзендер құрайды.

Кейде мұнда субсілтілі жағдайда қышқылдыдан субсілтілі сипатқа дейін дамитын, ерітінділер әсерінен қалыптасатын хлоритті пропициттер, мусковиттер, серицитті березиттер байқалады. Березиттер халькофил, сирек металды шоғырларын құрауы мүмкін. Ішкі интрузия гидротермалиттерінің даму аудандарының арақатынасы бірнеше факторларға: суға қанығуы және кристалданған магма құрамына, тереңдігі мен интрузия массивтердің тектоникалық жағдайына (Таусон, 1977) байланысты.

Бір мезгілде ішкі интрузия гидротермалық процесстерімен қатар таужыныс жақтаулары да өзгерістерге ұшырайды. Ыстық флюидке қаныққан интрузиялар енуі қозғалыстарды индукциялайтын, қоршаған шөгінді қабаттармен, жарықшақты-кеуекті сумен көмкерілген айналасында термоградиентті өріс пайда болуына әкеліп соғады. Бұл қыздырылған су өздерінің қозғалысы кезінде бастапқы таужыныстардың минералдық түрленулерін туындатады. Интрузия массивтерінің айналасындағы экзожапсар ареалдарындағы күрделі өрнектері таужыныс жақтауларының палео суға қанықпағандығын көрсетеді. Ең ауқымды экзожапсарлы метасоматоздық ареалдар шөгінді таужыныстармен көмкерілген блоктарға енген интрузиялар айналасында байқалады. Гранитоид интрузиялар

ертерек қалыптасқан магмалық таужыныстарының арасында дамып, жіңішке экзожапсарлы метасоматоздық зоналарына ие болып келеді.

Қалыптасу уақыты бойынша ерте және интрузия жабынына жақын интрузиямаңы метасоматиттері экзожапсар фельдшпатолиттері болып табылады. Әдетте олар жіңішке, бір метрге баратын плагиогранит-диорит кешені массивтерінің айналасында экзожапсар жиектерін қалыптастырады. Бұл таужыныстар нақты метасоматоздық табиғатқа ие, бірақ, магмалық-метасоматоздан гидротермалық-метасоматоздық жаралымдарға алмасу зонасы болуы мүмкін.

Гранитоидты интрузиялар жиектелуінде биотитит (*Бт*) және амфиболды пропициттер (*Па*) қарқынды кездеседі. Олар биотитті және амфиболды мүйізтас деп аталады. Осындай метасоматиттердің қалыптасуы химиялық элементтердің қайта бөлінуімен байланысты. *Бт* және *Па* даму ареолдары геохимиялық халько-сидерофильдермен сипатталады.

Биотититтер мен амфиболды пропициттері арасында пироксенді және гранатты скарндар, экзогрейзендер, мусковитті және серицитті березиттер даму бөлікшелері кездеседі. Скарндар жапсар зонасына созылып жатыр. Олар аралас лито-халькосидерофилді геохимиялық сипатқа ие болып келеді.

Вулканогендік ГМК вулканизм процесстерімен тығыз байланысты. Осы топтағы ГМК жалпы ерекшеліктеріне келетін болсақ, метасоматоздық процесстер вулканогендік қатқабаттардың үлкен аумағын қамтитын далашпатты метасоматоздан басталады. Субаэрал вулканииттермен өзара байланысты сілтілі ерітінділер, кремнийлі-натрийлі-калийлі, немесе фельдшпатофирлердің түзілуіне алып келетін кремнийлі-калийлі құрамды болып келеді. Гидротермалық-метасоматоздық процесстер даму барысында кремнийлі-сілтілі метасоматоз пропициттердің қалыптасуына әкелетін субсілтілі темірлі-магний-кальцийлі метасоматозға орнын береді. Жалпы алғанда пропициттенген таужыныс түрлестері халько-сидерофил тобы элементтерінің жоғары деңгейдегі концентрациялары болып табылады. Басым болып келетін гидротермалық ерітінділердің қышқылды құраушысы гидросерицитті березиттерді қалыптастыратын, әдетте өткізгіш, енгіш, кейде вулканогендік қатқабаттар бағытымен субүйлесімді құрылымдарға ұмтылады. Аталған барлық вулканогендік ГМК ашық түсті слюдалы гидротермалиттері түрлі сульфидті минералдануға ұшырауы мүмкін.

Тектоногендік ГМК магмалық процесстермен байланысты туындайды. Құрамдас бөлігі болып табылатын метасоматиттер жарылымды бұзылыстар зонасына дейін созылып жатыр. Е.А. Басков (1983) жүргізген палеогидротермалық жүйелердің арнайы реконструкциясы бойынша шөгінді немесе вулканогендік-шөгінді қатқабаттардан құралған геологиялық құрылымдарда аймақтық гидротермалық-метасоматоздық процесстері мен кенжаралуына жеткілікті жарықшақты - кеуекті су болуы мүмкін. Жоғары жылу режимімен сипатталатын тектоникалық процесстер палео-алаптардың депрессиялық құрылымдарының ашылуына әкеліп соққан. Жарықшақты-кеуекті сулар, өткізгіш құрылымдарға ұмтылып, өз қозғалыстарына сыйыстырушы

таужыныстармен белсенді қарым қатынаста болған. Түрлену процесстері басқа кешендердегідей мұнда да сілтілі метасоматоздан басталады. Әдетте бұл кеш қалыптасатын гидротермалиттердің айналасында шеткі аймақтарын құраушы және субүйлесімді жайғасатын албитолиттердің қалыптасуына әкеледі. Одан әрі ерітінділер субсілтілену сипатын алып, пропилиттерді қалыптастырады. Әдетте хлоритті пропилиттер кеңірек дамыған. Жарылым зонасына түсетін гидротермалық ерітінділер, қысымның күрт түсуіне байланысты екі құрамдас бөлікке бөлінеді: ерте қышқыл құрамдас ашық түсті слюдалы, кейінгісі соңғы сілтілі-субсілтілі еретінділер далашпатты өзгерістер зонасын қалыптастырады. Бұл метасоматиттер сульфидті және настуранды минералдануды қалыптастыруы мүмкін. Жалпы ашық түсті слюдалы және далашпатты гидротермалиттердің қалыптасуы Е.П. Плющева мен З.В. Шатовтың моделдері бойынша (1985) тектоногендік гидротермалық ерітінділер үшін кен компоненттері болып табылатын, яғни аталмыш кешен қалыптасуында негізінен элементтердің осы қатқабатында жинақталуы мен қайта таралуы тән сыйыстырушы таужыныстардың құрамымен байланысты.

Зерттеліп отырған аумақта екі ірі кешен тобы бөлінген: гидротермалық-метасоматоздық және метаморфтық-метасоматоздық (3.1 және 3.2-суреттер).

Гидротермалық-метасоматоздық кешендер ауданның постколлизиялық даму кезеңінде қалыптасқан. Зерттелген аумақта әртүрлі геологиялық даму кезеңімен, дәлірек айтсақ тектоникалық қайта қалыптасуымен, вулканогендік кешендердің қалыптасуымен, интрузияның енуімен байланысты сегіз ГМК аумағы бөлінген.

1. *Тектоногендік пропилит-березитті ГМК (D3-P)* фамен-пермь шөгінді қатқабаттары бойынша дамыған. Қатқабаттың барлық таужыныстары өзгеріске ұшыраған. Өзгеру деңгейлері орташадан, жоғары күшті деңгейге дейін өзгеріп отырады. Аса күшті өзгерістер Қумола синклиннің батыс борты мен Байқоңыр субзонасының кіші құрылымдарында байқалады, яғни таужыныстар белсенді тектоникалық өңдеулерге ұшыраған аумақтарда таралған. Жарылымдар зонасына едәуір анық байқалатын өзгерістерге ұштасуы және магматизммен байланысының анықталмауы бұл кешенді тектоногендік кешен деп санауға мүмкінді береді.

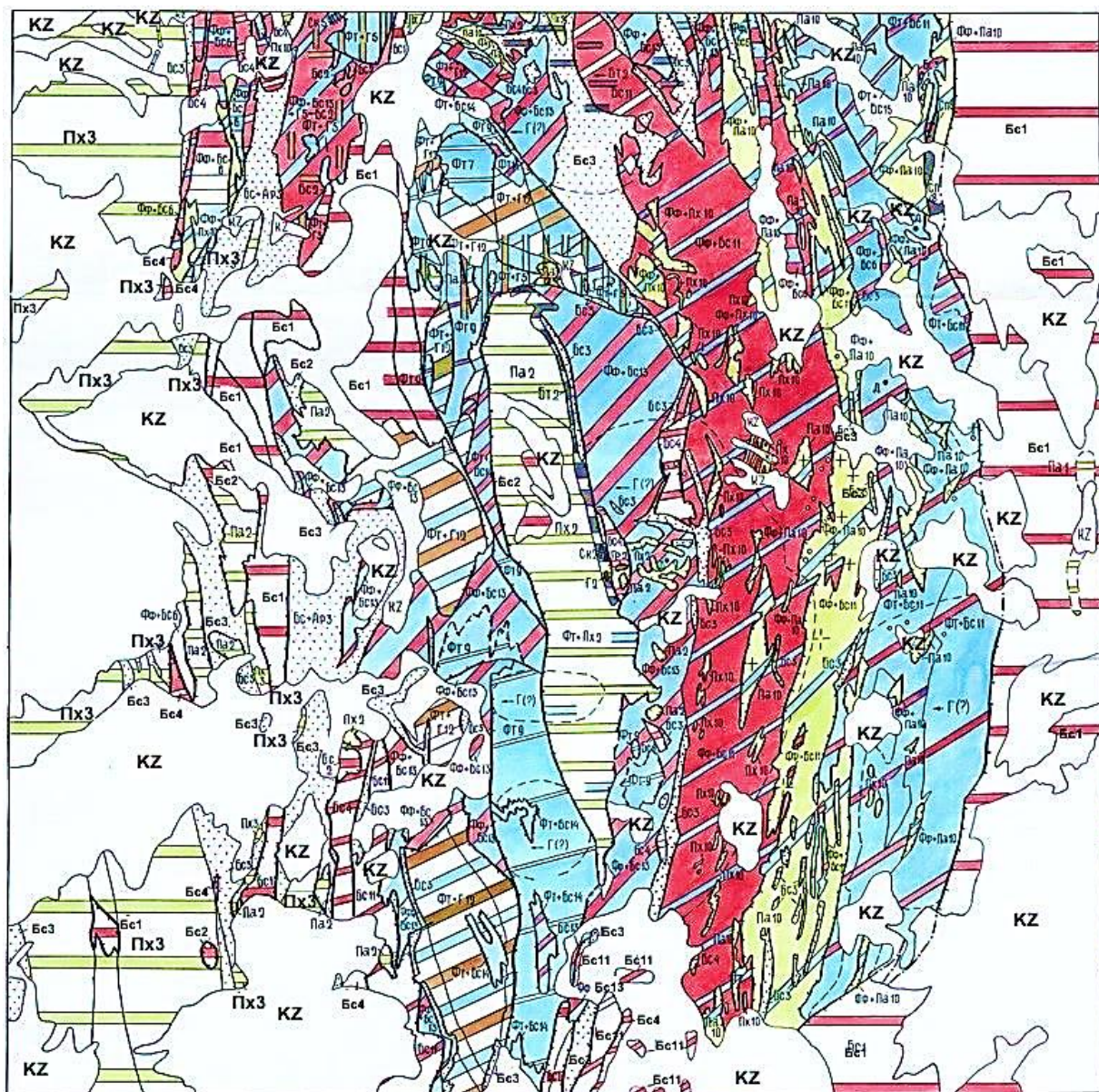
Белгілі болғандай, аумақта дамыған таужыныстар бірнеше рет түрленген. Кешен құрамында березиттер, негізінен серицитті, сирек гидросерицитті білінімдер, сонымен қатар пропилиттер мен фельдшпатиттер байқалады. Березитоидты өзгерістер әдетте жасырын ұсақ түйірлі, сирек - майда түйірлі болып келетін $Kв + Сер (ГСер) \pm Ca, Анк, Пи$ (3.2-суретте көрсетілген минералдардың қысқаша атауы алынған) ассоциацияларымен сипатталады. Серицит пен гидросерицит қабыршақтары жиі бағытты болып келеді және тақтастану бітімін ерекшелейді.

Ауданның шығысында субмеридиан бағыттағы тектоникалық бұзылыстар зонасымен ұштасқан аздаған көлемде амфиболды пропилиттер дамыған аумағы байқалады. Кіші денелер синклиннің батыс жақтауында үзік жолақтарды қалыптастырады. Пропилиттердің құрамы $Амф + Эп \pm Би \pm Кв$, амфибол

бойынша құрамы сілтілі және родуситті болып келеді. Пропилит денелері сыйыстырушы таужыныстармен субүйлесімді болып келеді және дискордант желілер мен желішектерді қалыптастырады.

Тасқұдық, жиделісай, жезқазған дестелерінің таужыныстарының ұңғымаларынан алынған шлифтерді зерттеу кезінде, далашпатты өзгерістер байқалған, зонаның қалыңдығының алғашқы он метрінде мұнда (қалыңдығы 1-2 м) орташа күшті аргиллизитоидты өзгерістер байқалатын бөлікшелер кездеседі.

2. *Майтөбе плутоногендік фельдшпатолитті-пропилитті-березитті ГМК (O₃)* қырыққұдық кешені мен экзожапсар зонасындағы интрузив таужыныстар бойынша дамыған. Майтөбе массиві мен оның жиектелуінде анық байқалады.



Сурет 3.1 - Гидротермалық-метасоматоздық және метаморфтық-метасоматоздық кешендердің таралу схемасы (Глухов А.М. және т.б., 1996) [23, с. 113]

1. Тектоногенді пропилит-березиттi ГМК ($D_2-P_{1,2}$)

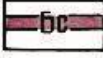
 Серициттi березиттер (гидросерициттi)
(Кв+Сер(ГСер) +Ка,Анк,Пи) -5-20%, сирек 40-50%

 Амфиболды пропилиттер (Амф+Эп+Би+Кв) -70% дейiн

2. Қырыққудық плутоногендi фельдшпатолит-пропилит-березиттi ГМК (O_3)

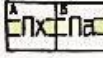
 Грейзендер (Кв+Му+Би+КПШ): а) аудандық таралым -15-25%
б) жергiлiктi денелер ->70 %

 Грейзеноидтер (Кв+Сил+Му) ->70%

 Серициттi березиттер (гидросерициттер)
(Сер(ГСер)+Кв+Хл+Анк+Пи)-5-10%, 30% дейiн

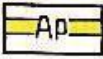
 Скарн (жергiлiктi денелер) (Гр+Эп+Пх)>70%

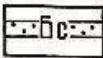
 Биотиттер (Би+Гр)>70%

 Пропилиттер: а) хлориттi (Эп+Хл+Сер+Ка+Кв+Ап)-10-20%, 40%
б) амфиболды(Амф+Эп+кпш)-15-20 %, 70%

 Фельдшпатолиттер(калишпатолит) (КПШ+Кв)-10-25%- 30-40%

3. Полигендi-тектоногендi березиттi пропилит ГМК ($У-O_3$)

 Аргиллизиттер (жергiлiктi денелер)(ГСер+Кв+Каол)-30-40 % дейiн


 Серициттi березиттер (гидросерициттi)
(Сер(ГСер)+Кв+Хл+Ка, Анк+Пи)-10-15%-тен 50-70 % дейiн

 Хлориттi пропилит(Эп+Хл+Ка+Сер+Кв)-20-30%


4. Полигендi, тектоногендi березиттi ГМК ($У$)

 Серициттi березиттер (гидросерициттер)
(Сер(ГСер)+Кв+Хл+Анк+Пи)-20-30%, 50% дейiн


5. Ақтас плутоногендi фельдшпатолит-грейзендi ГМК (R_3)

 Скарн (жергiлiктi денелер) (P_x +Вез)->70%

 Грейзендер (Кв+Би+Му+Фл)-10-15%-30-40% дейiн

 Фельдшпатолиттер(альбитолит, калишпатолит)
(Кв+Ал(КПШ)+Фл)-20-30%-70% дейiн

6. Полигендi вулканогендi-тектоногендi фельдшпатофир-березиттi ГМК(R_3)


 Серициттi березиттер (Сер+Кв+Хл+Ка+Пи)-10-15%-30-40% дейiн

 Фельдшпатофирлер (Кв+Ал(КПШ)+Сер+Гем)-10-15%-30-40% дейiн

7. Қарсақпай плутоногендi фельдшпатолиттi ГМК(R_3)

 Фельдшпатолиттер(альбитолиттер) (Ал+Кв)-20-30%-70% дейiн

8. Апогипербазиттi кешен (R_3)

 Серпентиниттер (Серп+Мгт)->70%

Сурет 3.2 - 3.1-суретiнiң шартты белгiлерi (Глухов А.М. және т.б. бойынша, 1996) [23, с. 113]

Ішкі интрузия фельдшпатолиттері (Фт), хлоритті пропилиттер (Пх), березиттер (Бс), экзожапсар биотититтер (Бт), скарндар (Ос), грейзендер (Г), греизеноидтар (Гр) ерекшеленеді. Амфиболды пропилиттер (Па) жапсар зоналарында дамыған.

Калишпатолиттер негізінен массивтің шеткі бөліктерінде желі мен ұяшықтар қалыптастыратын КДШ ксенобласт және Кв + КДШ агрегаттар шоғырлары түрінде байқалады. Пх Майтөбе массиві таралған, сонымен қатар ауданның батысындағы бірқатар кіші массивтерінде байқалады. Орташадан күшті білінімдер деңгейіне дейін байқалады. Минералдық құрамы $\text{Эп} + \text{Хл} \pm \text{Сер} \pm \text{Ка} \pm \text{Ал}$ болып келеді.

Бс негізінен гранодиорит ашылымдарымен байланысты орташа деңгейлі білінімді шағын денелерді қалыптастырады. Минералдық құрамы $\text{Сер} (\text{Мус}) + \text{Кв} + \text{Хл} \pm \text{Ка} (\text{Анк}) \pm \text{Пи}$.

Па Майтөбе массивінің солтүстігінде және бірқатар кіші массивтер аумағында карталанған. Минералдық құрамы $\text{Амф} + \text{Зп} \pm \text{КДШ} \pm \text{Кв}$, білінім деңгейі белсенді жән толық болып келеді. Олар сыйыстырушы таужыныстардың интрузия жапсар зонасына ұштасқан және Майтөбе массивінің солтүстігінде интрузия денелерінің төменгі шекарасын, ал шағын массивтер аумағында жоғарғы шекарасын анықтайды.

Бт Майтөбе массивінің шығыс жапсарында жіңішке жолақ түрінде дамыған, олардың минералдық құрамы $\text{Бт} + \text{Гр}$ болып келеді.

Бт және Па қалыптасуы химиялық элементтердің айқын таралуымен сипатталады. Бт және Па даму ареолдары халько-сидерофильдермен сипатталады, аталмыш ареолдарда Дүйсембай I Па массивімен және Қарамола кенбілінімдерімен, Майтөбе массивінің экзожапсарларымен байланысты Насымбай темір кенбілінімі анықталған.

Скарн және скарндалған таужыныстар Майтөбе массивінің шығысындағы экзожапсар зонасында байқалады, олар құрамы $\text{Гр} + \text{Эп} \pm \text{Пх}$ шағын денелер қалыптастырады.

Толық ашылған грейзендер (Г) мен греизеноидтар (Гр) Қарамола жайлауы аумағында ұсақ денелерді (бір метрдей) қалыптастырады. Грейзен құрамы $\text{Кв} + \text{Му} + \text{Ту} \pm \text{Би} \pm \text{КДШ} \pm \text{Кв}$, греизеноидтар құрамы $\text{Кв} + \text{Сил} + \text{Му}$ болып келеді.

Грейзенденген таужыныстар кеңінен таралған, олардың құрамы $\text{Кв} + \text{Би} \pm \text{Му} \pm \text{Фл}$ болып келеді. Жасы белгісіз грейзенденген таужыныстардың басым бөлігі гранитоидтардың қырыққұдық кешеніне енуімен байланысты болуы мүмкін.

3. *Полигендік тектоногендік пропилит-березитті ГМК (V-O₃)* эдиакар-кембрий және бастапқы-соңғы ордовик жасындағы терригендік таужыныстар бойынша дамыған. Кешен құрамында хлоритті пропилиттер (Пх) мен серицитті березиттер (Бс), сирек гидросерицитті березиттер (Бгс), аргиллизиттер кездеседі (Ар).

Пх негізінен ортаңғы-соңғы ордовик граувак құрамды терригендік таужыныстар бойынша дамыған. Ашылымдану деңгейі орташа, жарылымды бұзылыстар зонасында белсенді сипатта болып келеді. Минералдық құрамы Эп

+ Хл + Ка ± Сер ± Кв. Эдиакар-кембрий және төменгі-орта ордовиктік таужыныстар бойынша құрамы мен ашылымдану деңгейлері аудан бойынша айтарлықтай өзгертін негізінен березиттер дамыған. Зоналардағы жарылымды бұзылыстардың күрт өзгеру тенденциясы анық байқалады: орталық бөліктерде тектоникалық жағынан салыстырмалы тыныш блоктарда, өзгерістер деңгейі әдетте болмашы ғана, құрамы бойынша көп жағдайда гидросерицитті березиттер, жарылымды бұзылыстар зонасына жақындағанда тақтатастанған бітімді толық білінген түрлестері пайда болады. Мұнад березит құрамы көбінесе серицитті болып келеді.

Кейбір бөліктерде (Үлкен-Алтыбайты таулы ауданы, Байқоңыр және Сарысай өзен аралықтарында) аргилитену білінімдері орташа байқалатын кішігірім денелер байқалады (ГСер + Кв + КаОл).

Байқоңыр аумағында Арг-Бс өзгерістері білінімдері алтынды кенденумен тығыз байланысты. Үлкен-Алтыбайты таулы ауданының аумағында белсенді кендену зонасындағы Бс көптеген Ар-Бс өзгерістерінде ванадий, қорғасын, мырыш, алтын, платина кенбілінімдері байқалады. Жоғарыда аталғандардан басқа далашпатты ассоциациялары байқалады. Ауданның батысында кіші массивтердің экзожапсар зоналарында далашпатты өзгерістер алғашқы он метрмен өлшенеді.

4. *Полигендік тектоногендік березитті ГМК* (V әдетте кішігірім тектоникалық блоктардың беткі қабатына шығып жататын) эдиакар таужыныстары бойынша дамыған. Минералдық құрамы Сер (ГСер) + Кв ± Хл ± Ка (Анк) ± пирит болып келеді. Білінімдену деңгейі негізінен - орташа, ал алмасу зоналарында тақтатастанған бітімге ие белсенді-толық түрлестерінің білінімдерімен сипатталады.

5. *Ақтас плутоногендік фельдшпатолитті-грейзенденген ГМК* (неопротерозой NPR). Кешеннің таужыныстары мен экзожапсар зоналары бойынша далашпатты және грейзенді ассоциациялар дамыған. Далашпатты метасоматиттер сирекжер-сирек металды минералданумен ұштасқан сирекжер минералдануымен және альбитолиттермен байланысты. Майтөбе тауы ауданында ақтас ГМК фельдшпатолиттарымен (калишпатолиттер және альбитолиттар) сирекжер-сирекметалды білінімдер байланысты болып келеді (Майтөбе, Пионер, Линейное).

ДШ өзгерістердің білінімдену деңгейі белсенді болып келеді. Грейзенденудің білінімдену деңгейі орташа, бірақ грейзендердің толық білінімдерінің кішігірім денелері кездеседі.

Ауданның солтүстігінде, Ақтас кешенінің экзожапсар зоналарында пироксен-везувиан құрамды (Ю.В. Рощин, 1975) скарн денелері кездеседі.

6. *Полигендік вулканогендік-тектоникалық березитті-фельдшпатофир ГМК* (NPR) шамалы ғана дамыған және жоғары порфиرويد қатқабаты таужыныстарымен орташа байланысты болып келеді. Далашпатты (ДШ) және және березитті өзгерістер ерекшеленеді. ДШ өзгерістер толық байқалмайды. Құрамы бойынша калишпатофирлер басым, альбитофирлер сирек кездеседі. Шығу тегі вулканогендік болуы мүмкін.

Березитті өзгерістер тұтас таралмаған, өзгерістері орташа, ал жарылым зоналарында күшті белсенді өзгерістері байқалады. Ассоциация құрамы– Сер + Кв ± Хл ± Ка ± Пи, шығу тегі тектоногендік болып келеді.

7. *Қарсақпай плутоногендік фельдшпатолитті ГМК (NPR)* Қарсақпай массивінің сиениттері бойынша дамыған. Өзгеру деңгейі төменнен белсенді күшті өзгерістер деңгейіне дейін күшейетін альбитофирлармен (Ал+Кв) сипатталады. Экзожапсар өзгерістері шамалы ғана байқалады (ореолдар бір метрге дейін).

8. *Апогипербазитті кешен (NPR)* Ұлытау кешеніндегі ультрамафиттермен байланысты және Серп+Мгт ассоциацияларымен сипатталады. Кендену деңгейі белсенді болып келеді.

3.3 Метаморфтық-метасоматоздық кешендерді зерттеу негізінде болжамдық перспективалы бөлікшелерді анықтау

Эпигенездік минералданған кенбілімдерді карталау кезінде гидротермалық-метасоматоздық кешенге жатқызуға болмайтын метасоматоздық түрленген зоналар анықталды. Осындай зоналар көбінесе ежелгі прекембрий блоктарында жиі байқалады. Аталмыш зоналарды құрайтын таужыныстар үшін үздіксіз бірнеше километрге созылатын тақтатастанған немесе гнейс тәрізді сипаттағы эпигенездік минералдардың бағытталған құрылымдары тән. Жекеленген шектеулі қиылысуларда эпигенетикалық минералдардың өлшемдері мен өзгеру деңгейлерінің таужыныстардың тақтатастану белсенділіктеріне тікелей тәуелділігі байқалады. Аталмыш топтың таужыныстарының түрлестері әртүрлі болып келеді және көптеген авторлардың зерттеуі бойынша анықталған далашпатты, кварцты-ашық түсті слюдалы және қара түсті ассоциациялардан құралады. Аймақтық динамикалық жағдайда қалыптасқан таужыныстар, яғни метасоматоздық процесстен басқа аталмыш қатқабатта жоғары қысымдық минералдардың кездесуімен сипатталатын (глаукофан, лавсонит және басқалары), динамометаморфтық фактор олардың қалыптасуында үлкен рөл атқарған (3.3-сурет).

Зерттеу нәтижелері бойынша, туынды минералдар ассоциациясы құрамы бойынша әртүрлі даму ареалдарында анықталды. Туынды ассоциациялар жиналымдары, соның ішінде кен элементтері ашылымданған метасоматоздық процесстермен сипатталады.

Петрографиялық зерттеулер бойынша, шамамен 50 эпигенездік минерал анықталды. Солардың ішінде ең кеңінен таралғандары: серицит, гидросерицит, хлориттер, кварц, амфиболдар (актинолит, мүйізалдамшысы, глаукофан), далашпаты (негізінен альбит, ортоклаз, микролин), ал сирек кездесетіндерге - пренит, лавсонит, пумпелиит, мусковит, пирит, гематит, магнетит жатады. Аз таралғандары: турмалин, гранат, флюорит, каолинит, малахит, ярозит, серпентин, опал, барит, рутил, везувиан, силлиманит болып табылады. Тұрақты минерал ассоциацияларды жүйелеу үшін Е.В. Плющева және т.б (1981) жұмысында келтірілген гидротермалық-метасоматоздық таужыныстардың заттық-құрылымдық жіктемелімі қолданылды.



Таужыныстар: 1-ультрамафиттер; 2-мафиттер; 3-қышқылды; 4- метасоматоз ареолдары

Сурет 3.3 - Қарсақпай ауданының таужыныстарына магматогендік-термалық әсер ететін ареолдарын ғарыштық түсірілімдер бойынша анықтау

Минералдық құрамы бойынша: а) кара түсті; б) ашық түсті слюдалы; в) далашпатты ассоциациялар анықталды. Түйірлерінің өлшемі бойынша: жасырынды-майда кристалды, ұсақ-орта кристалды; орташа-ірі кристалды болып келеді.

Метаморфтық-метасоматоздық кешеннің таралу схемасында [27, с. 194] кара түсті ассоциациялар жасыл, ашық түсті слюдалы березиттер – қызыл,

аргиллизит – сары, грейзендер – қоңыр, далашпаты – көк түспен келтірілген. Толық кенденген метасоматиттердің шектеулі денелері масштабтан тыс белгілермен сәйкес түске боялып, индексмен көрсетілген. Кендену белсенділігі белдем енімен анықталады, егер белдем ені кең болса, онда кендену деңгейі белсенді болады. Өртүрлі жастағы ассоциациялардың бірігу бөлікшелері түсі және түрлі бағыттағы штрихтердің үйлесімімен көрсетілген.

Аудандағы кешен сипаттамаларын салыстыра отырып, мұнда дамыған таужыныстар түрлі белсенділікті және өртүрлі генезиспен бірнеше рет түрленген. Кешен құрамында негізінен серицитті березиттер басым, ал гидросерициттер сирек таралған, сонымен қатар пропициттер мен фельдшпатиттер байқалады.

Ауданның түрлі геологиялық даму кезеңдерімен байланысты жеті метаморфтық-метасоматоздық кешен анықталған. Кешендер палеопротерозой-эдиакар таужыныстары бойынша дамып, белсенді өзгеріс деңгейлерімен, эпигенездік минералдардың бағытталған құрылымдарымен, тақтатастанған және гнейс тәріздес бейнесімен сипатталады. Шектеулі қиысуларда таужыныстардың тақтатастану деңгейінен эпигнетикалық минералдардың өлшемдері мен өзгеру белсенділігінің тікелей тәуелділігі байқалады (3.4-сурет).















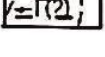
1. *Фельдшпатолитті метаморфтық-метасоматоздық кешен* (неопротерозой-NPR) гранит-гнейсті қабат дамыған аумақта ерекшеленеді, толық ашылымданған Мкн (Орт) + Ал + Кв + Би фельдшпатолит құрамдарымен сипатталады. Өртүрлі түйірлі эпитаужыныстар негізінен орта түйірлі болып келеді. Бастапқы таужыныстардың сипаты әдетте анық емес, бірақ сатылы гнейстен порфиroidтарға алмасуының және сирек меташөгінді таужыныстарына алмасуының байқалуы бастапқы таужыныстарын анықтауға мүмкіндік береді. Гранит-гнейсті түзілімдердің қалыптасуында далашпатты метасоматоздың жетекші рөлі Л.И. Филатов, И.З. Филиппович, Ю.З. Рощина және басқаларының жұмыстарында көрсетілген.

2. *Пропицитті метаморфтық-метасоматоздық кешен* (мезо- және неопротерозой MPR-NPR) негізді құрамды және субвулкандық денелердің эффузив, эффузив-шөгінді таужыныстар бойынша дамыған. Кешен субмеридиан бағытта жіңішке жолақ түрінде созылып жатыр. Хлоритті (Пх) және актинолитті (Па) пропициттердің екі түрі және фельдшпатофирлермен (Фф) сипатталады

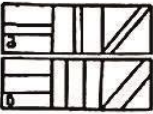
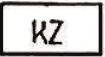
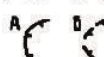


Фф ассоциациялар толық таралмаған, сондықтан сирек кездеседі. Альбитофирлер, калишпатофирлер құрамы бойынша жекеленіп қана кездеседі. Пропицитті өзгерістер белсенді, бірақ тегіс таралмаған. Максимал белсенділік (толық кендену түрлеріне дейін) жолақтың орталық бөлігінде байқалады, бірақ толық ашылымданған Па аумақтарының арасында толықтай ашылымданған Пх бөлікшелері жиі кездеседі. Тектоникалық белгісіз зоналарда өзгерістер белсенділігі артады.

Осы кешен таужыныстарында жоғары қысымды минералдар кездеседі (глаукофан, винчит, лавсонит және т.б.). Олар анықталған үлгілер жарылымды бұзылыс зоналарынан алынған (Бұрмашы жарылымы және т.б) және кешеннің

таужыныстарының жаралуы кезінде қысымның негізгі фактор болғандығын дәлелдейді.

1. Фельдшпатолитті метаморфты-метасоматитті кешен (R_3)
 -  Биотит құрамды фельдшпатолиттер ($M_{кл}(O_{рт})+Al+K_{в}+Bi>70%$ (апограниттер)
2. Пропилитті метаморфты-метасоматитті кешен (R_{2-3})
 -  Пропилиттер: а) актинолитті ($Эп+Акт+Ка+Ал+Кв$)-30-50%-70% дейін
б) хлоритті ($Эп+Хл+Ка+Ал+Кв$)-30-50%->70% дейін
 -  Фельдшпатофирлер ($K_{в}+Ал(КПШ)+Сер$ -15-20%-30-40% дейін
3. Березит-фельдшпатолитті метаморфты-метасоматитті кешен (R)
 -  Серицитті березиттер (мусковитті) ($Сер(Му)+Кв+Ка(Анк+Хл,Пи)$ -20-30%-70% дейін
 -  Фельдшпатолиттер ($Ал(КПШ)+Кв+Сер+Хл$)-20-30%-60-70% дейін
 -  Фельдшпатолиттер (альбитолиттер) биотит (амфибол) құрамды $Ал+Кв+Би+Амф>70%$
4. Жауынқар тектоно-плутоногенді фельдшпатолит-грейзенді кешен (PR_1)
 -  Грейзендер ($K_{в}+Би+Му+Фл$)-10-15%-20-25% дейін
 -  Биотит құрамды фельдшпатолиттер ($Ал(КПШ)+Кв+Би$)-15-25%-50-60% дейін
5. Метаморфты-метасоматитті фельдшпатофир-березитті кешен (PR_1) (?)
 -  Серицитті березиттер (мусковитті) ($Сер(Му)+Кв+Ка(Анк)+Хл+Пи$)-20-25%-50-60% дейін
 -  Фельдшпатофирлер ($Ал(КПШ)+Кв+Сер+Гем$)-20-25%-50-70% дейін
6. Метаморф-метасоматитті фельдшпатолит-березитті кешен (PR_1) (?)
 -  Серицитті березиттер ($Сер+Кв+Хл$) 10-25%
 -  Фельдшпатолиттер ($Ал(КПШ)+Кв+Би$)-40-60%-70% дейін
7. Метаморф-метасоматитті фельдшпатолит-березитті кешен (PR_1) (?)
 -  Серицитті березиттер ($Сер+Кв+Хл+Ка+Пи$)-5-15%
 -  Фельдшпатолиттер (биоти-(амфибол) құрамды ($Ал+Кв+Би+Амф$) >70%
 -  Белгісіз жасты грейзенді кешен (соңғы ордовик) ($K_{в}+Би+Му+Фл$) 10-25% дейін

Т а ғ ы б а с қ а ш а р т т ы б е л г і л е р

-  Екі әртүрлі жасты ассоциациялардың бірігуі:
а) олардың біреуінің бағынышты дамуымен;
б) олардың тең дәрежедегі дамуы (штрих жиілігі олардың өзгеру дәрежесіне тәуелді)
-  Мезозой-кайнозойлық жаралымдардың даму ауданы
-  Кешендер шекарасы:
а) нақтыланған
б) болжамды
-  Кешен ішіндегі түрлестердің шекарасы
Жарылымдар: а) нақтыланған
б) болжамды
-  Нүктелер: а) глаукофантәрізді минералмен
б) лавсонитпен

Сурет 3.4 – Метаморфтық-метасоматоздық кешендердің таралу картасын құрастырудағы шартты белгілер (Глухов А.М. және т.б. бойынша, 1996)

3. *Фельдшпатолиті-березитті метаморфтық-метасоматоздық кешен* (палеопротерозой PPR) ауданның шығыс бөлігіне кең субмеридиан жолақ қалыптастыра отырып төменгі рифей түзілімдерінде дамыған. Ортаңғы-жоғарғы рифей фельдшпатофирлі-пропилитті кешенінің ашылымдарымен аталмыш

жолақ екі зонаға бөледі: батыс және шығыс. Екі зонаға да натрийлі метасоматоз және березитті өзгерістер сипаты тән, бірақ зоналардағы олардың ашыламдану деңгейі ертүрлі.

Батыс зонада фельдшпатофирлі (Фф) және березитті (Бс) ассоциациялар анықталды. Фельдшпатофирлер альбитофирлермен, өте сирек калишпатофирлермен сипатталады.

Бс ассоциациясы $\text{Сер}(\text{Му}) + \text{Кв} + \text{Ка}(\text{Анк}) + \text{Хл} \pm \text{Пи}$ құрамдарымен сипатталады. Ашылымдану деңгейі жоғары, шығыс бағытта толық белсенді түрде артып, таужыныстардың тақтатастану деңгейіне тікелей байланысты болып келеді. Бұл зонадағы таужыныстар әсіресе оның шығыс бөлігінде әдетте белсенді және толық ашылымданған метасоматиттерде лавсонит айтарлықтай жиі байқалады.

Өзгеріс деңгейі күшті белсенділіктен толық белсенділікке дейін. Өзгеріс белсенділігі шығысқа қарай артып, Ұлытау-Арғанаты және Жезқазған зоналарын бөліп өтетін жарылымға жақындағанда альбит порфиробластарымен бірге $(\text{Кв} + \text{Ал} \pm \text{Ей} \pm \text{Амф})$ кварц-альбит құрамды орташа және ірі, орташа түйірлі таужыныстар байқалады. Микроскопиялық тұрғыда бұл таужыныстарда бластокатакластикалық құрылымдар ерекшеленеді. Бұл зонаның батысында бластопсаммитті құрылымдар ерекшеленеді.

