

**Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева  
Комитет геологии и недропользования МЭ и МР РК**

**Б.С. Ужкенов, В.Н. Любецкий, Х.А. Беспаяев,  
Л.Д. Любецкая, Р. Сельтманн**

***ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПОЯСА КАЗАХСТАНА***  
**(глубинное строение, геодинамика развития,  
глубинные факторы локализации оруденения)**

**Алматы, 2007 г.**

УДК

Ответственный редактор –  
академик НАН РК, доктор геолого-минералогических наук **С.Ж. Даукеев**

Авторы: **Б.С. Ужкенов, В.Н. Любецкий, Х.А. Беспяев, Л.Д. Любецкая**

**ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПОЯСА КАЗАХСТАНА** (глубинное строение, геодинамика развития, глубинные факторы локализации оруденения), Алматы, 2007 г. с.

Изложены современные представления о глубинном строении и геодинамике развития главнейших золоторудных поясов Казахстана. На этой основе выявлены глубинные условия формирования золоторудных систем в разных тектонотипах структур, черты их сходства и различия, определяющие закономерности размещения месторождений золота, в том числе суперкрупных. Сформулированы глубинные факторы локализации золотого оруденения, расширяющие возможности прогноза и поисков.

Подробно дана характеристика трех золоторудных поясов разного типа. Северо-Казахстанский пояс приурочен к ядерной части докембрийского Кокшетауского континентального массива и его разрушенной деструкцией и переработанной последующими рифтогенными и островодужными процессами периферии; Западно-Калбинский пояс возник в условиях сближающихся активных континентальных окраин Казахстанского и Алтайско-Монгольского континентов на границе последних с Зайсанским палеоокеаническим бассейном – вблизи офиолитовых швов, в надсубдукционных, надостроводужных зонах; Северо-Балхашский пояс тяготеет к активной окраине Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского океанического бассейна.

Несмотря на специфику глубинного строения и различный возраст формирования рудоносных структур в каждом из изученных золотоносных поясов, они характеризуются и многими общими чертами.

## СОДЕРЖАНИЕ

|   | Стр. |
|---|------|
| <b>ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ</b> .....  | 4    |
| <b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....   | 5    |
| <b>СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС</b> .....   | 6    |
| <b>ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСА В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ</b> .....  | 6    |
| <b>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ</b> .....  | 14   |
| Строение верхней мантии .....   | 14   |
| Поверхность Мохоровичича .....  | 19   |
| Гранулит-базитовый слой .....   | 22   |
| Гранитно-метаморфический слой .....   | 24   |
| Структуры верхних горизонтов земной коры .....  | 25   |
| <b>ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ<br/>ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА</b> .....  | 93   |
| Васильковско-Степнякская золоторудная зона .....  | 95   |
| Аксу-Целиноградская золоторудная зона .....   | 109  |
| Бестюбинская золоторудная зона .....  | 114  |
| Матсор-Жаналыкская золоторудная зона .....  | 117  |
| Златогорско-Желтауская золоторудная зона .....  | 121  |
| Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауская золоторудная зона .....                                       | 126  |
| <b>ЗАПАДНО-КАЛБИНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС</b> .....   | 134  |
| <b>ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСА В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ЕГО<br/>РАЙОНИРОВАНИЕ</b> .....                | 134  |
| <b>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ И ЕГО<br/>РАЙОНИРОВАНИЕ</b> .....                | 153  |
| Характеристика структур земной коры и верхней мантии .....                                    | 153  |
| Структуры герцинского этажа .....   | 166  |
| <i>Знаменско-Георгиевская подзона</i> .....   | 169  |
| <i>Чарская подзона</i> .....  | 173  |
| <i>Казаншункур-Курчумская подзона</i> .....   | 185  |
| <i>Миялинско-Самарская подзона</i> .....  | 187  |
| <i>Иртышская палеозона субдукции</i> .....  | 192  |
| <b>ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ<br/>ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА</b> .....  | 199  |
| Суздальско-Акжальская золоторудная зона .....   | 200  |
| Кедей-Баладжальская золоторудная зона .....   | 209  |
| Эспе-Жанаминская золоторудная зона .....  | 214  |
| Бакырчик-Кулуджунская золоторудная зона .....   | 216  |
| Кемпир-Жананская золоторудная зона .....  | 237  |
| Иртышско-Южно-Алтайская золоторудная зона .....   | 240  |
| <b>СЕВЕРО-БАЛХАШСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС</b> .....  | 247  |
| <b>ПОЛОЖЕНИЕ СЕВЕРНОГО-ПРИБАЛХАШЬЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ<br/>СТРУКТУРАХ</b> .....                    | 247  |
| <b>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ</b> .....  | 256  |
| <b>ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ<br/>ЛОКАЛИЗАЦИИ И ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА</b> ..... | 282  |
| Токрауская золоторудная зона .....  | 290  |
| Северо-Восточно-Прибалхашская золоторудная зона .....   | 304  |
| Котанбулак-Саякская золоторудная зона .....   | 319  |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....   | 329  |
| <b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....   | 345  |

## ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

### Сейсморазведка

|                |  |
|----------------|--|
| ГСЗ            | - глубинное сейсмическое зондирование    |
| МОВЗ           | - метод обменных волн землетрясений      |
| КМПВ           | - корреляционный метод преломленных волн |
| МОВ            | - метод отраженных волн                  |
| МОГТ           | - метод общей глубинной точки            |
| V              | - скорость прохождения сейсмических волн |
| V <sub>p</sub> | - скорость прохождения продольных волн   |
| V <sub>s</sub> | - скорость прохождения поперечных волн   |

### Прочие геофизические методы

|      |  |
|------|--|
| МТЗ  | - магнитотеллурическое зондирование  |
| Ом·м | - единица измерения, омметры   |
| Δg   | - гравиметрия, приращение силы тяжести   |
| мГл  | - единица измерения, миллигаллы  |
| ΔТa  | - магнитометрия, приращение измеряемой части вектора напряженности магнитного поля в процессе аэромагнитной съемки |
| ΔBa  | - приращение измеряемой части вектора напряженности магнитного поля в процессе наземной съемки                     |
| нТл  | - единица измерения, нанатесла   |
| T    | - температура в °С   |
| P    | - давление в к/бар   |

### Прочие сокращения

|      |  |
|------|--|
| ЗК   | - земная кора  |
| ВМ   | - верхняя мантия   |
| М    | - поверхность Мохоровичича (условная граница раздела земной коры и верхней мантии) |
| ППМ  | - прогиб поверхности М   |
| ГГК  | - гранито-гнейсовый купол  |
| ГГМК | - Гранито-гнейсовый мегакупол  |
| УРН  | - Метаморфизм ультравысоких давлений   |
| ЛЗГ  | - линейные зоны гранитизации   |

## ВВЕДЕНИЕ

В Казахстане четко выражена и общепризнана главная закономерность размещения золотого оруденения – его поясовая зональность, особенно хорошо проявленная в линейных покровно-складчатых областях. Причины такой закономерности в условиях Казахстана исследованы еще слабо и не находят удовлетворительного объяснения на основе особенностей только геологического и тектонического строения. Поэтому авторами сделана попытка привлечь для этих целей независимые геофизические данные по глубинному строению разнотипных золоторудных поясов, которые в генерализованном виде отображают условия зарождения и формирования корневых частей золоторудных систем.

Золоторудные пояса известны в древних активизированных микроконтинентах (Кокшетауский) и их переработанных в островодужную стадию ( $O_2-O_3$ ) краевых частях (Степнякский, Бестюбинский), в позднеордовикской островной дуге Чингиз-Тарбагатай, в девонском краевом вулканическом поясе (Шу-Илийский), в Балхаш-Илийском вулканическом поясе (в средне-верхнепалеозойской его части - Таскоринский узел, в позднепермской - Архарлинский); в средне-позднепалеозойских структурах Зайсанской системы (Западно-Калбинский) и Северной Джунгарии.

В настоящей публикации рассмотрены особенности глубинного строения только трех поясов, поскольку обилие фактического материала не позволяет охарактеризовать все известные в Казахстане золоторудные пояса и районы в одной работе. В данном случае авторы преследовали цель на примере трех наиболее важных в промышленном отношении золоторудных поясов - (Северо-Казахстанском, Западно-Калбинском и Северо-Балхашском), принадлежащих разным тектоническим типам, показать черты сходства и различия их глубинного строения, сформулировать глубинные факторы локализации в них золотого оруденения и на этой основе определить главные направления поисков.

Названные рудные пояса тяготеют к разновозрастным и разнотипным вещественным комплексам (терригенным, вулканогенным, интрузивным) и тектоническим структурам. Северо-Казахстанский пояс приурочен к ядерной части докембрийского Кокшетауского континентального массива и его разрушенной деструкцией и переработанной последующими рифтогенными и островодужными процессами периферии. Западно-Калбинский пояс возник в условиях сближающихся активных континентальных окраин Казахстанского и Алтайско-Монгольского континентов - на границе последних с Зайсанским палеоокеаническим бассейном, вблизи офиолитовых швов, в надсубдукционных островодужных зонах. Северо-Балхашский пояс тяготеет к активной окраине Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского океанического бассейна, но включает разные золоторудные субпровинции.

Несмотря на определенную специфику глубинного строения и различный возраст формирования рудоносных структур в каждом из изученных золоторудных поясов, они характеризуются и многими общими чертами: 1) расположением в сфере влияния выступов астеносферной мантии - мантийных астенолитов; 2) приуроченностью к границам разнородных блоков земной коры, где формируются дифференцированные гибридного состава интрузии; 3) тесной связью с проникающими в мантию глубинными разломами, являющимися каналами поступления в земную кору тепло- и флюидопотоков; 4) тяготением оруденения к зонам ультраметаморфизма и гранитизации; 5) приуроченностью к офиолитовым швам, надсубдукционным островодужным структурам, перекрытым углеродистыми терригенными и молассовыми комплексами и др.

В работе даны сопоставления золоторудных поясов Казахстана с мировыми эталонами, особенно содержащими крупные и уникальные месторождения золота, что открывает кратчайшие пути к обоснованной оценке их перспектив.

Для сравнения использованы геофизические модели Центрально-Кызылкумского и Ленского золоторудных поясов, абстрагированные от деталей поверхностного строения, времени формирования, отражающие лишь принципиальную конструкцию поясов и главные черты рудоконтроля.

В работе использованы геолого-геофизические материалы многочисленных производственных и научных организаций, накопленные за несколько десятилетий (в том числе и лично авторами), которые невозможно перечислить из-за их объема. Поэтому авторы ограничились ссылками в тексте.

В процессе работы авторы пользовались консультациями и ценными советами многих коллег по работе. Всем им авторы благодарны за оказанную помощь.

## СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС

### ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСА В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Золоторудный пояс Северного Казахстана охватывает ряд разнородных структур, формировавшихся в палеозое в результате деструкции и расчленения некогда единого докембрийского континента на ряд блоков. Геодинамика развития их в палеозое была резко различной. Часть из них (Кокшетауский, Шатский, Ишкеולםесский) сохранились в виде жестких сиалических останцов (микроконтинентов), но испытали многократную тектоно-магматическую активизацию, часть развивались в форме прогибов по рифтогенному типу, затем - в островодужном режиме либо в форме ярко выраженных островных дуг, либо пред- и междугловых прогибов. В современных структурах - это каледонский аккреционно-коллизийный пояс, включающий ряд блоков докембрия, разграниченных раннепалеозойскими прогибами. В докембрии это был единый Сарысу-Кокшетауский микроконтинент - мегаблок прямоугольной формы, выделенный М.А. Абдулкабировой [3] в качестве сводового поднятия с центром в области современной Тенизской впадины. Сохранились лишь отдельные выступы этого свода (Кокшетауский, Заградовско-Шатский, Ишкеולםесский, Мамайский, Сарысу-Тенизский), интенсивно переработанные процессами тектоно-магматической активизации и разграниченные раннепалеозойскими прогибами - Восточно-Кокшетауским, Степнякским, Калмаккольским и другими. Деструкция и разрушение сводового поднятия происходили под воздействием внедряющегося мантийного плюма, причем наиболее активно над его апикальной частью, где завершились спредингом и формированием Тенизской глубоководной океанической впадины. По периферии океанического бассейна деструкция проявилась в форме активного рифтогенеза, положившего начало формированию раздвигов, внутриконтинентальных рифтов, надрифтовых прогибов, а позднее - островодужных и аккреционных комплексов.

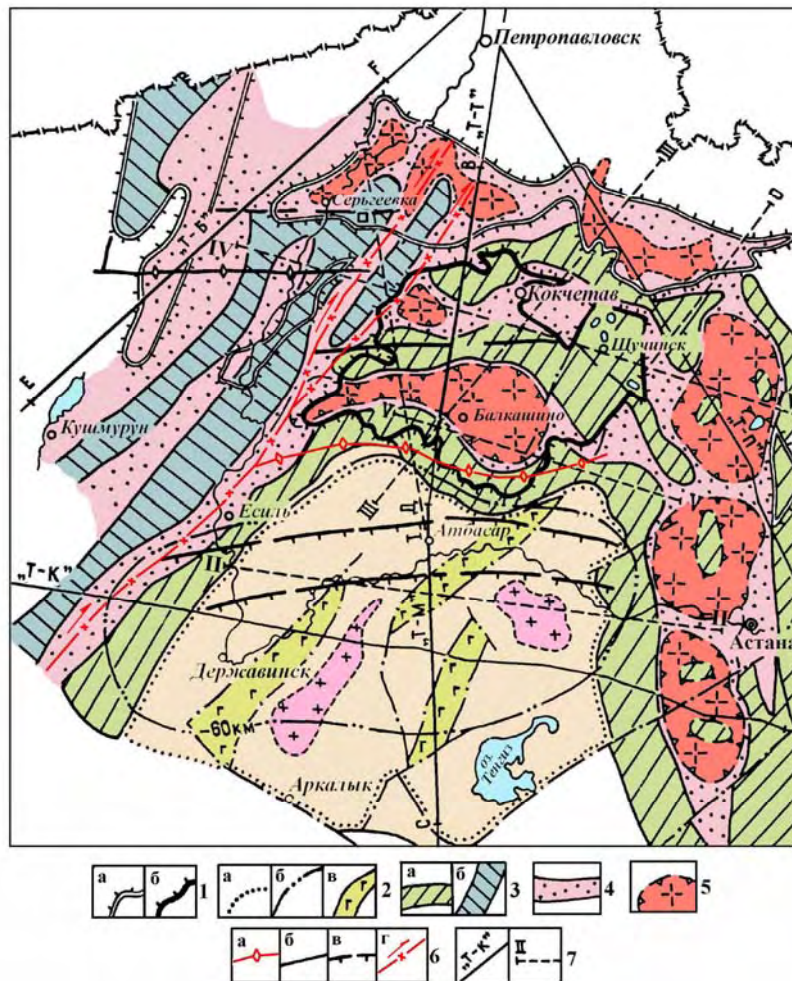
Большая часть золоторудного пояса представлена ранними каледонидами и лишь на юго-востоке - поздними каледонидами Селетинского прогиба, выполненного в осевой части силурийскими терригенными образованиями.