Березитті өзгерістер (Бс) орташа байқалады, сирек $\text{Сер}(\text{Му}) + \text{Кв} \pm \text{Ка}(\text{Анк})$ ассоциациялармен сипатталады. Ашылымдану деңгейі шығыс бағыт бойынша ұлғаяды.

Оңтүстік-шығыс аумақта грейзенді өзгерістер шамалы байқалады. Олар $(\text{Би} \pm \text{Ту})$ ассоциациялары пайда болуымен анықталады, қырыққұдық кешеніндегі таужыныстармен тығыз байланысты болып келеді.

4. *Жауынқар тектоникалық-плутоногендік фельдшпатолитті-грейзенді кешен* (палеопротерозой PPR). Жауынқар кешенінің граниттері бойынша дамыған. Далашпатты $(\text{Ал}(\text{КДШ}) + \text{Кв} \pm \text{Би})$ – фельдшпатолиты және грейзенді $(\text{Кв} + \text{Би} \pm \text{Му} \pm \text{Фл})$ ассоциациялармен таралған. Далашпат бірлестіктерінің кендену деңгейі орташа-күшті, ал ірі жарылымды зоналарда кендену толық белсенді, ал эпитаужыныстарда гнейсті түзілімдер таралған (гнейсті-граниттер). Фельдшпатолиттерге сирекжер-сирек металды минералдану тән. Грейзенді ассоциациялардың кендену деңгейі орташа, бірақ жоғары деңгейге дейін барады. Экзожапсарлық метасоматоз кенденбеген.

5. *Метаморфтық-метасоматоздық фельдшпатофирлі-березитті кешен* (палеопротерозой PPR) төменгі порфироид қатқабатындағы таужыныстар бойынша дамып, фельдшпатофирлермен (Фф) және серицитті березиттермен көмкерілген (Бс).

Далашпатты өзгерістер ашық түсіті слюдалыларға қарағанда белсенді болып келеді. Жекелеген бөлікшелерде өзгеру деңгейі орташадан толық өзгеру деңгейіне дейін өзгереді. КДШ құрамы $(\text{Ал}) + \text{Кв} + \text{Сер} \pm \text{Хл} \pm \text{Гем}$ болып келеді. Петрографиялық және петрохимиялық мәліметтер бойынша метасоматоздың калийі типі басым болып келеді.

Березитті ассоциациялар (Сер(Му) + Кв ± Ка(Анк) ± Хл ± Пи) бірге таралып, ашылымдану белсенділігі таужыныстардың тақтатастану деңгейіне байланысты болып келеді, жергілікті кіші (1x5 м дейін) денелер ауқымында орташадан толық белсенділікке дейін өзгеріеді. Кешеннің солтүстік-батыс аумағында орташа ашылымданған, қырыққұдық кешеніндегі көптеген кіші гранитоид денелерінің енуімен тығыз байланысты белсенді березиттену байқалады. Алтынның минералдануы осы березиттену кезеңдерімен тығыз байланысты.

6. *Метаморфтық-метасоматоздық фельдшпатолитті-березиттену кешені* (палеопротерозой PPR?) болмашы ғана таралған, фельдшпатолиттер құрамы бойынша (Ал(КДШ) + Кв + Би) болып келеді. әдетте белсенді, толық ашылымданған, бастапқы таужыныстардың сипаты белгісіз. Ашық түсті слюдалы өзгерістер (Сер + Кв + Хл) орташа байқалады.

7. *Метаморфтық-метасоматоздық фельдшпатолитті-березиттенген кешен* (палеопротерозой PPR?). төменгі рифей фельдшпатолитті-березитті кешен таужыныстары арасында осы кешен ашылымдары кішігірім тектоникалық блоктарды құрайтын зонаның солтүстік-шығысында кеңінен дамыған. Сипатталып отырған кешеннің таужыныстары белсенді натрийлі метасоматозға ұшыраған және палеопротерозой кешенінің таужыныстарына өте ұқсас, тек одан Ал + Кв ± Би ± Амф құрамы бойынша ірі-орташа түйірлі альбитолиттермен сипатталатын толық ашылымданған түрлестерінің тегіс таралуымен ажыратылады.

Березитті өзгерістерде ашылымдану деңгейі орташа. Өзгерістердің сипаты бойынша бұл кешен жоғарыда сипатталған палеопротерозойдың бір бөлшегі болып табылады, яғни альбитолиттенген кешенге жақын келеді.

Осылайша жұмыс аумағында дамыған таужыныстардағы эпимагмалық минералдардың құрамы мен мөлшері көптеген факторға байланысты болып келеді, бірақ әсіресе метаморфтық-метасоматоздық кешенде тектоникалық басым болып келеді. Бұл таужыныстар сирек эпидот-амфиболитті, жасыл тақтатас фацияларында аймақтық метаморфизмденуге ұшыраған. Ю.В. Роцин (1973) шығыс бөлікте хлориттенген, биотиттенген және метаморфизмнің гранатты зоналары анықтаған, бұл ғалымның пікірінше «дұрыс емес» (Судовиков, 1964) зонаға ие болып келеді, метаморфизмдену деңгейі бойынша күрт ажыратылатын зоналар жапсарларда орналасады. Бұл зоналар әдетте сызықты болып келеді және ірі жарылымды бұзылыстармен сипатталады. Метаморфизм білінімдерінің біркелкі болмауы Ю.Н. Роциннің мәліметтері бойынша анықталған барлық үш метаморфизм зонасына тән.

Туынды минералдардың ассоциацияларының білінімдерінің біркелкі болмауы және жарылымды бұзылыс зоналарына максимал шоғырлануын И.Ф. Трусовтың (1967) еңбектерінде көрсеткен.

Мұндай фактілер аймақтық метаморфизмге ұшыраған таужыныстардың классикалық тұжырымдарына сәйкес келмейді, яғни ол пюм тектоникамен байланысты геосутура зоналарындағы жергілікті білінімдермен түсіндіре алады.

Нақтылай келетін болсақ, бұл таужыныстар полигендік метаморфтық-метасоматоздық генезисті болып келеді, метаморфизм дислокацияланған сипат

алады (жарылым маңы). Дислокацияланған зоналарда дамыған минералдар жиынтығы жоғары қысымды метаморфизмнің жадеит-лавсонит-глаукофанды фацияларына сәйкес келеді.

3.4 Пайдалы қазбалардың таралу заңдылықтары

Аумақ бойынша пайдалы қазба кенорындары мен кенбілінімдерінің орналасуы геосутура зоналарының меридиан бағытты созылымдарымен тығыз байланысты. Метал пайдалы қазбалардың негізгі шығу көзі интрузия жаралымдарының мантиялық заттары мен олардың туынды ерітінділері болып табылады. Сонымен қатар, кенсыйыстырушы қатқабаттар құрамы мен олардың жайғасуының құрылымдық-тектоникалық ерекшеліктері түрлі пайдалы қазбалардың шоғырлану критерийлері болып табылады [87-93].

Зерттеліп отырған аумақтар Ұлытау-Арғанаты кенді белдемінің құрамына, оның оңтүстік бөлігін қамти отыра кіреді. Аумақ бойынша пайдалы қазбалар кенорны мен кенбілінімдерінің орналасуы белдемдердің меридиан бағытта созылуымен тығыз байланысты, сонымен қатар кенсыйыстырушы қатқабаттардың литологиялық құрамы мен жайғасуының құрылымдық-тектоникалық ерекшеліктерімен тығыз байланысты [27, с.197].

Сипатталып отырған аумақ пайдалы қазбалардың кенбілінімдерімен қаныққан. Олардан *Қарсақпай*, *Қарамола*, *Құрайлы-Байқоңыр*, *Шотыбас*, *Майтөбе*, *Ақтас* кенді аумақтарын атап өтуге болады. Көптеген жағдайда аумақтардың шекаралары стратиграфиялық бөлімдердің шекараларымен сәйкес келеді.

Қарсақпай аумағы осындай атпен темір кен алабын қамтиды. Аталмыш аумақ Қарсақпай және Жаңа-Бармашы елді мекенінің шетінде орналасып, 140 км қашықтықта меридиан бағытта созылып жатыр. Зерттеліп отырған аумақта темір кенорындары орналасқан, атап айтсақ: Сазтөбе (2); Қаратөбе (18); Қаратас (21); Қаражал (28); Балбырауын (35); Керегетас (42); Дүйсембай (73); Қызылқұдық (6); Бармашы (66) және Ақшоқы кенбілінімдері (36), Қарасай (44) және Төретамсай (63). Аталған кенорындардың кен денелері мен кенбілінімдері зерттелген аумақ көлемінде, 6 км үзіліспен орталық бөлікте орналасқан. Балбырауын кенорнында олар тереңдігі 100 м ұңғымалармен және шахталармен зерттелген. Басқа кенбілінімдеріндегі жалпы қатпарлы құрылым қатқабаттарын және эрозиялық қима өлшемдеріне байланысты руданың таралу тереңдігі жоғары болуы мүмкін.

Қимада темір кен минералдануы төменгі рифей жоғары тақтатас қатқабаттарына сәйкес келетін біртұтас стратиграфиялық деңгейге ұштасқан. Бұл стратиграфиялық деңгейде Қалдыбайшоқы (62) және Қаражал (1) кенорындары орналасқан. Ауданның батыс бөлігіндегі жаралымдардың Қарсақпай кенді аумағындағы аналогы болатын басым бөлігі эрозияланған. Аталған кенорын ауданында бұлар өлшемдері 4x2 - 4x1 км болатын жекеленген блоктарда сақталған.

Қарсақпай елді мекенінің аумағындағы темірлі кварциттердегі таужыныстардың метаморфизмі мен метасоматоздану сипаты Қалдыбайшоқы, Қаражал кенорындарымен ұқсас болып келеді.

Қарамола аумағы меридиан бағытта Қарамола су қоймасын қамтып, Ахмет қыстағының оңтүстік аумағына дейін созылып жатыр. Оларға эдиакар-кембрий қара тақтатасты қатқабаттарға ұштасқан Қарамола (48) мен Ақтастөбе (51) кенбілінімдері кіреді. Жетекші пайдалы қазбаларға полиметалдар мен алтын жатады. Аумақ көлеміндегі эдиакар-кембрий түзілімдерінің толық қимасы Қаражал тауының аумағында ғана анықталған, полиметалдар мен алтыннан басқа платина, ванадий, уран кенбілінімдері де анықталуы мүмкін. Қалған аумақтарда ол, алтын-полиметал кендену тән төменгі эдиакар-кембрий түзілімдерінде тек төменгі бөлігі сақталған көптеген тектоникалық блоктар түрінде карталанған. Кенсыйыстырушы таужыныстар метасоматозды березиттерге дейін өзгерген. Аса белсенді березиттену Қарамола, Ақшоқы және Тасқайран таулы аумақтарына байқалады, сонымен қатар меридиан бағытты бөлікшеде Қыземшек ауылынан Дүйсембай өзеніне дейін созылып жатыр. Сипатталып отырған аумақты біртұтас ретінде алғаш рет көрсетіліп, толық зерттелмеген және алтын, полиметал, платинаның перспективалы кенорны анықталуы мүмкін. Қиманың орталық және жоғары бөліктерінде алюмофосфатты, марганецті, барий білінімдері таралған.

Қурайлы-Байқоңыр аумағы Ақтас жарылымына еніп, меридианалды бағытта шамамен 130 км қашықтыққа созылған. Сипатталып отырған аумақтар тек орталық бөлікті қамтыған. Оларға алтын кенбілінімдері – Байқоңыр, Сарысай I, Сарысай II, Қурайлы; марганецтің – Ақүңгір; алюмофосфатты – Сарысай, Қурайлы, ванадийлі кенбілінімдері тән. Аталмыш зерттеу деңгейінде аумақта екі Байқоңыр және Қурайлы кен түйіндерін ерекшелеуге болады, ал металогениялық тұрғыда зонаның басқа бөліктері нашар зерттелген.

«Степгеология» АҚ іздеу бұрғылау мәліметтері бойынша Байқоңыр аумағындағы тік бағытта, келесі зоналылық байқалады: алтын, күміс, сүрме, және қорғасын қиманың төменгі бөліктеріне шоғырланады, ванадий, хром, никель, мыс және платиноидтар - орталық бөлікте, марганец пен барий эдиакар-кембрий түзілімдерінің жоғарғы бөлігіне шоғырланған.

Кенді аумақтағы таужыныстар березиттенген, ол әсіресе Байқоңыр және Сарысай II алтын кенбілінімдерінің бөлікшелерінде белсенді дамыған.

Шотыбас аумағы жоғары девондағы субвулканииттерімен және марганецтенген құмтастармен көмкерілген. Батыс-Ұлытау жарылымына еніп, субмеридиан бағытта шамамен 20 км-ге созылып жатыр. Бұл аумақта Шотыбас марганец кенбілінімдері белгілі. Бұл аумақтың солтүстігінде Қаракөз марганецті кенбілінімдері осы аумақ түзілімдерінің аналогы болып табылады. Мұндағы кендену ұйтас дестесінің вулканииттері мен құмтастарында шоғырланған. Кен денелері сыйыстырушы таужыныстармен субүйлесімді жайғасады, бірақ бай рудалар негізгі жарылымның субендік бұзылыстарымен байланысты. кесуші кен денелеріне шоғырланған.

Майтөбе аумағы Майтөбе интрузия массивінің солтүстік жапсарында орналасқан. Оның аумағында гарниттер мен гнейстер дамыған. Метасоматоздық таужыныстардың сыйыстырушы кенденуі солтүстік-батыс және меридиан бағытта субендік бірнеше жарылымдармен бұзылған. Аумақ шегінде Линейное, Пионер кенбілінімі, Майтөбе тантал мен ниобий кенбілінімі орналасқан. Аумақтың ұзындығы 10 км, ені 1-2 км. Аумақта таужыныстардың грейзенденуі мен альбиттенуі байқалады.

Қумола аумағы шығыс аумақта орналасып, сеңгір дестесінің мергельдерімен, алевролиттерімен, құмдақтарымен көмкерілген. Родуситті-асбестті минералдану стратификацияланған және тек қызыл түсті алевролит жапсарлары мен сыйыстырушы асбест таужыныстарының литологиялық құрамымен, тектоникасымен тығыз байланысты кеңірі дестесінің үшбұлақ горизонттындағы мергель қосылыстарына шоғырланған. Сипатталып отырған аумақтарда тек шығыс бөлігі орналасқан. Аумақ шегінде хризотил-асбесттің – Керегетас (43) және Күнтуғай (49) кенбілінімі таралған. Аумақтың батысынан хризотил-асбест – Талдысай (8), Турашасай (65) және Талдысай (7) кобальтты кенбілінімі шоғырланған ультранегізді таужыныстардың Талдысай массивіне енеді.

Ақтас хрустальды аумақтары Ақтас, Қурайлы, Сарысай жарылымдарымен байланысты және меридиан бағытта 70 км қашықтыққа созылып жатыр. Оның жалпы ұзындығы 120 км. Белсенді хрустальдану аумақтан тыс, Ақтас елді мекенінде және одан әрі солтүстікке қарай таралған, ал қимада кварцтану максимумы карбон түзілімдеріне жатады. Аумақ шегінде карбон түзілімдері дамыған, бірақ жиі хрусталь желілері ордовик гранитоидтары мен құмтастары арасында жайғасады. Аумаққа барлық белгілі тау хрусталі мен цитрин кенорындары шоғырланған.

Жұмыс аумағында жалпы планда және қимада кенбілінімідердің максимал саны және пайдалы қазба түрлері Қурайлы-Байқоңыр аумағында эдиакар-кембрий қара тақтатасты қатқабаттарға шоғырланған. Аталмыш аумақты кешенді зерттеу оң нәтижелер беруі мүмкін [20, с.22; 21, с. 3; 23, с.135; 42, с. 39; 49, с. 172; 94, 95].

Үшінші бөлім бойынша тұжырым

Жұмыс аумағында жалпы планда және қимада кенбілінімідердің максимал саны және пайдалы қазба түрлері Қурайлы-Байқоңыр аумағында эдиакар-кембрий қара тақтатасты қатқабаттарға шоғырланған. Металогениясын зерттеу бойынша жұмыстар эпизодты және түрлі ұйымдармен жүргізілген. Аумақты кешенді зерттеу арқылы оң нәтижелер алуға болады деп санаймыз.

Ауданды болжамдап бағалау негізі далалық жұмыстар кезінде алынған және алдыңғы зерттеушілердің шлихтау және литохимиялық түсірілімдер нәтижесі бойынша анықталған зерттеу мәліметтері болып табылады.

Перспективалы аудандардың контурларын анықтау кезінде кенденуді литологиялық және стратиграфиялық бақылау, кенсыйыстырушы

таужыныстардың метасоматоздық өзгеру деңгейін сипаттайтын тура және жанама белгілер қолданылды.

Жүргізілген зерттеулер нәтижелері пайдалы қазбалардың перспективалы бөлікшелерін ғылыми негізделген болжау жасауға мүмкіндік береді. Болжамды бағалау негізіне, далалық жұмыстары кезінде алынған және алдыңғы зерттеушілердің мәліметтері жатады. Перспективалы аудандардың контурын анықтау сыйыстырушы таужыныстардың метасоматоздық өзгеру деңгейі, кенденуді литологиялық-стратиграфиялық бақылау сияқты тура және жанама белгілеріне негізделеді. Таужыныстардың белсенді метасоматоздық түрленуі және онымен байланысты кендену геосутура зонасындағы ерекше термодинамикалық жағдаймен және терең жарылымдарға заттардың және энергияның түсуімен түсіндіріледі. Бұл құбылыстар аймақтық емес сипатта, яғни геосутура зонасындағы плюм-тектониканың білінімдерімен тығыз байланысты [8, 9, 14, 18].

Болжамдық перспективалы алаңдарды бағалау әрбір генетикалық түрі үшін белгілі кенорын немесе ауданның перспективалы кенбілінім аналогы бойынша, сонымен қатар контур ішінде орналасқан кенбілінімдердің мөлшерінің аналогы бойынша анықталады. Материалдар бойынша [1, с. 5] бірінші кезектегі преспективалы, бірақ толықтай зерттелмеген 25 бөлікше бөлінген және перспективасы аталмыш зерттеу деңгейінде белгісіз 5 бөлікше бөлінген.

Алдағы уақытта іздеу және іздеу-бағалау жұмыстарын сипатталған заңдылықтар негізінде пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелер ауқымында жобалау керек деп санаймыз.

4 КЕНЫЛІНІМДЕРДІ БОЛЖАУҒА ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ҚҰРЫЛЫМЫН АНЫҚТАУҒА ҒАРЫШТЫҚ-ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ТЕХНОЛОГИЯНЫ ҚОЛДАНУ

4.1 Бастапқы мәліметтер

Жұмыс Томск политехникалық университетінің «Космогеология» ғылыми орталығында орындалып, оған Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Захарова А.А., Иванова Е.А., Выдрич Д.Е. қатысты, ал жұмыстың ғылыми жетекшісі қызметін осы орталықтың директоры, геология-минералогия ғылымының докторы А.А. Поцелуев атқарды.

Жұмысты орындау барысында бастапқы мәліметтер ретінде орташа кеңістікті түсіретін мультиспектрлі Landsat (7 арна) және Aster (14 арналар) ғарыштық түсірілімдер (14,25-90 м) мен жер бедерінің сандық бейнесі алынды (SRTM және AsterDEM мәліметтері). [96-104]

Қарастырылып отырған аумақ геологиялық тұрғыдан жақсы зерттелгені белгілі [9, с. 3; 17, с. 5; 48, с. 7; 49, с. 5]. Бірақ бұл ауданның пайдалы қазбаларға перспективасы сарқылған жоқ. Осыған байланысты аумақта жасырын және дәстүрлі емес кенденулерді ашуға болады, ол үшін кенорындарды іздеу мен болжамдар жасайтын жаңа технологиялар қолдану қажет. Мұнда жер бедері аз тілімденген. Көп қабатты геологиялық құрылымдар аумақтың шығыс бөлігінде беткі аумаққа шығып, жоғары метаморфталған таужыныстармен көмкерілген [34, р. 247; 73, р. 246; 74, р. 881; 75, р. 792].

Жұмысты орындау кезіндегі бастапқы мәліметтерге жататындар:

– Landsat мультиспектрлі ғарыштық түсірілімдердің архивтік материалдары. Түсірілімдер 23.08.1999 жылы бір айналымда жасалған. арналардың спектрлік аралықтары: PAN – 520-900 нм, 1 - 450 - 515 нм, 2 – 525 - 605 нм, 3 – 630 - 690 нм, 4 - 750 – 900 нм, 5 - 1550 – 1750 нм, 6 - 10400 – 12500 нм, 7 - 2090 – 2350 нм. Түсірілімдердің кеңістіктегі аумағы PAN арнасы үшін 14,25 м, 1, 2, 3, 4, 5 және 7 арналар үшін 30 м, 6 арна үшін 60 м. Landsat архивтік материалдары Мариленд (АҚШ) штатындағы университетінің сайтынан алынған: <http://glcfapp.glc.f.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>;

– Aster мультиспектрлі ғарыштық түсірілімдердің архивтік мәліметтері. Түсірілімдер 20.08.2004 жылы бір орында орындалған. Арналардың спектрлік аралықтары: 1-3 арналар (VNIR) – 520 – 860 нм, 4-9 арналар (SWIR) – 1600 – 2430 нм, 10-4 арналар (TIR) – 8125 – 11650 нм. Түсірілімдердің кеңістіктегі мүмкіндігі: 1-3 арналар – 15 м, 4-9 арналар – 30 м, 10-14 арналар – 90 м. № 403-12/УБ-ОК 22.10.2012 ж келісім бойынша «Компания СОВЗОНД» ААҚ арқылы алынған материалдар.;

– жер бедерінің сандық SRTM моделі (кеңістіктегі мүмкіндігі 90 м) Мэрилэнд (АҚШ) штатындағы университет сайтынан алынған (США): <http://glcfapp.glc.f.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>;

– AsterDEM жер бедерінің сандық моделі (кеңістіктегі мүмкіндігі 25 м) американдық геологиялық қоғам сайтынан алынған: <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>

4.2 Зерттеу әдістемесі

Ғарыштық геологиялық құрылымдарды риясыздау мақсатында орындалған геологиялық тапсырмалармен қатар Landsat ETM+ (7 көрінетін арна, жақын ИҚ және спектрдің жылу аумағы) және Aster (жақын көрінетін 14 арна, жақын ИҚ мен жылу аумағы) мультиспектрлі ғарыштық түсірілімдер қолданылды, сонымен қатар жер бедерінің сандық үлгісі (SRTM және AsterDEM) алынды.

Ерте көктемде және күздің соңында солған өсімдік жамылғысында орындалған түсірілімдер материалдарға қойылатын негізгі талаптарға сәйкес келеді [113-117]. Кеңістіктегі байлау дәлдігі орындалатын жұмыстың масштабына сай келеді [106, 107].

4.3 Жер бедерінің сандық үлгісі мен көріністерін даярлау және өңдеу

Жүргізілетін жұмыстардың принциптік схемалары бірнеше негізгі блоктардан тұрады: [113, с. 50-70]

– жіктеу алгоритмдерін қолдана отырып, бастапқы растрлық кескіндерді риясыздап, өңдеу, жақсарту шараларын орындау, түрлі сүзгіден өткізу әдістерінің кешені және көріністерді алдын-ала дискреттеу;

– зерттелген аумақта Landsat ETM+ және Aster мультиспектрлі түсірілімдердің синтезделген көріністерін құру және өңдеу;

– Landsat және Aster түсірілімдерінің нәтижесі бойынша композиттер құру, дистанциялық негізгі және шолу масштабтарын даярлау;

– «карта алгебрасындағы» аса қарапайым «өсімдік индексі» (vegetation index) қолдана отырып, тұрақты нұсқада туынды растрлық кескіндерді құрастыру;

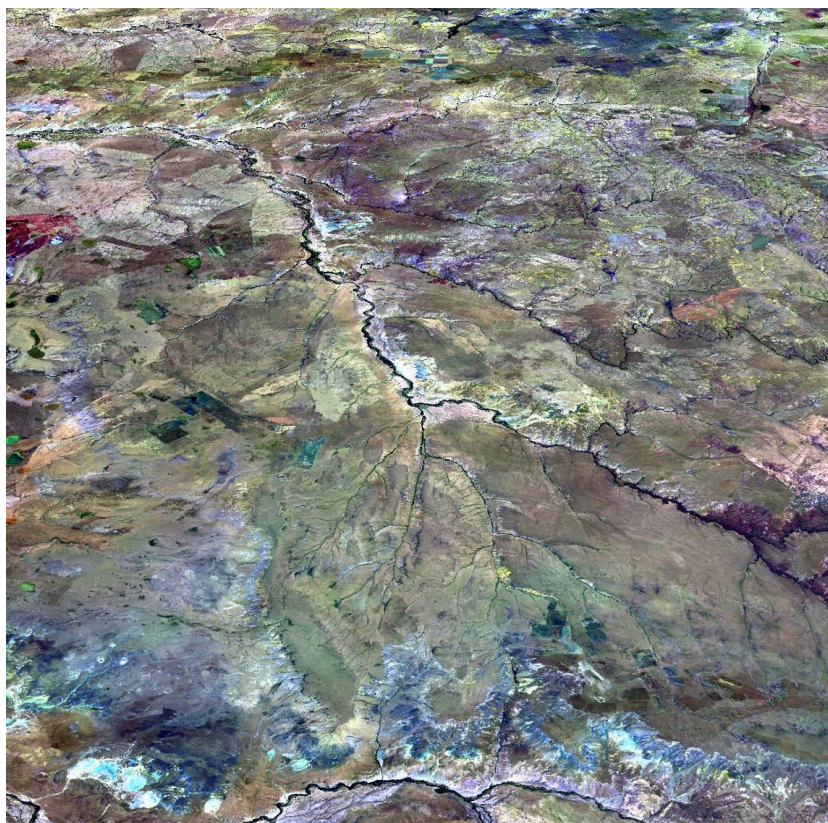
– синтезделген көріністердің корреляциялық талдамасы, соның ішінде басты компонент әдісі бойынша;

– жер бедерінің сандық үлгісін өңдеу және талдау (4.1 және 4.2-суретте);

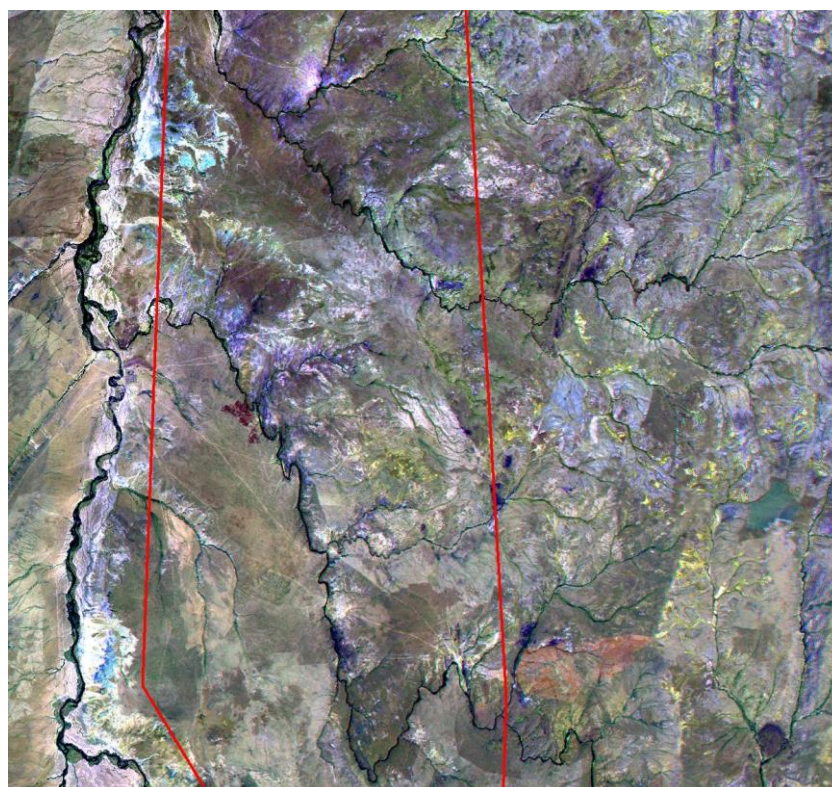
– растрлық кескіндер мен жер бедерінің сандық үлгісін біріктіріп талдау, үш өлшемді көріністерді құрастыру, 3D визуалдауды қолдана отырып риясыздау (сурет 4.1), аумақтың виртуалды облеттерін құру, анаглифті (стерео-) көріністерді (сурет 4.2) интерпретациялау және құру;

– риясыздау нәтижелерін интерпретациялау схемаларын құрастыру.

Жұмыста сызықты төмен аномалды нысандарды, доға және сақина морфологияларды анықтауға мүмкіндік беретін, арналардың түрлі комбинациялық синтезделген кескіндері қолданылды, сонымен қатар геологиялық құрылым элементтері – жарылымды бұзылыстар мен магмалық жаралымдар анықталды.



Сурет 4.1 – ЖСҮ (ЦМР) көмкеру арқылы алынған Landsat ғарыштық түсірілімнің перспективалы 3D көрінісі (вертикал коэффициент 5), оңтүстіктен көрінісі



Сурет 4.2 - Анаглифтік көріністер. Көлемдік және қажет көріністерді алу үшін «стерео» көзілдірік – сол көз – қызыл, оң жақ – көгілдір-жасыл қолданылады

4.4 Сызықтық құрылымдарды анықтау және интерпретациялау

Жұмысты орындау барысында бағыттары мен таралымдары әртүрлі болып келген шамамен 1300 линеамент риясызданды [109]. Бұларды анықтау үшін ғарыштық түсірілімдер, тақырыптық өңдеулер, жер бедерінің сандық үлгісі, дифференциация мәліметтері қолданылды [118].

Линеаменттерді карталау бірқатар белгілер бойынша орындалды:

- жер бедерінің тура сызықты бөлікшелері;
- бірінші туынды ЖСҮ (ЦМР) градиентті аумақтары;
- әртүрлі бітімдік кескіндер мен блоктар арасындағы тура сызықты шекаралық фрагменттер;
- өсімдік жамылғысы түрлерінің сызықты шекаралары;
- сызықты морфологиядағы әртүрлі ландшафт.

Сызықтық құрылымдарды интерпретациялау қол жетімді геологиялық ақпараттарды қолдана отырып, тәжірибиелер негізінде алынды. Біздің ойымызша сызықтық құрылымдарға жататындар:

- жарылымды бұзылыстар;
- кливаж элементтері;
- негізді және қышқылды құрамды дайкалар.

4.5 Сақина және доға құрылымдарды анықтау және интерпретациялау

Растрлық кескіндер талдамасы мен жер бедерінің сандық үлгілері арқылы зерттеліп отырған аумақтан шамамен 60 доға және сақина құрылымдары карталанып, анықталды [108, 110]. Олардың риясыздау белгілеріне жататындар:

- жер бедерінің түрлі құрылымдары мен блоктар арасындағы доға және сақина шекаралары;
- доға және сақина морфологиясындағы әртүрлі ландшафт шекаралары;

Сақина және доға құрылымдарды интерпретациялауды геологиялық материалдар базасында тәжірибиелі орындаушылар жүргізді. Доға және сақина құрылымдарды пайда болуына байланысты келесідей түрлерге бөлуге болады:

- метаморфогендік;
- плутондық (абиссал және мезоабиссал);
- гипабиссал;
- тектоногендік (депрессиялық);
- аралас (комбинированные).

4.6 Аландық денелерді риясыздау

Жер бедерінің сандық үлгісімен бірге сүзгіден өткен және қашықтық мәліметтерін өңдеп, талдау арқылы зерттелген аумақтағы магмалық жаралымдарды анықтау мүмкін болды [16, с. 7; 105, с. 391; 114, 119-121].

Аталмыш құрылымдарды анықтау үшін сүзгіден өткен кескіндер мен ғарыштық материалдардың спектрлік сипаты қолданылды.

Практикалық тәжірибе негізінде магмалық денелер құрамы бойынша келесі түрлерге бөлінген:

- қышқылды;
- негізді;
- ультранегізді.

Зерттеліп отырған аумақта магмалық денелер эрозиясымен ашылған және жасырын түрлері анықталды.

4.7 Тасындылармен жабылған пайдалы қазбалардың шығу көзі ретінде терең плутондар мен жасырын құрылымдарды анықтау

Ғарыштық түсірілімдерді риясыздау нәтижесі мен жер бедерінің сандық үлгісін қолдана отырып, аталмыш зерттеу аумағындағы сызықтық және сақина ғарыштық құрылымдар анықталды. Геологиялық денелерден жасырын және ашылмаған магмалық денелер риясызданды.

Сызықтық құрылымдар

Сызықтық ғарыштық геологиялық құрылымдар ретінде шығу тегі тектоникалық сызықты құрылымдар анықталды. Оларға жарылымды бұзылыстар мен кливаж жатады.

Ұзындықтары мен бағыттары әртүрлі болып келетін, 400 тектоникалық сызықтық құрылым анықталып, карталанды (сурет 4.3). Дегенмен ауданда тасқа айналмаған жаралымдардың көптеп таралуына байланысты, кейбір жарылымды бұзылыстардың созылымдары мен өзара қатынастары бойынша анықтау мүмкін болмады.

Аудан ауқымында жарылымды бұзылыстар солтүстік-батыс, солтүстік-шығыс, субендік және субмеридиан бағытта созылып жатыр.

Зерттелген аумақта кливаж дамыған. Ауданда басым түрде жарылымды кливаж дамып, ауданның кейбір жарылымды бұзылыстары мезо және эпизона жағдайында қалыптасқан (сурет 4.4).

Риясыздалған сызықтық құрылымдардың бөліктері қышқылды және негізді құрамды дайкалы денелер болып табылады.

Сақина және доға құрылымдар

Шамамен 60 сақина және доға құрылымдар анықталып, карталанды (сурет 4.5). Анықталған құрылымдар пайда болу жағдайы мен радиустары арқылы өзгешеленеді. Пайда болуы бойынша сақина құрылымдар: метаморфизм процесстерімен байланысты; плутоногендік (абиссал және мезоабиссал); гипабиссал; тектоногендік (депрессиялық); және генезисі анықталмаған болып келеді. Сақина және доға құрылымдар радиусы бойынша 1, 2, 3, 4 және 5 реттік құрылымдарға жатады (кесте 4.1).

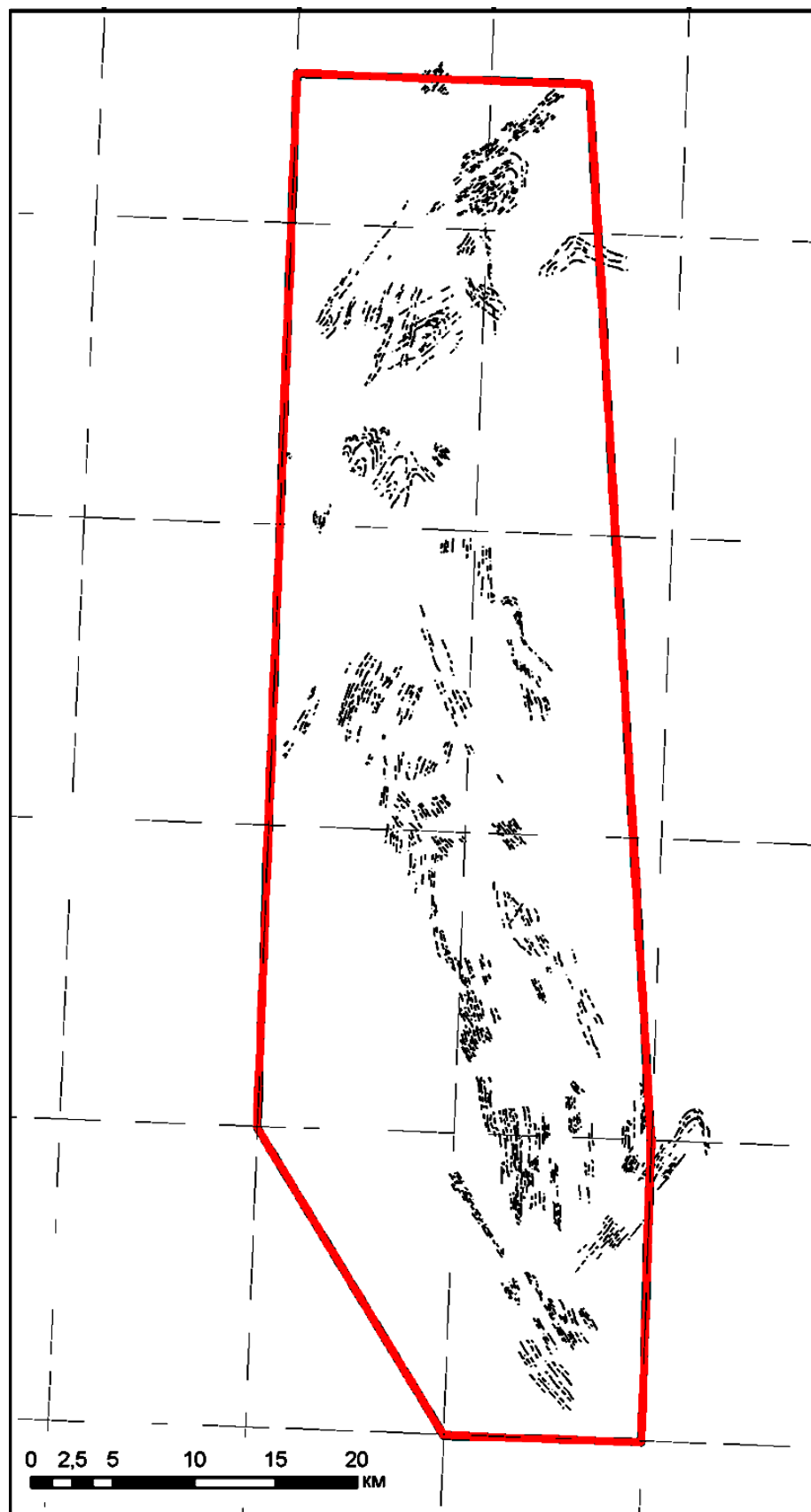
Кесте 4.1 - Сақина құрылымдар реті

Сақина құрылымдар радиусы, м	Рет
60000-нан аса	1
22000 – 60000	2
9000 – 22000	3
3060–9000	4
3060-тан кем	5

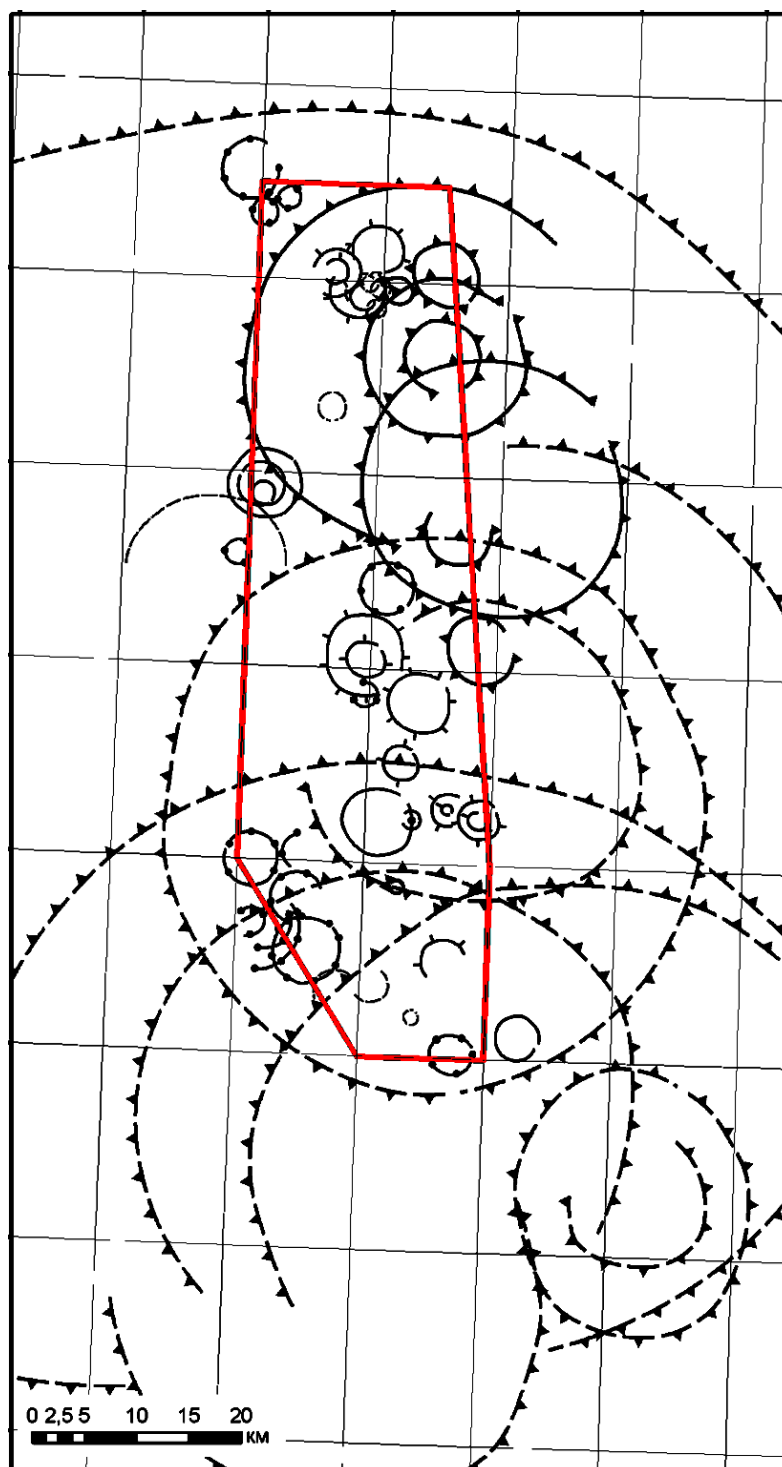
Белгілі болғандай зерттеу аумағы диаметрі 120 км болатын 1-ші реттік метаморфтық сақина құрылымның орталық бөлігінде орналасқан. Кейбір жағдайда жекелеген сақина және доға құрылымдар жүйе қалыптастырады. Мұндай жүйелер түрлі генезисті құрылымдар үйлесімімен қалыптасқан және шығу тегі күрделі ұзақ мерзімді болып келеді. Зерттелген аумақта мұндай сақина құрылымдар солтүстік және орталық бөліктерде шоғырланған.



Сурет 4.3 - Өңірлік жарылымды бұзылыстары



Сурет 4.4 - Өңірлік таужыныс кливажы
Сақина құрылымдардың жалпы даму схемалары 4.5-суретте берілген



Сақина құрылымдар

- ▲ — метаморфтық
- ▲▲ — плутонды (абиссал және мезоабиссал)
- |— гипабиссал
- тектонгендік
- табиғаты белгісіз

Сурет 4.5 - Аумақтағы сақина және доға құрылымдар

Магмалық жаралымдар

Қашықтықтан түсіру материалдарын риясыздау кезінде дайкалармен қоса шамамен 400 магмалық денелер анықталды (эрозиямен ашылған және жасырын ашылымдар (сурет 4.6).

Спектрлік сипаты бойынша магмалық денелер ультранегізді, негізді және қышқылды деп бөлінеді. Белгілі бір петрохимиялық типке жатқызу үшін нақты петрологиялық-петрографиялық дәлелдер қажет етеді. Сонымен қатар жасырын магмалық денелер анықталды [110-112].

Риясыздау кезінде ультрамафит денелеріне аса назар аударылды, олардың шамамен 100-ден астам саны анықталды. Бұл денелер аумақтың оңтүстік бөлігіне шоғырланған. Бұлардың барлығы солтүстік-батыс бағытта созылып жатыр, ені 1,5 км, ал ұзындығы шамамен 20 км болып келеді.

Басқа да магмалық денелер арасында қышқылды таужыныстар кең таралған. Қышқылды магмалық жаралымдар аумақтың солтүстік-шығыс бөлігін алып жатыр. Жайғасу пішіні бойынша олар батолиттер, жекеленген жағдайда шток болып келеді.

Негізді магмалық денелер аумақтың солтүтік және орталық бөліктерінде дамыған. Бұл магматиттер дайка денелерді қалыптастырып, түрлі терең шоғырланған жарылымды бұзылыстарды анықтайды.

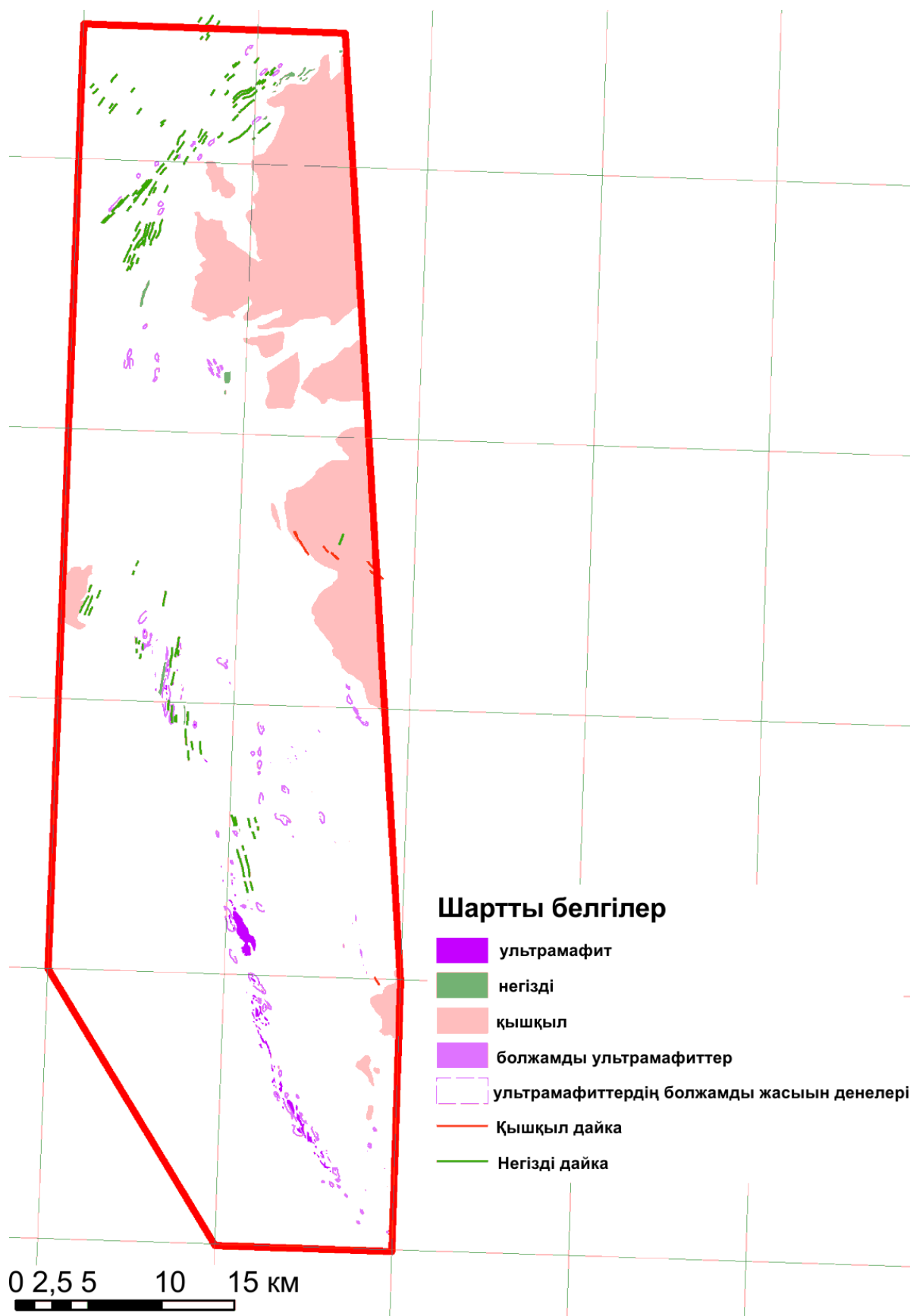
4.8 Кенбақылаушы құрылымдық факторларды анықтау

Орындалған жұмыстардың нәтижесінде түрлі ғарыштық геологиялық құрылымдар анықталды, бір жағынан аумақтың геологиялық құрылымы сипатталса, екінші жағынан кендену критерийлері ретінде қолданылды. Біздің пікіріміз бойынша зерттелген аумақта пайдалы қазбалардың магматогендік кенорындарын күтуге болады.

Ультрамафит денелерімен бірге хромит, платина топтарының элементтерін және хризотил-асбест білінімдерін күтуге болады. Бұл жағдайда аса перспективалы бөлікшеге жер бетінде «кіші» ультрамафит денелері ашылып жатқан тұтастай батыс фланг жатады.

Қышқылды интрузиялармен алтынның кварцтық-желілі кенбілінімдерін, полиметалдар, қалайы, вольфрамды байланыстыруға болады. Бұл жағдайда потенциалды рудалы денелер (дизъюнктив, жоғары жарылымды зоналармен, түрлі бағыттағы кенсыйыстырушы жарылымды бұзылыстар түйіндері), эрозиялық ашылымданған интрузия денелеріне жақын орналасқан өткізгіш құрылымдарымен бақыланады

Рудалылығын болжамдауда қосымша критерийлер сақина құрылымдар жүйесі болып табылады. Көптеген геолог-зерттеушілер алтын, полиметал, вольфрам, қалайы және т.б. кенорындарының сақина және доға құрылымдарымен кеңістікі байланыстарын анықтаған. Бұл жағдайда жарылымды бұзылысты сақина және сызықты құрылымдардың доға сегменттердің жанасу түйіндеріне аса назар аударған жөн. Олар пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелерді анықтауға сілтемелер жасауы мүмкін.



Сурет 4.6 - Аумақтағы магмалық жаралымдар

Төртінші бөлім бойынша тұжырым

Жүргізілген жұмыстардың нәтижесінде 1:200 000 масштабты ғарыштық құрылымдар туралы нақты ақпарат беретін схема жасалды. Орындалған жұмыстардың негізгі нәтижесі Батыс Ұлытау аумағының масштабы 1:200000 ғарыштық құрылымдық схемалары болып табылады.

Алғаш рет Орталық Қазақстандағы Ұлытау аумағында ғарыштық технологияны қолдана отырып аумақтағы тасындылармен жабылған терең геологиялық құрылымдарын зерттеу жүргізілді. Қашықтықтық зондылау мәліметтері бойынша анықталған геологиялық сілтемелер және аумақтың белгілері геологиялық барлау жұмыстарының тиімділігін арттырады. Мәліметтерді риясыздау мен талдамалар негізінде құрылымдар анықталды және интерпретацияланды, сонымен қатар дәстүрлі геологиялық зерттеулермен орындала алмайтын ғарыштық геологиялық құрылымдар мен кен түзуші факторлар анықталды [122-124].

Болжамдық тұжырымдамаларды нақтылау үшін қосымша геофизикалық, геохимиялық, минерагениялық зерттеулер жүргізу ұсынылады.

Ғарыштық геологиялық технологияны қолданып жүргізілген зерттеу нәтижелері пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелерді болжауға, кенбақылаушы құрылымдарды анықтау үшін тиісті іздеу сілтемелері мен белгілері туралы ақпарат береді. Бұл нәтижелер дәстүрлі геологиялық әдістерге қол жетімсіз саналады. Өйткені ғарыштық түсірілімдерді геологиялық риясыздау арқылы біршама тереңде орналасқан немесе тасындылар астындағы геологиялық құрылымдарды және іздеу сілтемелерін анықтай аламыз.

Пайдалы қазбаларға перспективалы блоктарды анықтауда оларды болжауға қолайлы сызықтық, сақина және доға құрылымдардың және алаңдық денелердің (жер бетіне шыққан немесе жасырын орналасқан) ғарыштық-геологиялық схемаларда карталануы негізгі кенбақылаушы факторлар болып саналады.

5 ПЕРСПЕКТИВАЛЫ ПАЙДАЛЫ ҚАЗБА БӨЛІКШЕЛЕРІН БОЛЖАУ ЖӘНЕ МИНЕРАЛОГИЯЛЫҚ-ГЕОХИМИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУ НӘТИЖЕЛЕРІН ТАЛДАУ

Қарсақпай кенді аумағының алғашқы пайдалы қазбаларына мыс және темір кендері жатады. Олар ХХ ғасырдың басында зерттеліп, игеріле бастаған. Көптеген жаңа пайдалы қазбаларға (марганец, ванадий, кварц, тау хрусталі, фосфаттар, барит, асбест) ХХ ғасырдың қыркыншы жылдары назар аударыла бастады. Сирек және шашыранды элементтер алғаш рет ХХ ғасырдың алпысыншы жылдары анықтала бастады, ал жетпісінші жылдары алтынды минералдануды зерттеу үшін қара тақтатасты қабаттардағы мамандандырылған жұмыстар жүргізілген.

Ауданның төменде берілген пайдалы қазбалары туралы тармақтарда негізінен [23, с. 203-225] еңбектерден алынған мәліметтер пайдаланылды.

5.1 Метал пайдалы қазбалар

Темір. Белгілі темір кенорындары мен кенбілінімдері сипатталып отырған аумақта *Қарсақпай темірлі кенді алабына* құрмына кіреді және генетикалық тұрғыдан темір кварциттерінің шөгінді – метаморфталған түрімен байланысты (джеспилиттер). *Насымбай* кенбіліні жапсар-метасоматоздық генезисімен сипатталады.

Қарсақпай темір кенді алабының құрамына меридиан бағытта созылған екі субзона бөлінген: шығысында – Қарсақпай, батысында – Қалдыбайшоқы. Соңғысында екі кенорын орналасқан: Қалдыбайшоқы және Каражал I, және бір кенбілінім: Қарамола кенбілінімі; ал біріншісінде:

а) Сазтөбе; Қаратөбе; Қаратас; Қаражал II; Балбырауын; Керегетас, Дүйсембай; Қызылқұдық, Бұрмашы кенорындары;

б) Ақшоқы; Қарасай, Төретамсай кенбілінімдері орналасқан.

Стратиграфиялық тұрғыдан кварциттер төменгі рифейдің (R_{1S2}) жоғарғы тақтатасты қатқабаттарында шоғырланған. Кеннің негізгі қорын есептеу Балбырауын, Керегетас және Сазтөбе кенорындары бойынша жүргізілген.

Қарсақпай темір кенді бассейндерінің кенорындарда алғашқы геологиялық жұмыстарды Қ.И. Сәтбаевтың жетекшілігімен 1931-1935 жж. Жезқазған геологиялық барлау партиясы жүргізді. 1941-1942 жылдары кенорындарды геологтар И.В. Дюгаевпен С.Г. Анкинович зерттеп, теріс баға берді. 1946-1950 жж. кенорындарда Қарсақпай ГБЭ геологтары В.Б. Рабинович, Г.А. Казарьян, М.Р. Узбеков және т.б. қосымша барлау жұмыстарын жүргізген.

Балбырауын кенорны Қарсақпай елді мекенінің оңтүстігіне қарай 5 км қашықтықта орналасқан. Кенорынның геологиялық құрылысына серицитті, серицитті-кварц тақтатас, темірлі кварцит горизонттары кіреді. Кен денелері катпарлардың синклин бөліктеріне шоғырланады және қабат тәріздес, сирек линза тәріздес шоғырларды қалыптастырады.

Кенорындарында әртүрлі өлшемді 30 кен денесі бөлінген қабат қалыңдықтары бірнеше метрге жетіп, 50 м-ге созылып жатыр, ірі қалың қабатты

шоғырлардың ұзындығы 5 км жетеді, ал ені шамамен 120 м-ді құрайды. Кен бойынша «темірлі балқаймағы» деп аталатын жарылымдар тотығу зонасы кеңінен дамыған. Олар әдетте темір мөлшері жоғары болатын борпылдақ ұсақ қабыршақты слюдалы кен, кремнийтотықтың жойылуына байланысты темірлі кварциттердің мору процесі кезінде бастапқы кендердің байыту нәтижесінде пайда болған. Кеннің бұл типі 60 м тереңдіктегі тектоникалық жарылымдар бойынша да кеңінен дамыған.

Балбырауын кенорнындағы темір кенінің бітімдік-минералогиялық ерекшеліктеріне байланысты, Қарсақпай алабындағыдай (Сатпаева Т.А., Яренская М.Д.) үш түрге бөлінген: гематитті қабыршақты тақтатасты; гематитті-магнетитті-мартитті тақтатасты қабатты және магнетитті-мартитті түйіршікті қабатты кен. Кендерде басты компонент ретінде кварц алынған, ал екінші дәрежелі компонент – серицит, хлорит, кальцит, гипс, апатит, пирит, сидерит болып табылады.

Кендегі темір мөлшері 20-63 %, орташа мөлшері – 36-42 % болып келеді. Темір мөлшері 30 %-дан төмен және 50 %-дан жоғары кендері сәйкесінше 10 -5 % құрайды. Кеннің орташа химиялық құрамы: (%): Fe - 40,4; SiO₂ - 29-34; Al₂O₃ - 2,5-3,5; CaO – 2,0; MgO – 0,3; S – 0,2; P – 0,12 болып келеді.

Кендегі кремнийтотық жекеленген жағдайда 50 %-ға жетеді. Темір мен кремний минералдары кенде кенді байыту мен майдалау кезінде қиындықтар туындататын ұсақ түйіршікті агрегаттарды қалыптастырады.

Қарсақпай темір кенді алабындағы өзге кенорындардағы темір кенінің баанстан тыс қоры 5.1-кестеде берілген.

Кесте 5.1 - Темір кенінің баланстан тыс қоры, млн т

Кенорын	Қор категориясы (млн т)				Темір мөлшері (%)
	B	C ₁	C ₂	B+ C ₁ + C ₂	
Керегетас	-	48,7	11,3	60,0	38,8
Қаражал II	-	-	2,0	2,0	Мәліметтер жоқ
Қаратас	1,33	1,02	0,35	2,7	40
Қаратөбе	-	-	9,0	9,0	Мәліметтер жоқ
Сазтөбе	-	-	25,1	25,1	34,4
Барлығы: 98,8					

Кенорын алабын өндірістік игеруде негізгі кедергі, байытуда магниттік-күйдіру схемасын немесе қалқытуды (флотация) және полиградиентті сепарацияны қажет ететін кенді байытудың күрделілігі болып табылады.

Насымбай кенбілінімі Дүйсембай өзенінің оң жағалауындағы шатқада орналасқан. Ол 1963 жылы И.М. Чижовтың магнитті түсірілімдері арқылы ашылған. Кенбілінімдер генезисі жапсар-метасоматоздық болып келеді және меланократты, басым түрде амфиболды таужыныстарда: Майтөбе массивінің диориттері бойынша пропициттерде (*pOзkk*) шоғырланған. Сыйыстырушы таужыныстар палеопротерозойдың (PR³₁λζ) үшінші қатқабатындағы

порфиroidтар болып табылады. Тереңдік бойынша кендену зерттелмеген. Өндірістік маңызы жоқ деп бағаланған.

Марганец. Зерттелген аумақта генезисі әртүрлі бірнеше марганец кенбілінімдері анықталған. Бұлар – Ақүңгір, Шотыбас, Қыземшек, Талдысай және Қарсақпай кенбілінімдері.

Ақүңгір кенбілінімі Байқоңыр қыстағы аумағында Байқоңыр өзенінің оң жағалауына орналасқан. Генетикалық тұрғыдан эдиакар-кембрий жасындағы шөгінді - метаморфталған қара тақтатасты формациялармен байланысты болып келеді. Алғаш рет темір марганецті күмбез ретінде Ю.А. Зайцев (1970) анықтаған. 1981 жылы аумақта алтын кенорындарын іздеу мақсатында кешенді геологиялық-геофизикалық зерттеулер жүргізілген (Гостев және басқалары, 1981). 1994 жылы «Қазақмарганец» АҚ кенбілінімдердегі бірнеше ор (канава) мен ұңғымаларды жүріп өтіп, марганец мөлшері жоғары бірнеше марганецті кен шоғырларын анықтаған (35-42 %). Дәл осы жылы «Жезқазғангеология» АҚ Боздақ партиясы іздеу жұмыстарын жүргізді (Казимир, 1994). Аталмыш жұмыс мәліметтері бойынша 50 м тереңдіктен Р₁ категориясының 1900 мың т көлемді ресурсы болжамданды. 1995 жылы «Центргеолсъемка» АҚ Құмкөл партиясы кенбілінімінің орталық бөлігінде С₁ категориясы мен шеткі қанатында Р₁ категориясы бойынша кен қорын бағалау үшін іздеу-түсіру жұмыстарын жүргізген.

Ақүңгір кенбілінімінің геологиялық құрылымында эдиакар-кембрий құмтастары, кварцты гравелиттер, көміртекті-кремний, көмірлі-тақтатасты тақтататар, фтаниттер мен әктастар кездеседі.

Кенбілінімінде сыйыстырушы таужыныстармен үйлесімді жайғасқан төрт кен денесі анықталды. Кен денелерінің өлшемдері төменде 5.2-кестеде берілген.

Кесте 5.2 - Ақүңгір кен кенбілініміндегі кен денелерінің өлшемдері

№ кен денелері	Ұзындығы, м	Орташа қалыңдығы, м	Марганецтің орташа мөлшері, %
1	105.0	7.21	23.06
2	340.0	4.33	16.00
3	300,0	3.12	22.11
4	235 .0	2,53	19.02

Кен дене батысқа қарай 80° бұрышпен еңістенеді. Тотығу зонасында кен псиломеланды-пиролюзитті болып келеді.

Құмкөл партиясы жұмыстарының нәтижесі бойынша 30 м тереңдікте Ақүңгір кенбілінімінің орталық бөлігіндегі жеңіл байитын тоттыққан кен қоры есептелген. С₂ категориясы бойынша қоры 246 мың т. Марганецтің мөлшері 5-10 % болатын баланстан тыс қорының көлемі 56 мың т. болып есептелген

Шотыбас кенбілінімі Қарсақпай ауылынан оңтүстік-шығысқа қарай 14 км қашықтықта орналасқан. 1994 жылы ГДП-200 кезінде Д.П. Петриляк ашқан. 1995 жылы «Қазақмарганец» АҚ қаражатымен тереңдігі 3 м, көлемі 10000 м³ болатын орлар (канава) жүргізілген.

Кенбілінімдер субендік бағытта жарылымды бұзылыстармен күрделіленген ұйтас дестесінің (D_{3ut}) түзсілімдерімен ұштасып жатыр. Таужыныстар субмеридиан бағытта шығысқа қарай созылып, $60-80^\circ$ бұрышпен еністеніп жатыр. Бір-бірінен 150 м қашықтықта орналасқан, ұзындығы 150-250 м-ге баратын екі негізгі кен денесі анықталды. Марганецті кендену ұйтас дестесі қимасындағы андезибазальтты бөліктің жарылымды бұзылыстар зонасына шоғырланған. Кен денелерінің құлау бұрышы солтүстік-батысқа қарай $80-85^\circ$ болып келеді. Сынамадағы марганец мөлшері 16-43 %-дан, орташасы – 30 % болатын солтүстік дененің қалыңдығы 6 м-ге жетеді; марганец мөлшері 15 % болатын, оңтүстіктегі дененің қалыңдығы 2 м құрайды. Мұрыған қыртыстарының беткі зонасында кен құрамы бойынша псиломеланды-пиролюзитті болып келеді. Тереңдік бойынша кенбілінімдер зерттеуді талап етпейді. P_2 категория бойынша болжанған ресурс 150 м-ге дейігі трендікте 1,6 млн т. құрайды. Парагенездік тұрғыдан кенбілінімдері жоғарғы девонның вулканогендік-шөгінді формацияларында дамыған жарылымды бұзылыстармен тығыз байланысты.

Талдысай кенбілінімі Талдысай ультранегізді массивіне жақын Қарсақпай елді мекенінен солтүстік-шығысқа қарай 10 км қашықтықта орналасқан және оны 1930 жылы П.М. Никитин мен Г.М. Пашаев ашқан. Кенбілінім неоген шөгінді көлдік формациялармен тығыз байланысты және жамансарысу дестесінің (N_{1zs}) жасыл, жасыл-сұр саздарына ұштасып жатыр. Кен жатындары темірмарганец құрамды ұсақ оолитермен және қалыңдықтары 0,1-0,2 - 1,5-2,0 м болатын кішігірім қабатшалармен, марганецтенген қоңыр-қара оолитті қосылыстармен сипатталады. Марганецтенген қабатшалардағы марганецтің мөлшері 2,8 - 8,2 % аралықтарында өзереді. Кенбілінімінің өндірістік маңызы жоқ.

Қыземшек және Қарсақпай кенбілінімі гидротермалық гаусманит-браунит формациясына жатады және бірінші жағдайда эдиакар-кембрий жүйесінің (V-Є) таужыныстарында кенденген уатылу зонасына, екінші жағдайда төменгі рифейдің (R_{1s2}) тақтатас қатқабатының жоғарғы бөлігіндегі таужыныстарында орналасқан. Кендену темірленген және марганецтенген таужыныстардың бейтегіс уатылу бөліктерінде дамыған. Кен денелері псиломеланның тығыз агрегатымен керіштелген таужыныс сынықтарының агрегаты болып табылады. Кенденген брекчиялардың орташа қалыңдығы 9 м. Кендегі марганецтің орташа мөлшері 27-37 % болып келеді.

1994 жылы «Қазақмарганец» АҚ Қыземшек кен кенбілінімінде іздеу-барлау жұмыстарын жүргізді. 20x5 м тор бойынша 15 м тереңдікте пневмо соққылау әдісі арқылы ұңғыманың екі қимасы бұрғыланған. Жұмыс нәтижесінде жеңіл байитын марганецті кен марганецтің орташа мөлшері 32 % болатын, 30x20 м ауданда, 8-10 м тереңдікке дейін дамыған. Кен қоры 13500 т деп бағаланған. Кен қорының орташа болуына қарамастан «Қазақмарганец» АҚ мамандарының пікірі бойынша байыту фабрикасы кенбілінімдерден алыс орналаспағандықтан ерікті әдістерімен кенді игеру ұтымды болуы мүмкін (Жезді ауылы 45 км-де).

Ванадий. Сипатталып отырған аумақта бір ғана кенорын – *Қурайлы* және үш кенбілінім орналасқан, атап айтсақ: *Сарысай*, *Алтуайт* және *Ақтастөбе*. Генетикалық тұрғыдан барлығы эдиакар-кембрийдің шөгінді-метаморфталған кара тақтатасты формацияларымен тығыз байланысты.

Қурайлы кенорны - жетекші түрі болып табылады. Кенорын Қарсақпай ауылынан оңтүстік-шығысқа қарай 45 км қашықтықта, Үлкен-Алтыбайты тауларының оңтүстік етегіндегі Қурайлы өзенінің оң жағалауында орналасқан. Кенорын құрылымында көмірлі-саздақты, көмірлі-кремнийлі тақтатастармен көмкерілген эдиакар-кембрий түзілімдері қатысады. Кенорында бірнеше ұқсас бөлікшелер бар, олардың ішінде «Центральный» (Строкин, Колчин, 1966) бөлікшесі түбегейлі зерттелген. Ванадийдің максимал мөлшері көмірлі-кремнийлі тақтатастарда кездеседі, орташа мөлшері 0,2-0,27 %, кейде 1 %-ға жетеді, ал молибден – 0,011-0,015 %, күміс – 0,006-0,0015 % құрайды. Кен горизонтының қалыңдығы 5-45 м аралығында болып келеді. Кен минералы – роскоэлит болып табылады. Кенде барийдің жоғары мөлшері (10 %-ға дейін) анықталды.

«Қалдыбай» аумағында ванадийдің орташа мөлшері 0,07 - 0,4 % аралығында, орташа мөлшері 0,27 %-ға жетеді. «Сатан» аумағында ванадий концентрациясы 0,04 - 0,2 %, молибден - 0,025 % дейін, күміс - 0,0003 %, бериллий - 0,001 %, мыс–0,1 %, барий– 10 %-ға дейін болып келеді.

1990-1993 жылдары «Степгеология» жүргізген жұмыстар нәтижесінде кенорынның маңызы анықталған. Ванадийден басқа полиметалды, алтын, күмісті кендену анықталған. Сынамалардағы металдың мөлшері: қорғасын – 1 %; мырыш– 0,3 %; мыс– 0,3 %; күміс– 100 г/т; алтын– 30 г/т. Жанама компоненттерге марганец – 0,15; барий – 0,15; молибден – 0,035; сүрме – 0,035; ванадий – 0,65 және никель – 0,25 жатады. Мөлшері тоннаға шаққанда грамның оннан бір бөлігі болатын палладий мен платина кездеседі. «Степгеология» 1562 ұңғымасындағы серицитті-саздақты филлитті тақтатастарда галенитті-сфалеритті минералдану 125-217 м аралықта кездеседі. Құрамында 0,5 % мөлшеріндегі қорғасын мен мырыш бар кен денелерінің тік қалыңдығы 38 м, олар кара тақтатастарда тегіс таралған галенит пен сфалериттің ұсақ сепшелерімен сипатталады. Кейбір интервалда галенит-сфалеритті минералдану, парагенезисте карбонатпен, хлоритпен кездесіп, қалыңдығы шамамен 3 мм болатын желішектер легін қалыптастырады.

Осылайша ванадийдің Қурайлы кенорын аумағын одан әрі зерттеу кезінде полиметалды кен, алтын, күміс, платина аса құнды болып табылады.

Мыс. Мейрамбай кенбілінімін 1954 жылы уран кенін барлау кезінде «Волков» экспедициясы ашқан, ол Қарсақпай елді мекенінен батысқа қарай 16 км қашықтықта орналасқан. Гидротермалық кварц-галенит-сфалерит-халькопиритті формацияларға жатады. Мысты минералдану желілену сипатына ие болып, жоғары рифей (*elyRzak*) жасындағы Оңтүстік-Сарысай массивіндегі аляскит граниттерінің арасында ($PR_1^3\lambda\xi$), палеопротерозой порфиroidтарының үшінші қатқабатындағы ксенолитте жарықшақтану зоналарымен ұштасып жатыр. Көрінетін минералдану 400x500 м ауданда анықталған малахит және азуриттің ұяшықтарымен сипатталады. Кенденген зоналар ксенолит шегінен

шықпайды. Спектрлік талдамалар бойынша мыстың мөлшері 0,3 % болып келеді.

Кобальт, никель. Талдысай кенбілінімі Қарсақпай елді мекенінен солтүстік-шығысқа қарай 12 км қашықтықта орналасқан. Алғаш рет 1941 жылы И.В. Дюгаев пен С.Г. Анкинович ашқан болатын. Кобальт пен никельдің кенденуі жоғары рифей (*vR_{3ul}*) талдысай массивіндегі ультрабазиттердің силикатты қалдықты мору қыртыстарымен тығыз байланысты. Көптеген жағдайда моруға қыртыстар төменгі бөліктерді қамтыған: олардың арасында нонтрониттер кішігірім денелерді қалыптастыратын кремнийленген және жосаланған серпентиниттермен сипатталады. Кремнийленген дақты серпентинит горизонттарының қалыңдығы 2-12 м құрайды. Никельдің мөлшері 0,7-0,8 %, кобальт мөлшері - 0,07 % дейін болып келеді. Терең қалташалар мен сызықты зоналарда келесі: 1) жоса-кремнийлі-бирбиритті қабат қалыңдығы 10 м және 2) нонтронитті моруға қыртыс қималары анықталған.

Біріншісінде никельдің мөлшері 0,17 % (жосада – 0,35 %). Нонтронитті қима (жоғарыдан-төменге): құрамына қалыңдығы шамамен 1,5 м-ге баратын асболян, қалыңдығы 3 м ге дейін ақшылтым сілтіленген нонтрониттенген серпентиниттермен сипатталады. Барлық белгілі бөлікшелердегі орташа мөлшері 0,52 % никельдің болжамданған ресурсы 631 т, ал мөлшері 0,52 % болатын кобальттың болжамданған ресурсы 15 т. (Казарьян, 1953). Төмен қорына байланысты кенбілінімдерінің өндірістік мәні жоқ деп бағаланған.

Қорғасын, мырыш. Зерттелген аумақтан түрлі кен формацияларымен байланысты бірнеше полиметал кенбілінімдері анықталған.

Қармола кенбілінімі Қарсақпай ауылынан оңтүстік-батысқа қарай 25 км қашықтықта орналасып, галенитті-сфалеритті скарн формацияларына жатады. Төменгі рифей (*R_{1S2}*) тақтатасты қатқабатының жоғарғы бөлігінде карбонатты таужыныстарымен ол Майтөбе диоритті массивінің (*O_{3kk}*) экзожапсарларына ұштасқан. Қорғасын-мырышты минералдану әлсіз скарналған таужыныстардағы галенит және сфалерит сеппесімен, сонымен қатар уатылу және жарықшақтық зонасындағы мәрмәрлармен, гранодиорит дайқаларымен сипатталады. Түбегейлі зерделенген жұмыстардың мәліметтері бойынша (Колчин, Строкин, 1964) қорғасын мен мырыштың максимал мөлшері (2-3 %) қалыңдығы 2 м-ге баратын милониттену мен уатылу зонасына ұштасқан. Қорғасын мен мырыштың болжамды ресурсы 6000 т құрайды.

Ақтастөбе кенбілінімі Қармола кенбілінімнен шығысқа қарай 6 км қашықтықта орналасқан. Генетикалық тұрғыдан эдиакар-кембрийдің метаморфталған-шөгінді қара тақтатасты формацияларымен байланысты. Түбегейлі зерделенген жұмыстардың мәліметтері бойынша (Колчин, Строкин, 1964) орларда (канава) қорғасынның максимал мөлшері 0,2 % құрайды. Литохимиялық ореол бойынша қорғасын үшін болжамданған ресурс 60 мың т деп бағаланған.

Алтуайт кенбілінімін алғаш К.А. Рачков зерттеген (1952) және аталмыш аумақ Алтуайт тауларынан оңтүстікке қарай 4 км қашықтықта орналасқан. Кенбілінім гидротермалық кварц-галенит-сфалерит формациясына жатады.

Кенбілінім ені 50-100 м болатын Алтуайт жарылымындағы брекчиялану зонасына ұштасып, ишим дестесіндегі (C_{1is}) кремнийленген әктаспен және (V-€) эдиакар-кембрий көмірлі-саздақты тақтаспен, көмірлі-кремнийлі жапсар бойынша 600-1000 м қашықтықта созылып жатыр. Жарылым зонасында ұзындығы 500 м (Колчин, Строкин, 1964) және қалыңдығы 40-45 м марганецтенген, темірленген және кварцтанған линза тәрізді денелермен контурланған. Қорғасын мөлшері 0,01-0,26 %, мырыш – 0,01-0,09 %, мыс – 0,2 % болып келеді. Қорғасынның максимал мөлшері (1%-ға дейін) көптеген кварц желілер құрамына енген темірленген таужыныстарда шоғырланған. Кенбілінімнің практикалық мәні анықталмаған.

Алюминий. Сипатталып отырған аумақта нефелинді сиениттермен генетикалық тұрғыдан байланысты бейбокситті жоғары алюмототықтың екі кенбілінімдері анықталған.