Наиболее крупным и относительно хорошо изученным мегаблоком докембрия является *Кокшетауский* массив. Это уникальная структура в системе палеозойд Казахстана, которая выделяется не только своеобразием геологического строения и развития, но и богатством недр на золото, олово, уран, алмазы. В течение многих десятилетий этот регион интенсивно изучался геологическими и геофизическими методами. Структура понимается как микроконтинент [8, 59, 134], террейн, коллаж террейнов [43, 44, 98], аккреционная призма [132], но нами сохранен термин свободного пользования - "массив", широко используемый во многих публикациях, по этому региону [135, 136, 141, 144, 145].

Кокшетауский массив представляет собой один из наиболее крупных блоков докембрийской сиалической коры, сохранившихся в каледонских складчатых структурах Казахстана. Блоки докембрийских пород в палеозое развивались в условиях преимущественного воздымания. По периферии выступов структуры

докембрия погружаются на различную глубину, составляя раздробленный гранитизированный сиалический цоколь Марьевского, Калмаккольского, Степнякского и других прогибов. Блоки этого цоколя прослеживаются под отложениями палеозоя в основном геофизическими методами (рис.1).

Интерес к изучению Кокшетауского массива резко возрос в последнее десятилетие в связи с открытием здесь казахстанскими геологами крупных месторождений олова, технических алмазов и структур, перспективных на обнаружение ювелирных алмазов.



**Рис. 1. Схема тектонического строения Тениз-Кокшетауской мегаструктуры**

1 - контуры выходов докембрия в Северном Казахстане - а, в том числе в Кокшетауском массиве - б; 2 - зона рассеянного спрединга (внешний контур - а, контур мантийного астенолита - б, поднятия, сложенные кремнисто-базальтовой ассоциацией пород раннепалеозойского возраста в основании Тенизской впадины - в); 3 - полосы гравитационных аномалий положительного знака, отвечающие эклогит-гранулит-гнейсовым поясам в центральной и восточной частях свода - а, в западной - б; 4 - полосы гравитационных аномалий отрицательного знака, отвечающие зонам ультраметаморфизма, гранитизации, размещения гранито-гнейсовых куполов и крупных массивов перемещенных гранитоидов; 5 - реликты гранито-гнейсовых куполов; 6 - разломы, условно отождествляемые с зоной Беньофа: главная ветвь - а, второго порядка ветвь в висячем боку - б, надвиги в лежачем боку, контролируемые блоками эксгумированных глубинных пород, зафиксированных сейсмометрией - в, крупные сдвиги - г; 7 - профили геофизических наблюдений: комплексных на геотраверсах ("Т-Б" - Батолит, "Т-Т" - Тениз, "Т-М" - Меридиан, "Т-К" - Темиртау-Куйбышев) - а, методом обменных волн землетрясений - б.

Внимание мировой геологической общественности в последние годы привлекли высокобарические метаморфические породы (UHP), развитые в

пределах относительно узких полос в центральной и северной частях массива. Их изучением несколько лет занимались ученые Казахстана, России, Японии, США, Европы. Глубокометаморфизованные породы представлены реликтами эклогитов, гранулитов кислого и основного состава, а также сложным рядом реоморфитов по ним [134, 135]. Превалирует мнение о древнем архей-раннепротерозойском возрасте исходных пород этой серии.

Н.Л. Добрецовым и др. [43, 44], Кокшетауский массив понимается как останец допротерозойского гнейсового основания, перекрытого более молодыми протерозойскими платформенными отложениями. Разрозненные фрагменты микроконтинента в палеозойский орогенез были спаяны в единое целое с сегментами средне-позднеордовикских островных дуг палеозойскими гранитами. НР и УНР метаморфиты представляют собой остатки коллизионного шва (сутуры) между фрагментами микроконтинента и островной дугой. Реликты островодужных комплексов представлены офиолитами, вулканитами и терригенными породами. Предполагается что Кокшетауский массив вместе с микроконтинентами Улытау, Мойынкумов, Северного Тянь-Шаня принадлежали ранее единому континенту [59], а в настоящее время отражают позднеордовикскую сутуру столкновения. Бозшакольская и Шу-Илийская зоны рассматриваются как фрагменты позднекембрийско-ордовикской островодужной системы.

Т.Н. Херасковой [132] Кокшетауский массив рассматривается как аккреционная призма, сформировавшаяся к середине ордовика во фронтальной части островной дуги. Отдельные блоки докембрия находятся в аллохтонном залегании среди раннепалеозойских образований. Кроме докембрия, в строении аккреционной призмы участвуют офиолиты и кремнисто-базальтовые толщи раннего ордовика, а также вулканиты бошекульской серии, представляющие остаточные аккреционно-островодужные комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги. В составе кембрийской аккреционной призмы участвуют сланцы шарыкской свиты, олистоплаки карбонатных пород и блоки докембрия.

Разнообразие точек зрения о структуре Кокшетауского массива объясняется сложностью его строения и сравнительно слабой обнаженностью. В региональных геодинамических построениях по этому региону практически не участвуют обширные геофизические материалы. Поэтому необходим критический анализ и увязка всех имеющихся геолого-геофизических данных для разработки единой геодинамической схемы развития этой сложнейшей структуры.

В пределах Кокшетауского массива комплекс метаморфических пород с возрастом 2800-1000 млн.лет отражает вещественный состав сиалической коры, сформировавшейся в результате складчатости и многоэтапного метаморфизма от архей-раннего протерозоя до позднего рифея включительно. В раннем рифее (кууспекская свита) проявилась частичная деструкция ядра массива, что зафиксировано развитием рифтовых фаций - порфириидов, порфиритоидов и углеродистых филлитовидных сланцев. Комплекс метаморфитов ядра массива венчают формации чехла - образования шарыкской и кокчетавской свит среднего и позднего рифея.

Деструкция сиалической коры Кокшетауского массива происходила в интервале времени от 680 млн.лет (поздний рифей-начало венда) до 480 млн.лет (ранний-средний ордовик). На этом этапе превалировал режим растяжения:



частичная деструкция террейна → заложение приразломных рифтовых зон → подводный базальтовый вулканизм → кремненакопление. В это время сформировались осадочно-вулканогенные отложения николюско-бурлукской, бошекульской, гаршинской серий и люботинской свиты общей мощностью свыше 8000 м; внедрились раннекембрийские интрузии щучинского комплекса, среднекембрийские - златогорского и позднекембрийские красномайского комплексов, раннеордовикские плагиограниты.

Островодужный этап охватывает средний-поздний ордовик (лландейлский и карадокский века) и характеризуется ограниченным развитием вулканизма и широким - интрузивного магматизма (зерендинский комплекс  $\gamma\delta O_3$ ). В ранне-среднем девоне проявился наземный вулканизм. Редуцированный девонский вулканический пояс формировался в основном по южной периферии Кокшетауского массива, вдоль его границы с Калмаккольской синформой.

Внутренняя структура Кокшетауского массива представлена совокупностью разнородных поясов, сложенных гранулитами кислого и основного состава, реоморфитами по гранулитам, эклогитами, кварц-полевошпатовыми гнейсами, гранито-гнейсами и крупными телами гранитов. В аномальном гравитационном поле структуры Кокшетауского массива отмечаются полосы положительных и отрицательных гравитационных аномалий.

*Заградовско-Шатский блок докембрия* отчленен от Кокшетауского массива Теренколь-Драгомировским эклогит-гранулитогнейсовым поясом и осложняющим его раннепалеозойским Восточно-Кокшетауским прогибом. В палеозое оба блока развивались в сходных условиях преимущественного поднятия и в одинаковой мере переработаны в этапы тектоно-магматической активизации. В пределах Шатского блока лишь отдельные участки испытали кратковременные опускания в ордовике, девоне и карбоне с накоплением осадков.

В строении Заградовско-Шатского блока участвуют образования кумдыкольской свиты архея, бурлыкской и даулетской раннего протерозоя, рифея, осадочно-вулканогенные толщи шиилийской и джангабульской свит раннего-среднего кембрия, вулканогенно-осадочные отложения ордовика. Наложенные грабен-синклинали выполнены кислыми вулканитами раннего-среднего девона, красноцветными обломочными породами среднего-позднего девона, карбонатно-терригенными фамена-раннего турне, а также рифтогенными вулканогенно-осадочными образованиями туринской серии раннего-среднего триаса и угленосными отложениями карашиликской свиты позднего триаса.

Архейские и раннепротерозойские складчатые структуры Шатского поднятия ориентированы в близширотном и, в меньшей мере, в северо-западном направлении. В раннем рифее вдоль субширотной зоны разломов заложилась узкая грабенообразная рифтовая структура, выполненная рифейскими отложениями. Она прослежена от Сергиевского массива на западе до Естаулетской мульды на востоке. Заградовско-Шатский блок интенсивно гранитизирован: большую часть его объема занимают массивы перемещенных гранитоидов и фрагменты гранито-гнейсовых куполов.

Заградовско-Шатский блок докембрия составляет южную часть Богодуховско-Алаботинской линейной зоны гранитизации.

Северная (Петропавловская) линейная область сложена рифтогенными и островодужными комплексами венда-раннего кембрия и ордовика, вулканитами и молассами девона.

В *Калмаккольском прогибе* низы разреза сложены метаморфизованными породами шарыкской свиты среднего рифея. После значительного перерыва на них наложены отложения шинсайской свиты кембрия (углеродистые, кремнистые алевролиты, песчаники, линзы известняков), знаменующие заложение вторичной океанической впадины на южной разрушенной периферии Кокшетауского террейна. Океанический бассейн развивался от раннего ордовика (тремадока) до среднего-позднего ордовика (карадока).

В позднем ордовике режим растяжения сменился режимом сжатия. Вдоль северного края Тенизского бассейна (Калмаккольский район) заложилась островная дуга энсиматического типа (каргалинская свита позднего ордовика-ашгиллия), просуществовавшая 10 млн.лет. Сформировался островодужный комплекс, включающий эффузивы и туфы среднего и основного состава, туффиты, алевролиты, песчаники и известняки, мощностью до 1300 м.

В *Жаркаинагашском районе* Тенизского бассейна докембрийские комплексы не сохранились. Разрез начинается шинсайской свитой, состав которой близок таковому Калмаккольского района. Развитие океанического бассейна здесь ознаменовалось накоплением отложений братолюбовской и низов таласайской свит, общей мощностью свыше 2000 м, а его вырождение – накоплением регрессивной серии осадков верхней части таласайской и аккайрактинской свит. Тенизский океанический бассейн просуществовал 120 млн.лет, в течение которых сформировался океанический комплекс мощностью порядка 4600 м.

По петрохимическим свойствам часть базальтов братолюбовской серии принадлежат высокоглиноземистым толеитовым базальтам, характерным для континентальных рифтов, часть - океаническим толеитам, что позволяет рассматривать их как фрагменты первого и второго слоев океанической коры. Аналогичные по возрасту базальты гаршинской серии, развитые в южной части Кокшетауского террейна, по петрохимическим свойствам имеют отчетливо выраженный рифтогенный характер. По содержанию стронция базальты братолюбовской серии являются относительно малоглубинными, а базальты гаршинской - глубинными, рифтогенными.

Современное положение блока пород братолюбовской серии вероятнее всего аллохтонное. На это указывают особенности поля силы тяжести в районе выходов ее пород на дневную поверхность. Главный выход в районе Ишимской Луки (с. Братолюбовка) прослеживается в северо-восточном направлении на 30 км при ширине 3-5 км и характеризуется полосами гравитационных аномалий близмеридионального и северо-западного направлений: центральная часть - отрицательными, а края - положительными.

При смене в конце ашгиллия растяжения сжатием в Жаркаинагашском районе образовался островодужный комплекс (кубасадырская свита) мощностью около 300 м. Островодужный этап длился менее 10 млн.лет и завершился внедрением интрузий позднеордовикского крыккудукского комплекса ( $\gamma\delta\text{O}_3$ ).

В раннем девоне, на этапе развития наземного магматизма, сформировался кубасадырский вулcano-плутонический комплекс щелочных базальтоидов, лейцитифиров, трахитов и их туфов мощностью до 2650 м, сопровождаемый интрузиями ишимского комплекса щелочных пород. В это же время внедрились лейкократовые граниты среднедевонского дальненского комплекса ( $l\gamma D_2$ ).

Таким образом, южная окраина Кокшетауского массива развивалась по следующей схеме:

- вычленение в процессе растяжения Сарысу-Кокшетауского свода блоков сиалической коры, формировавшейся от архея-раннего протерозоя до низов позднего рифея включительно;

- деструкция сиалической коры, спрединг, заложение и развитие в кембрии-среднем ордовике в центральной части свода океанической впадины, а по ее периферии - приразломных рифтовых зон;

- смена режима растяжения - режимом сжатия; заложение в позднем ордовике зоны субдукции, падающей к северу (в современных координатах), и энсиматической островной дуги по северному краю океанического бассейна;

- формирование на этапе коллизии редуцированного девонского наземного вулканического пояса по внешней южной окраине Кокшетауского террейна и кубасадырского щелочного вулcano-плутонического комплекса на молодой континентальной коре, сформированной на месте Тенизского раннепалеозойского палеоокеана.

Основанием разреза *Степнякского прогиба* является погруженный комплекс метаморфических пород Кокшетауского массива, включающий отложения шингаревской, шарыкской, кокчетавской и баимбетской свит. Следующий этап развития Степнякского района, начиная с раннего-среднего ордовика (жанасуйская свита), знаменовался господством режима растяжения и заложением рифтовых зон широкого раскрытия. Контрастно-дифференцированные базальт-риолитовые вулканические комплексы здесь тесно ассоциируют как с яшмовыми, фтанитовыми, так и с терригенными породами. Объем этого этапа неодинаков. В западной части района он охватывает интервал от раннего до среднего ордовика, включая лландейлский и карадокский века, т.е. порядка 40 млн.лет (жанасуйская, степнякская свиты суммарной мощностью около 3000 м). В восточной части Степнякского района этап длился 20 млн.лет (жанасуйская, уштоганская свиты мощностью 1000-3200 м).

Островодужный этап развития в западной части района продолжался в течение среднего-позднего ордовика (верхи карадока-ашгиллия), около 10 млн.лет. Разрез суалминской свиты мощностью 2000 м, сложен преимущественно туфами. В восточной части района островодужный этап растянут во времени от среднего ордовика (лландейлского века) до раннего силура включительно и достигает порядка 45 млн.лет. В это время накапливаются отложения сагской, лидиевской, майлисорской, маятасской, бельгагашской свит ордовика и раннего силура общей мощностью около 9000 м. Интенсивно проявлен вулканизм среднего и умереннокислого состава, а также интрузивный магматизм, сформировавший плутоны крыккудукского и аралаульского комплексов.