Майтөбе I және Майтөбе II кенбілінімдері Тумырза-Сарысай суайрықтарындағы Қарсақпай елді мекенінен солтүстік-батыс аумақта 24 км қашықтықта орналасқан. Мұны алғаш рет 1935 жылы Е.Л. Бутаков сипаттаған болатын. Кенбілінімдер жоғары рифей (R_{3k}) Қарсақпай сілтілі сиенитті массивімен тығыз байланысты. Бұл массивтің желілер сериясы нефелинді эгирин-авгитті сиениттерден құралады. Желілердің басым бөлігі массивтің оңтүстік аумағына шоғырланған. Нефелинді сиениттердің желісінің қалыңдығы 0,5-1,0 м болып келеді. Олар 15-25° бұрышпен көлбеу жайғасқан. Ірі кристал түріндегі нефелин желінің орталық бөлігіне шоғырланған. Алюмототықтың нефелинді сиениттердегі мөлшері 24,13 %, сілтілі модулі 0,6 (Бутова, 1937) болып келеді.

Нефелинді минералдану масштабы мардымсыз, сондықтан практикалық мәні шамалы. Эдиакар-кембрийлік қара тақтатасты түзілімдер бойынша дамыған алюмофосфатты мұрыған қыртыстарда мөлшері шамамен 10-25 % ке дейін жететін, алюминийдің үш тотығы анықталды.

Ниобий, тантал, цирконий және сирекжер. Зерттелген аумақтағы аталмыш металдардың кенбілінімдері екі типті руда формацияларына жатады: 1) сирек металды пегматиттер 2) гидротермалық-метасоматоздық сирек металды далашпатты-флюорит-фенакитті. Біріншісі Насымбай кенбілінімдерімен, екіншісі Линейное кенорнымен, Майтөбе, Пионер кенбілінімдерімен байланысты болып келеді.

Насымбай кенбілінімі Насымбай қыстағының оңтүстігіне қарай 4 км қашықтықта Майтөбе массивінің (O_{3kk}) диоритті ашылымдарына жақын орналасқан. Кенденудің сыйыстырушы таужыныстары төменгі рифейдегі (R_{1s2}) тақтатасты қатқабаттың жоғарғы бөлігіндегі тақтатастар және кварциттер арасындағы пегматитті желілер болып табылады. Пегматитті желілер 10-15 м ұзындықта, 0,8 м қалыңдықпен солтүстік-батыс бағытта созылған. Екі желінің спектрлік талдамалары бойынша танталдың өндірістік мөлшері – 0,01-0,03 %, ал қалғандарында – 0,003-0,01 % анықталды. Ниобийдің максимал мөлшері 0,0006 %. Пегматиттерде келесі элементтер анықталды: фосфор – 1,0-3,0 %, ванадий –

0,3-1,0 %, қорғасын– 0,3-1,0 %, барий – 1,0-3,0 % (Голубовский және т.б., 1964). Кенбілінімдерінің пратикалық мәні төмен.

Сипатталып отырған аумақта гидротермалық-метасоматоздық сирек металды формациялар ауқымы кеңірек. Кендену ақтас кешеніндегі аляскит граниттер әсерінен пайда болған кварцты-далашпатты құрамды метасоматиттермен ұштасқан.

Линейное кенорны Қарсақпай ауылынан батысқа қарай 23 км қашықтықта орналасқан, Қарағанды ПСЭ арқылы анықталған (Серегин және басқалар, 1967). Кенорнының геологиялық құрылымында ақтас кешенінің аляскит граниттері (R_{3ak}) қатысады және палеопротерозой (PR_{2sg}) оларды сыйыстырушы екінші қатқабатының биотитті және микроклинді-альбитті гнейстер қатысады. Кендену субендік бағытта 700 м-ге созылған, қалыңдығы 0,3-3,5 м-ге баратын альбиттенген аплитті таужыныс денелерімен байланысты. Атыз сынамаларының химиялық мәліметтері бойынша (Серегин және басқалар, 1967) кендегі бес тотықты танталдың мөлшері 0,01- 0,025 % аралығында, бес тотықты ниобий мөлшері – 0,13-0,25 %, цирконий тотығы – 0,95-2,1 %, сирекжер жиынтығы– 0,14-0,54 % аралықтарында өзгеріп отырады. Кенді зонаның батыс бөлігінде, кенденген альбиттенген және кварцтанған граниттерде бериллий мөлшері 0,11 ден 0,27 % мөлшері анықталды. Кенорын одан әрі зерттеуді қажет етеді, бірінші кезекте цирконий қоры бағалануы тиіс.

Майтөбе кенбілінімі Линейное кенорнынан шығысқа қарай 6 км қашықтықта орналасқан. 1965 жылы Жезқазған ГБЭ ашқан (Колчин және басқалар, 1967). Геологиялық құрылымында Оңтүстік-Сарысай массивінің таужыныстары, атап айтсақ: ортоклаз-альбитті гранит-гнейстер (γ_2R_3) және аляскит граниттер, ақтас кешенінің (R_{3ak}) гранитті-порфирлері мен аплит тәрізді граниттері қатысады. Таужыныстар белсенді кварцты-далашпатты метасоматозға ұшыраған. Ниобий, титан ореолдары мен сирекжер металдары гранит-гнейстермен ұштасқан, ал бериллий, молибден мен қорғасын ореолдары – метасоматоздық өзгерген граниттермен ұштасып жатыр.

Штуф сынамалардың химиялық талдамасы бойынша бес тотықты танталдың гранит-гнейстердегі мөлшері 0,0005-0,007 %, ал бестотықты ниобий мөлшері– 0,005-0,054 % құрайды. Танталдың ниобийге қатынасы 1:10 тең. Сирекжер жиынтығы 0,25-0,33 %-ға жеткен. Граниттер мен гранитті-порфирлерде, орлардың атыздық сынамаларындағы бериллийдің жоғары мөлшері (0,04-0,4 %) анықталды.

Жүргізілген барлау жұмыстарының нәтижесінде (Трибунский, 1969) неғұрлым тереңдеген сайын танталдың мөлшері ұлғайғандығы анықталды. Ұңғымалардағы кенді интервалдар қалыңдығы 1,0 -20,0 м, бес тотықты танталдың орташа мөлшері 0,01 %, бес тотықты ниобий – 0,15 %, иттрий – 0,1 %, иттербий – 0,01 % болып келеді Минералдану зоналары (30° бұрышпен) солтүстік-шығысқа қарай еңістенген. Рудалы денелердің өлшемдері шамамен 120x300 м болып келеді. Тантал мен ниобий колумбитпен, танталитпен, фергюбонитпен, ильменорутитпен байланысты. P_2 категориясы бойынша

болжамданған ресурс: танталдың бес тотығы– 400 т, ниобийдің бес тотығы– 4500 т. құрайды. Кенбілінімді алдағы уақытта зерттеу қажеттілігі туындап отыр.

Пионер кенбілінімі Линейное кенорнының батысында 6 км қашықтықта орналасқан және алғаш рет 1965 жылы Жезқазған ГБЭ ашылған (Колчин және басқалары, 1967). Кенбілінімнің геологиялық құрылымында Жауынқар кешенінің ірі және орташа түйірлі лейкограниттері, кассин (C_{1ks}) және русаков (C_{1rs}) горизонттарының кремнийленген әктастары қатысады. Кенбілінім ауданы арқылы сирек металды кенденген белсенді тақтатастану зонасы байқалатын ірі Ақтас жарылымы өтеді. Минералдану танталитпен, колумбитпен, торитпен, касситеритпен және флюоритпен сипатталады. Химиялық талдамалар бойынша бес тотықты танталдың мөлшері - 0,003 %, ниобийдің бес тотығы - 0,02-0,04 %; бериллий мөлшері 0,004 % (Колчин және т.б., 1967) құрайды. Олар алдағы уақытта зерттеуді қажет етеді.

«Степгеология» ПГО жұмыстары арқылы Қурайлы кенді алаңында алюмофосфат қабатшаларының арасында жоғары мөлшерде сирекжер мен скандийдің жоғары концентрациялары анықталған. Скандий мөлшері 0,3 %-ға жеткен, ал сирекжер жиынтығы – 2,5 % құрайды. Сирекжер мен скандий концентрациялары морыған қыртыстарда кездеседі. Қурайлы кенді алаңындағы скандий қорын болжамдау нәтижелері бойынша жалпы қоры 1,5 мың т, ал сирекжер қоры шамамен 15 мың т. құрайды. Аталмыш нысан алдағы уақытта зерттеуде қажет етеді.

Алтын. Сипатталып отырған аумақта парагентикалық жағынан қара тақтатасты формациялармен, бірі кварцты-желілі-гидротермалық-метасоматоздық формациялармен байланысты үш алтын кенбілінімі анықталды. Бірінші түріне *Байқоңыр*, *Сарысай II* және *Қурайлы кенбілінімдері*, екінші түріне–*Сарысай I* болып табылады. Сарысай мен Байқоңыр өзендерінің қиылысқан аумағының перспективалылығы жоғары, өйткені мұнда P_2 категориясы бойынша тереңдігі 30 м дейінгі алтынның болжамдық қоры– 1,560 т деп бағаланған жоғарыда аталған үш кенбілінім орналасқан.

Қурайлы ванадий кенорнындағы алтын кенбілінімі кешенді игеруде қызығушылық туғызып отыр.

Байқоңыр кенбілінімі Қарсақпай ауылының батысында 65 км қашықтықта, Байқоңыр өзеніне келіп қосылатын Сарысай өзенінен солтүстікке қарай 2 км қашықтықта өзен аңғарында орналасқан.

Алғаш рет 0,01-0,2 г/т мөлшеріндегі алтынды аномалды аумақта 1976 жылы Г.И. Колчин анықтаған. Содан кейін А.Д. Гостев 1977-1980 жж. бұрғылау жұмыстары мен орлар қазу арқылы алтынға іздеу-бағалау жұмыстарын жүргізді. Кенбілінім аумағында 9 ұңғыма бұрғыланған, бірақ біреуінде ғана (№ 10) 5 г/т мөлшердегі алтын 25-30 м аралықта кен денесі ашылған. Қалған ұңғымалар субпаралель кен денелерімен өткен. Жезқазған ГБЭ жұмыстары нәтижесінде кенбілінім тиімді деп танылған. P_2 категориясы бойынша 30 м тереңдікте алтынның орташа мөлшері 33,5 г/т болып келетін, болжамдық ресурс қоры 954 кг деп бағаланған.

Аумақтағы ГДП-200 процессі кезінде кенбілінімдерге 1:10000 масштабта жаңа геологиялық схема жасалып, қосымша штуфты (21 сынама), атыздық (60 сынама) және шлихті сынамалау жүргізілген. Негізгі кварцты желіден атыздық сынамалар 4-6 м сайын алынған, сондай-ақ кварцтан және кенсыйыстырушы таужыныстардан сынама алу осылай орындалған.

Қосымша геологиялық зерттеулер нәтижесінде жасы эдиакар-кембрий қара тақтатасты қатқабаттары белсенді метасоматозданған, нәтижесінде сыйыстырушы кварц желілері, көмірлі-кремнийлі тақтатастар березиттерге алмасқан. Кварцты желілер оларды сыйыстырушы таужыныстармен еңістенуі және созылуы бойынша субүйлесімді жайғасқан. Желі батысқа қарай 70-60° градус бұрышпен еңістенген. Қабат қалыңдықтары 0,2-4,0 м аралықтарында өзгеріп отырады. Кварцты желілер будинажға ұшыраған және қабат қалыңдығы 4 м-ге жетеді. Желілерде кварцтармен бірге: серицит, хлорит, кейде эпидот, реальгар кездеседі. Желілердегі кен минералдары сомтума алтынмен, пиритпен, галенитпен, гематитпен, сирек аргентитпен сипатталады. Тотығу зонасында алтын кварцтарда сонымен қатар, темір сульфидтерінің тотығуы кезінде қалыптасқан лимонитте өлшемдері 0,1-0,2 мм болатын қабыршақтар мен түйірлер түрінде кездеседі. Соңғы жағдайда ұзын өс бойынша бөлшектердің мөлшері 1,5 мм жетеді. Алтынның негізгі бөлігі кенсыйыстырушы таужыныстарда тегіс жолақты қара тақтатастар бойынша дамыған жұқа қабаттармен сипатталады. Мұндай жұқа қабаттар жарықша бойынша кварцтарда кездеседі. Пирит, галенит және аргентит кварцты желіде сирек сеппелер қалыптастырады. Көптеген жағдайда олар өлшемі 2 см болатын темір тотықтарымен алмасқан. Кенсыйыстырушы таужыныстарда олар тек бинокулярмен анықталатын жұқа сеппелермен сипатталады.

6400 м созылған жалпы кенді зонаның потенциалды алтынды кварц желісінің ұзындығы 2100 м болып келеді. 141,142,114 орлармен (канава) ашылған кварцты желі толық зерттелген. Орлар арасындағы аралықтарда кен денесі атыз сынамаларымен 4-8 м сайын сынамаланған. Толық зерттелген желінің жалпы ұзындығы 200 м, кен денесінің орташа қалыңдығы 1,0 м, кварцтағы алтынның мөлшері 2,64 - 259 г/т аралығында, ал кенсыйыстырушы таужыныстарда – 1,69-20,6 г/т шамасында болып келеді. Кен денесіндегі алтынның орташа мөлшері 33,5 г/т болып келеді. Алтынмен бірге 10-100 г/т мөлшерінде күміс кездеседі, ал қорғасынның мөлшері шамамен 1 % болып келеді. Тереңдікте сипатталып отырған кен денесі 10 (Гостев, 1980) ұңғымада 5 г/т орташа мөлшерімен, 25-30 м интервалда ашылған. Сипатталып отырған кен денесінің болжамдық ресурсы толық зерттелген аумақта Р₂ категориясы бойынша 0,502 т алтынды құрайды. Байқоңыр кен кенбілінімінде аталмыш зерттеу деңгейінде еріктілермен (старатель) алтынды өндіру жұмыстары басталуы мүмкін.

Сарысай II кенбілінімі Сарысай өзені сағасының шығысына қарай 1 км қашықтықта орналасқан. Кенбілінімнің геологиялық құрылысында эдиакар-кембрий қара тақтатастары таралған, олар белсенді метасоматозға ұшырап, березиттерге айналған. Кен алаңы аумағында 0,05 г/т-ға баратын алтын

ореолдары анықталған. Кенбілінімде ұзындығы 150, 200, 250 м үш кварц желісі анықталған, қалыңдықтары– 1,0; 0,6, 2,0 м. Олардың екеуі 105, 133, 135 ,136 орлармен ашылған. Атыздық сынамаларда алтынның мөлшері 0,4-14 г/т аралығында болып келеді, ал алтынның орташа мөлшері – 9 г/т. құрайды Кенсыйыстырушы березиттерде алтынның мөлшері 0,4-0,5 г/т болып келеді. Кен денелері тереңдіктері бойынша зерттелмеген. P₂ категориясы бойынша болжамданған ресурс 105, 133,135 орларымен ашылған тек бір ғана желіде анықталған. 30 м тереңдікке дейін, ұзындығы 250 м кен денесінде 0,253 т құраса, орташа қалыңдығы 1,5 м кен денесінде алтынның орташа мөлшері – 9 г/т құрайды. Кенбілінім алдағы уақытта зерттеуді қажет етеді.

Сарысай I кенбілінімі Сарысай II кенбілінімінің солтүстігіне қарай 2 км қашықтықта орналасқан. Геологиялық құрылысында палеопротерозой (PR₁³λξ) үшінші қатқабатының порфиroidтары қатысады. Таужыныстар орташа березиттенген. Кенбілінімдерде ұзындығы 800 м, қалыңдығы 0,01-2,0 м, алтын мөлшері 1,4-14 г/г болатын бір кварц желісі анықталды. Кен денесі сульфидтік сеппе кара-сұр сирек ақшыл жосаланған кварцпен көмкерілген (арсенопириттенген). Кенбілінімде алтын ореолдарын алтынметриялық түсірілімдері бойынша анықталмады. Кенбілінімде төрт ұңғыма бұрғыланған, бірақ ешқайсысы кен денелерін аша алмаған. ұзындығы 480 м, қалыңдығы 1,75 м, алтынның орташа мөлшері 5,6 г/т болатын кен денесінің P₂ категориясы бойынша 30 м тереңдікке дейінгі алтынның болжамдық ресурсы 0,353 т қорды құрайды. Кенбілінім алдағы уақытта зерттеуді қажет етеді.

Күміс кенбілінімдері мен кенорындары аталмыш аумақта анықталмаған, және Қурайлы ванадий кенорнында, сонымен қатар күмістің концентрациясы 10 - 100 г/т аралығында болып келетін, Байқоңыр алтын кенбілінімінде жанама компонент болып табылады. Осыған қарамастан зерттелген аумақта литогеохимиялық түсірілімдер бойынша эдиакар-кембрий кара тақтатасты қатқабаттары дамидын бөліктерінде, әртүрлі белсенділіктегі бірнеше ореолдары күміс анықталды. Ореолдарды зерттеу күміске ғана емес, сонымен қатар онымен байланысты алтынмға оң нәтижелер береді.

Платина. Зерттелген аумақта платинаның бір кенбілінімі анықталған. Аталмыш кенбілінім эдиакар-кембрий кара тақтатасты қатқабаттарында орналасқан. Қурайлы кенді алаңында бұрғыланған ұңғыма сынамаларында қорғасын, мырыш, алтынмен бірге платинаның мөлшері тоннаға шаққанда грамның оннан бір бөлігі болады (Кушнеренко, 1993).

5.2 Бейметал пайдалы қазбалар

Тау хрусталі. Хрустальді кварц желілі алаңы Ақтас, Қурайлы, Сарысай жарылымдары даму зонасы мен русаков (C_{1rs}) және кассин (C_{1ks}) дестелерінің кремнийленген әктастарымен, көмірлі-саздақты, эдиакар-кембрийдің (V-Є) көмірлі-кремнийленген тақтатастарымен, Татпен массивінің кварц диориттерімен, гранодиориттерімен ұштасқан төмен қатарлы жарылымды бұзылыстар дамыған зоналардың батыс бөлігіне шоғырланған.

Турне әктастарында Сарысай кенорны мен кенбілінімдер: Шұбарқұдық, Солтүстік Ащылысай, Қараадыр, Тоқалсай; эдиакар-кембрий түзілімдеріне – Батыс Ащылысай мен кенбілінімдер: Қурайлы I, Оңтүстік Ащылысай, Қурайлы II; қырыққұдық кешенінің гранитоидтарымен байланысты кенбілінімдер: Татпен және Ащымір орналасқан.

Таза хрустальді желі аз мөлшерде, бірақ кейде жекелеген цитрин кристалдарын, друзаларды, ұяшықтарды құрайды. Цитриннің жеке кенбілінімдеріне – Қурайлы I аумағы жатады, мұндағы балқытуға жарамды хрустальдің барланған қоры 500 кг, ал ресурстары 10-15 т (Аеров және т.б., 1976) болып келеді.

Хрустальді минералдану кенбілінімдерінің сипаты Батыс Ащысай кенорнында байқалады. Аталмыш кенорын Ащылысай саласының оң жағалауындағы Қарсақпай ауылынан батысқа қарай 45 км қашықтықта орналасқан. 1952 жылы А.А. Щеколдин мен П.М. Прунис ашқан.

Кенорын эдиакар-кембрий көмірлі-кремнийлі, көмірлі-саздақты тақтатастарында шоғырланған.

Кварцпен минералдану зонасы штокверкті қалыптастырған. Зона 30° құлау бұрышпен солтүстік-батысқа еңістенген, ұзындығы 300 м, қалыңдығы шамамен 50 м болып келеді. Қалыңдықтары бірнеше сантиметрден 2-3 м болатын желі зоналары да таралған. Кенорында барлығы шамамен 200 хрустальденген желі анықталған. Олардың өлшемдері 1,2x0,6x0,7 м-ден 9x3,5x1,5 м-ге барады. Олардың пішіндері қуысты, сопақ, бұрыс болып келеді. Ұяшықтар әдетте штокверк зонасы бойымен созылып жатыр.

Сипатталып отырған аумақтағы барлық ашылымдар, кварцты желі алаңдары бағаланып, толық өндірілген.

Мусковит. Насымбай кенбілінімі мусковитті пегматиттерде шоғырланған. Дүйсембай өзенінің оң жағалауында, Насымбай қыстағы маңында орналасқан.

Майтөбе массивінің (O₃kk) диориттермен жапсарларына жақын палеопротрезой (PR₁³) үшінші қатқабаттағы порфиرويدтарында шоғырланған екі пегматитті желі түрінде сипатталады. Желі қалыңдығы 0,5 м, ұзындығы шамамен 4 м болып келеді. Мусковит өлшемі шамамен 4 см болатын ұяшық тәрізді кристал жиналымдарын қалыптастырады.

Осыған байланысты орташа өлшемді кенбілінімдер тек минералогиялық қызығушылық қан танытады.

Әктас. Әктас құрылыс тасы ретінде жарамды. Әктас қабатшаларының қалыңдығы 30-40 м құрайды. Олардың арасында кристалды және органогендік-детритусты түрлері кездеседі (Япаскурт және басқалар, 1966).

Мәрмәр. Мәрмәр кенбілінімдері сипатталып отырған аумақта парагенетикалық тұрғыда төменгі рифей (R_{1s2}) шөгінді-метаморфтық қабаттарымен байланысты. О.В. Япаскурттың (1967) мәліметтері бойынша мәрмәрлардың қалыңдығы 40-180 м-ге барады, ол кварцит, темірлі кварцит, серицитті тақтатастар арасына шоғырланған. Мәрмәрлар сұр, құба сұр түсті, жолақты бітімді, тақташа ретінде сипатталады және құрылыс тасы ретінде қолдануға болады.

Доломит. Байқоңыр кенорны Байқоңыр ауылынан оңтүстікке қарай 2,5 км қашықтықта кассин дестесі түзілімдерінің ортасында орналасқан. Оны алғаш рет 1942 жылы Н.И. Любимов барлаған. С₂ категориясы бойынша отқа төзімді сапалы доломиттің қоры 1502 мың т құрайды.

Барит. Барит кенбілінімдері эдиакар-кембрий шөгінді-метаморфталған кара түсті тақтатасты формациялармен тығыз байланысты. Қатубай және Скалистый кенбілінімдерінің бөлікшелері айтарлықтай толық зерттелген. Баритті минералдану Сарысай алюмофосфат кенорнында, Қурайлы ванадий кенорнында, сонымен қатар Татпен және Сатан өзендерінің жағалауында байқалады.

Барит кенбілінімдерінің сипаты генезисінің бір типтілігінен туындайды, сондықтан Скалистый кенбілінімін мысал ретінде алуға болады. Аталмыш кенбілінім аумағы қарсақпай ауылынан батысқа қарай 45 км қашықтықта орналасқан. Кварцты-баритті жатындар синклин қатпарлар қанатында қалыңдықтары 0,6; 0,6; 0,6, 2,3 м, ұзындықтары 1,5-2,0 км баратын төрт қабатшаларды қалыптастырып, шығыс қанатында солтүстік-батысқа 50° бұрышпен, батыс қанатында оңтүстік-шығысқа қарай 40° градуспен еңістенген. Химиялық талдамалар бойынша кварцты-баритті желідегі BaSO₄ орташа мөлшері 86,7 %, SrSO₄- 0,6 %, ал саздақты-кремнийлі тақтатастарда 6,67 % - 0,57 % құрайды. Бөлікшеде қалыңдықтары 6,5 м, фосфор мөлшері 3 % баратын кварцты-фосфатты таужыныстар қабаты анықталды.

Алюмофосфаттар. Алюмофосфаттың барлық кенбілінімдері зерттелген аумақта эдиакар-кембрий түзілімдеріне шоғырланған және шөгінді-метаморфталған кара тақтатасты формациялармен генетикалық байланысты. Олар Сарысай кенорны мен кенбілінімдері: Северный, Ыздықтөбе, Оңтүстік, Алтуайт, Басалтуайт, Скалистый және Көктал. Сонымен қатар, алюмофосфаттар бирюза кенбілінімі ретінде ертеде белгілі болған нысандар қатарына жатады. Мысал ретінде аса ірі – Сарысай аумағы сипатталған.

Сарысай кенорны Қарсақпай ауылынан батысқа қарай 40 км қашықтықта орналасқан. Оны алғаш рет 1955 жылы А.Л. Книппер ашқан. Аумаққа Северный, Ыздықтөбе және Южный кенбілінімдері жақын орналасқан.

Кенорындағы алюмофосфат жатыны солтүстік-шығыс бағытта созылған үш қабаттан құралған, арасында эдиакар-кембрий әктастары, көмірлі-тақтатастар, құмтастар кездеседі. Шығыс қабаттың қалыңдығы шамамен 1,0 м, ұзындығы 760 м болып келеді. Орташа қалыңдықтары 0,5-1,0 м болатын қабаттар 700 м созылған. Батыс қабаттың қалыңдығы 0,3-1,0 м, ұзындығы 2100 м. Солтүстік бөлікте (Северный кенбілінімінде) аталмыш үш қабат бір-бірімен қабаттасып, бір қалыңдықты 5,2 метрді құрайды (Попова, 1964). Фосфатты фация қалыңдықтары 0,5-5,0 м фосфорит қабаттарымен сипатталатын, қалыңдықтары 0,02-1,15 м тақтатастармен бөлінген кенорынның (Южный кенбілінімінде) оңтүстігіне қарай дамыған. Фосфорит жатындары созылу бағыты бойынша ұзындығы 1500 м құрайды, құлау бағыты бойынша 100 м дейін тереңдікте созылған және фосфориттердің орташа қалыңдығы 4 м болып келеді. Оңтүстік-батысқа қарай құлау бұрышы 70° -қа жетеді.

P_2O_5 және Al_2O_3 орташа мөлшері (%): фосфориттерде – 17,3 - 6; алюмофосфаттарда – 14,2 -15,6 фосфатнегізді тақтатастарда – 6,9 - 4. Кендегі SiO_2 орташа мөлшері шамамен 30 %.

Кенорындағы C_2 категориясы бойынша фосфориттің, алюмофосфаттың, фосфат негізді тақтатастардың жалпы қоры Ыздықтөбе, Северный, Южный аумақтарын қосқанда P_2O_5 – 6,8 % және Al_2O_3 ~ 6,6 % орташа мөлшерінде 4,6 млн т болады. Кенорынның өндірістік маңызы шамалы. Қор мөлшерін 7 млн т-ға дейін арттыру 200-300 м тереңдіктегі барлау арқылы орындалады.

Хризотил-асбест. Сипатталып отырған аумақта хризотил-асбестің екі кенбілінімі анықталған: Ұлытау кешенінің (R_{3ub}) гипербазит ашылымымен ұштасып жатқан Талдысай және Турамасай.

Талдысай кенбілінімі Қарсақпай ауылынан солтүстік-шығысқа қарай 12 км қашықтықта орналасқан, оны алғаш 1930 жылы Л.М. Никитин мен Г.М. Пашаев ашқан. Кенбілінімі Талдысай массивінің серпентинденген гипербазиттерімен байланысты. Кен денелері созылу бағыты бойынша 1 км қашықтыққа созылған және 50-140 м аралықтарда ұңғымалармен ашылған. Таужыныстардың асбестілігі 0,5 %-дан аспайды. Оңтүстік бағытта кен денелерінің қалыңдығы 130 м-ге ұлғайған. Кендену жарықшақты серпентиниттердегі асбест желілерімен сипатталады. Асбест әдетте көлденең-талшықты, сирек қималы-талшықты түрде болып келеді. Хризотил-асбесттің орташа мөлшері 0,5 % болатын, хризотил-асбест кенінің қоры 50 мың т кұрайды. Жарылымды бұзылыстар зонасында қалыңдықтары бірнеше метрге баратын линза тәрізді тальк жиналымдары кездеседі. Хризотил-асбестінің өндірістік маңызы шамалы деп бағаланған.

Родусит-асбест. Родусит-асбест кенбілінімі Кеңгір дестесіндегі (P_{1-2kn}) Үшбұлақ горизонттында орналасқан. Горизонттардың сызықтық жолақ түріндегі ашылымдары Қумола синклинінің батыс аумағында, солтүстігінен оңтүстікке қарай созылып жатыр. Мұнда родусит-асбестің екі кенбілінімі Керегетас және Күнтоғай, сонымен қатар бірнеше минералдану нүктесі ашылған.

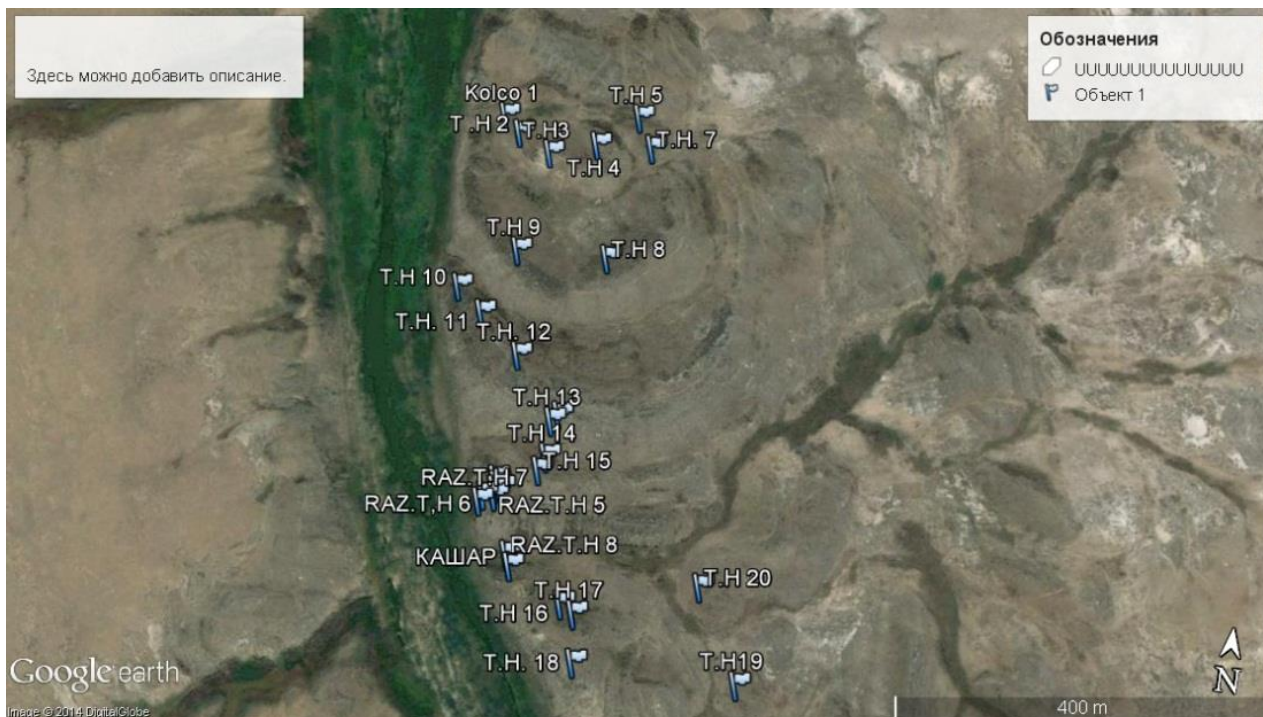
Күнтоғай кенбілінімі Күнтоғай аумағындағы Қарсақпай ауылының оңтүстік-шығысына қарай 30 км қашықтықта орналасқан. Алғаш оны 1945 жылы А.В. Волин ашқан. Кенбілінімінің геологиялық құрылымында кеңгір дестесіндегі (P_{1-2kn}) үшбұлақ горизонттының түзілімдері қатысады: жиделісай дестесінің құмтастарына шоғырланған әктасты құмтастары, алевролиттер, мергелдер. Минералдану аумағы 6x1 км болып келеді. Талшықты родусит-асбест сирек кездеседі.

5.3 Қараторғай мысты-никельді кенбілінімінің минералогиясы және геологиялық ерекшеліктері

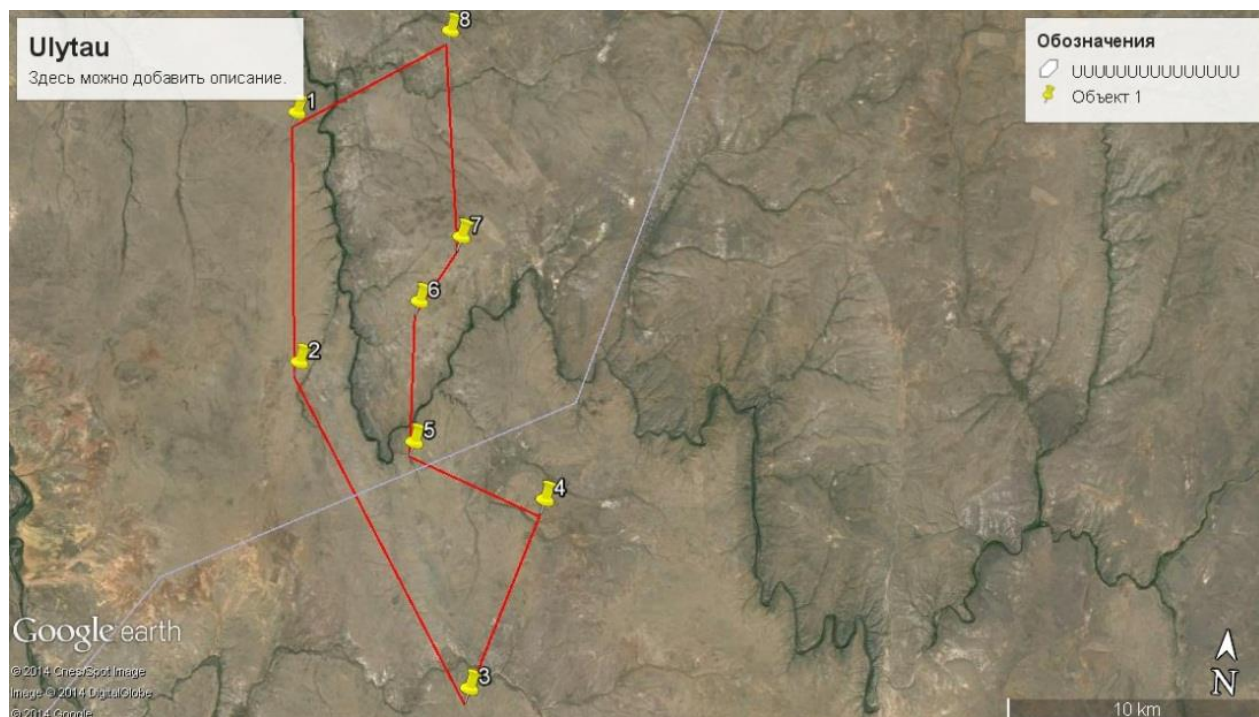
Далалық геологиялық жұмыстарда 2012, 2013 жылдары құрастырылған 1:200 000 масштабты ғарыштық геологиялық түсірілімдер қолданылды [125-127].

Далалық геологиялық жұмыстарды орындау барысында зертханалық жұмыстарды орындау үшін масштабы 1:50000 болатын Қараторғай кенбілінімінің кені мен таужыныстарынан үлгітастар алынды.

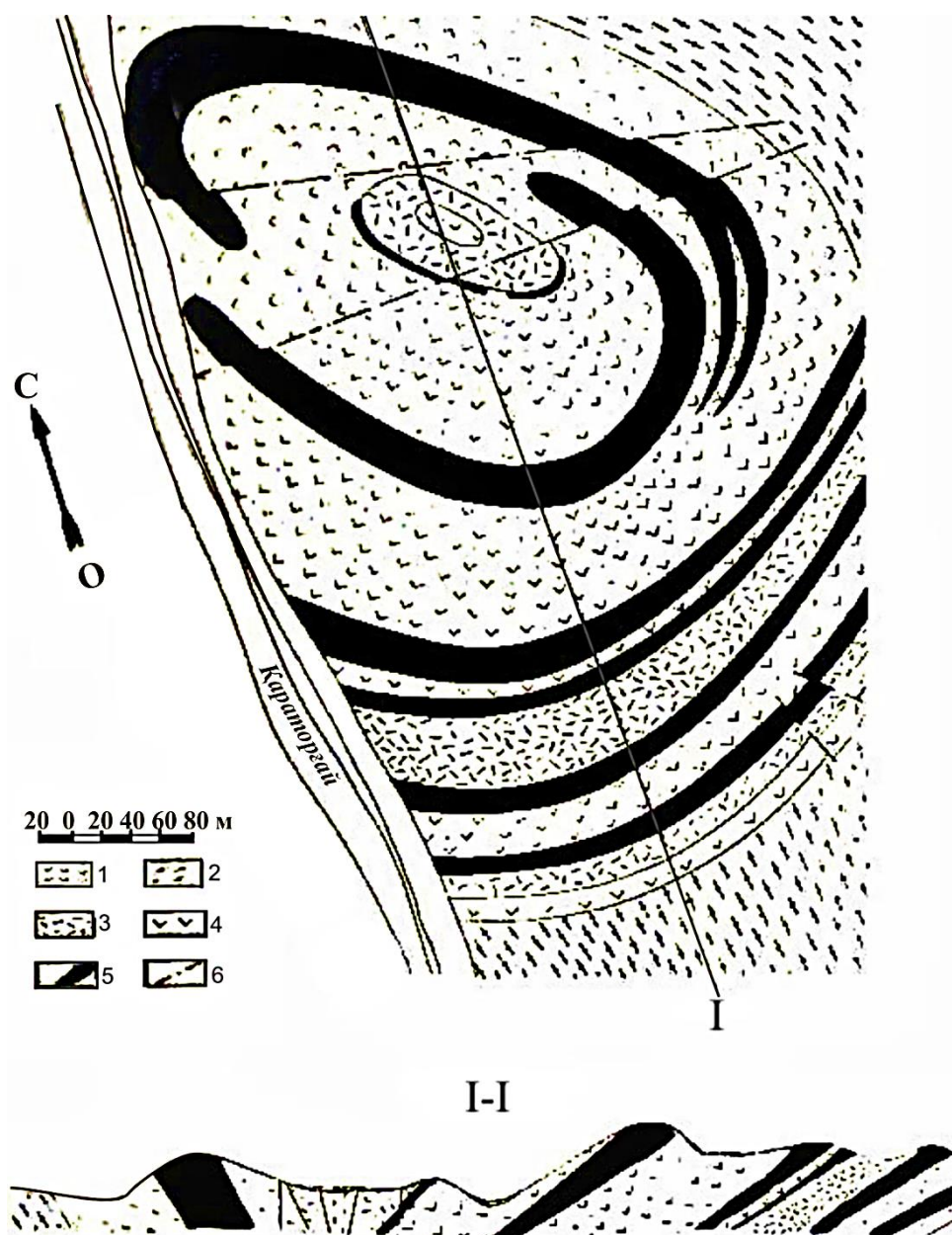
Алынған үлгіастардан шлифтер мен аншлифтер дайындалды. Сынамалар алынған орындар 5.1 және 5.2-суретте берілген.