По соотношению оксидов калия и кремнезема базальты жанасуйской свиты вне ассоциации с кремнистыми породами обладают аномально высокой общей

щелочностью и относятся к щелочной и щелочно-земельной сериям, к полям абсарокитов и шошонитов, содержащих аномально высокую концентрацию оксидов калия. Базальты ассоциируются с кремнистыми породами, отвечают толеитовой серии вулканических пород и тяготеют к тренду базальтов континентальных рифтов. Следовательно, на ранней стадии внутриконтинентального рифтогенеза, когда формировалась вулканогенно-терригенная ассоциация пород, была характерна высокая щелочность вулканических пород, а при достижении значительной величины раздвигов и формировании кремнисто-базальтовой ассоциации, щелочность вулканических пород существенно понизилась [4].

По соотношению калия и натрия большинство базальтов раннего-среднего ордовика (жанасуйская и частично майлисорская свиты) относятся к щелочным оливиновым базальтам, к их калиевым разностям, что характерно для внутриконтинентальных рифтовых систем.

Более поздние островодужные комплексы представлены базальтовой, риолит-базальт-андезитовой и базальт-риолитовой формациями, принадлежащими известково-щелочной ассоциации. Содержание калия увеличивается с востока на запад [11]. На всем протяжении Степнякской вулканической дуги широко развиты интрузии крыккудукского гранодиорит-тоналитового комплекса и его аналоги с абсолютным возрастом пород - 455-440 млн.лет.

В восточной части Степнякского прогиба раннеордовикские и лланвирнские отложения представлены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с пачками известняков шельфа. Базальты и кремни верхнего кембрия и нижнего ордовика рассматриваются как аллохтонные блоки океанической коры.

*В Селетинском прогибе* реликты сиалического цоколя не сохранились. Нижняя часть разреза представлена отложениями таскуринской свиты раннего кембрия. Разрез свиты, сложенный ассоциацией псаммитовых и алевроитовых туфов кислого состава с миндалекаменными базальтами, свидетельствует о развитии на разрушенном деструкцией сиалическом основании океанического прогиба. Интервал времени от конца раннего кембрия (шиилийская свита) до позднего ордовика (куркейская свита) порядка 120 млн.лет охватывает все стадии развития океанического бассейна: его заложение, юную, зрелую стадии, постепенное вырождение. Островодужный этап развития этой структуры выделен условно, по появлению интрузий степнякского и крыккудукского комплексов.

М.К. Аполлонов рассматривает эту структуру в качестве преддугового прогиба [7]. Мощность флишевых, флишоидных, олистостромовых и молассовых отложений среднего и позднего ордовика достигает здесь местами 6000 м. Обломки сложены известняками позднего кембрия. Олистострома залегает на базальтах, относимых к раннему кембрию. Выше, после пестроцветной толщи нижнего карадока (изобильная свита), залегает толща тонкоритмичного флиша, отлагавшегося на больших глубинах, далеко от берега. Выше по разрезу залегают пачки песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов, а также олистостромы, которые могут представлять отложения континентального склона

и шельфа. Тип отложений не противоречит выводу о том что они накапливались в преддуговом прогибе, а, возможно, частично и в глубоководном трогге.

В Селетинском прогибе широко распространены вулканогенно-осадочные толщи с вулканическими породами преимущественно базальтового и риолитового состава, содержащие мелководную фауну раннего и низов среднего кембрия (киикбайская, таскуринская, керимбайская свиты, шиилийская серия). Контрастный состав и высокая щелочность позволяют рассматривать их как рифтогенные образования. Известняки позднего кембрия встречаются в виде аллохтонных пластин либо глыб в олистостромах. Они формировались как на плечах рифта, так и в его центральной части, где перекрывали рифтогенные образования.

При формировании активной окраины и более поздней коллизии приведены в соприкосновение блоки разных пород. В районе р. Акжар непосредственно соседствуют сланцевый комплекс раннего докембрия, олистострома с известняками среднего и позднего кембрия, шельфовые кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты и известняки зорьевской свиты раннего ордовика, океанические базальты и яшмы позднего кембрия и раннего ордовика, перемещенные сюда из расположенного восточнее бассейна. В последнем случае имеются в виду толеитовые базальты сазинской свиты, которые Э.М. Спиридоновым (1977) отнесены к примитивным океаническим толеитам. Возможно эти базальты подстилали кремни позднего кембрия и раннего ордовика в Ерментау-Бурунтауском районе и были шарьированы в процессе коллизии [7, 8].

Из приведенного краткого обзора видно, что золоторудный пояс Северного Казахстана охватывает структуры, разнородные по типу развития и строения. Разными условиями формирования обусловлено разнообразие минеральных типов и масштабов золотого оруденения, особенности его пространственного размещения и, соответственно, разные критерии оценки и прогноза. Одна часть золотопроявлений сформировалась в сравнительно короткий промежуток времени (до 40 млн.лет) в течение двух-трех этапов, другая – в четыре-пять этапов, охватывающих сотни миллионов лет. Чем дольше был период формирования месторождения, тем значительнее его масштабы, и тем сложнее расшифровка рудообразующих процессов и реставрация рудно-магматических систем. В изучении этих вопросов важную роль играют геофизические данные по глубинному строению земной коры и геодинамике ее развития.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ

Тектоно-магматическая активизация Кокшетауского массива, с которой тесно связаны процессы ремобилизации, перенос и переотложение золота, во многом обусловлена спецификой строения его литосферы. Глубинное строение Северного Казахстана анализировалось на двух уровнях: 1) на уровне поверхности Мохоровичича (М) и верхней мантии; 2) на уровне верхних горизонтов земной коры. Для этих целей использованы карты поверхности М и глубинного тектонического строения, глубинные разрезы. Карта поверхности М отстроена только по сейсмическим данным. Для этой цели использованы восемь профилей МОВЗ-ГСЗ (I-V, "Битум", "Батолит", "Меридиан"), выполненные НПО "Спецгеофизика", и два профиля ГСЗ - "Темиртау-Куйбышев", "Темиртау-Петропавловск", отработанные "Казгеофизтрестом". Карта глубинного строения (рис. 2) составлена на основе интерпретации гравиметрических данных в комплексе с материалами магнито- и сейсмометрии.

Строение глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии Кокшетауского массива и его западного обрамления освещается двумя геотраверсами - "Батолитом" и "Битумом" (Тениз) [89, 90]. Первый из них проложен от г. Эмбы до г. Петропавловска, второй от г. Атбасар до Обской губы. Комплекс исследований по геотраверсам, отработанных в 1989-91 гг., включал сейсморазведку МОВЗ ГСЗ (СРГЭ НПО "Спецгеофизика"), магнитотеллурические зондирования (МТЗ), количественную интерпретацию аномалий (КАГГЭ ПГО "Казгеофизика"), анализ и геологическую интерпретацию (КазИМС, В.Н. Любецкий и др., 1995).

### **Строение верхней мантии**

Строение верхней мантии Кокшетауского массива до глубины 200 км отображено в моделях литосферы по двум геотраверсам - "Битум" и "Батолит" и, частично, в скоростных разрезах по профилю ГСЗ "Темиртау-Куйбышев" и МОВЗ-ГСЗ - "Меридиан" (рис. 3-6). Геотраверс "Битум" (Тениз) характеризует центральную часть микроконтинента, "Батолит" - его северо-западное обрамление. Модели глубинного строения земной коры и верхней мантии по линии этих геотраверсов характеризуются как общими, так и индивидуальными чертами.

Структура верхней мантии в пределах Кокшетауского массива по профилю "Битум" неоднородная: на общем фоне высокоомной и высокоплотной деплетированной мантии с глубины 200 км в южном направлении относительно полого восстает зона (поток) низкоомной, низкоплотной недеплетированной мантии, которая в южном направлении выполаживается и занимает почти горизонтальное положение в интервале глубин 50-100 км. В целом зона падает к северу под Кокшетауский микроконтинент и, возможно, представляет собой сохранившийся фрагмент Калмаккольской палеозоны субдукции. Висячем боку зоны, с глубины 160-120 км, от нее отходят к поверхности крутовосстающие оперяющие низкоградиентные зоны электрического сопротивления, которые



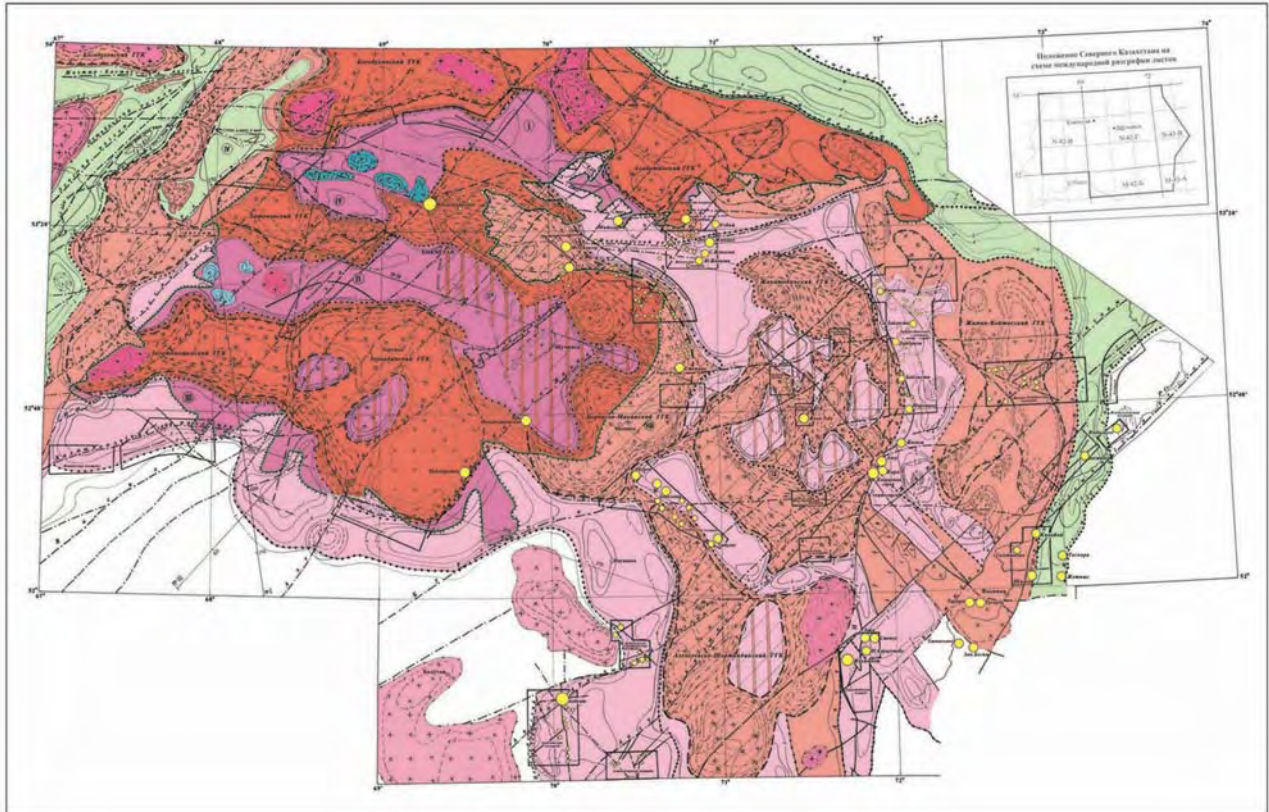


Рис. 2. Карта глубинного тектонического строения Кокшетауского микроконтинента

**Условные обозначения**

**1. Тектонические блоки в кристаллическом ядре Кокшетауского террейна докембрийской коры свалчатского состава, характеризующиеся протяженными полосами аномалий Δg:**

-  Положительного знака, сложенные элэгитами, элэгитоподобными гранат-пироксен-силлиманитовыми породами с златоклоном, амфиболовыми сланцами и гнейсами с повышенным содержанием магния, железа и пониженным – кремнезема: во вскрытой части террейна (а), в основании каледонской синформы (б); I – Теренколь-Драгомирский, II – Златогорско-Желтауский, III – Акканбурауль-Жаксы-Жаңгизтауский пояса;
-  Части блоков с тем же комплексом пород, но метасоматически переработанные в аникальных частях гранитоидных куполов до актинолитовых и мусковитовых сланцев, (IV – Кумдыколь-Култаская часть блока);
-  Сходные по составу блоки, но сложенные диафоритами зеленосланцевой фации метаморфизма: IV – Юдинско-Актасский, V – Прищипинский, VI – Чеховско-Бестюбинский.
-  Отрицательного знака, сложенные комплексом пород лейкократового состава (гнейсы с пониженным содержанием магния, железа и повышенным – хромезема, калия сложные гнейсы и гранитоиды, линейные зоны гранитизации (ЛЗГ): в открытой части террейна (а), в основании каледонской синформы (б);
-  Изогипсы поверхности блоков в кристаллическом ядре террейна, в км (данные комплексной интерпретации материалов гравиразведки и сейсморазведки).

**2. Гранитоидные купола в кристаллическом ядре Кокшетауского террейна, характеризующиеся гравитационными аномалиями Δg:**

-  Купол, полностью замещенный перемещенными массивами гранитоидов (VII – Зерендинский)
-  Купол, частично замещенный перемещенными массивами гранитоидов (расплавление гнейсов не завершено, крупные остатки, ядра террейна в аникальной части, VIII – Макинско-Боровской, IX – Жапа-Тюбинский.
-  Предполагаемая граница гранитоидного купола, скрытая под останком ядра террейна.

**3. Перемещенные интрузивные массивы (в телах гранитоидных куполов - а, вне этих тел - б)**

-  Контур максимальной сечения массива с отметкой глубин, в км.
-  Изоглубины массивов, в км (данные комплексной интерпретации материалов гравиразведки и сейсморазведки).

**Формационный состав интрузивных массивов**

-  Лейкократовых, албитических гранитов (орлиногорский комплекс D1-2)
-  Гранодиорит-гранитовая (Боровской комплекс S1-D1)
-  Формация батолитов простого состава (зерендинский и крыкудукский комплексы O1-S1)
-  Габбро-гранодиорит-гранитовая (скрытые гибридазированные интрузии типа Алтабайского массива)
-  Габбро-диорит-пироксенитовая. Златогорский комплекс (ZMS)

**Разрывные нарушения: (по геофизическим данным - а, подтвержденные геологическими данными - б)**

-  Трансрегиональные (глубинного заложения) блокограничающие разломы
-  Региональные глубинные разломы, разделяющие крупные блоки земной коры: коровые (К), мантийные (М)
-  Глубинные разломы, разделяющие тектонические блоки в кристаллическом ядре террейна, установленные по геофизическим данным
-  Границы тех же блоков, по утраченной связи с глубинными разломами, установленные по геофизическим данным
-  Кососекущие разломы, определяющие поперечную тектоническую зональность
-  Границы свободных поднятий: метасводов - а, локальных сводов - б
-  Перспективные площади

**Месторождения**

-  крупные
-  средние
-  мелкие
-  рудопроявления

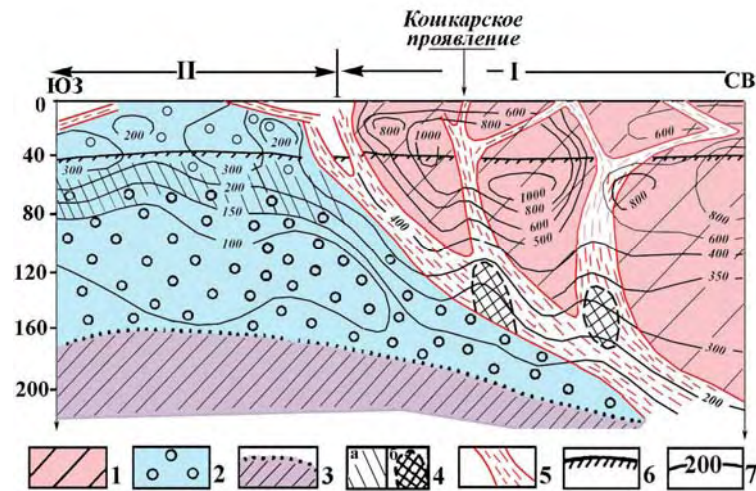


Рис. 3. Модель строения коры и верхней мантии западного обрамления Кокшетауского массива по линии геотраверса "Батолит"

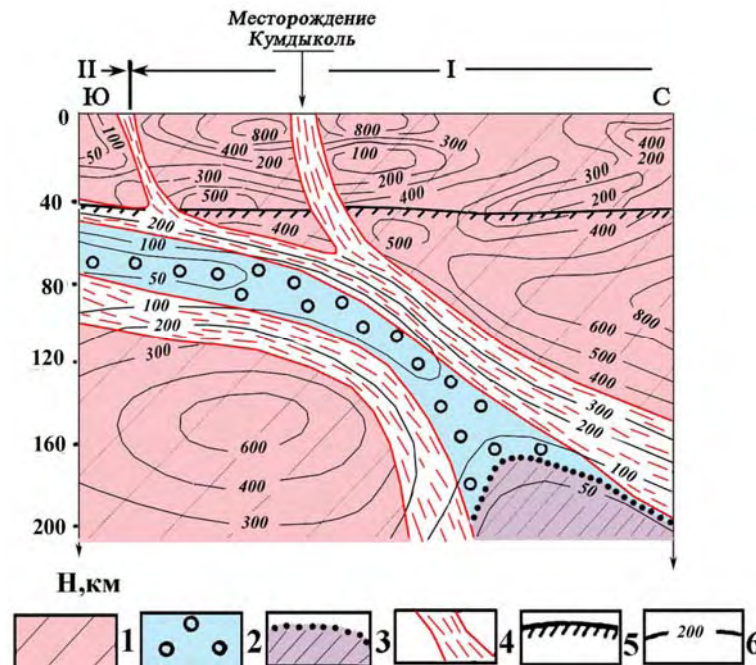


Рис. 4. Модель строения коры и верхней мантии центральной части Кокшетауского массива по линии геотраверса "Батолит"

1- высокоомный блок литосферы, отвечающий древней коре континентального типа и истощенной мантии (плагноклазовые перидотиты альпинотипные, гарцбургиты с глиноземистой шпинелью, гранатые гарцбургиты и др.); 2 - низкоомный блок литосферы, отвечающий древней коре континентального типа, разрушенной внедрениями относительно кислых мантийных расплавов и трапповым магматизмом раннего триаса, плюс неистощенной мантии (габбро-пироксениты, пироксениты с включением эклогитов и амфиболитов с избыточным воднокалиевым компонентом); 3 - низкоомный экранирующий слой литосферной мантии (неистощенные гранатые лерцолиты, богатые железом с ксенолитами пиропсодержащих и алмазсодержащих эклогитов); 4 - реститы очагов плавления магматизма: а - траппового, б - щелочно-ультраосновного и, возможно, кимберлитового и лампроитового; 5 - глубинные разломы и зоны продольного пластического течения горных пород, латерального смещения крупных блоков литосферы; 6 - поверхность М; 7 - линии равных значений кажущегося продольного электрического сопротивления в Ом·м.

I - западная часть Кокшетауского массива, II - Кушмурунский грабен.



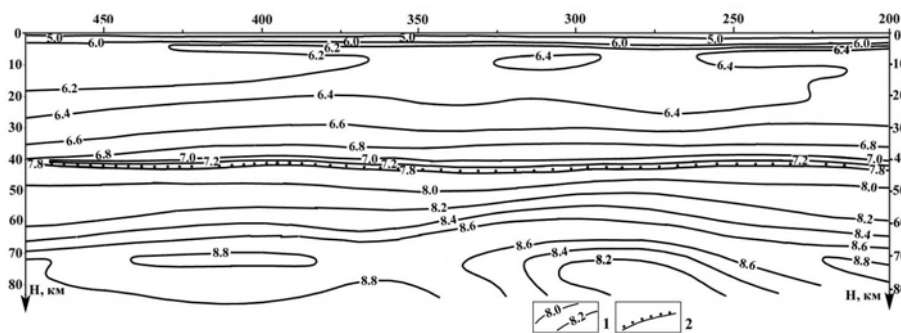


Рис. 5. Структурно-скоростная модель южной периферии Кокшетауского массива по профилю ГСЗ "Темиртау-Куйбышев" (по В.И. Шацилу, 1993)

1 - линии равных значений скорости распространения сейсмических волн, км/с; 2 - поверхность М.

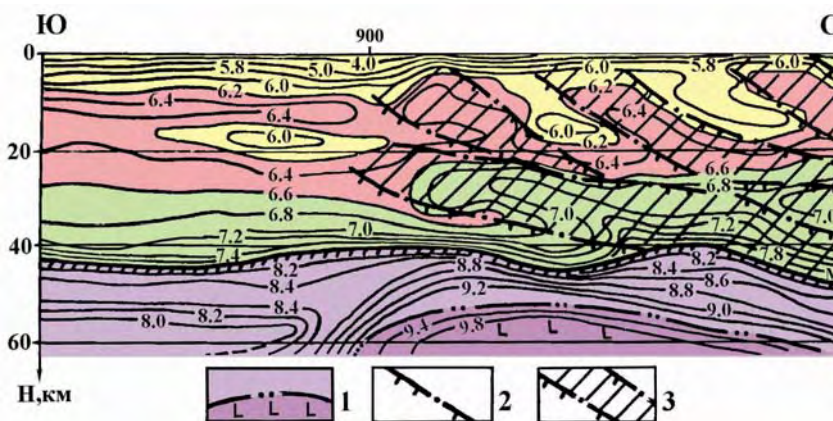


Рис. 6. Структурно-скоростная модель южной периферии Кокшетауского массива по профилю МОВЗ-ГСЗ "Меридиан" (по В.И. Шацилу, 1993)

1- предполагаемая кровля мантийного астенолита с высокой скоростью распространения сейсмических волн (9,4-9,8 км/с); 2- глубинные надвижки; 3- возможные эксгуматы мантийного вещества.

фиксируют глубинные разломы - каналы поступления мантийных флюидопотоков с больших глубин в верхнюю часть мантии и земную кору.

По профилю "Батолит" строение мантии сходное, но глубинная зона здесь более широкая (до 50-60 км) и система оперяющих низкоградиентных зон, охватывающих западную часть микроконтинента, более масштабная. Поэтому западная часть массива, расположенная вблизи Кушмурунского линейного выступа мантийного астенолита, более интенсивно разрушена и переработана мантийными флюидопотоками в процессе нескольких этапов тектоно-магматической активизации.

По профилю ГСЗ "Темиртау-Куйбышев", ориентированном в близширотном направлении, верхушка мантийного плюма зафиксирована на глубине 65-70 км в западной и центральной части впадины скоростью 8,6-8,8 км/с. Плюм внедрялся с севера и северо-запада на юг и юго-восток. Во фронтальной части он армирован системой взбросо-надвигов. Кровле плюма соответствует поднятие поверхности М амплитудой в 4-6 км. В современном виде колонна магматического вещества мантийного плюма состоит из раскристаллизованного вещества: в нижней части ультраосновного состава, а в верхней - основного.

Профиль МОВЗ-ГСЗ "Меридиан" пересекает центральную часть Тенизской впадины почти в меридиональном направлении. Сейсмическая информация по профилю представлена в форме скоростного разреза в изолиниях равной скорости распространения сейсмических волн. Скоростной разрез литосферы под впадиной резко дифференцированный как на уровне верхней мантии, так и в земной коре. В верхней мантии в северной части впадины на глубине 40-60 км по профилю "Меридиан" наблюдается положительная скоростная аномалия с нарастающей скоростью 9,6-9,8 км/с. Этот факт указывает на нахождение здесь слоя мантии с высокой плотностью (3,16-3,20 г/см<sup>3</sup>). Аномалии соответствует поднятие поверхности М амплитудой до 6 км. За пределами поднятия поверхности М интенсивность скоростной аномалии резко снижается, а в южном борту впадины в том же интервале глубин мантия характеризуется снижением скорости до 8,6 км/с и, соответственно, плотности до 3,04 г/см<sup>3</sup>.

Весьма важно, что на профилях "Темиртау-Куйбышев" и "Меридиан" зафиксирована верхушка мантийного плюма, резкий подъем мантии и сокращение общей мощности коры над плюмом до 40-35 км.

Отличительной чертой разреза литосферы Кокшетауского массива является "сжатость" блоков верхней мантии, поэтому глубинная зона здесь узкая, сдавленного типа.

Сходство геоэлектрических разрезов Кокшетауского массива и его западной и южной периферии заключается в том, что на глубине здесь располагаются высокоомные блоки литосферной мантии истощенного состава, ограниченные наклонными зонами низких значений электрического сопротивления. Последние отвечают глубинным зонам поступления вверх неистощенного мантийного вещества, тепловых и флюидных потоков, а в земной коре - интенсивно разрушенным и переработанным этими процессами блокам континентальной коры сиалического состава.

Выявленные глубинные зоны по своему положению на границе блоков разрушенной континентальной коры и деплетированной мантии, с одной стороны, и существенно меланократовой коры и недеплетированной мантии - с другой, аналогичны зонам Беньюфа.

В целом геоэлектрические разрезы свидетельствуют о том, что мантийно-коровые взаимодействия, связанные с деятельностью мантийного плюма, наиболее активно протекали в южной и западной частях Кокшетауского микроконтинента, хотя влияние их распространялось на всю эту структуру. Приведенные геофизические данные подтверждаются независимыми исследованиями состава и возраста земной коры. Согласно Sm/Nd изотопным соотношениям, мантийный вклад в земную кору Кокшетауского микроконтинента достигал 70 % и обусловил "омоложение" коры. В связи с неравномерным насыщением коры мантийным материалом и, соответственно, разной степенью ее метасоматического преобразования, модельный возраст коры колеблется от 2,65 до 0,8 млрд. лет, хотя не исключается и более древний возраст в отдельных, менее "переработанных", блоках [54].

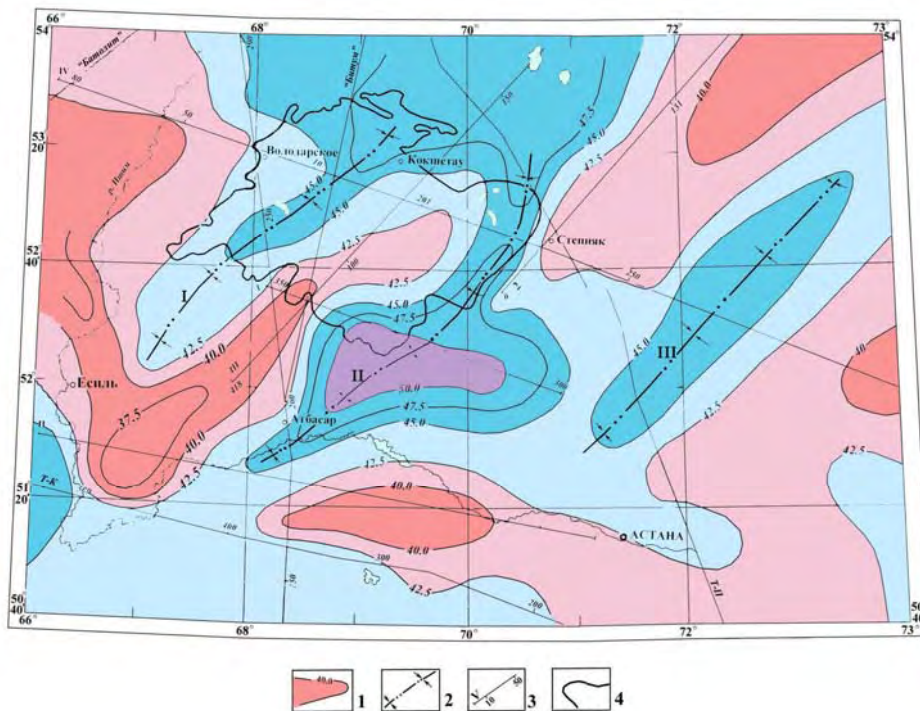
П.В. Ермоловым по данным Sm/Nd изотопных исследований кристаллические сланцы зерендинской серии Кокшетауского массива сопоставляются с древней корой, в составе которой присутствует

разновозрастный материал, отделившийся от мантии в интервале времени 1,5-2,5 млрд.лет. Алмазоносные эклогиты в этой коре являются молодыми телами: их изотопные характеристики указывают на их происхождение из деплетированной мантии 0,8-0,9 млрд. лет назад.

Изучение изотопных характеристик гранитоидов  $O_3$ ,  $S_1$  и  $D_2$  показало, что возраст коры, в которой зарождались гранитоидные магмы, колеблется от 1,03 до 1,26 млрд.лет, т.е. коре значительно более молодой в сравнении с возрастом кристаллических сланцев зерендинской серии. На этом основании сделан вывод, что современная земная кора Кокшетауского массива включает фрагменты как древней, так и более молодой разновозрастной коры, причем последняя превалирует. Вклад мантийного материала в древнюю кору Кокшетауского массива достигает 40-70 %.

### Поверхность Мохоровичича

Кокшетауский террейн характеризуется мощной (от 40 до 50 км) зрелой континентальной корой, присущей докембрийским массивам. Граница верхней мантии (поверхность М) имеет сложный рельеф (рис. 7), обусловленный процессами деструкции и тектоно-магматической активизации [4].



**Рис. 7. Карта поверхности Мохоровичича Северного Казахстана**

1- изогипсы поверхности М, км; 2- оси прогибов поверхности М (I- Васильковско-Чистопольского, II- Атбасар-Боровского, III- Жолымбет-Богембайского); 3- профили глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ); 4- граница выхода Кокшетауского микроконтинента на поверхность.

В поверхности М выделяются несколько узких линейных прогибов северо-восточного направления, разделенных поднятиями. Васильковско-Чистопольский прогиб прослеживается на расстоянии около 400 км при ширине от 20 до 50 км.