Сурет 5.1 - Зерттеу аумағының ғарыштық түсірілімі [125]



Сурет 5.2 -.1:50000 масштабты зерттеу аумағының ғарыштық түсірілімі [125]



1-кайнозой түзілімдері; 2-кристалды тақтатастар мен прекембрий гнейстері; 3-габбро-диабаздар; 4-кварц кератофирлер мен олардың туфтары; 5-перидотиттер; 6-тектоникалық бұзылыстар

Сурет 5.3 - Сақина құрылымдардың схемалы геологиялық картасы (О.Б. Бейсеев, В.А. Овечкин бойынша, 1967)

Платиноидты кенмен бірге сульфидті, мысты-никель-кобальтты кенбілінімдер Солтүстік Ұлытауды Қараторғай деген атпен белгілі Қараторғай өзенінің оң жағалауында орналасқан. Кенбілінімді Ю.А. Зайцев ерекшелік кеткен [5, с. 44], ұзындығы 400 км-ге баратын Батыс және Шығыс Ұлытау белдеміндегі ультранегізді және негізді таужыныстар тобына енген ультранегізді массивтің асбестілігін зерттеу барысында 1967 жылы О.Б. Бейсеев алғаш рет ашқан болатын [128, 129] (сурет 5.3).

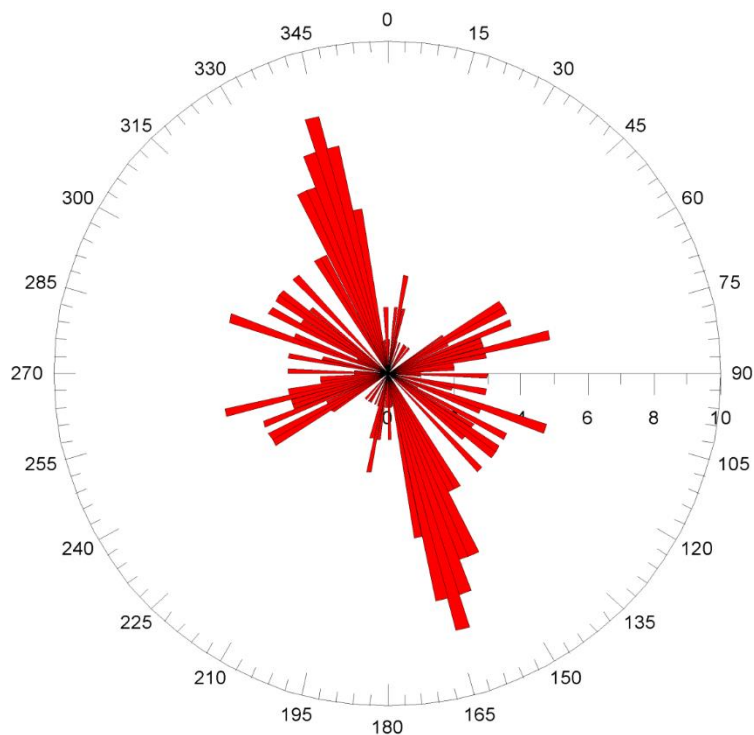
5.3.1 Кенбілінім ауданының ғарыштық геологиялық құрылымдық схемасы

Қашықтан жасалған түсірімдер мен жер бедерінің цифрлық үлгісінің бастапқы және деривативті материалдарын риясыздау нәтижесінде зерттелген аумақта келесі құрылымдар анықталған: сызықтық, сақина, доға құрылымдар және әртүрлі жастағы заттық-құрылымдық үш кешен түрлері мен аудандық денелер.

Сызықтық құрылымдар

Зерттелген аумақта сызықты морфологияның шамамен 600-ден астам құрылымы анықталып, карталанған. Осындай құрылымдарға: жарылымды бұзылыстар, геологиялық шекаралар, метаморфтық тақтатастану мен жолақты білінімдер, жарылым маңы қосылыстарының элементтері жатады.

Аумақ шегіндегі жарылымды бұзылыстар негізінен солтүстік-солтүстік-батыс бағытта созылып жатыр (сурет 5.4).



Сурет 5.4 - Қараторғай аумағындағы жарылымды бұзылыстардың раушан-диаграммасы

Метаморфтық тақтатастану мен жолақты білінімдер субмеридиан бағытта созылған, дегенмен олардың білінімінің жоғары максимумы аумақтың орталығы мен солтүстік бөліктерінде байқалады. Е.И. Паталаханың пікірі бойынша (1985), мұндай құрылымдар кластикалық (тақтатастанған) және пластикалық заттың ағымдармен (белдемдік) тығыз байланысты және аймақтық метаморфизмнің әртүрлі фациялық процестерінің сипаты болып табылады [52, с. 150].

Жарылым маңындағы кливаж білінімін ірі жарылымды бұзылыстар сипатталып, жоғары жарықшақтану зонасын айқындайды.

Сақина құрылымдар

36 сақина және доға құрылымдар анықталып, карталанды. Сақина құрылымдардың радиустары 220-2200 м аралығында болып келеді. Барлығы «кіші» құрылымдар қатарына жатады. Білінімдердің сипаты бойынша аумақтағы сақина құрылымдар магаматогендік және тектоногендік болып табылады.

Магаматогендік құрылымдарға магмалық таужыныстардың денелерімен ілесетін немесе олардың білінімдерінің іздері – кенсыйыстырушы таужыныстарға термиялық әсер еткен бөлікшелері жатады. Тектоногендік құрылымдарға аумақтағы жергілікті бөлікшелердің төменеуінен туындаған теріс жер бедері кіреді.

Алаңдық денелер

Алаңдық денелер ретінде магмалық таужыныс денелері көрсетіліп отыр. Эрозиямен ашылған 70 кіші, ультранегізді құрамды 9 жасырын денелер анықталды. Эрозия нәтижесінде ашылған денелер пішіндері бойынша солтүстік-солтүстік-батыс бағытта созылып жатыр. Олардың өлшемдері жүз метрден аспайды. Белгілі болғандай, барлық денелер солтүстік-солтүстік-батыс бағытта жарылымды бұзылыс зонасына орналасқан. Бұл денелердің жапсар бөлікшелерінде термиялық әсер іздері байқалмайды.

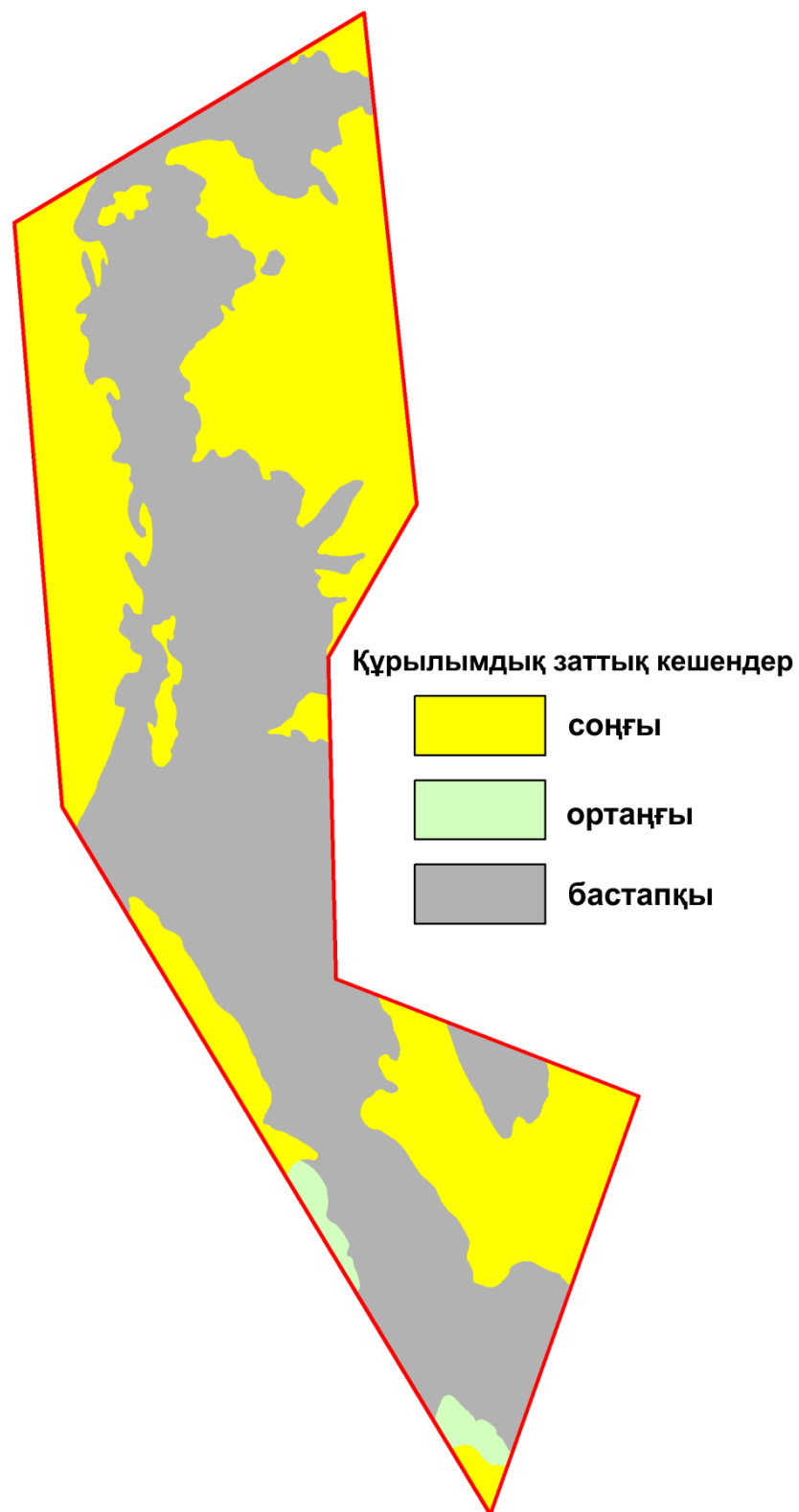
Заттық-құрылымдық кешен

Алаңдық денелердің басқа кенбілінімдері заттық-құрылымдық кешен болып табылады. Зерттеліп отырған аумақта түрлі геотектоникалық жағдайда қалыптасқан әртүрлі жастағы үш заттық-құрылымдық кешендер көрініс береді. Бастапқы, ортаңғы және соңғы кешен анықталды (сурет 5.5).

Зерттелген аумақ шегінде бастапқы заттық-құрылымдық кешен жаралымдары, субмеридиан бағытта созылып жатыр. Кешен жасыл тақтатасты және амфиболитті фация жағдайында метаморфталған таужыныстардан құралған. Таужыныстар қатпарларға жаншылып жинақталған (сурет 5.6) Қатпарлардың өсі солтүстік-солтүстік-батыс бағытта созылып жатыр. Морфологиялық ерекшеліктері бойынша қатпарлар парабола (Huddleston, 1973), ал қанаттары арасындағы бұрыштық өлшем бойынша – сығылған, кейде изоклин болып келеді. Жекеленген жағдайда ған қатпарлардың ені 100 м-ден аспайды.

Құрылымның қалыптасуымен байланысты жарылымды бұзылыстар аталмыш кешенде кездеспейді. Дегенмен, бастапқы кешен қалыптасуы кезіндегі барлық жарылымды бұзылыстар, неотектоникалық уақытта көтерілген. Бұл туралы нақты дәлелдер бар, яғни бастапқы кешендегі жарылымды бұзылыстар қашықтықтан зондылау мәліметтерінің жылу арнасында айқын риясызданады.

Сондықтан заттық-құрылымдық кешен эпизонаның жоғары бөліктерінде қалыптасқан деп анық айта аламыз.

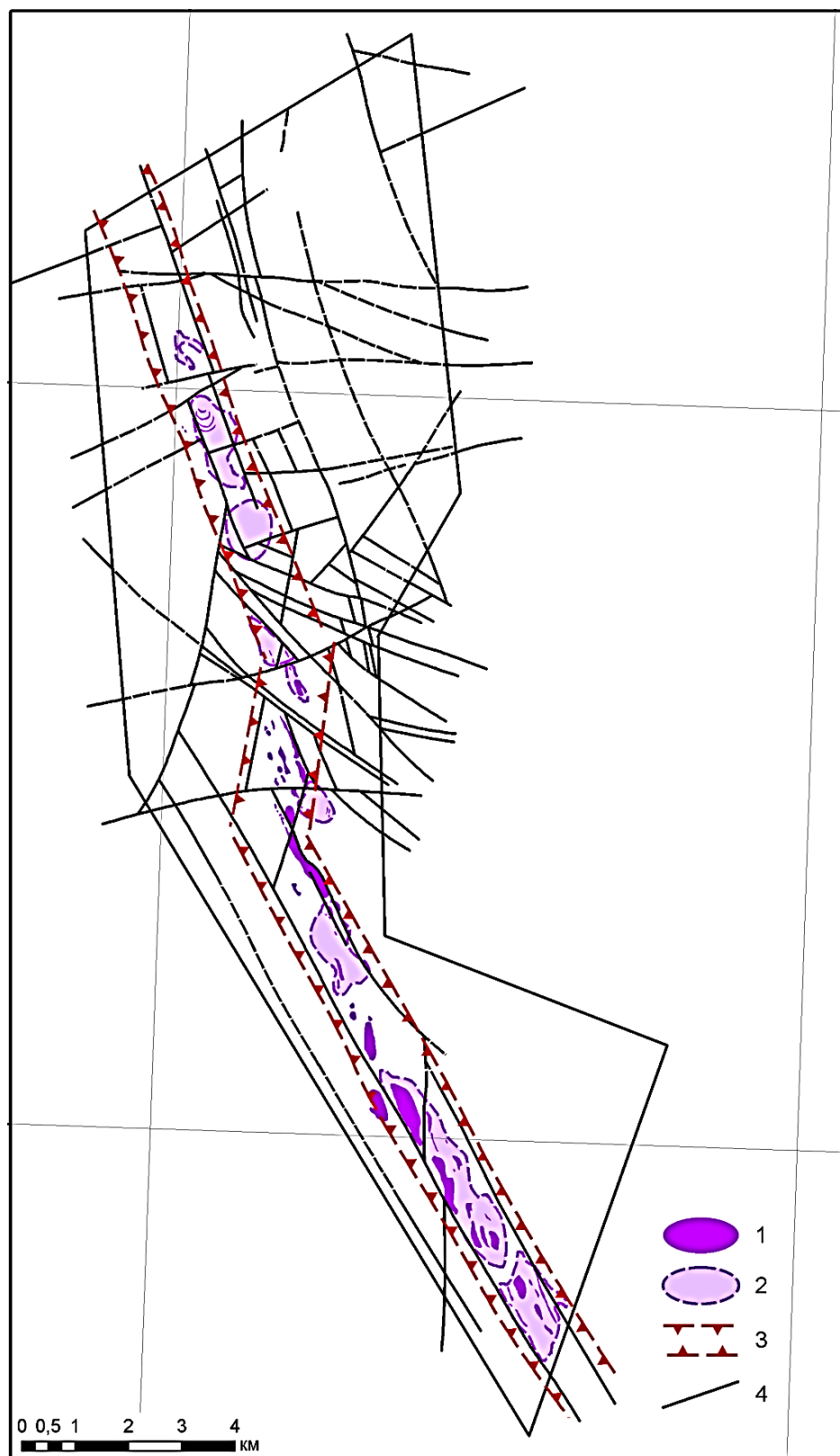


Сурет 5.5 - Қараторғай алаңының заттық-құрылымдық кешендері



Сурет 5.6 - Бастапқы заттық-құрылымдық кешендегі жоғары дәрежелі қатпарлар. Қараторғай аумағының орталық бөлігі

Қатпарларға жаншылған метаморфтық таужыныстар әртүрлі бағыттағы жарылымды бұзылыстар торы бойынша бөлінген (сурет 5.7). Жарылымды бұзылыстардың арасында, ені шамамен 1,7 км зонаны қалыптастыратын және ірі терең жарылымдардың бір тармағы болып келетін солтүстік-солтүстік-батысқа созылған дизъюнктивтер байқалады. Бұл зона солтүстік-шығысқа еңістеніп тік орналасқан. Солтүстік-батыс, солтүстік-шығыс және субендік бағытты жарылымдар аз байқалады. Солтүстік-шығыс бағытты дизъюнктивтер бойынша созылу бағыты солтүстік-солтүстік-батыс болып келетін бұзылыстардың негізгі зонасының диагональ бойынша оңға ығысуы анықталды. Біздің бағалауымыз бойынша осындай ығыспалардың амплитудасы 1,6 км-ге дейін жетуі мүмкін.



1 – ультраегізді таужыныстар; 2 – ультраегізді таужыныстардың жасырын денелері;
 3 – солтүстік-солтүстік-батыс бағыттағы жарылымды бұзылыстар зонасы; 4 – жекелеген
 дизъюнктивтер

Сурет 5.7 - Қараторғай аумағындағы жарылымды бұзылыстар мен
 интрузиялық денелер

Солтүстік-солтүстік-батыс бағыттағы зоналарда ультрабазиттік магмалық таужыныстардың ашылымдары жатыр. Бұл зонада құрамы ұқсас жасырын денелер қалыптасқан. Морфологиясы бойынша магмалық таужыныстар линза тәрізді болып келеді, ал солтүстік бөлігінде силл түрінде шоғырланған. Терең магмалық ошақтар қашықтықтан түсіру материалдарында бір жағынан сақина және доға құрылымдармен, ал екінші жағынан бүйірлік таужыныстар мен кенсыйыстырушы камера жабындарына ыстық магмалық балқымалардың термиялық әсер етуімен сипатталады. Зерттелген аумақта магматогендік сақина құрылымдар шекті таралымда, сондықтан барлығы солтүстік-солтүстік-батыстағы жарылымды бұзылыстар зонасын қамтыған. Олардың барлығы диаметрлері 650-1300 м аралығында болып келетін ұсақ сақина құрылымдар болып табылады. Кенсыйыстырушы таужыныстарына термиялық әсер ету іздері аумақтың орталығы мен солтүстігіндегі сақина құрылымдарда байқалады. Аумақтың оңтүстік бөлігінде орналасқан магматогендік сақина құрылымдарда осындай термиялық әсер ету білінімдері нашар көрінеді. Осы берілген нақты мәліметтерге байланысты терең магмалық ошақтар мен арналар арқылы магмалық денелерді аумақтың солтүстігі мен орталық бөліктерінен табуға болады [130-133].

Бастапқы заттық-құрылымдық кешеннің жаралу жағдайын бағалай келе олар мезозоналардың төмені мен катазондардың жоғарғы аумағында қалыптасқан деген тұжырым жасай аламыз.

Ортаңғы заттық-құрылымдық кешен зерттелген аумақтың оңтүстік бөлігінде ашылып шығып жатыр. Кешен таужынысы қатпарларға жаншылған, девонның метаморфталған терригендік қызыл түсті түзілімдерімен сипатталады. Зерттелген аумақта кешеннің бір ғана синклин қатпары байқалады (сурет 5.8). Олар симметриялы, өсі оңтүстік-оңтүстік-шығыс еңістенген жабық қатпарларымен сипатталады.

Аумақ көлемінде осы құрылымдық кешеннің қалыптасуымен байланысты жарылымды бұзылыстар нақты анықталмаған. Дегенмен, бастапқы құрылымдық кешеннің дизъюнктивтері ортаңғы кешендегі қатпарлы құрылымдардың қалыптасуы кезінде жаңартылған.

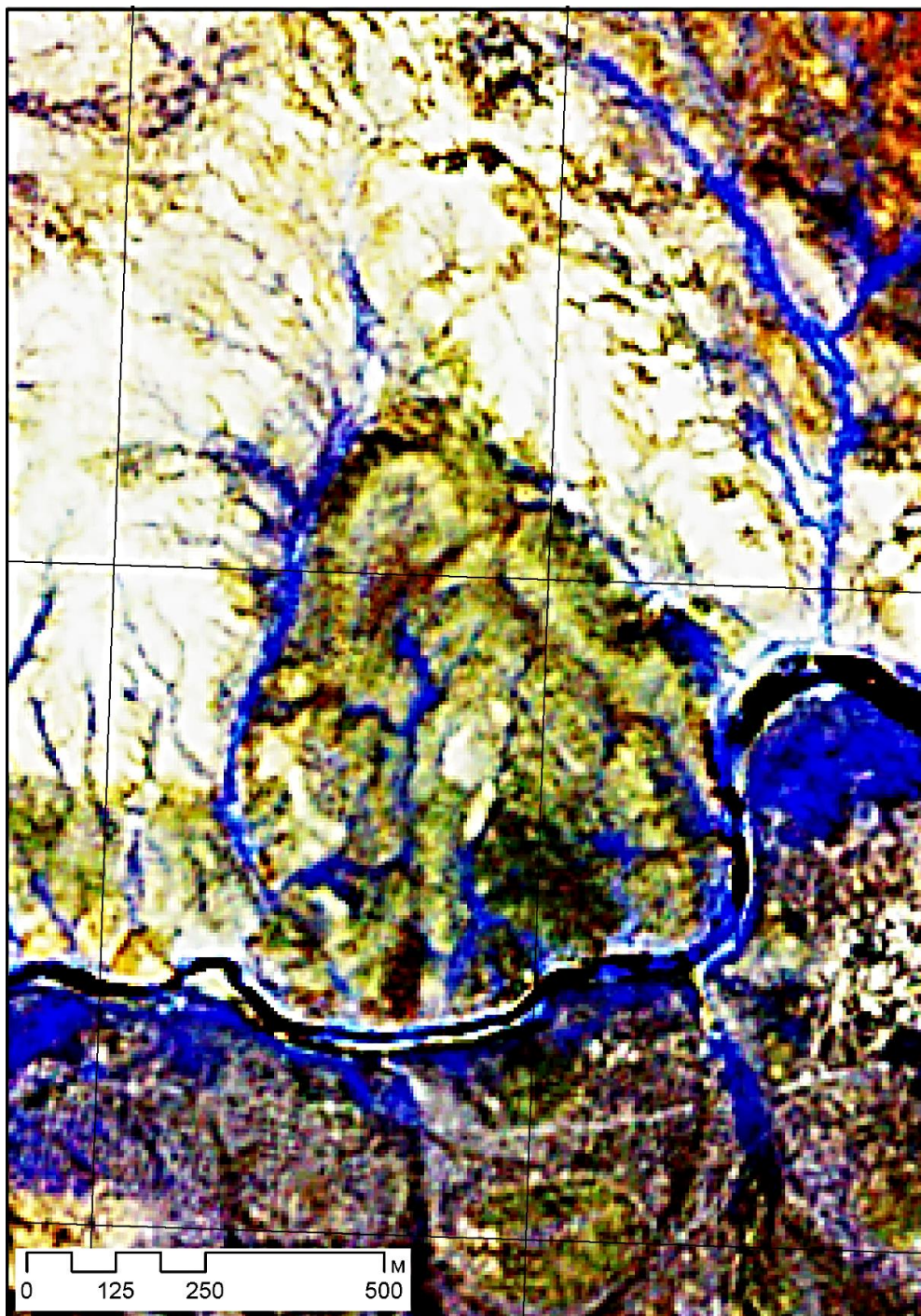
Аталмыш заттық-құрылымдық кешеннің қалыптасуымен байланысты сақина және доға құрылымдар нақты анықталмаған.

Заттық жағдайы мен тектоникалық құрылымдардың жаңа жарылымдарын ескере отырып, орта заттық-құрылымдық кешен мезозона жағдайында қалыптасқан деп топшалауға болады.

Ортаңғы заттық-құрылымдық кешендегі тектоникалық құрылымдар бастапқы кешендегі пликативті құрылымдардың өстерінің созылу бағытының жалғасы болып табылады, яғни олардың өзара байланыстарын үйлесімді деп санауға болады.

Соңғы заттық-құрылымдық кешен аумақтың шығысы мен батыс бөлігінде кеңірек дамыған. Ол нашар литификацияланған және литификацияланбаған неоген-палеогендік құмтасты-саздақ түзілімдері қабатында қалыптасқан. Қабатшалардың қалыңдықтары біркелкі. Кешендегі құмтасты-саздақ

түзілімдердің қалыңдығы тектоногендік сақина құрылымдармен сипатталатын жергілікті депрессия аумағында максимал болады.



Сурет 5.8 - Аумақтың оңтүстік бөлігіндегі ортаңғы заттық-құрылым кешеніндегі синклин қатпар (2, 4, 5 арналары комбинациялары RapidEye, RGB).

5.3.2 Руда бақылаушы факторлар және перспективалы бөлікшелер

Дәстүрлі әдістермен басты руда бақылаушы факторларды анықтау металогениялық, геологиялық, құрылымдық, геофизикалық және геохимиялық мәліметтерді талдау негізінде жүргізілуі тиіс.

Аталмыш жағдайда бөлікше бойынша бізде тек құрылымдық және геологиялық ақпараттар бар. Осыған байланысты кенденудің тек құрылымдық факторларын сипаттаймыз.

Жоғарыда 1:200000 масштабта ауданды дәл осылай зерттеуге байланысты, пайдалы қазба аудандарының түрлері туралы мәселелер қарастырылды.

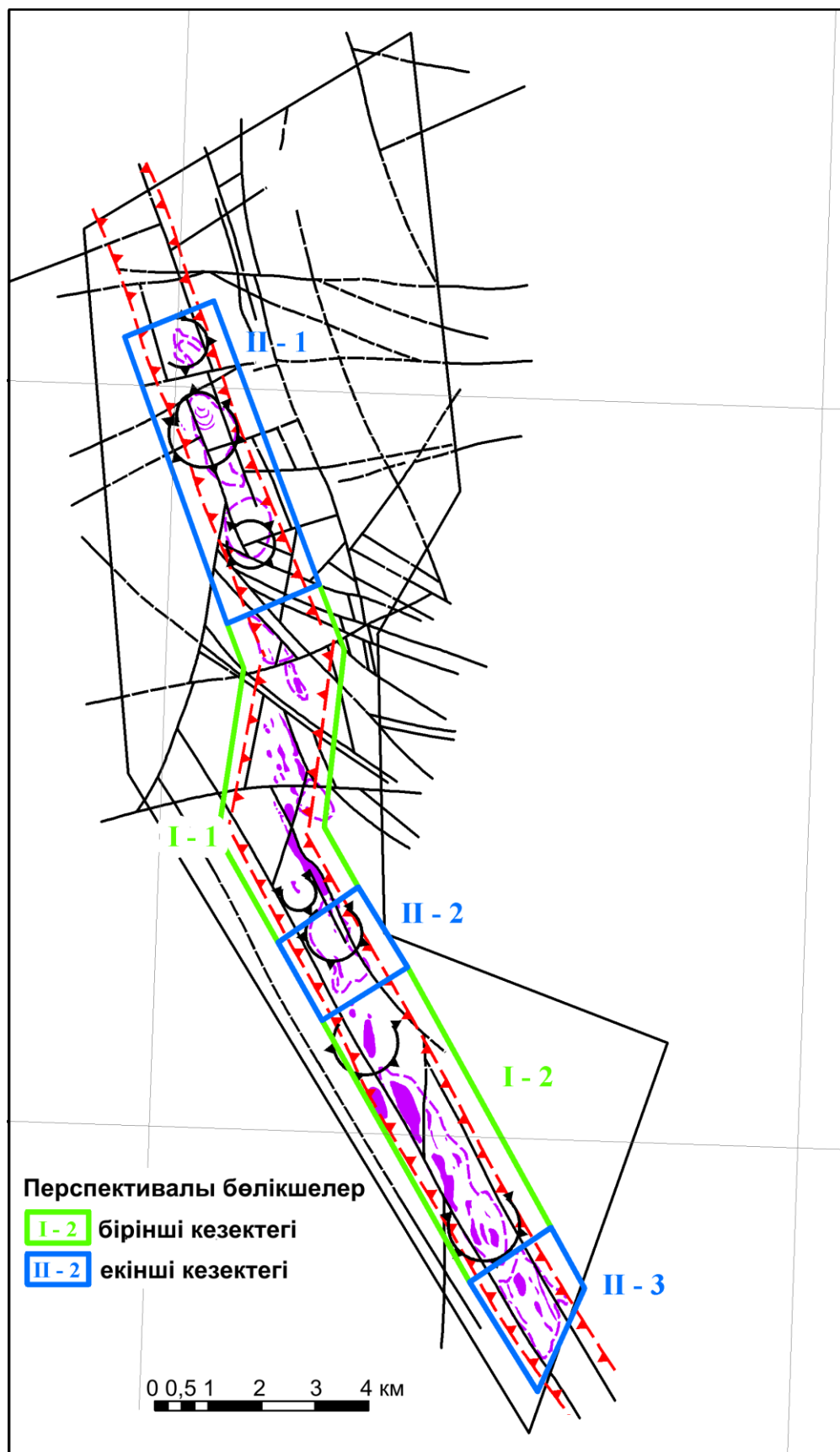
Аталмыш ауданда ультраанегізді таужыныстардың кешені дамуы және қалыптасуына байланысты магмалық пайдалы қазбалардың кенбілінімдерін кездестіруге болады. Олар хромит, платина топтарының металдары, хризотил-асбест кенбілінімдері болуы ықтимал.

Сондықтан жоғарыда аталған пайдалы қазбалардың перспективалы аумағы ретінде ультраанегізді протрузия денелерімен қаныққан солтүстік-солтүстік-батыс бағытта созылған тектоникалық зоналары жатады. Бірінші кезектегі бөлікшелер ретінде жылжу зоналарын және солтүстік-солтүстік-батыстағы тектоникалық зонаның солтүстік-шығыс және субмеридоналды бағыттағы дизъюнктивтерімен байланыс зоналарын айтуға болады (сурет 5.9). Бірінші кезектегі екі бөлікше, екінші кезектегі үш бөлікше ерекшеленген.

Бірінші кезектегі бөлікшелер солтүстік-шығыс, солтүстік-батыс (бөлікше I-1), субмеридиан (бөлікше I-2) жарылымды бұзылыстарымен ультраанегізді таужыныстарының протрузия денелерімен қаныққан солтүстік-солтүстік-батыс бағытта созылған, тектоникалық зоналарымен байланысқан аумақтарында орналасқан. Бөлікшелер аумағында кішігірім магматогендік сақина құрылымдары байқалады. Бұл бөлікшелердің ауданы 11,5-10,4 км² құрайды.

Екінші кезектегі бөлікшелер жасырын ультраанегізді денелермен білінімденген, солтүстік-солтүстік-батыс бағытта созылған тектоникалық зоналардың даму бөлікшелерінде орналасқан. Бөлікшелер аумағында ұсақ магматогендік сақина құрылымдар көрініс береді. Екінші кезектегі бөлікше ауданы: II-1 – 10,5 км², II-2 – 3,2 км², II-3 – 3,3 км² құрайды.

Осы бөлікшелерде іздестіру жұмыстарын жүргізу үшін 1:10000 масштабты кешенді геологиялық барлау жұмыстарын жүргізу ұсынылады, оның құрамына бірінші және екінші шашырандылардың ореолдары бойынша литохимиялық түсірілімдер, магнитометриялық түсірілім, электрометриялық түсірілім (ЕП, ВП әдістерімен), жоғары кеңістікті дәлдікті жасалған ғарыштық түсірілімдер материалын талдау, кен қазбаларының аномалияларын анықтау үшін өлшемдер жасайтын іздеу маршруттары кіреді.



Сурет 5.9 - Қараторғай аумағындағы перспективалы аумақтар. Шартты белгілері 5.7 суретте көрсетілген

5.3.2 бөлім бойынша тұжырым

Ғылыми-зерттеу негізінде орындалған жұмыстар нәтижесінде Қараторғай (Ұлытау) аумағының масштабы 1:50000 түбегейлі ғарыштық құрылымдық схемалары жасалды.

Жүргізілген жұмыстардың негізінде платина тобындағы металдардың, хромиттердің, хризотил-асбестің кенорындарын ашуға бірінші және екінші кезектегі бөлікшелерін анықтауға негіз болған кенденудің басты құрылымдық факторлары анықталды. Іздеу жұмыстары кешенінің құрамы бойынша ұсыныстар берілді.

5.3.3 Рудасыйстырушы таужыныстардың петрографиялық сипаты

Шлиф Т.Н. 7/1.2

Кристалды тақтатас

Бітімі: параллель-тақтатастық

Құрылымы: Лепидогранобластылық

Түсі негізінен сұр, ашық кварцпен, мусковитпен, қара түсті биотитпен, басқа да минералдардың қатынасы бойынша түсі өзгеріп отырады (сурет 5.10).

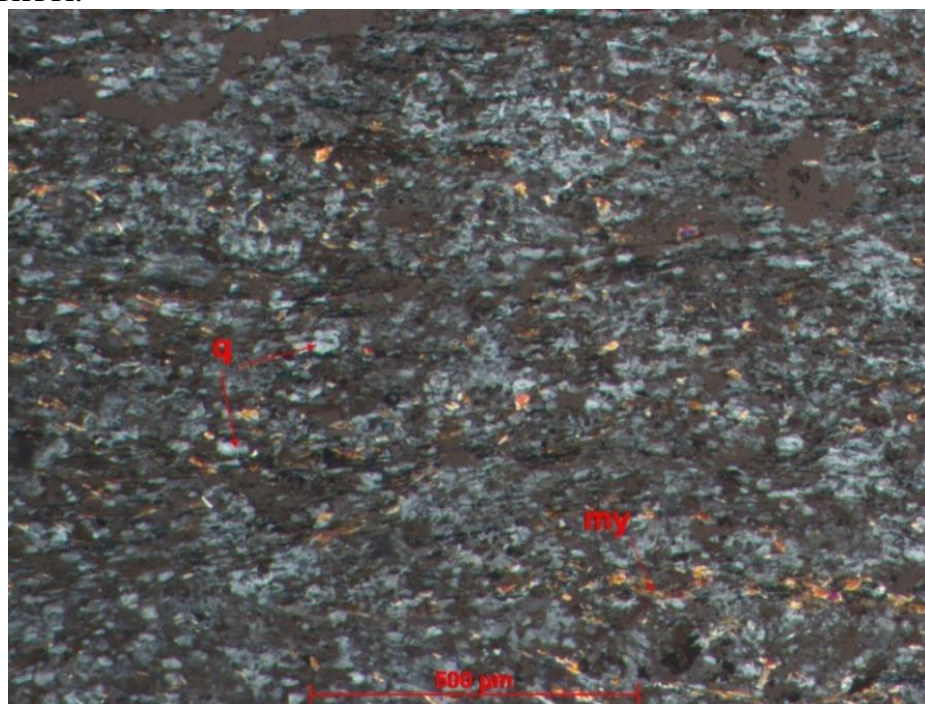
Минералдық құрамы: кварц, көміртекті бөлшектер, мусковит, биотит.

Слюдадар пластиналы, қабыршақты пішінге ие болып келеді.

Мусковит шлифте түссіз, псевдоабсорбцияланған.

Құрамындағы таужыныс түзуші минералдар бойынша келесі түрлерге бөлінген:

- биотитті;
- мусковитті.



Сурет 5.10 - Шлиф Т.Н. 7/1.2. Кристалды тақтатас. Бітімі параллель-тақтатастанған, құрылымы лепидогранобласты. Айқас никольде. Ұлғаюы 10^x

Шлиф Т.Н. 7/1 – көмірлі бөлшектер, мусковит 8 %, биотит 3 % - мусковитті-көмірлі тақтатас.

Шлиф Т.Н. 6/2.2 мусковит мөлшері 8%-ға дейін, көмірлі бөлшектер 15 % болып келеді.

Тақтатастар негізінен жоғары сатылы аймақтық метаморфизм кезінде пайда болады.

Үлгіде кварц бұрыс түйіршіктер түрінде байқалады. Майда дисперсиялы көмірлі бөлшектер таужыныстардың параллел және толқынды тақтатасты құрылымдарын ерекшелетін толқынды жолақ немесе параллел түрінде біркелкі таралмаған.

Шлиф Т.Н. 5/1 Кристалды (мусковитті) тақтатас.