Глубина до поверхности М в его эпицентре составляет 45-47 км. Осевая линия прогиба совпадает с Васильковско-Березовским разломом. Атбасар-Боровский прогиб поверхности М ориентирован вдоль Александровско-Дороговского глубинного разлома. На юге (в районе Калмаккольской синформы) и севере (в районе Восточно-Кокшетауской синформы) он резко расширяется и приобретает широтное направление. Для южной части этого прогиба характерна максимальная мощность земной коры - 50 км. Жолымбет-Богембайский прогиб поверхности М, охватывающий восточную часть района исследований, прослеживается от широты г. Астаны до Западной Сибири, где он подтвержден сейсмическими зондированиями (Пузырев, 1955).

К югу, юго-востоку и северу от Кокшетауского массива наблюдается общее воздымание поверхности М до глубины 40-35 км.

Практически все известные в пределах Северного Казахстана месторождения золота пространственно тяготеют к прогибам поверхности М: Васильковское месторождение - к Васильковско-Чистопольскому, Степняк, Акбеит - к Атбасар-Боровскому, Аксу, Бестюбе и Жолымбет - к Жолымбет-Богембайскому. Есть все основания предполагать, что линейные прогибы поверхности М связаны с развитием в палеозое системы северо-восточных глубинных разломов, являющихся диагональными по отношению к разломам меридионального направления и поперечными, секущими - к широтным докембрийским поясам Кокшетауского массива. По этим глубинным линиям осуществлялась дегазация верхней мантии и происходили глубокие метасоматические преобразования земной коры.

Метасоматические процессы вдоль северо-восточных глубинных разломов впервые описаны Ф.А. Летниковым [81].

М.А. Петровой, Л.Д. Лавровой, Т.Е. Екимовой и др. в зонах разломов северо-восточного направления, вблизи Зерендинского гранито-гнейсового купола, также выявлены процессы амфиболизации, флогопитизации, биотитизации, карбонатизации, окварцевания, хлоритизации, графитизации, минералы, образовавшиеся в восстановительных (графит) и высокобарических (гранат, глаукофан и др.) условиях В результате этих процессов пространственно совмещены проявления магниевое-кальциевого, калиево-натриевого, кремниево-щелочного метасоматоза [60].

В 1988-1989 гг. В.Н. Любецким и др. проведено определение состава и содержания остаточных газов, законсервированных в гранитах, расположенных в пределах Васильковско-Чистопольского прогиба поверхности М. Граниты опробовались по линии протяженностью 90 км вкрест простирания указанного прогиба. Пробы анализировались методом газовой хроматографии при продувке раздробленных проб горячим гелием, разработанным Ф. А. Летниковым и др. (1977). Этот метод дает возможность определять законсервированные в породе  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$  и  $H_2O$ . Идентичность пород контролировалась полным силикатным анализом каждой пробы.

Максимально высокое содержание суммы восстановленных газов в гранитах (0,7-0,9 мл/г) установлено над эпицентром прогиба; за его пределами оно снижается до 0,2-0,3 мл/г. Та же картина повторяется по содержанию водорода: 0,46-0,40 мл/г в эпицентре прогиба, 0,10-0,12 мл/г - на бортах.

Содержание СО меняется слабо (0,20-0,25 мл/г и 0,15-0,20 мл/г). Следовательно, в составе восстановленного мантийного флюида преобладала водородная составляющая (коэффициент водородной специализации колеблется от 10 до 60), и повышенная дегазация мантии по зонам глубинных разломов происходила за счет усиленного поступления водорода.

В пределах Северного Казахстана проявлены четыре системы глубинных разломов, образующих в целом сложный тектонический каркас: близширотная, близмеридиональная, северо-западная и северо-восточная. Северо-восточная и широтная системы, поперечные по отношению к структурам складчатого основания, зачастую являются рудовмещающими. Изучение флюидного режима этих систем показывает, что они характеризуются присутствием в отложениях разного возраста свободного углерода, что является признаком обильного поступления в верхние горизонты земной коры восстановленного мантийного флюида при его медленном окислении. Для близмеридиональной и северо-западной систем, напротив, показательное быстрое окисление мантийного флюида, обилие образующейся воды, поступление щелочей, кремнезема, выделение тепловой энергии, обусловивших в совокупности гранитизацию фундамента. Установленная Ф. А. Летниковым (1977) прогрессирующая тенденция гранитизирующих свойств флюида, за счет его обогащения  $H_2O$  и  $CO_2$ , увязывается им с воздействием на расплав углеводородных флюидов.

Разломы широтной (Шатской) и северо-восточной (Ишимской) систем обогащены Ta, Sn, Be, Nb, Pb, Li, некогерентными для мантии. Экстракцию этих элементов можно объяснить кислотным выщелачиванием щелочей и сильных оснований водородными флюидами, обладающими на глубине 100-150 км сильными кислотными свойствами [81].

Таким образом, разломы северо-восточного направления являлись наиболее активными проводниками глубинного восстановленного флюида. По мере его подъема и окисления происходило широкое взаимодействие компонентов флюида и пород верхнего слоя мантии, глубинный метасоматоз последних и выплавление большого объема андезибазальтов и андезитов, нарастивших гранулит-базитовый слой земной коры линзами магматического вещества снизу. Линии, по которым эти процессы развивались наиболее интенсивно, отметились "просадкой" кровли поверхности М и приращением мощности гранулит-базитового слоя. Участками резких потерь скоростных границ фиксируются вертикальные колонны глубоких метасоматических и магматических преобразований нижних частей земной коры и верхнего слоя мантии. Поскольку метасоматические процессы тесно связаны с рудообразованием, то линейные прогибы поверхности М приобретают определенное поисковое значение в качестве глубинных рудоконтролирующих структур, сформировавшихся в условиях высокой тектонической активности и глубокой проницаемости земной коры.



## Гранулит-базитовый слой

Поверхность гранулит-базитового слоя (*K*) в пределах Кокшетауского массива располагается на глубине 20-25 км, характеризуется преимущественно широтным направлением структур (рис. 8). В то же время на карте мощности гранулит-базитового слоя (рис. 9) сохраняется северо-восточный план структур, наследующий структуры поверхности *M*. Максимальные значения мощности этого слоя (27,5 км) характерны для зоны Васильковско-Березовского разлома (севернее Кумдыкольского блока) и южной части Александровско-Дороговского разлома (юго-восточнее г. Атбасар), минимальные (15,0 км) - для юго-западной части Айдабулского поднятия поверхности *M*, где мощность коры сокращается до 37 км. Базальтонасыщенность земной коры находится в прямой зависимости от мощности гранулит-базитового слоя (рис. 10): максимальные значения коэффициента базальтонасыщенности фиксируются вдоль северо-восточного отрезка Васильковско-Березовского глубинного разлома (0,56) и юго-западного отрезка Александровско-Дороговского разлома (0,60).

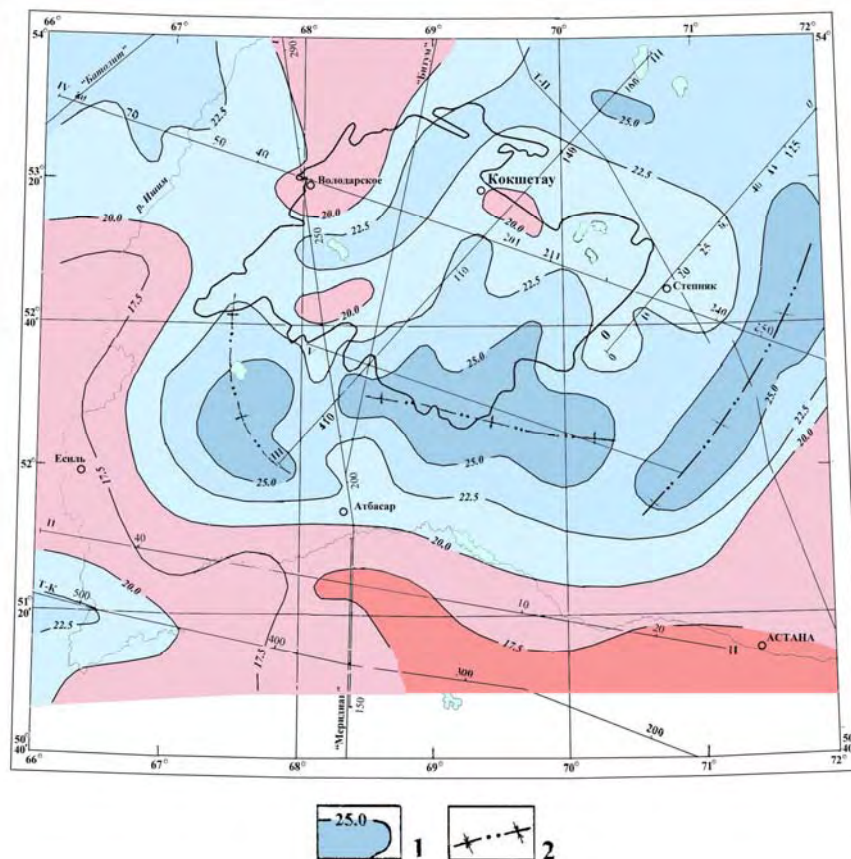
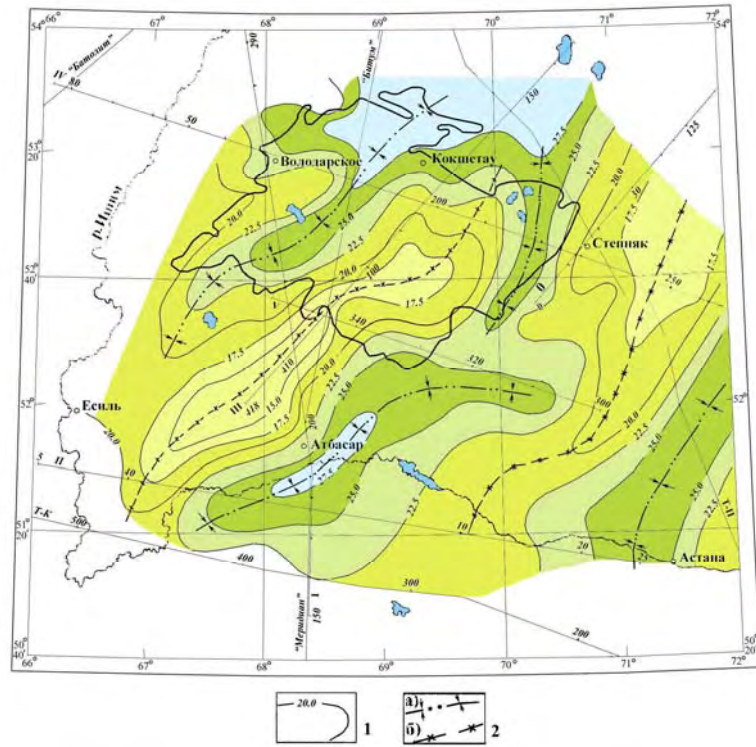
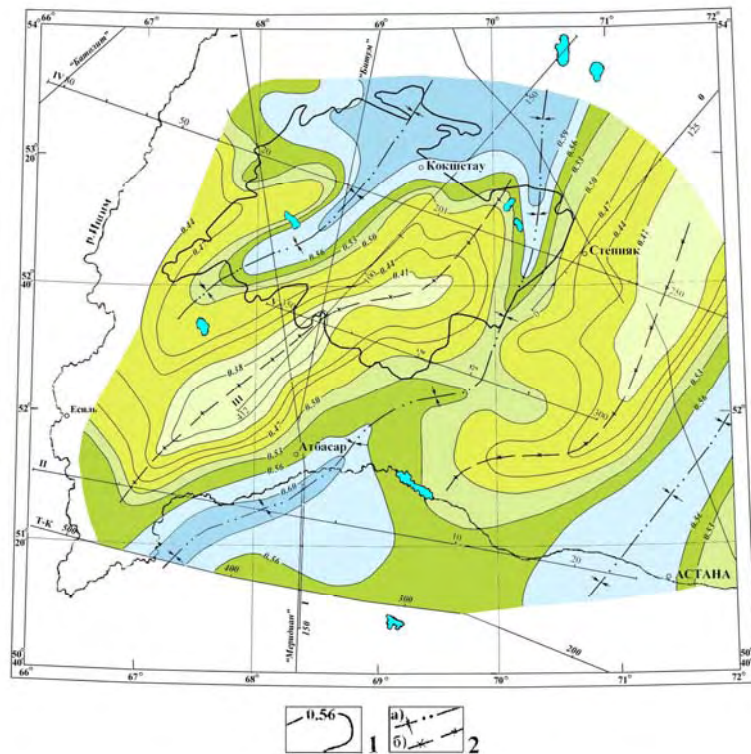


Рис. 8. Карта поверхности гранулит-базитового слоя земной коры Северного Казахстана

1 - изогипсы поверхности гранулит-базитового слоя (*K*), км.; 2 - оси прогибов поверхности *K*.  
Остальные условные обозначения см. на рис. 7.



**Рис. 9. Карта мощности гранулит-базитового слоя земной коры Северного Казахстана**  
 1 - изолинии мощности гранулит-базитового слоя, км.; 2 - осевые линии: а - повышенной, б - пониженной мощности слоя. Остальные условные обозначения см. рис. 7.



**Рис. 10. Карта коэффициента базальтонасыщенности земной коры Северного Казахстана**  
 1 - линии равных значений  $K_b$ ; 2 - осевые линии гребневидных структур базальтонасыщенности: а - повышенной, б - пониженной. Остальные условные обозначения см. рис. 7.

Земная кора Кокшетауского массива и прилегающих блоков характеризуется общими чертами что свидетельствует о единой более поздней структурной перестройке. На уровне нижней половины гранулит-базитового слоя и поверхности мантии линзы с приращенным снизу базальтовым веществом (мощность приращения до 10 км) имеют северо-восточную ориентировку и чередуются с зонами, где подобного прироста не происходило. Для первых из них характерна максимальная мощность земной коры и высокая степень насыщенности последней базальтовым веществом. Предполагается метасоматическое и магматическое происхождение линз в ордовике при участии мантийных восстановленных флюидов, базальтовых и андезитовых расплавов. Сглаженные формы рельефа поверхности гранулит-базитового слоя свидетельствует о том, что колонны магматического вещества не прорывались на этот уровень, а кристаллизовались в основном в глубинных магматических очагах в основании земной коры.

Разломы северо-восточного направления после раскристаллизации основной массы базальтоидных магм, служили проводниками остаточных расплавов и потоков поздних восстановленных флюидов. Зоны, где подобные активные процессы не происходили, характеризуются пониженной мощностью земной коры и слабой насыщенностью базальтовым веществом.

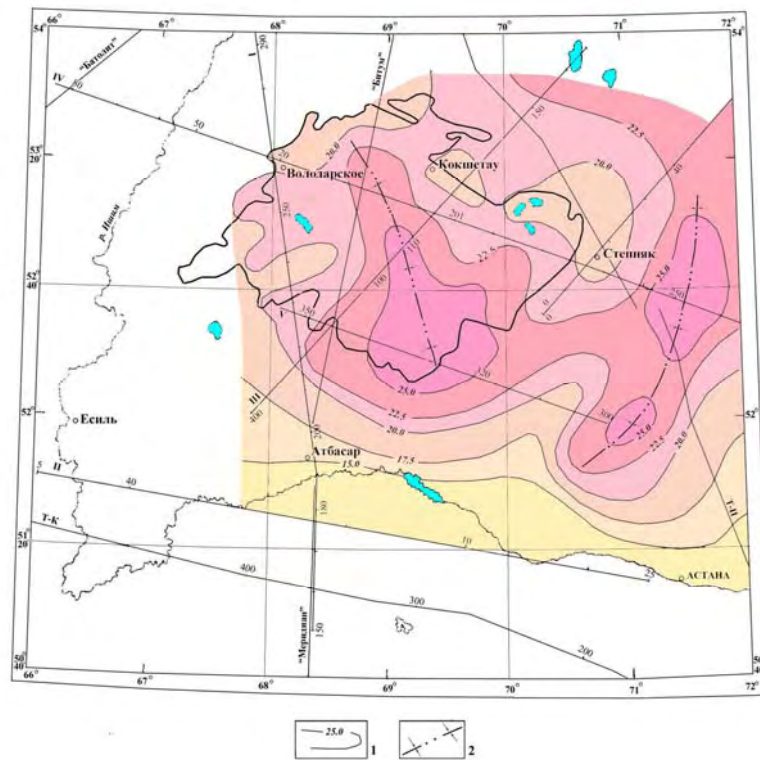
### **Гранитно-метаморфический слой**

Мощность *гранитно-метаморфического* слоя земной коры в пределах Северного Казахстана меняется от 20 до 25 км и лишь в пределах северного борта Тенизской впадины она сокращается до 17,5-15 км (рис.11). Гранитно-метаморфический слой характеризуется широтным планом структур, совпадающих по форме со структурами поверхности гранулит-базитового слоя, что также свидетельствует о приращении линз базальтового слоя снизу.

Если для гранитно-метаморфического слоя характерно относительно небольшое число сейсмических границ, то базальтовый слой резко выделяется весьма высокой степенью расслоенности.

Таким образом, земная кора Кокшетауского массива при ее общей большой мощности в значительной мере базифицирована и характеризуется сокращенной мощностью гранитно-метаморфического слоя. Базификация коры имеет резко выраженную тенденцию приуроченности к линиям крупнейших глубинных разломов, ограничивающих массив, а также рассекающих его в северо-восточном направлении. Зоны изменения мощности гранулит-базитового слоя и коэффициента базальтоидности в общих чертах совпадают с таковыми структур поверхности М. Прогибам этой поверхности отвечают линейные линзообразные утолщения базальтового слоя, поднятиям - наоборот, "утонения".





**Рис. 11. Карта мощности гранитно-метаморфического слоя земной коры Северного Казахстана**

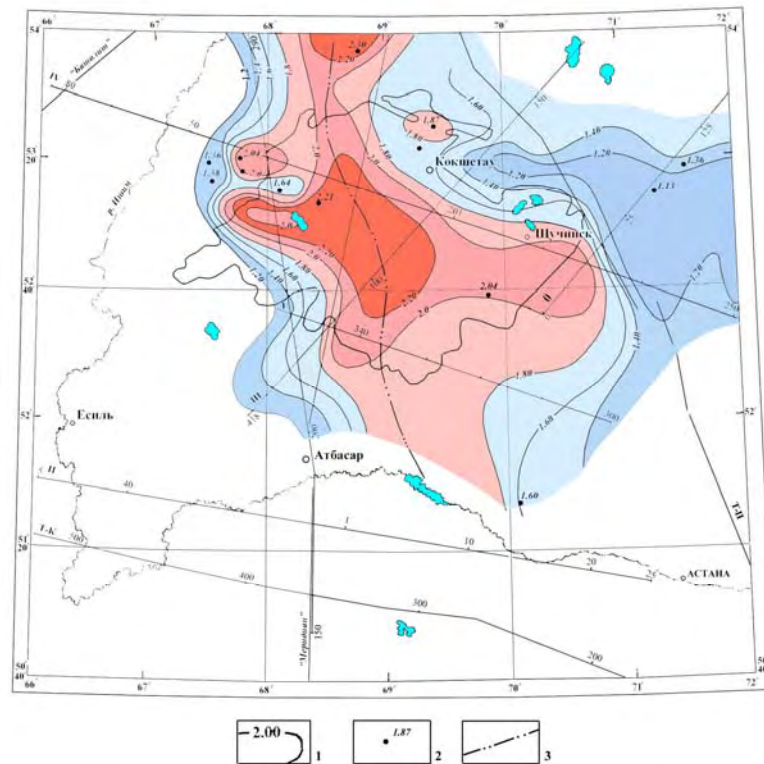
1 - линии равных значений мощности гранитно-метаморфического слоя, в км; 2 - осевые линии линз повышенной мощности гранитно-метаморфического слоя. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.

## Структуры верхних горизонтов земной коры

При изучении глубинного строения верхних горизонтов земной коры, кроме данных ГСЗ и МТЗ, использованы материалы гравиразведки.

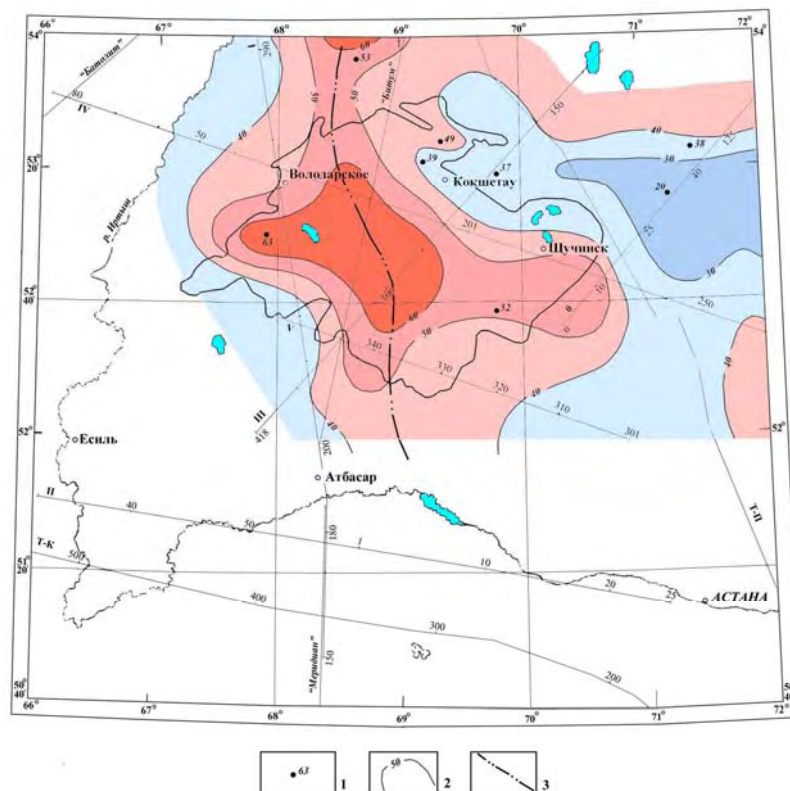
Гравитационное поле Кокшетауского массива на картах в редукции Буге характеризуется умеренной интенсивностью. Аномалии или аномальной зоны, отвечающей Кокшетаускому массиву как единой структуре, не наблюдается. Преобладают крупные аномалии отрицательного знака, отмечающие гранито-гнейсовые купола и массивы перемещенных гранитоидов.

Региональные положительные аномалии, характерные для щитов и платформ, здесь отсутствуют. По-видимому, это объясняется высокой степенью гранитизации древних пород Кокшетауского массива. Такая точка зрения подтверждается наличием в пределах массива современной геотермической аномалии (рис. 12, 13). Высокий избыточный прогрев недр мог обусловить объемное расширение, разуплотнение горных пород на глубине и, соответственно, общее снижение интенсивности аномального гравитационного поля на региональном уровне. С другой стороны, снижение интенсивности гравитационного поля может быть связано с процессами внутриконтинентального рифтогенеза, гранитизацией сиалического цоколя, внедрениями гранитов, широко проявленными в пределах массива.



**Рис. 12. Карта геотермического градиента Северного Казахстана**

1 - линии равных значений геотермического градиента  $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ; 2 - пункты геотермических наблюдений в скважинах; 3 - осевая линия Тарангул-Мариновской зоны высоких значений геотермического градиента. Остальные условные обозначения см. на рис.7.



**Рис. 13. Карта распределения теплового потока Северного Казахстана**

1 - пункты геотермических наблюдений в скважинах; 2 - линии равных значений плотности теплового потока,  $\text{мВт}/\text{м}^2$ ; 3 - осевая линия Тарангул-Мариновской зоны высокой плотности теплового потока. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.

Сравнение глубинных структур, выделенных по сейсмо- и гравиразведке, показало, что эти методы отражают различные по геологической природе структуры, располагающиеся на разных уровнях в земной коре и верхней мантии. Сопоставление карты мощности гранитно-метаморфического слоя, отстроенной по данным сейсморазведки, глубины залегания его кровли (метаморфические породы зерендинской серии) и подошвы (граница К) с трансформированным полем силы тяжести (пересчет вверх на 10 и 20 км) показывает, что гравитационное поле отражает состав и мощность гранитно-метаморфического слоя.

По характеру регионального гравитационного поля в Северном Казахстане выделяются три крупных мегаблока земной коры, испытавшие неодинаковую деструкцию и гранитизацию докембрийского сиалического цоколя, неоднородные по вещественному составу. Им соответствуют Селеты-Тениз-Петропавловская и Ишимская аномальные области положительных значений силы тяжести, Кокшетауская - пониженных значений. Первые две гигантские аномалии положительного знака соединяются в единое целое у г. Петропавловска, дугообразно охватывая Кокшетауский массив с северо-запада, севера и северо-востока. Общее понижение интенсивности поля в пределах Кокшетауского массива, вероятнее всего, обусловлено разуплотнением пород в процессе гранитизации. Гранитизация метаморфического субстрата происходила избирательно, по нескольким генеральным линиям, фиксируемым в "остаточном" гравитационном поле полосами отрицательных аномалий высокой интенсивности, а в современном геотемпературном поле - повышенными геотемпературными градиентами и высокими тепловыми потоками.

По данным МОВЗ-ГСЗ и МТЗ в пределах Ишимского и Селеты-Тениз-Петропавловского блоков гранулит-базитовый слой имеет резко повышенную мощность, что обусловлено интенсивным базальтоидным магматизмом в процессе венд-палеозойского и мезозойского рифтогенеза. Судя по содержанию кремнезема, в основании Петропавловского прогиба присутствуют породы мафит-ультрамафитового состава ( $\text{SiO}_2=40-54\%$ ), образующие мантийный вал ("рифтовую подушку"). Поверхность М на этом участке резко воздымается до глубины 35 км. Согласно количественным расчетам магнитных аномалий (Бутенко, 1989) в интервале глубин 10-34 км в большом объеме присутствуют магнитовозмущающие массы. Предположительно, это пакеты тектонических пластин, сложенных высокожелезистыми андезитами, зеленосланцевыми метабазитами и глаукофансланцевыми комплексами. В геоэлектрическом разрезе магнитовозмущающим объектам соответствуют аномалии повышенных сопротивлений (300 Ом·м).

Сходная картина наблюдается и для Ишимского линейного блока.

По профилю ГСЗ "Темиртау-Куйбышев" в пределах Ишимской системы разломов (пк 450-500, район г. Державинска) фиксируется подъем поверхности М до глубины 38-40 км, а в интервале глубин 70-90 км - мантийный астенолит, хорошо "очерченный" изолиниями скоростей 8,8 и 9,0 км/с. Вдоль этой мобильной зоны близпараллельных глубинных разломов северо-северо-восточного направления активно проявился венд-раннепалеозойский базальтоидный магматизм, затем среднепалеозойский и мезозойский: щелочные граниты дальненского комплекса, уникальные вулканоплутоны ишимского

альбазитового комплекса, щелочные ультрабазиты габбро-перидотит-пироксенитового жаркаинагачского комплекса, излияния базальтов трапповой формации триаса. Следовательно, по зонам глубинных разломов Ишимской системы осуществлялось неоднократное поступление в земную кору мантийных расплавов. Этим фактором объясняется высокая степень базальтонасыщенности земной коры Ишимского блока.

Резкий подъем границы верхней мантии (широтный мантийный вал), фиксируемый сейсморазведкой, прослеживается по южной периферии Кокшетауского массива - вдоль северного борта Тенизской впадины.

После исключения из наблюдаемого гравитационного поля региональной составляющей, на уровне карты остаточных аномалий установлено, что кристаллическому ядру Кокшетауского массива соответствуют шесть близширотных полос гравитационных аномалий: три отрицательные (Золотоношенско-Зерендинская, Антоновско-Кылшиктинская, Богодуховско-Алаботинская) и три - положительные (Златогорско-Желтауская, Теренколь-Драгомировская, Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауская).

Указанные полосы аномалий отображают неоднородности внутреннего строения Кокшетауского террейна и прилегающих структур, определяющие, в свою очередь, закономерности размещения в его пределах разнотипного оруденения.

*Эклогит-гранулит-гнейсовые пояса* Изучение природы положительных гравитационных аномалий (Любецкий и др., 1981, 1988) показало, что они обусловлены блоками метаморфических пород существенно фемического состава (эклогитов, эклогитоподобных пород, амфиболитов и др.), характеризующихся высокой плотностью (до  $3,40 \text{ г/см}^2$ ). По данным А.Г. Бурдынюк и др. [23] эклогиты формировались за счет пород основного состава: габбро, габбро-диабазов, диабазов и базальтов, принадлежащих континентальным толеитам. На этом основании полосы эклогитоподобных пород параллелизовались с зеленокаменными поясами кристаллических щитов (Любецкий и др., 1988). Позднее Н.С. Ярославцевой была выдвинута точка зрения о том, что положительные аномалии, фиксируют ядра межкупольных тектонически подвижных зон, сложенных диафоритами по гранулитам основного состава и вмещающих разновозрастные тела эклогитов, габбро, габбро-друзитов, гранатовых пироксенолитов и др. [134]. Поэтому за ними закрепилось условное определение эклогит-гранулит-гнейсовых поясов.