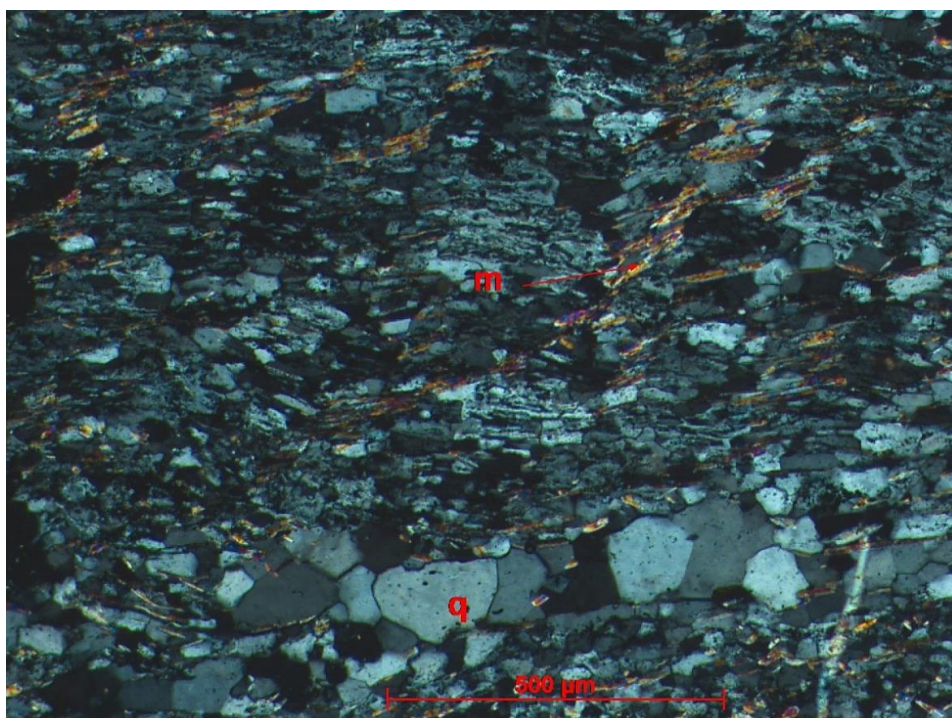
Бітімі: параллел-тақтатастанған.

Құрылымы: лепидогранобластылық.

Минералдық құрамы: мусковит, серицит, кварц (сурет 5.11).

Мусковиттің серицитті-жұқа қабыршақты түрлесі плагиоклаздың постмагмалық өзгерістерінің кең таралған өнімі болып табылады. Химиялық құрамы мусковитке ұқсас, бірақ құрамындағы судың, кремнийдің, магнийдің, калийдің мөлшеріне байланысты ерекшеленеді.

Шлифте кварц бұрыс пішінді түйірлер түрінде кездеседі. Жіктілігі болмайды.



Сурет 5.11 - Шлиф Т.Н. 5/1. Кристалды тақтатас. Бітімі параллел-тақтатасты, құрылымы лепидогранобласты. Айқас никольде. Ұлғаюы 10^x

Мусковитті-көмірлі- тақтатас

Мусковит 10 %, кварц 65 %, көмірлі бөлшектер-25 %, рудалы

минералдардың жекелеген белгілері бар.

Параллельді-тақтатасты бітім бір-біріне параллел орналасқан ұзартылған мусковит пластинкаларымен сипатталады. Көмірлі бөлшектердің концентрациясы болмашы ғана.

Шлиф Т.Н. 6/1 II, Т.Н. 6/3

Мусковитті-көмірлі-тақтатаc.

Бітімі: толқынды-тақтатасты.

Құрылымы: лепидогранобласты.

Минералдық құрамы: кварц - 35 %, мусковит -30 %, рудалы минералдар -1-2 %, көмірлі бөлшектер -33 %.

Шлиф Т.Н. шурф

Көмірлі - мусковитті тақтатаc.

Бітімі: линзалы-тақтатасты, таужыныстарда тегіс таралмаған линза түрінде ерекшеленеді, линзалар ірі өлшемді кварц агрегаттарымен сипатталады. Сына тәріздес бұрыс пішінді сфеннің бір ғана агрегаты бар.

Көмірлі бөлшектер шамамен -7 %, мусковит -10 %.

Пироксенді-оливинді перидотит

Бітімі: шомбал

Құрылымы: әртүрлі түйіршікті, офитті

Таужыныстардың түсі қара-сұр, белсенді серпентинденген.

Минералдық құрамы: оливин - 60 %, пироксен - 20 %, рудалық минерал (магнетит) - 5 %. Бұрыс пішінді рудалы минерал оливин мен пироксен аралықтарында орналасқан.

Шлиф Т.Н. 2/1

Риолит-порфир

Бітімі: шомбал

Құрылымы: порфирлі, негізгі массасы фельзитті

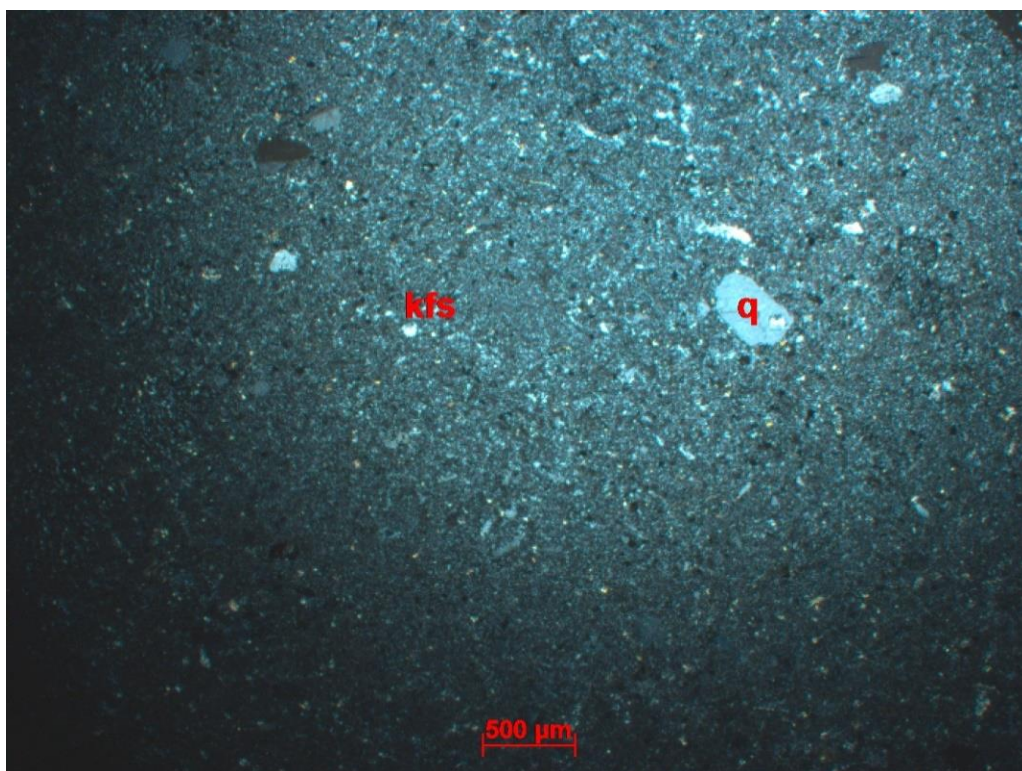
Минералдық құрамы: порфирлі бөлінімдерде - кварц, плагиоклаз, калийлі дала шпаты, мусковит ерекшеленеді.

Сонымен қатар кварц агрегаттарымен толтырылған ұяшықтар анықталған.

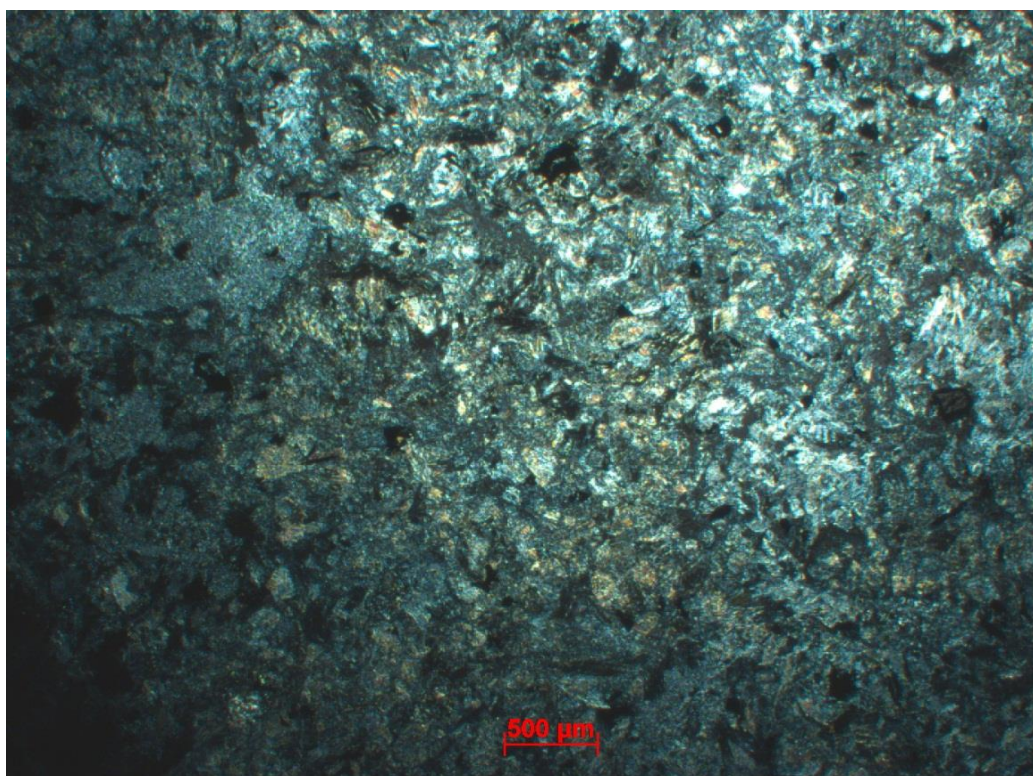
Негізгі масса: далашпат, кварц.

Рудалы минералдардың аз мөлшері таужыныс бойынша біркелкі таралмаған (сурет 5.12).

Порфирлі сеппелер 5 %, негізгі масса - 85 %, кварц ұяшығы - 5 %, яғни кварцтену жүрген болуы мүмкін, мусковит – 5 % құрайды.



Сурет 5.12 - Шлиф Т.Н. 2/1. Риолит-порфир. Бітімі шомбал, құрылымы порфирлі, негізгі массасы фельзитті. Айқас никольде. Ұлғаюы 2,5^x



Сурет 5.13 - Шлиф Т.Н. 1/2. Өзгерген габбро. Бітімі шомбал, құрылымы орта түйірлі, офитті. Айқас никольде. Ұлғаюы 2,5^x

Шлиф Т.Н. 1/2

Өзгерген габбро, қара-сұр түсті.

Бітімі: шомбал

Құрылымы :орта түйірлі, офитті

Минералдық құрамы: шамамен тең мөлшерде соссюриттенген негізді плагиоклаз бен өзгерген пироксен. Призмалық түйірлері мен соссюриттенген плагиоклаздың әртүрлі бағыттағы түйіршіктері аралығында бұрыс пішінді пироксеннің белсенді хлориттенген түйіршіктері шоғырланған. Пироксеннің жеке реликт түйірлері мүйізалдамшысымен, тремолитпен, хлоритпен, сирек хлориттенген биотитпен алмасқан (сурет 5.13).

Рудалы минерал (5%) көп жағдайда ұсақ дисперсиялы агрегат жиналымдары ретінде пироксенмен байланысты, яғни магнетит болуы мүмкін.

Шлиф Т.Н. 4/1

Диабаз

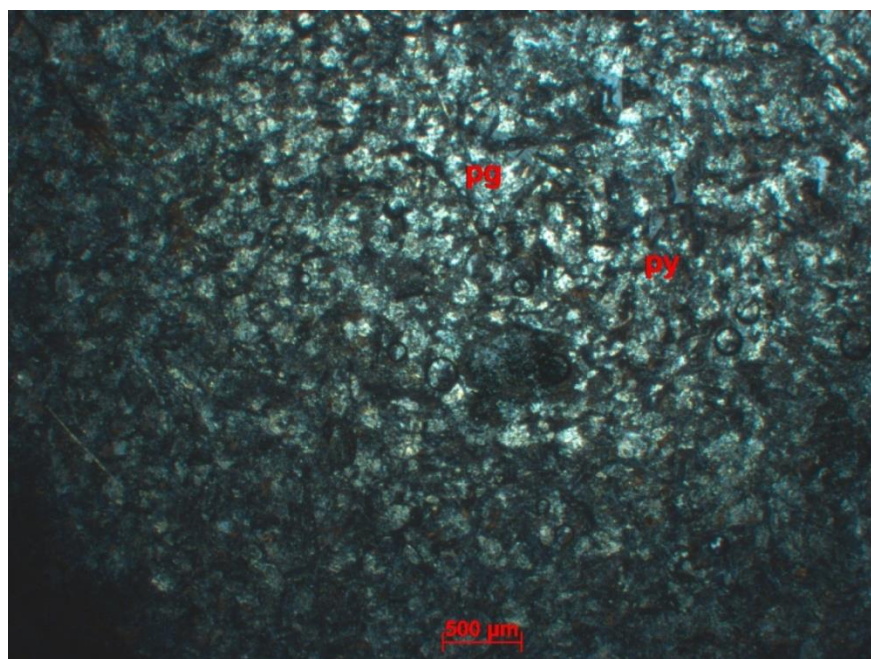
Бітімі: шомбал

Құрылымы: майда түйіршікті, офитті, диабазды.

Таужыныстар қара-сұр түсті, ұсақ түйірлі болып келеді.

Кристалданған вулкандық шыны (20 %) мен пироксен (24 %) аралықтарындағы негізді (40 %) призмалы соссюриттенген плагиокалаздардан құралған (сурет 5.14).

Таужыныста плагиоклаз түйірлері аралықтарында ұсақ түйірлі карбонат агрегаттары (7 %) ерекшеленеді. Магнетиттің ұсақ түйіршікті жиналымдары (5 %) тремолиттің призмалық түйірлер аумақтарында дамып, оларды керіштейді. Негізінен жеке түйірлер түрінде шоғырланған.



Сурет 5.14 - Шлиф Т.Н. 4/1. Диабаз: Бітімі шомбал, құрылымы ұсақ түйірлі, офитті, диабазды. Айқас никольде. Ұлғаюы 2,5^x

Шлиф Т.Н. 20/1

Гранит-гнейс

Бітімі: гнейсті

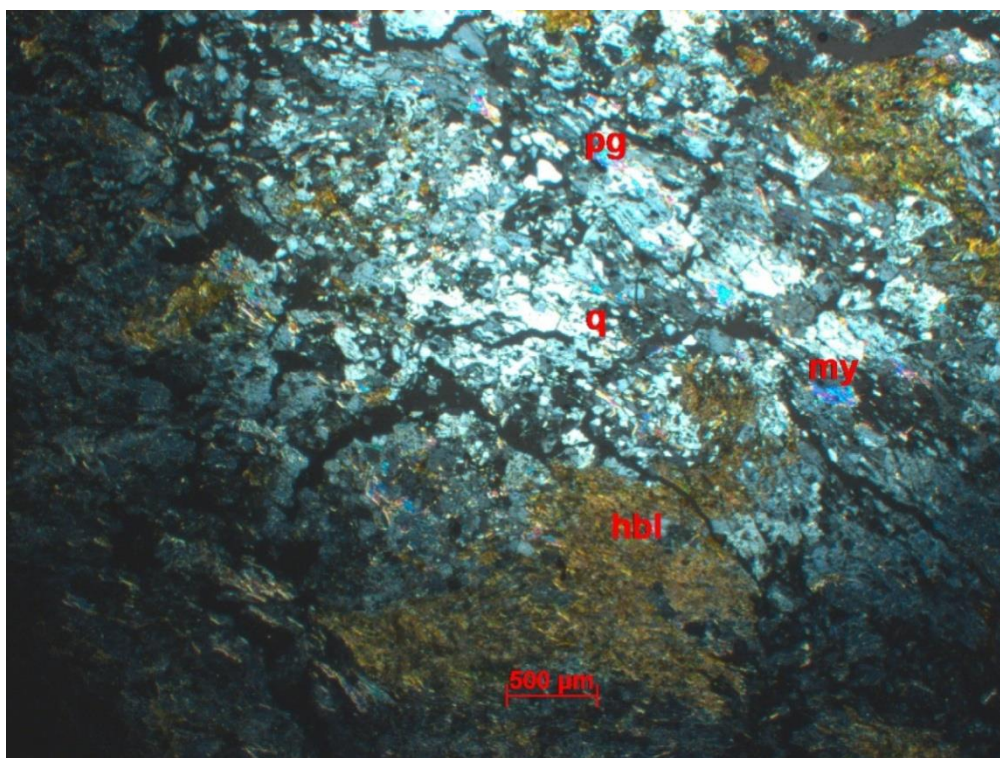
Құрылымы: орташа түйірлі, лепидогранобласты.

Үлгідегі таужыныстар ашық-сұр түсті, орташа түйірлі.

Минералдық құрамы: кварц, плагиоклаз, калийшпат, хлориттенген биотит, мүйізалдамшысы, мусковит. Қара түсті минералдар таужыныста шамамен 25 %, ал қалған минералдар (75 %) тең мөлшерде таралған. Лейкоксенденген сфен (2 %) мен темір тотықтары (1 %) таужыныста тегіс таралмаған.

Таужыныстағы қара түсті минералдар мусковит, калишпат субпараллел бағытта таралып, таужыныстың гнейсті құрылымын береді. Кварц түйірлерінің, плагиокалаз, калийшпат түйіршіктерінің пішіндері өзгерген, сондықтан таужыныстардың гнейсті құрылымын сипаттайды. (сурет 5.15)

Эпидоттың жекелеген түйірлері байқалады.



Сурет 5.15 - Шлиф Т.Н. 20/1. Гранит-гнейс. Бітімі гнейсті, құрылымы орташа түйірлі, лепидогранобласты. Айқас никольде. Ұлғаюы 2,5^x

Шлиф Т.Н. 8/1

Гранит-гнейс.

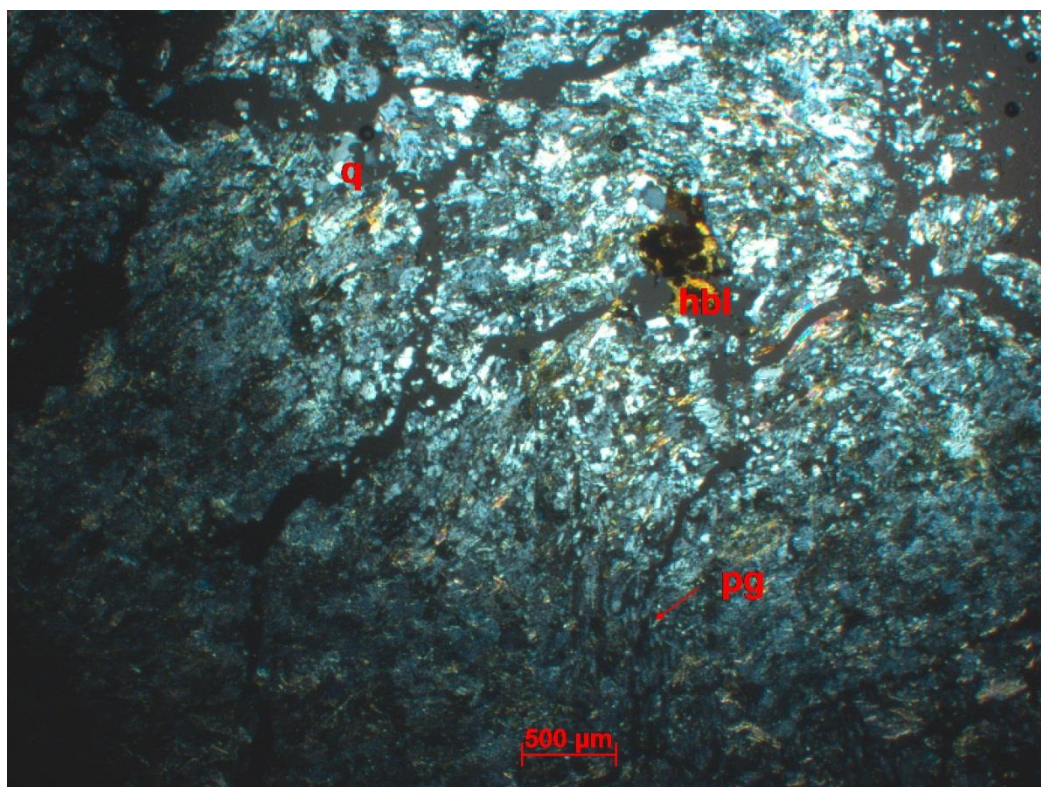
Бітімі: гнейсті

Құрылымы: түйірлері әртүрлі, лепиогранобласты.

Т.Н. 20/1 шлифке қарағанда таужыныс түзуші кварц, плагиоклаз және калийшпат белсенді деформацияланып, бұрыс пішінді иеленіп, кейде дөңестенген. Қара түсті минералдар аса ірі өлшемдерімен, хлориттенген

мүйізалдамшысы және мусковит түзуші агрегатты белдемді жиналымдардан, субпараллел калийшпаттан тұрады. Қара түстілеріне эпидот түйірлері мен турмалиннің призма түйіршіктері ұштасқан. Бұрыс пішінді сфендер (5 %) мен агрегаттары таужыныстар тегіс таралмаған. Гранат - альмандин (1 %) шлифте изометриялық пішінді түйірлер түрінде және сирек агрегат жиналымдары түрінде кездеседі (сурет 5.16).

Темір тотықтары (1 %) (гематит) майда сепкіл ретінде және мүйізалдамшысы мырышты қоспаның сеппелері түрінде таралған.



Сурет 5.16 - Шлиф Т.Н. 8/1. Гранит-гнейс, бітімі гнейсті, құрылымы әртүрлі түйірлі, лепиогранобласты. Айқас никольде. Ұлғаюы 2,5^x

Шлиф Т.Н. 19/1

Мусковитті-мүйізалдамшылы гранит

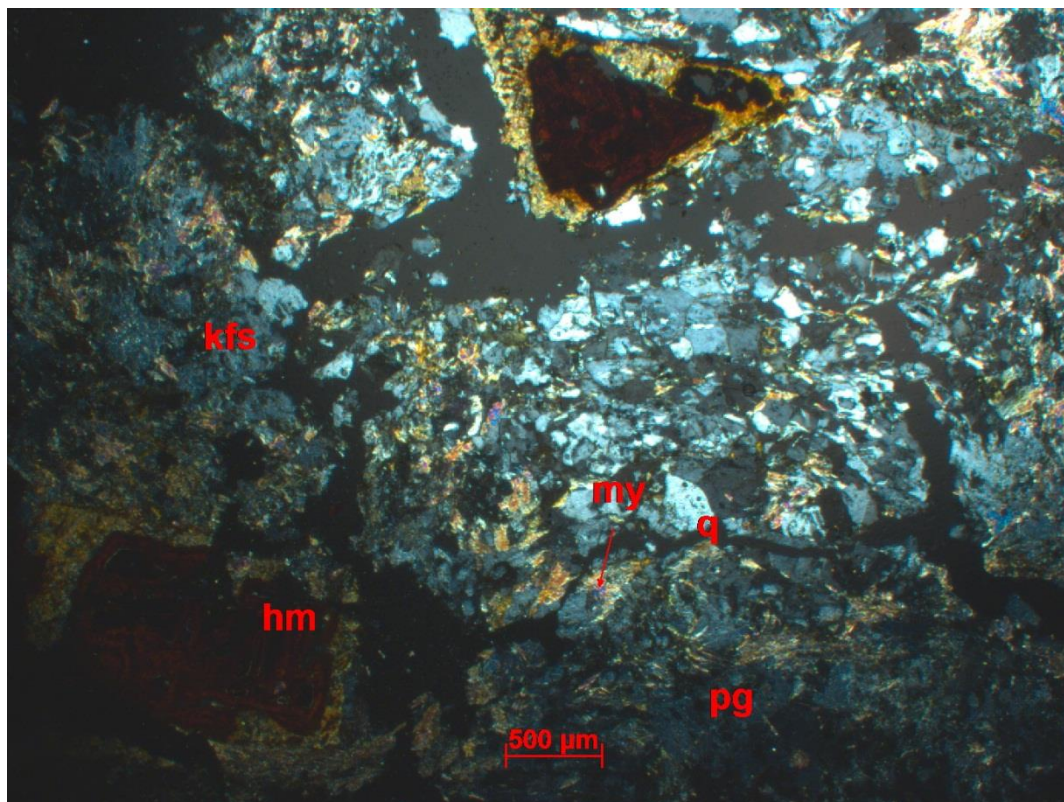
Бітімі: шомбал, гнейс тәрізді.

Құрылымы: орташа түйірлі, гипидиоморфты түйіршікті.

Шлифтегі таужыныстар кварцтен, плагиоклаздан, калийлі шпаттан құралған (75 %). Хлориттенген мүйізалдамшысы мен мусковит (20 %) таужыныстарда тегіс таралмаған, яғни ашық түсті минералдардың аралықтарына шоғырланған. Олар кейде жиналымдарды қалыптастырады, ал бұл аумақтарда гематит (3 %) дамыған. Бұрыс пішіні сфен (5 %) жеке түйір және агрегат ретінде таужыныстарда тегіс таралмаған, көптеген жағдайда сфен лейкоксенденген болып келеді. Эпидоттың кейбір түйірлері (4%) кездеседі. Апатит жеке призма түйірлер түрінде таралған (сурет 5.17).

Кейбір аумақтарда таужыныстар түйірлері біршама деформацияланып,

жайпақталған, ал бітімі гнейс тәрізді. Магнетитті (1 %) алмастыратын гематиттің екі ірі түйірі анықталды (1 %).



Сурет 5.17 - Шлиф Т.Н. 19/1. Мусковит-мүйізалдамшылы гранит. Бітімі шомбал, аумақтары гнейс тәрізді, құрылымы орташа түйірлі, гипидиоморфты түйірлі. Айқас никольде. Ұлғаюы 2,5^x

5.3.4 Қараторғай кенбілінімінің минералогиясы

Руданың аншлифтерін сипаттау кезінде халькопирит-пирротин-пентландитті парагенетикалық ассоциациялар белгілі болды [134-137]. Төменде аншлифтардың сипаты мен суреттері берілген.

Аншлиф Т.Н. 5

Қара түсті интрузиялық таужыныстар өлшемі 0,7x1,8 мм болатын тармақты өскін, яғни құрамына халькопирит, пирротин, герсдорфиттің аз мөлшері бар пентландит кіреді. Бұл өскінде халькопирит басым, айналасында пентландитті және пентландит-пирротинді білінімдер дамыған. Аталмыш үш минералдың білінімдерінің даму реті: пирротин-пентландит-халькопирит болып келеді.

Халькопирит – $CuFeS_2$ – халькопирит-пирротин-пентландит өскініндегі басым минерал және оның негізгі массасында сирек түйірлер мен герсдорфит жиналымдары байқалады. Сонымен қатар, халькопирит ұсақ түйірлері түрінде (өлшемдері 0,01 мм - 0,05 x 0,07 мм) карбонатқа жиналып, ірі халькопиритті-пирротинді өскін айналасында дамиды. Халькопиритті түйірлер карбонатта пластинка пішінді рудасыз минералдармен қиылысады. Магнетитті карбонат массасында халькопириттің сирек өскіндері кездеседі.

Пирротин – $Fe_{1-x}S$ – халькопиритті бөлінімдердің айналасында дамыған. Пирротинді түйірлер өлшемдері 0,02-0,35 x 0,5 мм. Пирротин пентландит өскіндерімен бірге халькопиритті білінімдердің айналасында тегіс емес шеткі жиектер түрінде таралған. Пентландит пирротиннің орнын басады.

Пентландит – $(FeNi)_9S_8$ – халькопирит пен пирротиннің орнын басады. Халькопиритті білінімдері айналысында дамып, массаның құрамында кездеседі. Бөлінімдердің өлшемі– 0,02-0,1 x 0,2 мм.

Герсдорфит - $NiAsS$ – сирек түйіршіктер (0,005-0,025 мм) мен минералды жиналымдар түрінде басым, халькопирит пен пирротинде кездеседі.

Ильменит – $FeTiO_3$ – ұзартылған пішінде таужыныстардың массасында (0,05 x 0,2 мм) кездеседі, сонымен қатар гематит кенбілінімдерінің зоналы таралымдарында байқалады (0,03 x 0,05 мм; 0,02 мм).

Титаномагнетит – таужыныстарда бұрыс пішін түрінде кездеседі (0,03 x 0,3 мм).

Сұр минерал – таужыныстарда октаэдр түйірлері түрінде кездеседі (шпинель – 0,02-0,07 мм). Минералдың шеткі аумағы бойынша магнетит орнын басады.

Магнетит – Fe_3O_4 – таужыныстардағы жарықшақтар бойынша сирек сеппе масса (0,01-0,05 мм) түрінде кездеседі.

Темірдің гидрототықтары – жарықшақтар бойынша дамып, таралған.

Аншлиф Т.Н. 6

Қара түсті интрузиялық таужыныстар өлшемі 2 x 8 мм болатын өскін түрінде сипатталады, негізінен бірнеше минералдан құралады, солардың ішінде халькопирит, герсдорфит, пентландит, пирротинге қарағанда басым мөлшерде кездеседі. Бұл өскіннің әртүрлі бөлікшесінде 4 минералдың түрлі қатынастары байқалады. Ірі бөлінім айналасында осы минералдар мен магнетиттің ұсақ өскіндері байқалады. Үш минералдың бөліну реті – герсдорфит-пирротин-пентландит-халькопирит болып келеді.

Халькопирит – $CuFeS_2$ халькопирит-пирротин-пентландит-герсдорфит өскініндегі басым минерал, білінімдердегі өлшемі 1,5 мм-ге дейін барады. Ірі өскін айналасында магнетит, пентландит, герсдорфит өскіндерімен бірге халькопириттің кіші түйірлері таралған.

Пирротин – $Fe_{1-x}S$ пентландитпен өскіндегі халькопирит массасында кездеседі. Пентландит, халькопирит және герсдорфиттің орнын басады.

Пентландит – $(FeNi)_9S_8$ пирротин мен герсдорфитпен өскінінде халькопирит басым массасында кездеседі. Пирротин пентландит пен герсдорфиттің орнын басады.

Герсдорфит – $NiAsS$ басым халькопирит массасында кездеседі. Халькопирит пентландиттің герсдорфит (0,7 мм) түйіршік аралық кеңістіктеріне қалай енетінін бақылауға болады. Аса ірі өскіндерде бұл үш минералдың ішіндегі (1,5 мм) герсдорфит халькопиритпен, пентландитпен тығыз өскінденіп, айналасына халькопиритті және пирротинді пентландитпен өскінденген. Бір бөлікте ұсақ арсенопирит қосылыстары анықталды.

Бравойт – $(Fe,Ni,Co)S_2$ оның орнын баса отырып жарықшақтар бойынша пентландит массаларында дамыған.

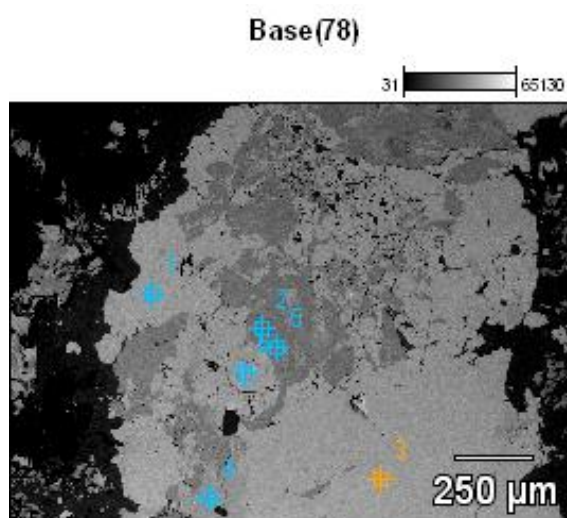
Арсенопирит – күшті анизотропты (0,01 x 0,05 мм), ұзартылған пішінді, яғни герсдорфитпен бірге өскіндерде дамыған (0,02 x 0,03 мм). Арсенопирит майда жарықшалар түрінде пирротин массасында кездеседі (0,005 x 0,03 мм).

Магнетит – Fe_3O_4 халькопирит-герсдорфит-пентландит-пирротинді білінімдер айналасындағы (0,01 - 0,02 мм) ұсақ сеппелер құрайды. Ірі магнетитті білінімдерде (0,1 x 0,35 мм) халькопирит, герсдорфит, пентландит таралған. Барлық минералдар пластиналы рудасыз минералдармен қиылысады.

Магнетит-ильменитті бөлінімдер – шамалы мөлшерде – 0,1 x 0,35 мм-ге дейін кездеседі.

Аншлиф (т.н. 2, №1а)

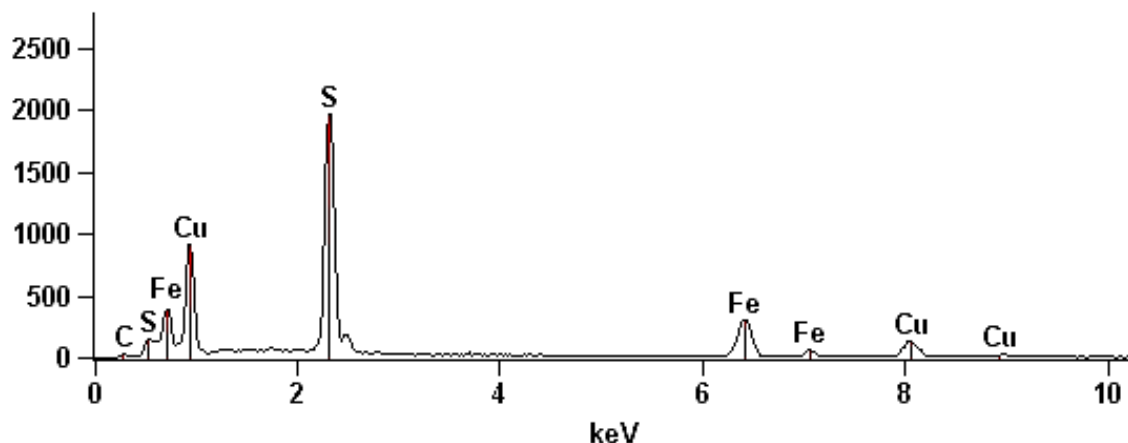
Екі сеппе – бірі ұсақ изометриялы пішінді (0,7 мм), екіншісі - бұрыс пішінді (2 мм). Біріншісі халькопирит-пирротин-пентландит-магнетитті өскін, яғни халькопирит пен пирротин көп мөлшерде, ал пентландит аз мөлшерде кездеседі. Желі түріндегі магнетит пирротинмен тығыз байланыста өскінденген. Ол пирротиннен, пентландиттен кесіп өтіп, халькопиритке енген. Таужыныстар массасында сирек өскін ретінде магнетит пен ильмениттің халькопиритпен қосылыстары кездеседі (0,2 мм). Сонымен қатар, екіншісі төрт минералдың өскіні ретінде сипатталады, яғни негізінен халькопирит, пентландит және аз мөлшерде пирротинді магнетиттен құралған. Соңғысы пирротиннің магнетитпен алмасуы арқылы сипатталады, яғни желілі білінімдер ретінде халькопирит пен пентландитті кесіп өтеді. Сонымен қатар таужыныс массасында тегіс емес сеппелі ильменит, магнетит және сұр минерал (5.18-5.24 суреттер) кездеседі. Таужыныстар құрамында ұсақ пирит қосылыстары сирек кездеседі (0,01 мм).