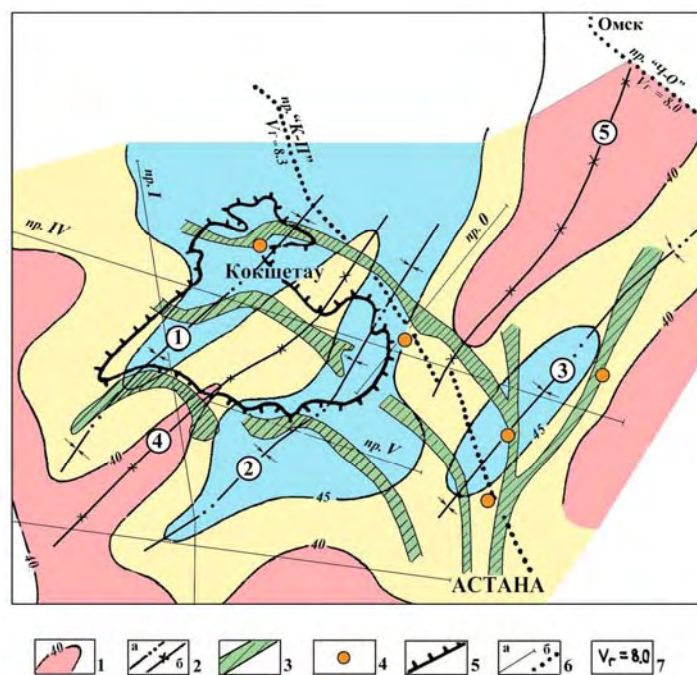
Проведенные З.А. Бекмухаметовой [15] исследования гранатов из алмазоносных метаморфических пород зерендинской серии на микропробном анализаторе SFOL-SXA-8800M в Департаменте геологии Университета Шимано (Япония) выявили несколько типов их зональности, свидетельствующих как о прогрессивной, так и регрессивной стадиях метаморфизма. Таким образом, появилось дополнительное обоснование зеленокаменной природы высокобарических метаморфических пород Кокшетауского массива, слагающих ряд протяженных поясов. Зеленокаменные пояса отвечали тектонически-активным зонам с высокой проницаемостью для внедрений мантийных пород и потоков восстановленных мантийных флюидов, обогащенных углеродом, водородом и

другими газами. Они располагаются между гранито-гнейсовыми куполами, группирующимися в линейные зоны гранитизации (ЛЗГ).

Породы, слагающие межкупольные зоны полибластомилонитов по гранулитам основного ряда, характеризуются высокой плотностью ( $2,90-3,30 \text{ г/см}^3$ ) и отмечаются положительными аномалиями интенсивностью до 10 мГл. На сейсмических разрезах зоны полибластомилонитов отражены куполовидными поднятиями сейсмических границ обменов волн с глубин 60-30 км до глубин 4-5 км от дневной поверхности. Куполовидные поднятия (вздутия) предположительно увязываются с бескорневыми мафит-ультрамафитовыми протрузиями гранат-перидотитового, эклогитового, гранат-амфиболитового, габбро-друзитового состава.

Отрицательными аномалиями отмечаются области развития гранито-гнейсовых куполов, образующих с эклогит-гранулитогнейсовыми поясами единые структурные системо-пары.

В полном объеме эклогит-гранулитогнейсовые пояса установлены только по геофизическим данным. Они образуют мегаструктуру типа "конского хвоста", входившую в Кокшетауский массив с юго-востока (рис. 14). Главная часть этой системы совпадает с Аксу-Целиноградским разломом. К северу от г. Астаны она распадается на несколько ветвей: Акканбурлук-Жаксы-Жангызтаускую, Златогорско-Желтаускую и Теренколь-Драгомировскую. Характерны огромные размеры системы: общая площадь порядка 120 тыс. км<sup>2</sup>, протяженность каждой ветви свыше 200 км, ширина - от 20 до 50 км.



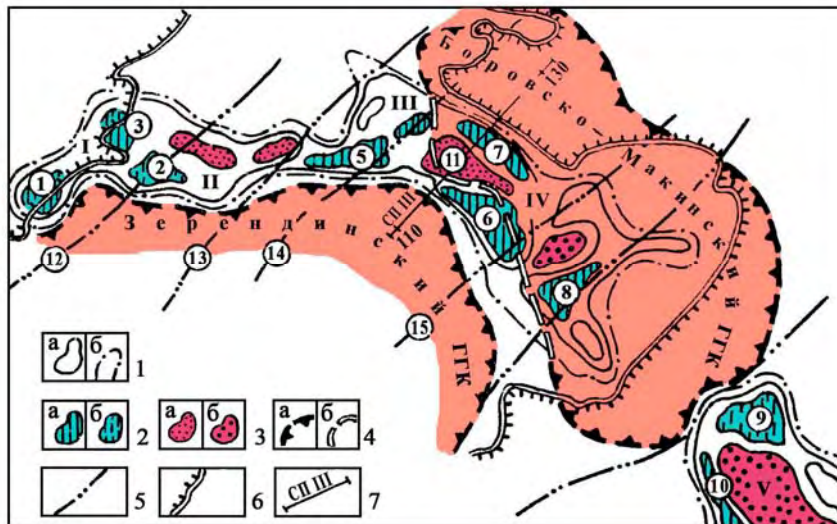
**Рис. 14. Схема размещения эклогит-гранулитогнейсовых поясов Северного Казахстана.**

1- изоглубины поверхности М, км; 2- осевые линии структурных элементов поверхности М: а-прогибов (1- Васильковско-Чистопольский, 2- Атбасар-Боровской, 3- Жолымбет-Богембайский), б- поднятий (4- Айдабульское, 5- Кызылту-Омское); 3- эклогит-гранулитогнейсовые пояса в кристаллическом ядре массива; 4- месторождения золота; 5- контур выхода Кокшетауского массива на эрозионный срез; 6- профили глубинных сейсмических зондирований: а- МОВЗ, б- КМПВ (Ч-О- Черлак-Омск, К-П- Караганда-Петропавловск); 7- значения граничных скоростей, км/с.



Теренколь-Драгомировский, Златогорско-Желтауский и Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский эклогит-гранулитогнейсовые пояса в пределах Кокшетауского массива ориентированы в широтном направлении. Юго-восточнее они прослеживаются в основании палеозойских структур Степнякской синформы, образуя в плане "разорванное" и смещенное разломами полукольцо.

*Златогорско-Желтауский пояс* выделен на основании геологической интерпретации одноименной полосы аномалий в центральной части Кокшетауского массива (рис.15). В плане аномалии совпадают с выходами метаморфических пород зерендинской серии вдоль северного экзоконтакта Зерендинского гранито-гнейсового купола. Протяженность полосы аномалий и, соответственно, пояса превышает 250 км, ширина - 35 км. Ишимско-Челкарским и Васильковско-Березовским глубинными разломами северо-восточного направления пояс расчленен на четыре блока. Барчинский и Кумдыкольский блоки представляют собой наиболее приподнятую и вскрытую часть пояса. Комплекс метаморфических пород с высокой плотностью здесь либо выведен на поверхность, либо погружен на незначительную глубину (1-2 км). По данным количественных расчетов аномалий - это антиформа с асимметричным строением крыльев: крутопадающим (70°) южным и пологим (50°) северным.



**Рис.15. Схема геофизических аномалий, отражающая положение в плане и внутреннее строение Златогорско-Желтауского пояса**

1- изолинии остаточных аномалий  $\Delta g$  (пересчет поля вверх на 20 км): а- положительных значений, б- нулевых; 2- локальные положительные аномалии отвечающие: а- эклогит-гранулитогнейсовым комплексам, выходящим на поверхность, или неглубоко залегающим; б- интрузиям основного и расслоенным основного-ультраосновного состава; 3- отрицательные остаточные аномалии отвечающие: а- блокам метасоматически измененных пород, б- интрузиям умеренно-кислого состава; 4- проекция сечений гранито-гнейсовых куполов: а- на поверхности, б- перекрытая эклогит-гранулитогнейсовыми комплексами; 5- поперечные (диагональные) разломы, определяющие блоковое строение пояса; 6- границы выхода на эрозионный срез Кокшетауского террейна и наложенных каледонских синформ (штрихи в направлении последних); 7- линия сейсмического разреза, помещенного на рис. 14.

Отрезки полосы аномалий, соответствующие блокам пояса: I- Каменнобродско-Златогорскому, II- Барчинскому, III- Кумдыкольскому, IV- Кулетскому, V- Богдановско-Кызылтузскому. *Локальные максимумы  $\Delta g$* : 1- Каменнобродский, 2- Златогорский, 3- Орловский, 4- Барчинский, 5- Кумдыкольский, 6- Желтауский, 7- Сопочный, 8- Брусилковский, 9- Богдановско-Кызылтузский, 10- Ерназарский. *Локальные минимумы  $\Delta g$* : 11-Косколь-Кулетский. Разломы: 12- Ишимско-Челкарский, 13- Васильковско-Березовский, 14- Чаглинский, 15- Александровско-Дороговский.

Отвечающая Златогорско-Желтаускому поясу полоса положительных аномалий состоит из двух отрезков: собственно Златогорско-Желтауского и Богдановско-Кызылтузского. Для Златогорско-Желтауского отрезка полосы аномалий характерно ступенеобразное нарастание интенсивности поля силы тяжести в западном направлении.

Западная часть Златогорско-Желтауской полосы включает две аномалии: Барчинскую и Златогорско-Орловскую. Барчинская аномалия изометричной формы (15×15 км) обусловлена породами эклогит-амфиболитового комплекса, широко развитыми у оз. Барчинского. Златогорско-Орловская аномалия близширотного направления (60×30 км), отвечает расслоенному массиву основных-ультраосновных пород. Центральная часть этой полосы представлена Кумдыкольским, Желтауским, Сопчным, Брусилевским максимумами и Косколь-Кулетским минимумом.

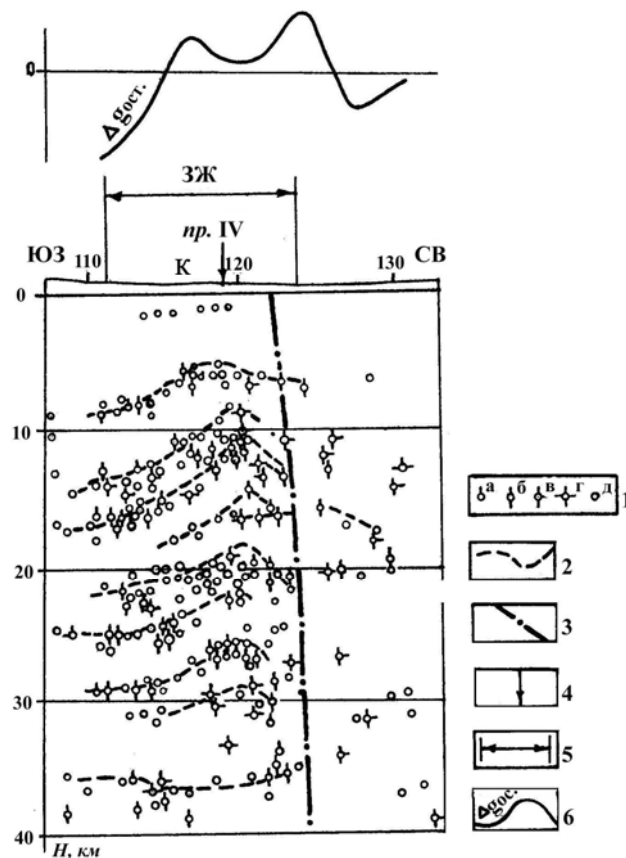
Эпицентры максимумов характеризуют площади, где на поверхность выходят амфиболизированные эклогиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы, чередующиеся с гнейсами, алюмосиликатными и мусковитовыми кристаллическими сланцами. Косколь-Кулетский минимум соответствует блоку метаморфических пород, интенсивно переработанных до кварц-мусковит-альмандиновых и мусковитовых сланцев. Разуплотненные породы прослеживаются здесь до глубины 3-4 км. По данным Ф.А. Летникова, метасоматическая переработка эклогитов является поздней, наложенной. Она обусловлена привнесением большого количества глубинного флюида, содержащего  $H_2O$ , K, Al,  $CO_2$ ,  $H_2$  и Na. В начальную стадию этот процесс протекал при большом избытке  $H_2O$  и K, поэтому образовывались водосодержащие калиевые минералы – мусковит, биотит. В завершающую стадию, при ослаблении поступления  $H_2O$  и K, формировались безводные и бескалиевые минералы – дистен и альмандин. Последний присутствует только в метасоматитах, развитых по эклогитам. При метасоматозе эклогитов на первой стадии возникал высокожелезистый биотит, а при последующем его разложении железо выносилось за пределы зоны метасоматоза и там переотлагалось [81]. В связи с этим эклогито-гнейсовый комплекс в магнитном поле отмечается региональной отрицательной аномалией интенсивностью до  $2,10^{-2}$  нТл, а зона переотложения железа в форме жил магнетита – локальными положительными аномалиями. Возможно, причиной интенсивной метасоматической переработки Кулетского блока является его тектоническая позиция в качестве не полностью гранитизированного останца в апикальной части Боровско-Макинского гранито-гнейсового купола.

Пониженный уровень гравитационной аномалии и отрицательное региональное магнитное поле свидетельствуют о том, что центральная часть пояса в раннем палеозое не вовлекалась в активный рифтогенез, поэтому магматические образования представлены здесь трещинными интрузиями щелочного ультраосновного состава (красномайский комплекс) в краевых частях пояса, осложненных разломами глубокого заложения.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что положительные аномалии Златогорско-Желтауской полосы обусловлены приподнятыми блоками

меланократовых метаморфитов, переработанных в процессе метасоматоза. Объемные соотношения метасоматитов разного состава определяют знак и интенсивность гравитационных аномалий более высокого порядка.

Методом МОВЗ-ГСЗ в поперечном разрезе Кумдыкольского блока Златогорско-Желтауского пояса (рис.16), в интервале глубин от 0 до 32 км, зафиксировано обилие точек обменов волн, увязывающихся в семь субпараллельных границ. Последние не являются прямолинейными, а образуют поднятие амплитудой 3-7 км. Относительное "выравнивание" этого поднятия зафиксировано лишь на глубине 36-38 км. В продольном разрезе Кумдыкольского и Кулетского блоков (рис.17) точки обменов волн также группируются в восемь сейсмических горизонтов в интервале глубин от 0 до 36 км. Сейсмические границы до глубины 20-25 км наклонены в восточном направлении, в сторону Боровско-Макинского гранито-гнейсового купола. В эндоконтакте последнего происходит резкое смещение сейсмических границ. Близкая к горизонтальной сейсмическая граница на глубине 25-27 км, вероятно, является "подшивой" гранито-гнейсового слоя земной коры.



**Рис. 16. Поперечный глубинный разрез Златогорско-Желтауского пояса. Кумдыкольский блок (масштаб горизонт. : вертикал. = 1:2)**

1- точки обмена волн с разбивкой по интенсивности PS ( $A_{ps}/A_{pp}$ : а  $\leq 0,25$ ; б  $\leq 0,50$ ; в  $\leq 0,5-1,0$ ; г  $> 1$ ; д - не определялось); 2- предполагаемые границы раздела; 3- разломы, наиболее отчетливо проявленные в сейсмических материалах; 4- точки взаимного пересечения профилей; 5- границы поясов, блоков (ЗЖ- Златогорско-Желтауский пояс, К- Кумдыкольский блок); 6- график  $\Delta g$  ост.