Сурет 5.18 - Аншлиф (т.н. 2, № 1а). (SEM) сканерлеуші электрондық микроскоптың талдамалары. Өлшеулер жүргізілген нүктелер бойынша алынған электрондық зондылау графиктері тиісінше төменде берілген

Full scale counts: 1964

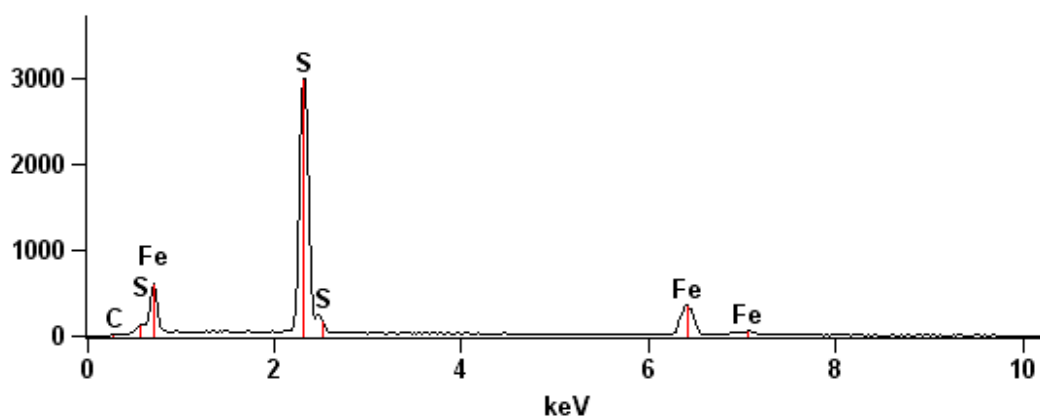
Base(78)_pt1



Сурет 5.19 - Бақылау нүктелері-1. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 2991

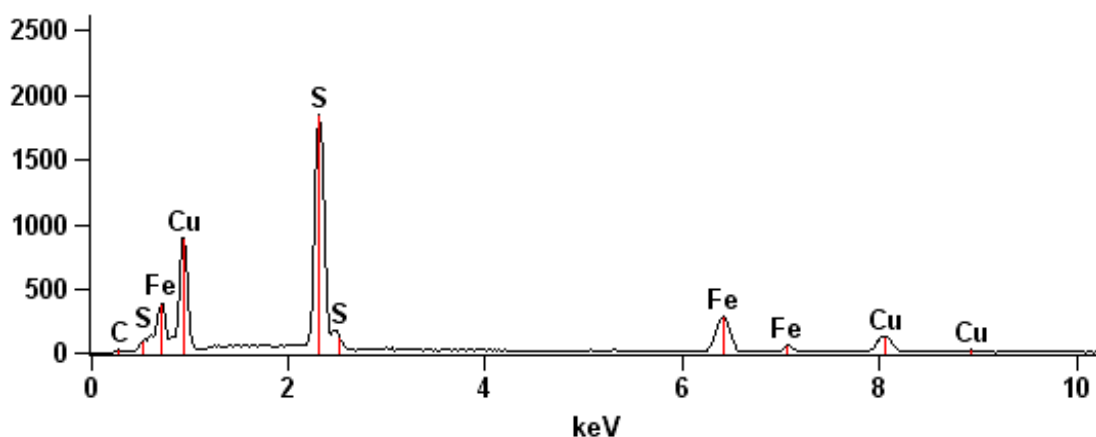
Base(78)_pt2



Сурет 5.20 - Бақылау нүктесі-2. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1842

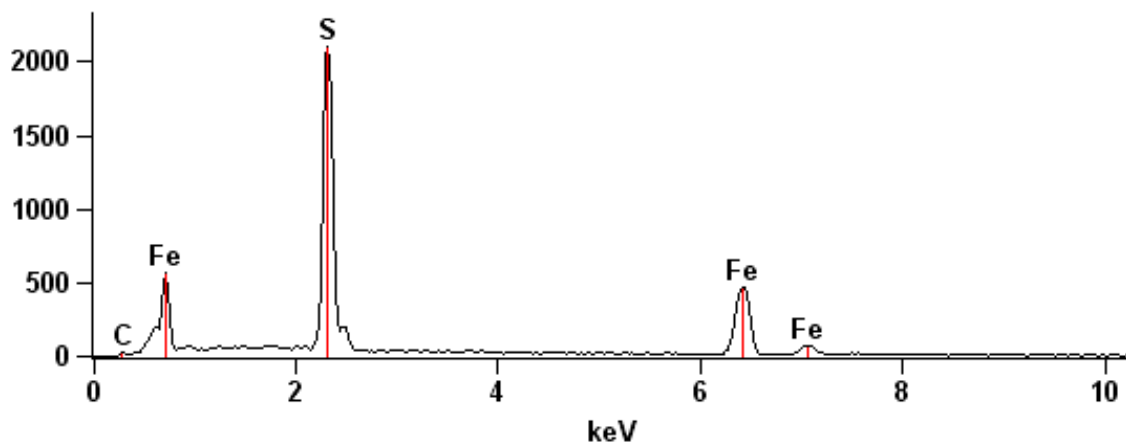
Base(78)_pt3



Сурет 5.21 - Бақылау нүктесі-3. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 2095

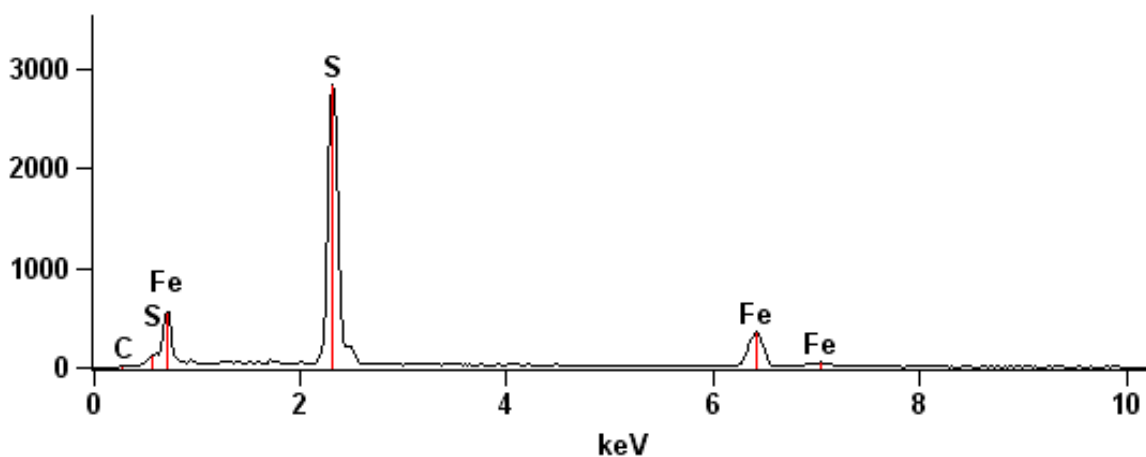
Base(78)_pt4



Сурет 5.22 - Бақылау нүктесі-4. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 2836

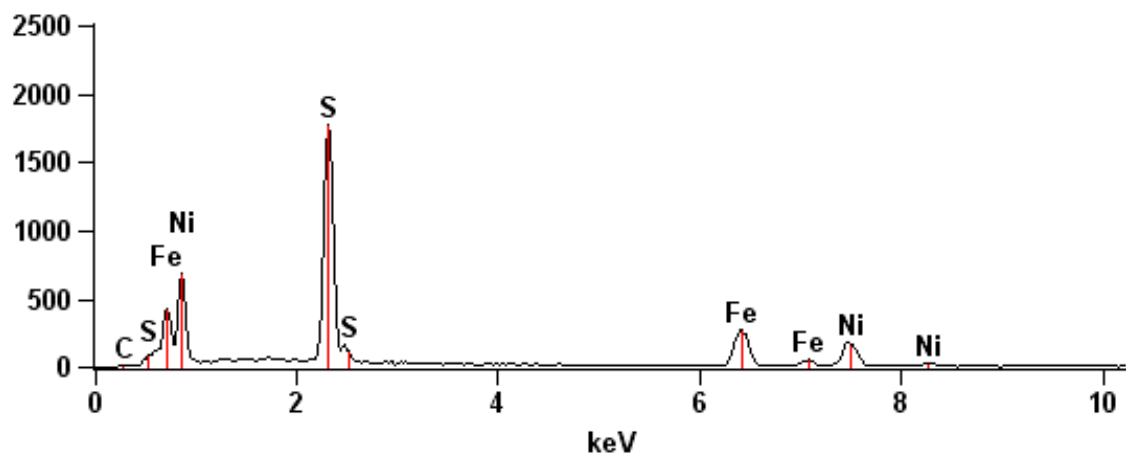
Base(78)_pt5



Сурет 5.23 - Бақылау нүктесі-5. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1776

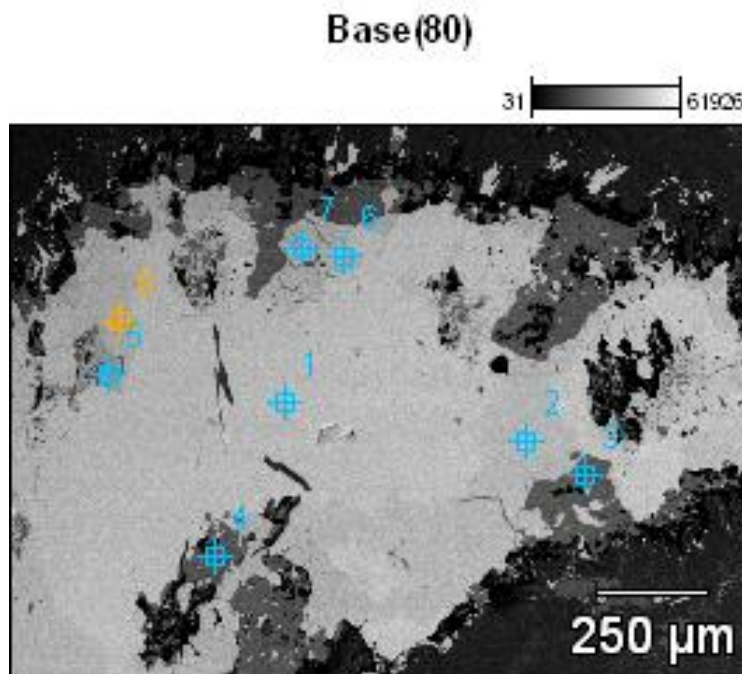
Base(78)_pt6



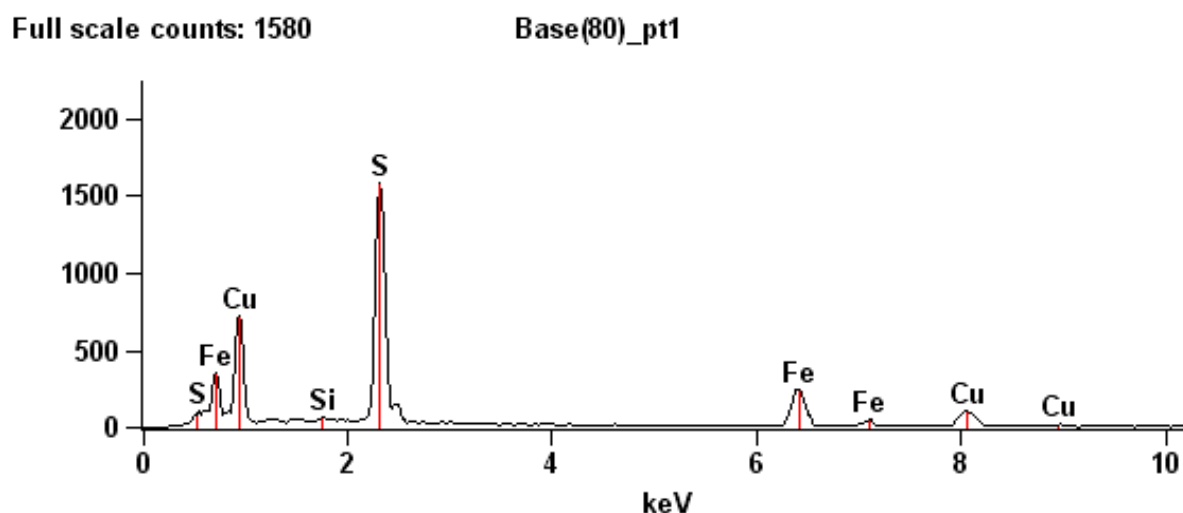
Сурет 5.24 - Бақылау нүктесі-6. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Аншлиф (т.н. 1б)

Екі дақ – 1,5 x 0,7 мм және 1,5 мм. Бұл төрт минералдың өскіндері (халькопирит, пентландит, пирротин, магнетит). Таужыныстар массасында ильмениттің бейтегіс дақтары, аз мөлшерде магнетит және титаномагнетиттер кездеседі (5.25- 5.33-суреттер).



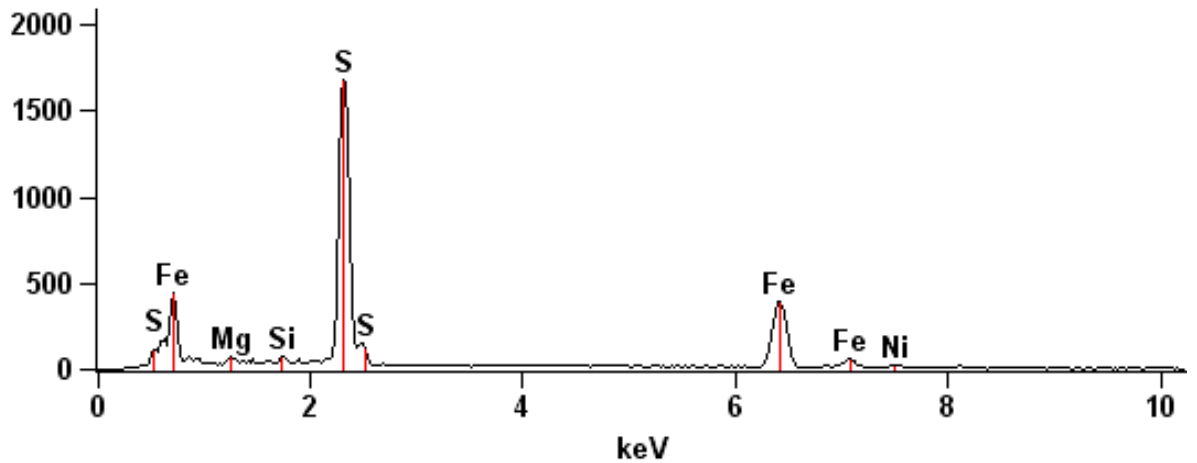
Сурет 5.25 - Аншлиф (т.н. 1б). (SEM) сканерлеуші электрондық микроскоп талдамалары және көрсетілген нүктелерде электрондық зондылау жүргізілген (тиісті графиктері төменде берілген)



Сурет 5.26 - Бақылау нүктесі-1. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1673

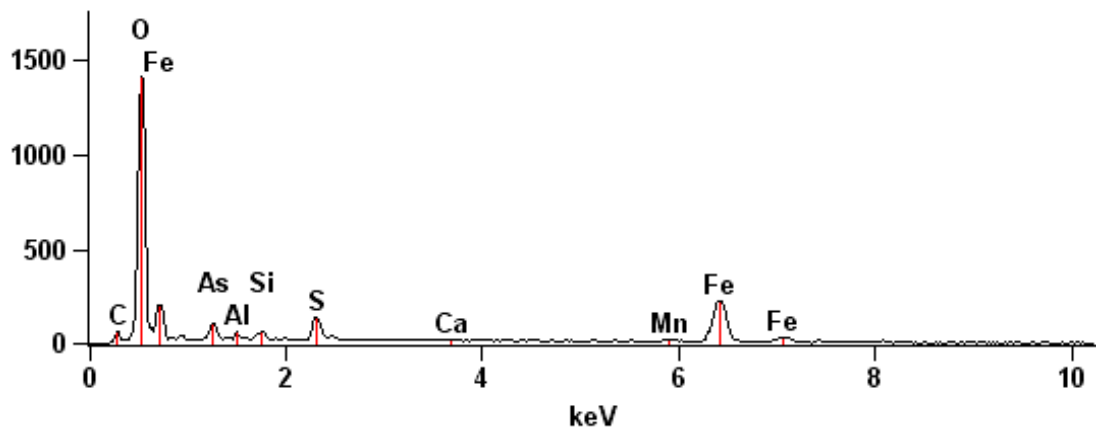
Base(80)_pt2



Сурет 5.27 - Бақылау нүктесі-2. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1407

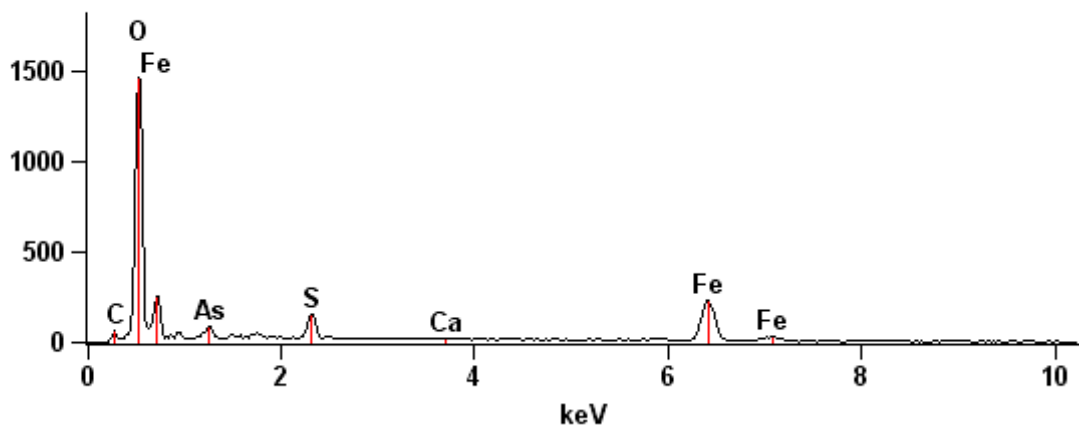
Base(80)_pt3



Сурет 5.28 - Бақылау нүктесі-3. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1457

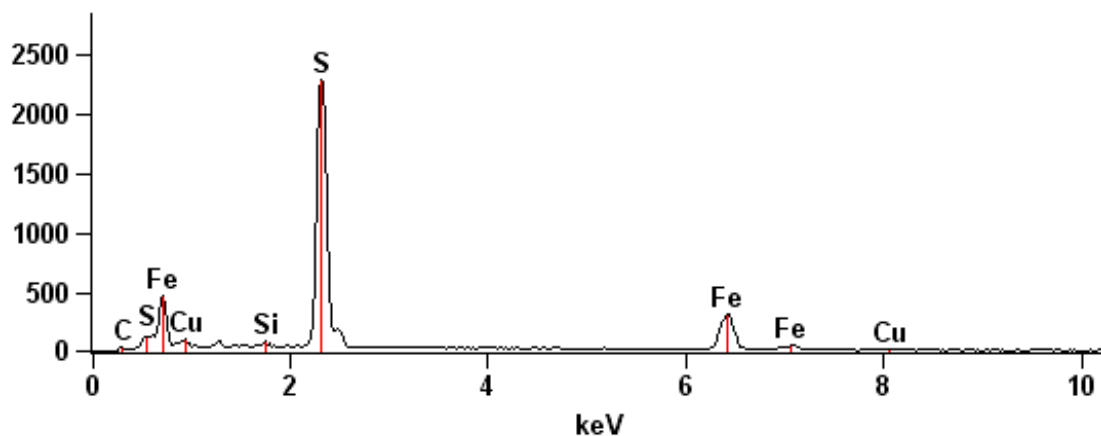
Base(80)_pt4



Сурет 5.29 - Бақылау нүктесі-4. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 2289

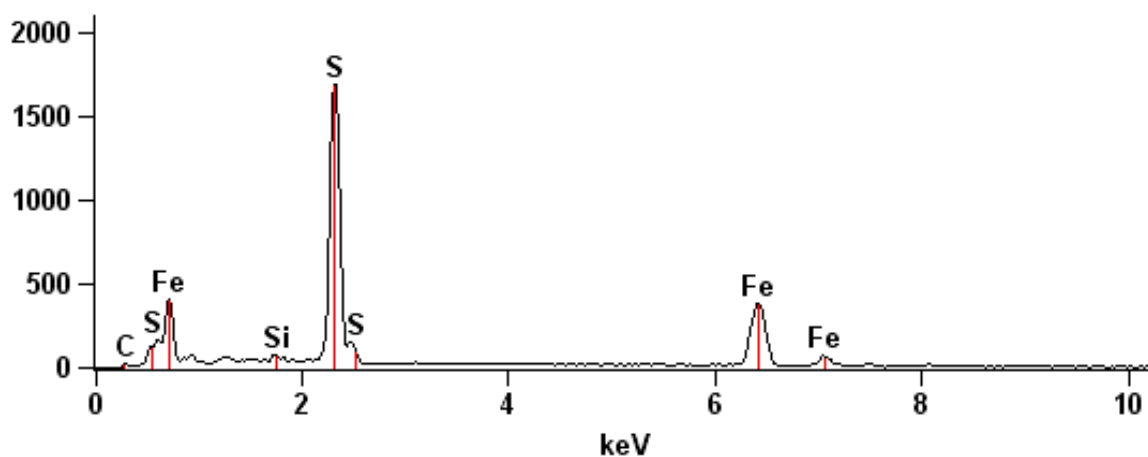
Base(80)_pt5



Сурет 5.30 - Бақылау нүктесі-5. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1688

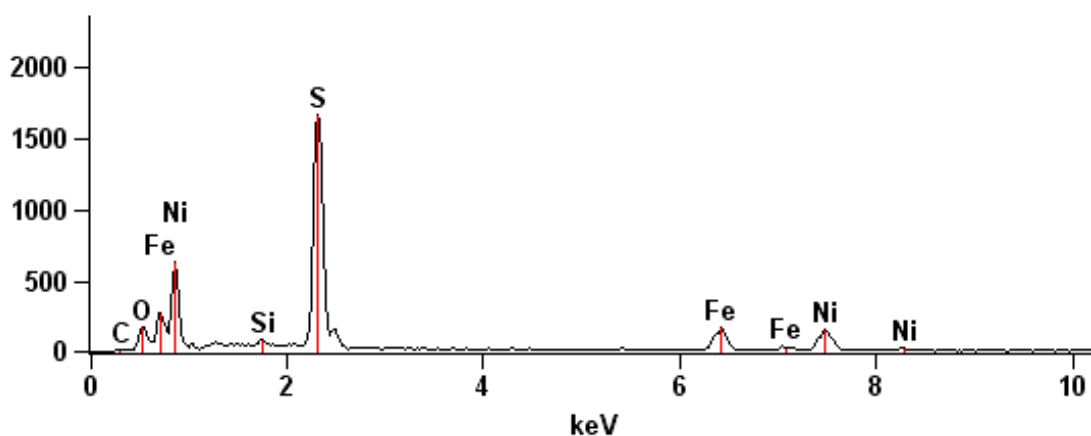
Base(80)_pt6



Сурет 5.31 - Бақылау нүктесі-6. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1658

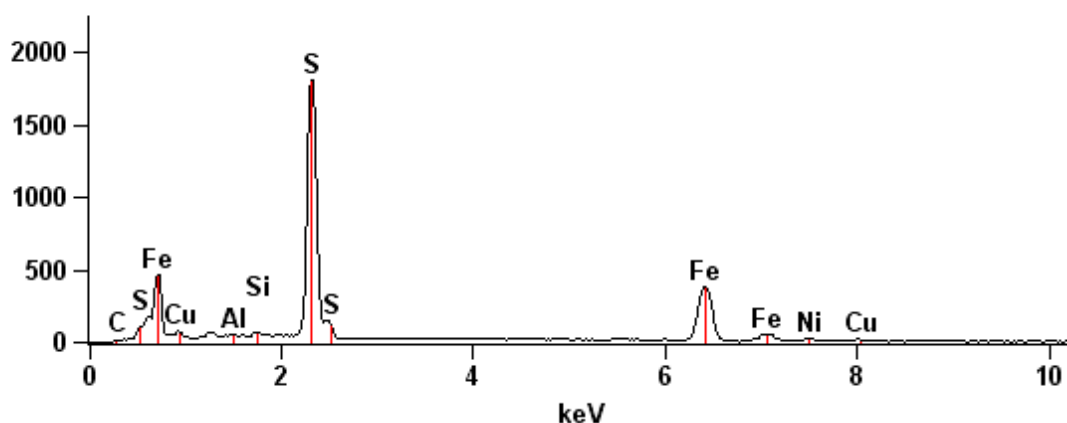
Base(80)_pt7



Сурет 5.32 - Бақылау нүктесі-7. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Full scale counts: 1802

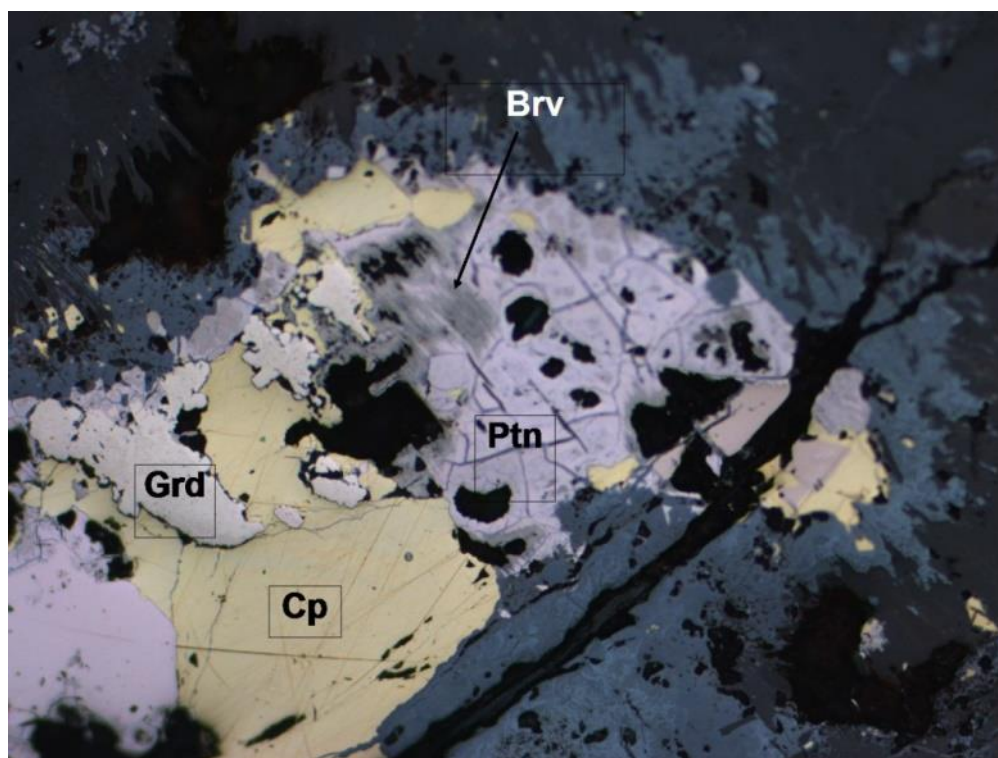
Base(80)_pt8



Сурет 5.32 - Бақылау нүктесі-1. Химиялық элементтер мөлшерінің графигі

Аншлиф (т.н. 5, 1б)

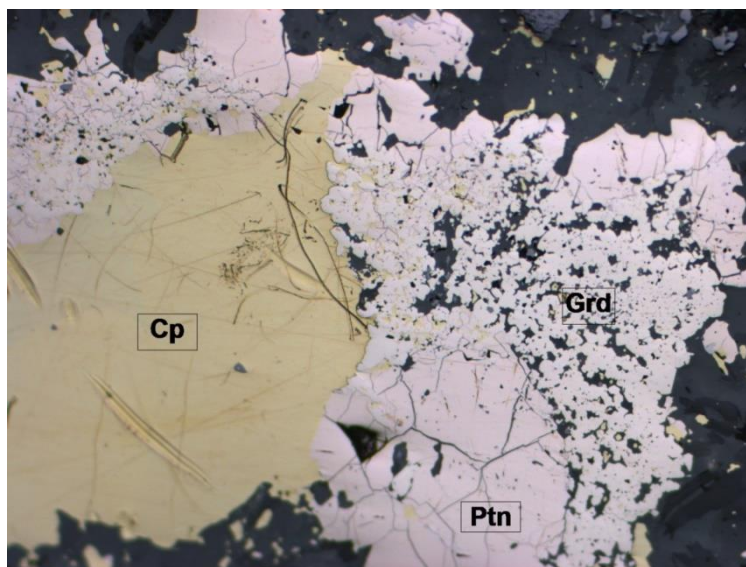
Өлшемі 1x3 мм болатын бір сеппе негізінен халькопиритпен, пирротинмен, аз мөлшердегі пентландит, герсдорфит өскіндерінен құралған. Пентландит бойынша бравоит дамыған, нәтижесінде минералдардың тотығуы орын алады. Өскіндердің айналасында темір гидрототықтары дамыған. Темір гидрототықтарында ковеллин кездеседі, ол жиек түрінде халькопирит айналасында дамиды. Сонымен қатар таужыныстардың құрамында ильменит, титаномагнетит, магнетиттің бейтегіс сеппелері байқалады (сурет 5.34).



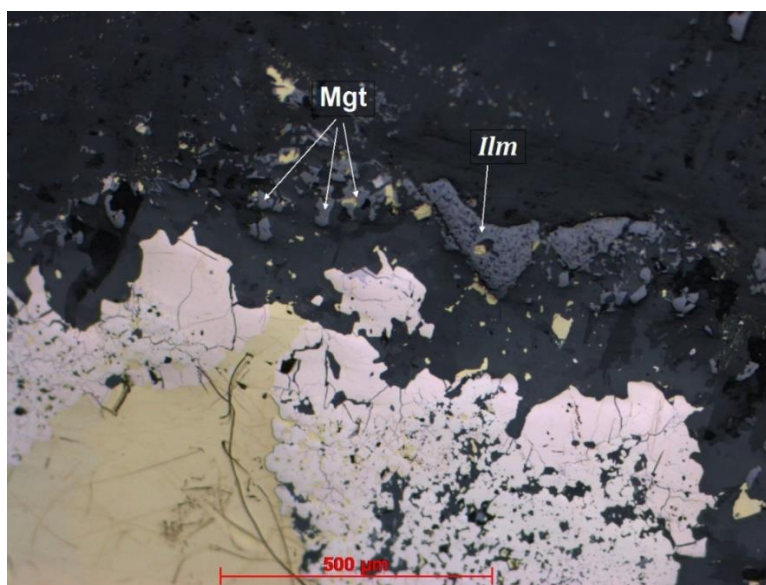
Сурет 5.34 - Аншлиф (т.н. 5, 1б). Халькопирит (cp), герсдорфит (grd), пентландит (ptn), бравоит (brv)

Аншлиф (т.н. 6, 2а)

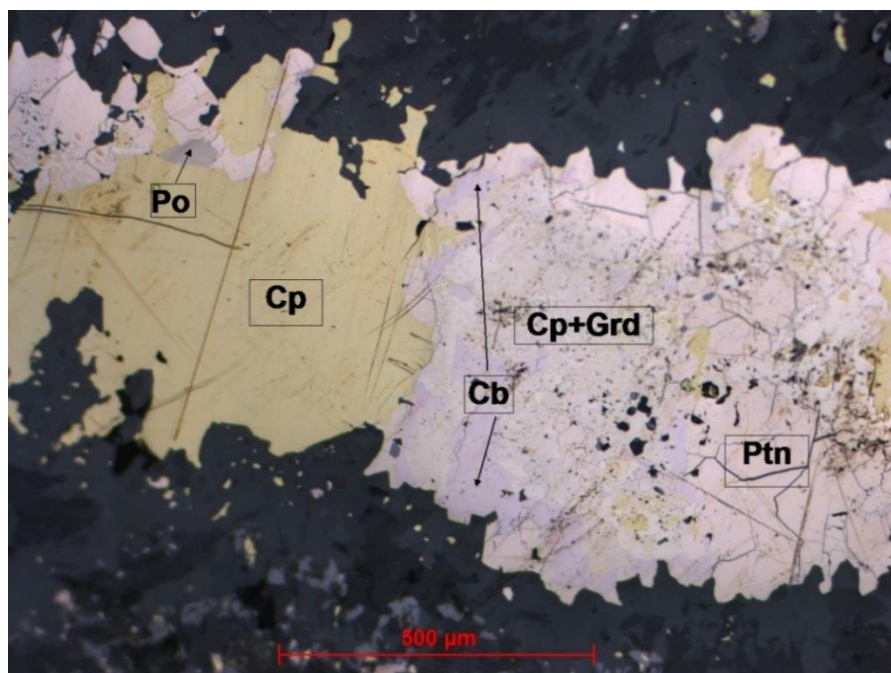
1,5 x 0,7 мм және 1,0 x 0,7 мм өлшеміндегі екі сеппе. Біріншісі екі минералдың екі өскіндерінен, атап айтсақ – халькопирит пентландиттен, герсдорфиттен құралған. Пентландит халькопириттің орнын басады және пентландиттің орнын басатын бравоит байқалады. Екіншісі негізінен халькопириттен, пентландиттен, пирротиннен, герсдорфиттен құралған. Бұл сеппелерде пирротинге ұқсас кубанит минералы байқалады. Бұл сеппелерде мирмекит тәріздес минерал өскіндері байқалады. Бұл жарық микроскопымен нашар көрінетін халькопирит, пирротин және герсдорфиттің өте ұсақ өскіндері. Таужыныс массасында ильменит сеппелері, темір гидрототықтары бейтегіс сеппелері кездеседі (5.35-5.37-суреттер).



Сурет 5.35 - Аншлиф (т.н. 6, 2а). Халькопирит (cp), герсдорфит (grd), пентландит (ptn). Ұлғаюы 10^x



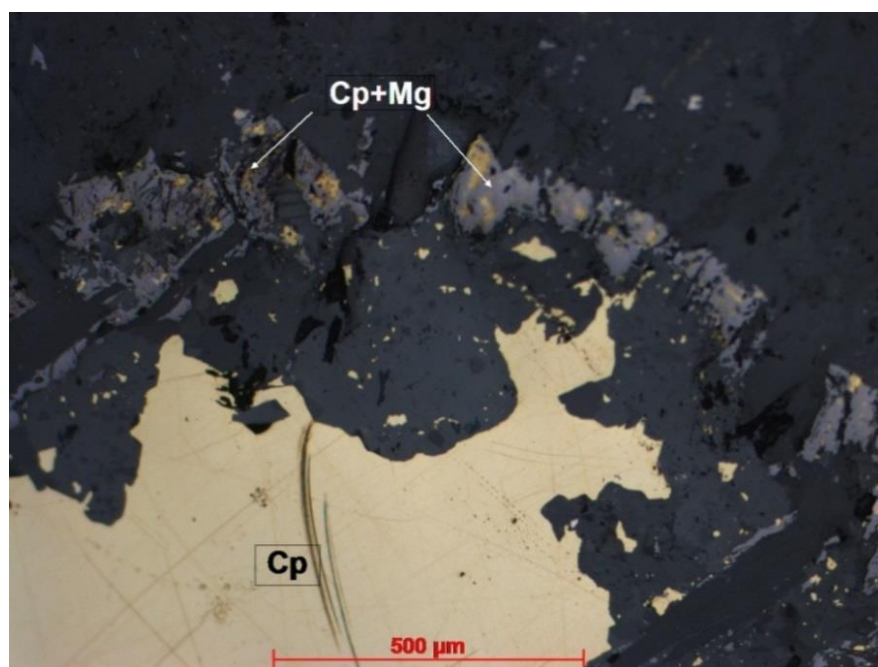
Сурет 5.36 - Аншлиф (т.н. 6, 2а). Магнетит (mgt), ильменит (ilm). Ұлғаюы 10^x



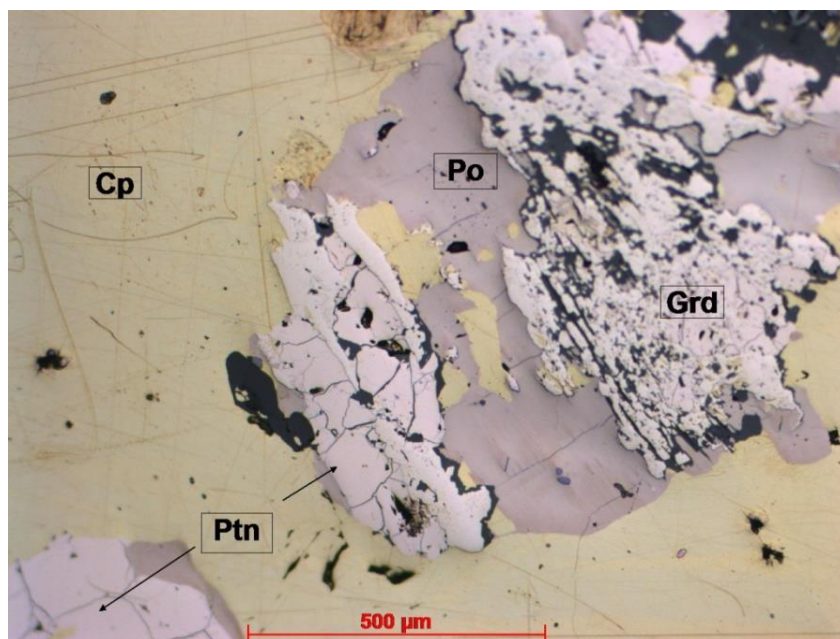
Сурет 5.37 - Аншлиф (т.н. 6, 2а). Халькопирит (ср), герсдорфит (grd), пентландит (ptn), пирротин (po), кубанит (cb). Ұлғаюы 10^x

Аншлиф (т.н. 6, 2б)

Бір сепше (1,5x0,7 мм) – негізінен халькопириттен тұратын және онда пентландит, герсдорфит және пирротин байқалады. Пентландит бойынша бравоит дамыған (5.38 – 5.39-суреттер).



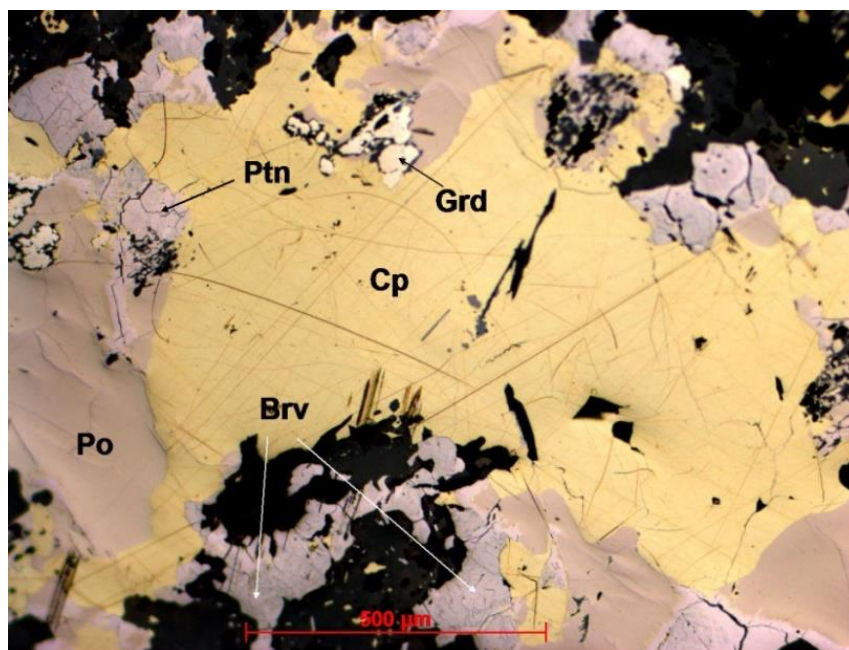
Сурет 5.38 - Аншлиф (т.н. 6, 2б). Халькопирит (ср), магнетит (mgt). Ұлғаюы 10^x



Сурет 5.39 - Аншлиф (т.н. 6, 26). Халькопирит (ср), пирротин (ро), пентландит (ptn), герсдорфит (grd). Ұлғаюы 10^x

Аншлиф (т.н. 5, 16)

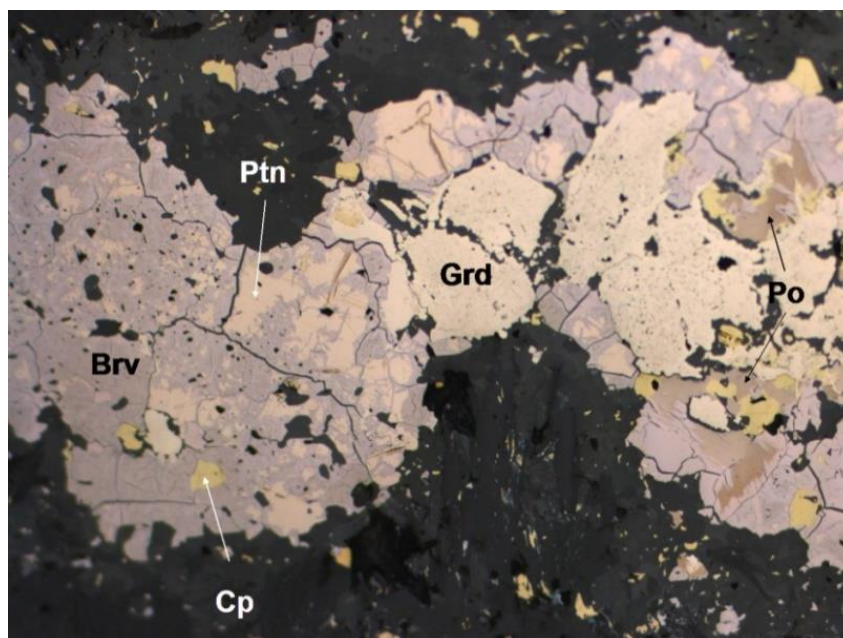
Пентландит орнын басқан негізінен бравоиттен тұратын бір сеппе және ол герсдорфит пен кубанит өскіндерінде кездеседі. Бравоит пен герсдорфит массасында ұсақ халькопирит білінімдері байқалады. Таужыныс массасында ковеллинді алмастыратын халькопирит кездеседі (сурет 5.40).



Сурет 5.40 - Аншлиф (т.н. 5, 16). Халькопирит (ср), пирротин (ро), пентландит (ptn), герсдорфит (grd), бравоит (brv). Ұлғаю 10^x

Аншлиф (т.н. 5, 16)

Аз мөлшерде пирротин мен бравоит кездесетін және негізінен халькопириттен құралған бір сеппе (1,5x0,7 мм). Пентландит толығымен бравоитпен алмасқан. Халькопирит пен пирротин массасында герсдорфит түйірлері, ал пирротиндерде арсенопириттің жіңішке жарықшалары таралған (сурет 5.41).



Сурет 5.41 - Аншлиф (т.н. 5, 16). Халькопирит (ср), пирротин (ро), пентландит (ptn), герсдорфит (grd), бравоит (brv). Ұлғаю 10^x

Кесте 5.3 - Руда минералдардың құрамы (“InnovX delta” анализаторымен орындалған). Аншлиф Т.Н. 5, 16

Элемент	Мөлшері, %	+/-
Ti	1,3443	0,1074
Cr	0,7497	0,0470
Mn	0,3602	0,0469
Fe	73,8583	0,3562
Ni	10,8836	0,2306
Cu	11,1522	0,2305
Zn	0,6934	0,0571
Ir	0,2904	0,0390
Zr	0,1096	0,0079
Co	0,5583	0,1041

ҚОРЫТЫНДЫ

Орталық Қазақстанда игерілген кобальт-никель кенорындары жоқ, бірақ осы металдардың нысандары (22 кенорын, 50 кенбілінім, 100-ден астам минералдану нүктесі) көп кездеседі. Олар жаралуы мору қыртыстарының қайта түзілген өнімдерімен байланысты сирек жағдайда аумағына рудалық нысандар кірмейтін кеңістік пен генетикалық тұрғыда негізді және ультракеңістікті таужыныстар массивтерімен тығыз байланысты магмалық ликвидациялық сульфидті мысты-никельді, инфильтрациялық-қалдық элювилік силикат кобальт-никельді және механагендік-шөгінді никель-кобальтты кен формацияларына жатады.

Магмалық сульфид никельді формация мафиттер мен ультрамафиттердің жіктелмеген формациялық топтарын қалыптастыратын негізді және ультракеңістікті таужыныстардың массивтерімен қалыптасқан гипербазитті белдемдермен тығыз байланыста таралған. Барлық массивтер сульфид сеппелерінен құралған, соның ішінде мысты және никель құрамды, дегенмен, аталмыш аумақта осындай минералданудың айтарлықтай жиналымдары анықталмаған. Сульфид мысты-никельді кенденудің қалыптасуы ерте болып табылады – байқалды (?), және ультрамафитті интрузиялардың PR_2 магматогендік сатысымен байланысты (PR_2). Көптеген зерттеушілер бұл кенденудің шығу тегін ликвидациялық деп анықтаған. Аумақтың кенбілінімі ұсақ: олар Үлкен Қарауылшоқы кенбілінімі ($Ni - 0,14\%$, $Cu - 2,9\%$), Ешкіөлмес кенбілінімі ($Ni - 0,16\%$, $Cu - 0,4-8,3\%$), Стожары кенбілінімі ($Ni - 0,5\%$), Бозшакөл кенбілінімі ($Ni - 0,1-0,26\%$) топтары. Кенсыйыстырушы интрузивтеріне дифференциациялану белгілері тән. Кендену пириттенген серпентиниттерге шоғырланып, пирротин-халькопирит-пентландит құрамды жіңішке желілермен және ұсақ линзалармен (3-5 см) сипатталады, сульфидтердің арасында магнетит, пирит, кубанит, виолерит, миллерит ерекшеленеді. Кен маңындағы өзгерістер серпентиндену мен родингиттену ретінде сипатталады. Кенбілінімі мен кенсыйыстырушы массивтер толық зерттелмеген. Бұл аумақтарды кешенді зерттесе, сульфидті мысты-никельді формациялардың ірі жаңа нысандары ашылуы ықтимал.

Көне мору қыртысындағы силикатты кобальт-никельді формация. Қазақстандағы никельді мору қыртыстары белгілі бір стратиграфиялық орындары мен мезо-кайнозой жатындары, платформалық жабын болып табылады, яғни никельді қыртыстарды көмкеріп, эоценмен Екібастұз-Баянауыл ауданында (күм және күмдақ), Жезқазған-Ұлытау ауданында, Нұрғай иілімінің батыс жақтауында - олигоценмен (ала құла дақты саздақпен), Шу-Іледегі жоғары борға (сазды-күмды-жұмыртас түзілімдері) мору қыртыстарының түрлі горизонттарына шоғырланып, түрлі деңгейде сақталған. Көмілген қыртыстар кейінгі кремнийлену (силицификациялану) мен бұзылыстарының қайта түзілуінен сақталған.

Қарсақпай-Ұлытау кенді аймағында орналасқан зерттеу ауданы бұрын орындалған геологиялық зерттеулер нәтижесінде алынған материалдармен және жаңа ғарыштық геологиялық технологияларды қолдана отырып зерттелді. ГДП-200 (1996) материалдары бойынша түрлі пайдалы қазбаларға перспективалы бөлікшелері көрсетіліп сипатталған ауданның геологиялық құрылымы көрсетілді.

Олардың ішінде кейбір бөлікшелер, мысалы Байқоңыр алтын кенорны жеке кәсіпкерлермен игерілген.

Біз ғарыштық геологиялық әдістерді қолдана отырып Батыс-Ұлытау базит-ультрабазит белдемінің оңтүстігінде орналасқан Қарсақпай бөлікшесінің 1:200 000 масштабта геологиялық схемасын құрастыра отырып түбегейлі зерттедік. Ғарыштық геологиялық схемаларда көрсетілген сызықты, сақина және доға құрылымдардың аудандық денелері кенбақылаушы факторлар болып табылады.

Қарсақпай бөлікшесінде жаралу тегі, созылымы, бағыты әртүрлі 1000-нан астам линеамент карталанды. Бұларды анықтап көрсету үшін бастапқы ғарыштық түсірілімдер, арнайы өңдеу материалдары, жер бедерінің сандық үлгісі, дифференциациясы бойынша мәліметтер қолданылды. Сызықтық құрылымдарды анықтап, карталау түрлі белгілері бойынша орындалды. Оларға сызықтық құрылымдар, атап айтсақ жарылымды бұзылыстар, жарылым маңы кливаж элементтері, шөгінді таужыныстардың қабаттылық элементтері жатады.

Бастапқы талдамалар мен тақырыптық өңделген растрлық кескіндер мен жер бедерінің сандық үлгісі арқылы шамамен 60-тан астам сақина және доға құрылымдар анықталды. Жербедерінің тектурасы әртүрлі блоктар арасындағы сақина және доғалық шекаралары, морфологиясы доға және сақина ландшафттық түрлестері, оларды анықтау және риясыздау үшін басты белгілері болып табылады. Анықталған доға және сақина құрылымдар шығу тегі бойынша метаморфогендік, плутондық (абиссал және мезоабиссал), гипабиссал, тектоногендік (депрессия), аралас болып бөлінеді.

Жер бедерінің сандық үлгісімен бірге алынған қашықтықтан зондылаудың сүзгіленген және тақырыптық өңдеулерден өткен мәліметтері Қарсақпай бөлікшесі аумағында магмалық денелерді анықтауға жол ашты. Білінімдердің ашылу белгілері бастапқы ғарыштық материалдар мен іріктелген дериватив кескіндерінің спектрлік және бітімдік ерекшеліктері болып табылды. Магмалық жаралымдардың ашылған денелері құрамы бойынша қышқылды, негізді, ультранегізді болып жіктелген.

Аудандық денелердің жеке топтарында кенсыйыстырушы таужыныстарға магмалық-термалық ықпал ететін жеке ореолдар ерекшеленген. Осындай ореолдардың білінімденген жерлерінен, жер үсті геологиялық және геофизикалық әдістермен құрамы бойынша негізді және ультранегізді шағын денелер анықталуы мүмкін.

Арнайы зерттелген Қараторғай мысты-никельді кенбілінімі габбро-пироксенитте орналасқан ликвациялық типке жатады. Негізгі руда минералдары халькопирит, пентландит және пирротин, сонымен қатар, герсдорфит, бравоит, магнетит, титаномагнетит пен ильменит болып келеді. Кенбілінімнен алынған үлгілерден шлифтер мен аншлифтер жасалынып, олар үйектеуші микроскоппен және электрондық микроскоппен зерттелді. Осылайша, геосутура зонасы базит-ультрабазиттер енуіне қолайлы құрылымдар, ал бұл таужыныстар мантия заты ретінде руда минералдардан тұруы мүмкін екені көрсетілді.

ПАЙДАЛАНЫЛҒАН ӘДЕБИЕТТЕР ТІЗІМІ

1 Сатпаев К.И. Избранные труды. Джекказганский меднорудный район.- Алма-Ата: Наука КазССР, 1967.

2 Сатпаев К.И. Некоторые методологические вопросы теории рудообразования на примере генезиса месторождений так называемых «медистых песчаников гидротермального типа» // Собрание трудов.– Алматы, Ғылым, 1999. - Т 3. - С.203-231.

3 Сатпаев К.И. Основные черты геологии и металлогении Джекказганского меднорудного района; генезис, состав и запасы медных руд района // В кн.: Большой Джекказган. - М.; Л.:Изд-во АН СССР, 1935. - С.195-258.

4 Штифанов В.И., Сатпаев К.И., Сейфуллин С.Ш., Есенов Ш.Е. Геологоструктурные факторы локализации оруденения и направление дальнейших геологопоисковых и разведочных работ на медь в Жезказганском районе. Большой Жезказган. Геология и Металлогения. - Алма-Ата: - Изд. АН Каз ССР, 1961. - С.101-112.

5 Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау. - М.:Изд-во МГУ, 1961. - 280 с.

6 Зайцев Ю.А., Габай Н.Л., Голубовский В.А., Потапочкин В.М., Мартынова М.В. Геологическое строение Джекказганского района. // В кн.: «Большой Джекказган». - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. - С.60-81.

7 Тажибаева П.Т. Литологические исследования жезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Жезказганского месторождения. – Алма-Ата, 1964. – 277 с.

8 Есенов Ш.Е., Сейфуллин С.Ш., Нуралин Н.Н. О фациальном рудоконтроле в Джекказгане // Известия АН Каз ССР. Серия геол. - 1969. - №2.

9 Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. – Алма-Ата: Наука, 1971.– 364 с.

10 Геология и полезные ископаемые Джекказганского рудного района / под ред. Ш.Е. Есенова, Ю.А. Зайцева. - М.: Недра, 1975. - 284 с.

11 Сейфуллин С. Ш., Копяткевич Л. В., Асанов М. А. Размещение свинцово-цинковой минерализации в залежах Жезказганского месторождения. Изв. АН КазССР, сер. геол. - Алма - Ата, 1976 – №5. – С. 27–31.

12 Сейфуллин С.Ш., Нуралин Н.Н., Копяткевич Л.В., Джаминов К.Д. Стратиформные месторождения меди западной части Центрального Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1976. - 249 с.

13 Абдулин А.А. Геология Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1981. - 312 с.

14 Сатпаева М.К. О возможности инъекционного генезиса стратиформных залежей Джекказгана // Геология рудных месторождений. - 1985. - № 1. - С. 58-70.

15 Сатпаева М.К. Руды Джекказгана и условия их формирования. - Алма-Ата: Наука, 1985. - 208 с.

16 Щерба Г.Н. Основные критерии крупных месторождений // Известия НАН РК. - 1993. -№ 2. – С. 7-22.

- 17 Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др.. Геологическое строение Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. – 396 с.
- 18 Сатпаева М.К. Медный пояс Жезказган-Айнак//Изв. НАН РК. Серия геологическая. 2005. – № 6.– С. 15-31.
- 19 Кошкин В.Я. и др. Тектоническая карта Казахстана. Объяснительная записка - Алматы, 2007. - 130 с.
- 20 Ракишев Б.М., Губайдулин Ф.Г., Лаумулин Т.М., Дардабаев А.Б., Филинский Л.М., Эсминцев А.Н., Отарбаев К.Т., Корецкая Т.Л., Липова З.М., Коншибаева Р. Создать современные геолого-генетические прогностические модели конкурентоспособных лито-, халько-, сидерофильных месторождений основных металлогенических комплексов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. - 2006. - №3. - С. 18–23.
- 21 Рафаилович М.С., Смирнов А.В., Федоренко О.А. и др. Крупные месторождения Казахстана: новая геодинамическая и формационная систематика // Геология и охрана недр. – 2006. - № 1 (18). - С. 2-10.
- 22 Кошкин В.Я. Палеозойды западной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и охрана недр. - 2008. - № 3 (28). - С. 2–10.
- 23 Геологическое доизучение масштаба 1:200000 площади листа L-42-I за 1990-1996 гг.: отчет о НИР (заключительный) / Кумолинская ПСП: рук.: Глухов А.М., исполн.: Петриляк Д.М., Филатова Г.В. и др. - Караганда, 1996. – 320 с.
- 24 Байбатша А.Б. О новом взгляде на геологическое строение и геодинамическое развитие территории Казахстана//Изв. НАН РК, серия геол. - 2008. - № 2. - С. 66–74.
- 25 Байбатша А.Б. О роли мантийного плюма в формировании глубинной геодинамики Казахстана // Материалы МНК: Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. -Томск, 2010. – С. 26-31.
- 26 Байбатша А.Б. О геотектонике и геодинамике Улытау-Карсакапской зоны с позиции плюм-тектоники // Материалы МНК «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ».– Алматы, 2015. - С. 34-41.
- 27 Байбатша А.Б. Новая геодинамическая модель развития и тектонического строения территории Казахстана//Международный геологический конгресс МГК-35. Доклады казахстанских геологов. Науки о Земле в Казахстане. Алматы, 2016. - С. 194-203.
- 28 Байбатша А.Б., Плюм-тектоническая природа геологических структур и геодинамики территории Казахстана// ГеоБайкал – Иркутск; Россия, 2016, август 22-26
- 29 Baibatsha A.B. Connection geological structure and mineral resources of Kazakhstan with plume // Gordon research conference. – Massachusetts; USA, 2015. – P.10.
- 30 Baibatsha A.B. Plum tectonic nature of geodynamical development of Kazakhstan // International conference on Geology. – Florida; USA, 2015. - P. 44.
- 31 Baibatsha A.B. 35th IGC. Geodynamic model of development and the tectonic structure of Kazakhstan from the standpoint plume tectonics//35th International geological congress. - Cape Town; South Africa, 2016, august 27.

- 32 Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология: учебник для студентов вузов. -М.: Издательский центр «Академия», 2008. - 464 с.
- 33 Хераскова Т.Н, Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. -2010. - № 1. - С. 5-28.
- 34 Joachim R.R., Ritter, Ulrich R. Christensen. Mantle Plums. -2007. - Vol.8. -502 p.
- 35 David A. Yuen, Shigerenori Maruyama, Shun-Ichiro Karato, Brian F. Windley. -Superplumes: Beyond Plate Tectonics. -2007. - Vol.14. - 569 p.
- 36 Pirajno F. Ore Deposits and Mantle Plumes.-Perth; Australia, - 2000. - 576 p.
- 37 Объяснительная записка листа М-42-ХІХ/составили: Ю.А. Зайцев при участии Д.Н. Архангельского, Э.Н. Елиной, П.Ф. Емельяненко и др. редактор А.А. Богданов. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. - 104 с.
- 38 Zhirov D. Controlling structures of the Paleozoic Plume in the Kola alkaline large igneous Province//16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM2016. –Albena; Bulgaria, 2016. - P. 133-140.
- 39 Сеитов Н., Қонаев М.С. Геотектоникалық процестердің Жер тарихында көрініс беру эволюциясы және олардың заттық-энергетикалық негіздері (Қазақ қатпарлы облысы офиолитті белдемдерінің ерекшеліктері тұрғысынан). – Алматы: Арыс, 2012. - 376 б.
- 40 Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. – Алматы, 2002. - 26 с.
- 41 Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: СО РАН, 2001. - 409 с.
- 42 Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А. и др. Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий//В кн: Геонауки в Казахстане. - Алматы, 2004. – С. 39–54.
- 43 Golonka J., Krobicki M., Pajak N., Zuchiewicz W. Global plate tectonics and paleogeography of southeast Asia. - Krakow, 2006. - 128 p.
- 44 Кассин Н.Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. -Алма-Ата: Изд. АН Каз. ССР, 1937.
- 45 Кассин Н.Г. Развитие геологических структур Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. -1951.- № 114, вып. 14.
- 46 Ермолов П.З. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. – Караганда: ИПЦ КРУ, 2013. – 206 с.
- 47 Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. – Алма-Ата, 1984. - Т. 2. - 200 с.
- 48 Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Глубинное строение и геодинамика. - Алматы, 2002. - Т. 1. - 234 с.
- 49 Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Металлогения. – Алматы, 2002. - Т. 2. - 272 с.
- 50 Литвинович Н.В., Голубовская Т.Н., Голубовский В.А. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Западной части Центрального Казахстана. - М.: Недра, 1974. - 184 с.

51 Любецкая Л.Д., Урдабаев А.Т., Шабалина Л.В., Бикеев В.С. К вопросу о модели формирования Жезказганского месторождения медистых песчаников//Материалы МНПК «Сатпаевские чтения» 2009 г. – Алматы, 2009. – С. 51–60.

52 Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя – М.: Недра, 1985. – 169 с.

53 Никитченко И.И. Полезные ископаемые Казахстана: Объяснительная записка к Карте полезных ископаемых Казахстана масштаба 1: 1 000 000 – Кокшетау, 2002. – 188 с.

54 Сулейменов К.Д. Рифтогенная природа формирования стратиформных месторождений меди и других полезных ископаемых в Жезказган-Сарысуйской впадине // Материалы международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения». – Алматы, 2008.– С. 137–140.

55 El Desouky H. A., Muchez P. and Cailteux J. Two Cu–Co sulfide phases and contrasting fluid systems in the Katanga Copperbelt. -Democratic Republic of Congo; in Ore Geology Reviews. -2009, Vol.36. - P. 315-332.

56 El Desouky H. A., Muchez P., Boyce A. J., Schneider J., Cailteux J. L. H., Dewaele S. and von Quadt A. Genesis of sediment-hosted stratiform copper–cobalt mineralization at Luiswishi and Kamoto, Katanga Copperbelt (Democratic Republic of Congo)// Mineralium Deposita.-2010. - Vol.45. - P. 735-763.

57 Giles A D., Marshall B. Genetic significance of fluid inclusions in the CSA Cu–Pb–Zn deposit, Cobar. – Australia: in Ore Geology Reviews, 2004.- Vol.24. – P. 241-266.

58 Gourlay A.W. Vancouver, Independent technical review of the Coats Lake Copper Deposit Nahanni mining district. Western Northwest Territories for CRS Copper Resources Corp. and First Trimark Ventures Inc. - P.Geol.: FGAC, 2003.

59 Graham G., Hitzman M. W. and Zieg J. Geologic Setting, Sedimentary Architecture, and Paragenesis of the Mesoproterozoic Sediment-Hosted Sheep Creek Cu-Co-Ag Deposit, Helena Embayment // Montana; in Econ. Geol. -2012. - Vol.107. - P. 1115-1141.

60 Greyling L. N., Robb L. J., Master S., Boiron M. C. and Yao Y. The nature of early basinal fluids in the Zambian Copperbelt: A case study from the Chambishi deposit // J. of African Earth Sciences. -2005. - Vol.42. - P. 159-172.

61 Haest M., Muchez P., Dewaele S., Franey N. and Tyler R., Structural Control on the Dikulushi Cu-Ag Deposit, Katanga, Democratic Republic of Congo // Econ. Geol. -2007. - Vol.102. - P. 1321-1333.

62 Hedenquist J. W., Harris M. and Camus F., Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World - A tribute to Richard H Sillitoe // Society of Economic Geologists Special Publication. -2012. Vol. 16 - P. 269-301.

63 Hitzman M. W., Selley D. and Bull S. Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History // Econ. Geol. -2010. - Vol.105. P. 627-639.

64 Huston D. L. Mineralization and regional alteration at the Mons Cupri stratiform Cu-Zn-Pb deposit, Pilbara Craton, Western Australia // Mineralium Deposita.-2006. - Vol.41. - P. 17-32.

65 Jinli Huang, Dapeng Zha. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions / *Journal of geophysical research*. -2006. - Vol. 111. // B09305// doi:10.1029/2005JB004066.

66 Landis G. P. and Hofstra A. H. Ore Genesis Constraints on the Idaho Cobalt Belt from Fluid Inclusion Gas, Noble Gas Isotope, and Ion Ratio Analyses // *Econ. Geol.* -2012. - Vol.107. - P. 1189-1205.

67 Lauxa J. H., Lindenmayerb Z. G., Teixeirac J. B. G. and Neto A. B. Ore genesis at the Camaqua copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil // *Ore Geology Reviews*. -2005. - Vol.26. - P. 71-89.

68 Pasava J., Oszczepalski S. and Du A., Re–Os age of non-mineralized black shale from the Kupferschiefer, Poland, and implications for metal enrichment // *Mineralium Deposita*. -2010. - Vol.45. - P. 189-199.

69 Polito P. A., Kyser T. K., Southgate P. N. and Jackson M. J. Sandstone Diagenesis in the Mount Isa Basin: An Isotopic and Fluid Inclusion Perspective in Relation to District-Wide Zn, Pb, and Cu Mineralization // *Econ. Geol.* -2006. - Vol.101. - P. 1159-1188.

70 Porada H. and Berhorst V. Towards a new understanding of the Neoproterozoic-Early Palaeozoic Lufilian and northern Zambezi Belts in Zambia and the Democratic Republic of Congo // *J. of African Earth Sciences*. -2000. -Vol.30. -P. 727-771.

71 Porada H. and Druschel G. Evidence for participation of microbial mats in the deposition of the siliciclastic ‘ore formation’ in the Copperbelt of Zambia // *J. of African Earth Sciences*. -2010. -Vol.58. -P. 427-444.

72 Rainaud C., Master S., Armstrong R. A. and Robb L. J. Geochronology and nature of the Palaeoproterozoic basement in the Central African Copperbelt (Zambia and the Democratic Republic of Congo), with regional implications // *J. of African Earth Sciences*. -2005. -Vol.42. -P. 1-31.

73 Ramirez L. E., Palacios C., Townley B., Parada M. A., Sial A. N., Fernandez-Turiel J. L., Gimeno D., Garcia-Valles M. and Lehmann B. The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of Northern Chile // *Mineralium Deposita*. -2006. - Vol.41. -P. 246-258.

74 Roberts S., Palmer M. R., Cooper M. J., Buchaus P. and Sargent D. REE and Sr isotope characteristics of carbonate within the Cu–Co mineralized sedimentary sequence of the Nchanga Mine, Zambian Copperbelt // *Mineralium Deposita*. -2009. - Vol.44. -P. 881-891.

75 Schneider J., Melcher F. and Brauns M. Concordant ages for the giant Kipushi base metal deposit (DR Congo) from direct Rb-Sr and Re-Os dating of sulfides // *Mineralium Deposita*. -2007.-Vol.42. -P. 791-797.

76 Selley D., Broughton D., Scott R., Hitzman M., Bull S., Large R., McGoldrick P., Croaker M. and Pollington N. A new look at the geology of the Zambian Copperbelt; in *Economic Geology* // *Society of Economic Geologists*, -2005. -Vol. 100. - P. 965-1000.

77 Sillitoe R. H., Perello J. and Garcia A., Sulfide-Bearing Veinlets Throughout the Stratiform Mineralization of the Central African Copperbelt: Temporal and Genetic Implications // *Econ. Geol.* 2010. - Vol.105. -P. 1361-1368.

78 Sutton S. J. and Maynard J. B., A fluid mixing model for copper mineralization at Konkola North, Zambian Copperbelt // *J. of African Earth Sciences.* -2005. -Vol.42. -P. 95-118.

79 Taube A., Mawson R. and Talent J. A. Repetition of the Mount Morgan Stratigraphy and Mineralization in the Dee Range, Northeastern Australia: Implications for Exploration // *Econ. Geol.* -2005. - Vol.100. -P. 375-384.

80 Torremans K., Gauquie J., Boyce A. J., Barrie C. D., Dewaele S., Sikazwe O. and Muchez Ph. Remobilisation features and structural control on ore grade distribution at the Konkola stratiform Cu–Co ore deposit, Zambia // *Journal of African Earth Sciences.* -2013.-Vol. 79. -P. 10-23.

81 Townley B., Roperch P., Oliveros V., Tassara A. and Arriagada C. Hydrothermal alteration and magnetic properties of rocks in the Carolina de Michilla stratabound copper district, northern Chile // *Mineralium Deposita.* -2007. -Vol.42. -P. 771-789.

82 Van Langendonck S., Muchez P., Dewaele S., Kaputo Kalubi A. and Cailteux J. Petrographic and mineralogical study of the sediment-hosted Cu-Co ore deposit at Kambove West in the central part of the Katanga Copperbelt (DRC) // *Geologica Belgica.* -2013.-Vol.16. -P. 91-104.

83 Zhao X.F., Zhou M.F., Hitzman M. W., Li J.W., Bennett M., Meighan C. and Anderson E. Late Paleoproterozoic to Early Mesoproterozoic Tangdan Sedimentary Rock-Hosted Strata-bound Copper Deposit, Yunnan Province, Southwest China // *Econ. Geol.* -2012.-Vol.107. -P. 357-375.

84 Разработка дистанционных методов геологических исследований, прогноза и поисков рудных месторождений в Казахстане: отчет о НИР (заключительный) / АО «Нац.центр научно-техн.информ.»: рук. Байбатша А.Б.; исполн.: Бекботаев А.Т., Маманов Е.Ж. и др. – Алматы, 2012. – 120 с. - № ГР 0112РК02022. – Инв. № 0214РК01116.

85 Эволюция тектонических процессов в истории Земли // *Материалы совещания.* - Новосибирск, 2004. - Т. 1. - С.56-60.

86 Эсминцев А.Н. Фазы складчатости по Г. Штилле и элементарные циклы тектогенеза // *Известия НАН РК. Сер.геол.* -2004. -№ 3-4. - С. 55-69.

87 Blundell D. J., Karnkowski P. H., Alderton D. H. M., Oszczepalski S., Kucha H. Copper Mineralization of the Polish Kupferschiefer: A Proposed Basement Fault-Fracture System of Fluid Flow // *Econ. Geol.*– 2003. -Vol.98. -P. 1487-1495.

88 Brems D., Muchez Ph., Sikazwe O. and Mukumba W., Metallogenesis of the Nkana copper–cobalt South Orebody, Zambia // *J. of African Earth Sciences.* -2009. - Vol. 55. -P. 185-196.

89 Brown A.C. Genesis of native copper lodes in the Keweenaw District, northern Michigan: a hybrid evolved meteoric and metamorphogenic model // *Econ. Geol.* 2006.- Vol.101. -P. 1437-1444.

90 Cailteux J. L. H., Kampunzu A. B., Lerouge C., Kaputo A. K. and Milesi J. P., Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt deposits, Central African Copperbelt // J. of African Earth Sciences. 2005. -Vol.42. -P. 134-158.

91 Conor C. H. H. and Preiss W. V. Understanding the 1720–1640Ma Palaeoproterozoic Willyama Supergroup, Curnamona Province, Southeastern Australia: Implications for tectonics, basin evolution and ore genesis: in Precambrian Research, -2008. -Vol.166. -P. 297–317.

92 Dewaele S., Muchez Ph., Vets J., Fernandez-Alonzo M. and Tack L. Multiphase origin of the Cu–Co ore deposits in the western part of the Lufilian fold-and-thrust belt, Katanga (Democratic Republic of Congo) // J. of African Earth Sciences. -2008. -Vol.46. -P. 455-469.

93 William M. White. Geochemistry. New York: USA; A John Willey & Sons, Ltd., Publication. -2013.-660 p.

94 Байбатша А.Б., Металлогеническое значение интрузивных и метасоматических образований Карсакпайского района // Изв. НАН РК. -2016.-4(418). -С. 36-50.

95 Байбатша А.Б., Прогноз перспективных участков на основе изучения гидротермально-метасоматических комплексов. // Изв. НАН РК. -2016. -№ 6.

96 Аковецкий В.И. Дешифрирование снимков. – М.: Недра, 1983. - 374 с.

97 Аэрокосмические методы геологических исследований /под. Ред. А.В. Перцова. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. -316 с.

98 Байбатша А.Б. Маманов Е.Ж. Перспективы выявления поисковых геологических предпосылок по данным космического зондирования // Вестник КазНТУ имени К.И. Сатпаева. – Алматы, - 2015. - № 1. – С. 8-13.

99 Байбатша А.Б., Маманов Е.Ж., Бекботаева А.А. Выделение перспективных участков в глубокозалегающих и скрытых структурах на основе космогеологической схемы. // Изв. НАН РК. -2016. -№ 5. –С. 150-160.

100 Байбатша А.Б., Поцелуев А.А., Маманов Е.Ж. О возможности детальных космогеологических работ для выявления скрытых геологических образований // Материалы МНК «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ». – Алматы, 2015. – С. 28-33.

101 Брюханов В.Н, Ромашов А.А. Космофотогеологическое картирование // Изв. Вузов. Геология и разведка. – 1977. - № 8. – С. 174-176.

102 Временные требования к дистанционной основе геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (второе издание). - М.: Мин. природных ресурсов Российской Федерации, 1999. – 160 с.

103 Доливо-Добровольский А.В., Перцов А.В., Скублова Н.В. Использование дистанционных методов при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых. -М.: Наука, 1980.

104 Дондик Е. М., Тихонов В.П. Автоматизация процедуры поиска центров кластеров в задачах сегментации полутонов // Исслед. Земли из космоса. -1994. - № 5. -С. 51.

105 Житков В.Г., Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Кузнецов А.С. Позиция крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая в космогеологических структурах // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: материалы геологической конференции, посв. 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. -С. 391-396.

106 Журкин И. Г., Мишин И. В. Моделирование изображений участков земной поверхности с сильно выраженным рельефом // Исслед. Земли из космоса. -1994. -№ 4. -С. 25-36.

107 Калмыков В.Д., Серокуров Ю.Н. Приемы выделения рудоконтролирующих линейных структур по материалам дешифрирования космических снимков// Геология и разведка. – 1991. - № 9. – С. 75-79.

108 Кац Я. Г., Козлов В. В., Полетаев А. И., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность – М. : Наука, 1989. – 188 с.

109 Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцев Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. – М.: Недра, 1986.

110 Лабутина И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков: учебное пособие для вузов. – М.: Аспект-Пресс, 2004. – 184 с.

111 Лосев В. Ю., Новиков В. В., Таджиддинов Х.Г., Басанин А. К. Цифровая обработка спектрональных снимков для целей оптического районирования рудоносных площадей // Исслед. Земли из косм. -1990. -№ 2. -С. 97-104.

112 Любимова А.В., Спиридонов В.А. Методика обработки материалов дистанционного зондирования в задачах природопользования // Геоинформатика. -1999. -№ 3. -С. 18-21.

113 Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие для вузов. – 2-е изд. – Томск: STT, 2012. – 304 с.

114 Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). – Томск: STT, 2007. – 228 с.

115 Принципы и методика дистанционных исследований при прогнозировании твердых полезных ископаемых: сб. науч. трудов. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. - 144 с.

116 Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. Системы концентрических структур, их типы и рудоносность // Геология рудных месторождений. -1982. -№ 4. -С. 21–33.

117 Томсон И.Н., Полякова О.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов // Отечественная геология. -1994. -№ 11-12. -С. 24-30.

118 Требования к дистанционной основе государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения) // Аэрокосмические методы геологических исследований / под. Ред. А.В. Перцова. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. -С. 304-313.

119 Тюфлин Ю. С. Построение видеофотомоделей местности по цифровой фотометрической информации космических снимков // Геод. и картогр. -1995. - № 4. -С. 32-38.

120 Усманов Ф. А., Рахимова Е. А. Моделирование спектров яркости горных пород как объектов дистанционной съемки в видимой и ближней инфракрасной области спектра // Исслед. Земли из космоса. -1993.-№ 3. -С. 47-66.

121 Усманов Ф. А., Рахимова Е. А. Распознавание горных пород по спектральным яркостям на многозональных космических снимках // Исслед. Земли из космоса, 1994. -№ 2. -С. 109-118.

122 Baibatsha A.B., Bekbotaeva A.A., Mamanov E.Zh. Detection of deep ore-controlling structure using remote sensing // Report on the 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015. - Albena; Bulgaria, 2015. - P. 113-118.

123 Белобородов М.А., Коген В.С. Принципы и методика моделирование рудных объектов при прогнозно-металлогенических работах (с использованием космической информации)// Исследования Земли из космоса. – М.: Изд. ВИЭМС, 1984.

124 Mamanov E.Zh., Baibatsha A.B., Muszynski A., SGEM 2016. Mapping of ore controlling structures Ulytau-Karsakpai zone according to remote sensing// 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM2016. – Albena: Bulgaria, 2016. - P. 353-359.

125 <https://maps.google.com/maps/myplaces>.

126 Baibatsha A.B., Dyusembaeva K.Sh., Mamanov E.Zh. Mineralogy of ores of copper-nickel ore occurrences "Karatorgai"//Известия АН РК. Серия геология и технические науки. – Алматы, 2015. - №5. – С. 90-95.

127 Baibatsha A.B., Mustapaeva S.N., Mamanov E.Zh., Dyussebayeva K.Sh. Mineralogy of copper-nickel ores in Ulytau zone (Central Kazakhstan) // Report on the 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015. - Albena: Bulgaria, 2015. - P. 307-312.

128 Бейсеев О.Б. Сульфидное медно-никель-кобальтовое оруденение в массивах ультраосновных и основных пород бассейна р. Каратургай (Северный Улутау) // Материалы I-Республиканской конференции молодых геологов Казахстана. -Алма-Ата: Из-во «Наука», 1968.

129 Бейсеев О.Б., Борисовская О.А. Петрографо-минералогическая характеристика и генезис Ялтинского и Акжальского месторождений актинолит-асбеста в Центральном Казахстане: отчет -Фонды КазИМСа и СКГУ, 1966. –Т. 2, №208.

130 Беспяев Х.А., Мирошниченко Л.А. Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. – Алматы, 2004. –142 с.

131 Бок И.И. Глубинные процессы рудообразования и глубинные генетические типы месторождений (магматический комплекс) // Сб.Труды Казахского политехнического института. 1962-№22.

132 Бок И.И. Морфогенетические типы концентрации никеля в связи с ультрабазитами-змеевиками // Изв. АН КазССР. Сер.геол. -1956. -Вып.22.

133 Бок И.И. Ультраосновные и основные интрузивные породы Казахстана // Изв. Каз. филиала АН СССР. Сер. геол. -1945. -Вып.6-7.

134 Байбатша А.Б., Дюсембаева К.Ш., Касенова А.Т., Маманов Е.Ж. Ұлытау ультрабазиттеріндегі «Қараторғай» мыс-никель кенбілінімі геологиялық құрылысының ерекшеліктері // Материалы МНК «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ». – Алматы, 2015. – С. 242-247.

135 Байбатша А.Б., Касенова А.Т., Маманов Е.Ж. Петрографическая характеристика горных пород рудопроявления «Қараторғай» // Вестник КазНТУ имени К.И. Сатпаева. – Алматы, 2015. -№ 6. - С. 33-39.

136 Байбатша А.Б. Модели месторождений благородных металлов. – Алматы: Асыл кітап, 2014. -452 с.

137 Байбатша А.Б. Модели месторождений цветных металлов. – Saarbrücken: Deutschland; LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. – 588 с.