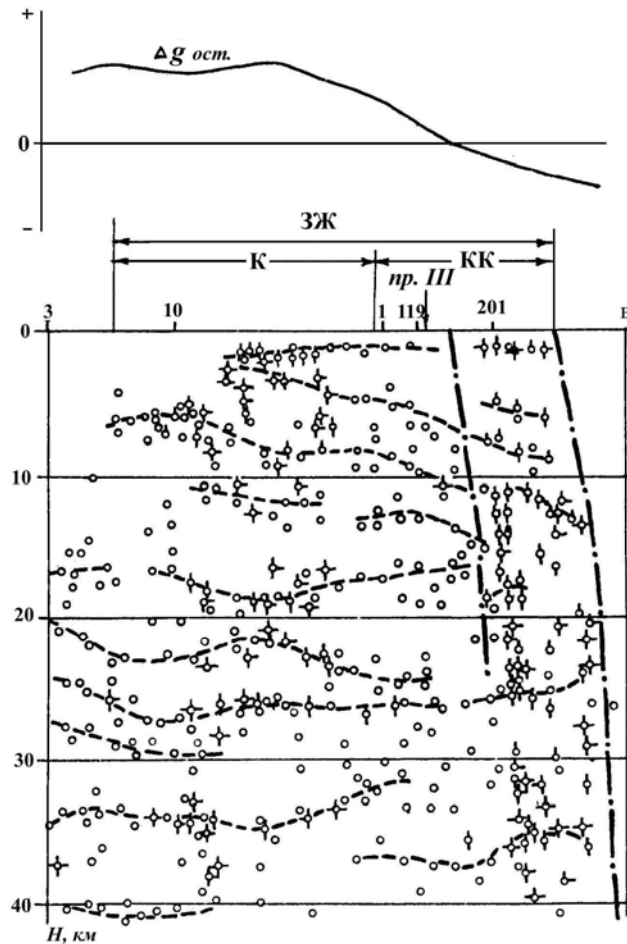


Рис. 17. Продольный глубинный разрез Златогорско-Желтауского пояса. Кумдыкольский и Косколь-Кулетский блоки (масштаб горизонт. : вертикаль. = 1:2)

К - Кумдыкольский блок, КК – Косколь-Кулетский блок. Остальные условные обозначения см. на рис. 16.

Каменнобродско-Златогорский блок охарактеризован сейсмическим профилем I, который в районе ПК 250 пересекает Златогорский интрузивный массив расслоенных основных-ультраосновных пород. В интервале глубин от 2 до 16 км установлено поднятие сейсмических границ. Хорошо фиксируется северное, удаленное от интрузии крыло поднятия амплитудой 7-9 км, а южное прослеживается на незначительном интервале отдельными точками обменов волн.

Таким образом, по сейсмическим данным Златогорско-Желтауский пояс в разрезе земной коры представляет собой крутопадающую (под углом 70-80°) на северо-восток колонну метаморфически преобразованного базитового вещества, прослеженную до глубины 36-38 км.

Богдановско-Кызылтузский отрезок полосы аномалий характеризует юго-восточное продолжение Златогорско-Желтауского пояса, погруженное в основание Степнякской синформы. Количественными расчетами гравитационных аномалий кровля эклогит-амфиболитового комплекса фиксируется здесь на глубине 2 км, а его подошва - на 6-8 км.

Полоса развитых в пределах Златогорско-Желтауского пояса высокобарических алмазсодержащих метаморфических пород явилась предметом детального изучения многочисленных производственных и научных коллективов Казахстана, России и других стран. На ранних этапах исследований описанию метаморфических пород этой полосы посвящены работы М.А. Абдулкабировой, Е.Д. Шлыгина, И.А. Ефимова, А.Г. Бурдынюк, О.Е. Гончаренко, Н.С. Ярославцевой и др. В последние годы детальным картированием и изучением вещественного состава, а также генезиса метаморфических пород, образовавшихся в условиях высоких и ультравысоких давлений, занимались Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев, В.С. Шацкий, А.А. Заячковский, I.C. Liou, K. Tenissen, Parkinson, I. Kaneko, S. Maruyama, M. Ishikawa, I. Ishikawa, I. Ogasawara и др. По результатам этих исследований проведены международные полевые экскурсии (1997, 1999), симпозиумы (1998, 1999, 2001) и опубликовано множество работ [135-145]. Привлечение новейших методов минералогических и геохимических исследований учеными Японии, Бельгии, России позволило поднять изучение метаморфических пород Кокшетауского массива на современный мировой уровень.

Вместе с тем, вопрос о происхождении поясов высокобарических пород вызвал большую дискуссию в мировой геологической среде.

Согласно представлениям Н.Л. Добрецова, К. Тениссена, А.А. Заячковского и др. [135-145], Кокшетауский массив занимает ключевое положение в одной из самых больших в Евразии сутур столкновения между континентами и островными дугами. В швах соприкосновения континентальных коровых и островодужных комплексов, по их мнению, возникает высокое давление, и формируются характерные метаморфиты - эклогиты, голубые глаукофановые сланцы.

Кокшетауский комплекс высокобарических пород по Н.Л. Добрецову, А.Г. Кирдяшкину и А.А. Кирдяшкину (2001) является продуктом коллизии микроконтинента и островной дуги. Кокшетауский, Улытауский и Мойынкумский террейны составляли некогда единый Казахстанско-Северо-Тяньшаньский микроконтинент протяженностью более 1000 км. Эклогитсодержащие комплексы этих террейнов представляют собой фрагменты единой кембрийской коллизионной зоны, где утоненный край микроконтинента был субдуцирован на глубину до 160 км, а затем эксгумирован и включен в мегамеланж. Фрагменты венд-раннекембрийской дуги, коллизионной зоны и микроконтинента, в свою очередь включены в фундамент ордовикской островной дуги.

Одной из разновидностей пород мегамеланжа являются эклогиты. Впервые они были выделены в этой полосе и описаны М.А. Абдулкабировой еще в 1946 г. Позднее эклогиты длительное время изучались И.А. Ефимовым (1964, 1968, 1971) и понимались им как продукт мантийных внедрений. На этой основе И.А. Ефимовым прогнозировалось открытие связанных с эклогитами проявлений алмазов [56].

А.Г. Бурдынюк на основе изучения состава эклогитов химическим, полуколичественным, флуоресцентным и нейтронно-активационным методами пришла к выводу, что они представляют собой типичные метаморфические

образования, возникшие за счет метаморфизма базальтовых пород, соответствующих континентальным толеитам [23].

Близкая точка зрения развивалась В.Н. Любецким и др. [4]. На основе анализов проб эклогитов, отобранных с четырех участков (сопка Сулутобе, пос. Енбек-Берлык, участки Кулет, Кумдыколь) сделаны следующие выводы.

Эклогиты Кокшетауского террейна сформированы в результате глубокого метаморфизма базальтовых пород, принадлежащих континентальным толеитам. На это отчетливо указывают соотношения в них калия - натрия, никеля – кобальта и др. Ореолы точек на всех без исключения диаграммах тяготеют к линиям базальтовых, а не мантийных пород. Химический состав эклогитов также по многим признакам не дает основания рассматривать их в качестве метаморфизованных мантийных или первично-осадочных пород. Эклогиты сопки Сулутобе и особенно участка Кулет ближе, чем эклогиты других участков, к полям и трендам океанических базальтов, что по-видимому, объясняется их повышенной меланократовостью. Для эклогитов сопки Сулутобе характерно наименьшее содержание кремнекислоты (< 46 %). Эклогитам участка Кумдыколь, наоборот, свойственно высокое содержание кремнекислоты (50-53 %) при среднем содержании щелочей и незначительном – никеля. Признаки их континентального происхождения выражены наиболее ярко. Отмечено резкое несовпадение ореолов точек эклогитов с точками и трендом континентальных рифтов. Континентальным рифтам в условиях мощной коры континентального типа присуща большая глубина плавления основного вещества, поэтому для них характерны щелочные оливиновые и калиевые базальты. Эклогиты же Кокшетауского массива по низкой щелочности и калийности сходны с толеитовыми базальтами.

Для параллелизации "эклогитовых" полос Кокшетауского массива с зеленокаменными поясами большое значение имеют два фактора: 1) соответствие эклогитов по составу вулканическим породам основного состава и габбро, габбро-друзитам континентальной толеитовой серии; 2) совпадение ореолов, точек и трендов эклогитов (диаграммы  $K_2O-SiO_2$ ,  $\Sigma$  щелочей –  $SiO_2$ ,  $Co-Ni$ ,  $Cr-Co$ ,  $Cr-MgO$ ,  $K-Ti$ ,  $K-P$ ) с таковыми metabазальтов толеитовой серии докембрийских зеленокаменных поясов Австралийского щита (провинции Калгурли, Норсмен, Голдфилд), Родезийского пояса в Южной Африке, Архейского пояса Западной Кении.

На следующем этапе исследований, начатом в 1994 году, эклогиты стали рассматриваться как образования, эксгумированные с больших глубин, в составе мегамеланжа.

Н.В. Соболевым, В.С. Шацким, А.А. Заячковским (1996, 1998) обосновывается гипотеза образования эклогитов и других высокобарических пород Кокшетауского массива за счет метаморфизма пород земной коры при сверхвысоких давлениях. Свидетельством сверхвысоких давлений, по их мнению, являются включения в гранатах и цирконах алмазоносных метаморфических пород калиевых пироксенов (с содержанием  $K_2O$  до 1,5 %), пироп-гроссулярового граната, высокоглиноземистого сфена (до 13,8 %  $Al_2O_3$ ), фенгита с содержанием Si до 3,6 ф.ед., а также коэсита в цирконах и гранатах эклогитов. Златогорско-Желтауский пояс понимается ими как область гигантского мегамеланжа с УНР-

породами – антиформа, расчлененная на относительно приподнятую западную (Барчи, Кумдыколь) и опущенную восточную (Кулет, Енбек-Берлык, Уялы) части.

По данным К. Тениссена, Н.Л. Добрецова и других каждый блок мегамеланжа характеризуется собственными ассоциациями метаморфических пород, свидетельствующими о том, что метаморфизм их происходил на разных глубинах; лишь вследствие подъема они затем были совмещены в одной зоне.

В породах, эксгумированных из зоны субдукции, содержатся минералы, сформированные в условиях  $P \geq 5$  ГПа и  $T = 1100-1200^\circ\text{C}$ , что соответствует глубинам 150 км [141-145]. На этом основании Н.Л. Добрецовым и др. [44] сделан вывод о том, что, высокобарические комплексы (в том числе и эклогиты) сформировались в субдукционно-коллизийной зоне, где утоненный край микроконтинента был субдуцирован на глубину 150 км, а затем эксгумирован к поверхности при горизонтальном сжатии в соответствии с транспрессиональной моделью аккреционного клина.

По мнению И. Канеко и др. [138] эксгумация высокобарических пород из зоны субдукции происходила при горизонтальных сдвигах по типу клиновой экструзии.

Проблема происхождения высокобарических метаморфитов дискутируется до настоящего времени. Обзор эволюции субдукционных моделей формирования этих образований проведен А. И. Русиным (1999). По его данным, субдукционная модель, согласно которой при коллизии типа континент-островная дуга (либо континент-континент) происходит задавливание земной коры в мантию до глубины 150 км, формирование высокобарических метаморфитов, а затем в процессе глубинных надвигов их быстрый подъем (эксгумация) не увязывается с мощностью литосферы в орогенах, не превышающей 80 км, а также с пластической реологией.

Х. Аустерхаймом, Е.В. Артюшковым, С.П. Кориковским и др. развиваются представления о механической дифференциации нижней коры по плотностным свойствам, в процессе которой базит-ультрабазитовый материал преобразуется до эклогита (пиропового перидотита). При коллизии гималайского типа он погружается в глубокую мантию, увлекая сиалические блоки, которые затем быстро возвращаются в нижнюю кору, сохраняя сверхвысокобарические парагенезисы и транспортируя фрагменты эклогитовых и пироп-перидотитовых тел.

В последнее время в печати широко обсуждаются механизмы флюидного и тектонического сверхдавления, которые позволяют отказаться от представлений о погружении палеоконтинентальных окраин в глубокую мантию. Эволюция пассивных окраин в коллизийных орогенах дает ответ о природе субстрата и базит-ультрабазитовых прототипов высоко- и сверхвысокобарических террейнов (Русин, 1999).

Обзор возможных механизмов транспортировки высокобарических комплексов приведен Е.В. Складчиковым (2006). По его мнению, фактические геофизические материалы противоречат модели субгоризонтальной клиновой экструзии, поскольку пояса высокобарических пород, по данным МОВЗ-ГСЗ, представляют собой близвертикальные колонны существенно фемического состава. Восстановленный метасоматоз перерастал в процесс флюидизации, т.е.

разжижения органосиликатной среды и ее пластической деформации. Согласно нашим исследованиям последних лет, Златогорско-Желтауский пояс высокометаморфизованных пород архея-раннего протерозоя представляет собой типичную приразломную структуру, характеризовавшуюся единством и одновременностью процессов деформации, перекристаллизации и метасоматического замещения пород. Она формировалась в нижней части коры, в зоне крупного разлома в условиях характерного размягчения пород за счет их кремнисто-щелочной флюидизации. В пластическую деформацию была вовлечена вся масса пород, которая приобрела форму крутовосходящего диапира. Возникновение горст-антиклинорной приразломной структуры в условиях мощного стресса отражает активность скрытых на значительной глубине сланцевых диапиров.

Возникновение сланцевых диапиров связано с широким развитием процессов углеродистого метасоматоза в зонах разломов. Наиболее активно углеродистый метасоматоз охватывал породы, подвергшиеся рассланцеванию и милонитизации. Увеличение милонитизации породы сопровождалось ее более полным замещением с образованием слюдисто-альбит-кварцевых, углерод-кварцевых и других продуктов замещения. Для ранних метасоматитов характерно массивное тонкоагрегатное сложение, обусловленное одновременной кристаллизацией дисперсного углерода, кварца, карбонатов и пирита, свойственное условиям сухого восстановительного пневматолита, когда вода и углекислота не могли служить активными минерализаторами.

При окислении углерода до углекислоты возрастала активность воды, сидерит замещался доломитом и кальцитом, отлагались сульфиды металлов. Главными минералами углеродистых метасоматитов являются прожилковый кварц, углеродисто-графитовое вещество, железо-магнезиальные карбонаты, серицит и другие гидрослюдистые минералы, сульфиды железа. Процессом углеродистого метасоматоза вмещающих толщ объясняется пространственное сонахождение в разрезе метаморфических продуктов гранулитовой фации, их сухого пневматолита, флюидизации, низкотемпературной гидратации, сегрегации жильного кварца. Углерод-доломитовые метасоматиты также представляют собой побочные продукты щелочно-кремниевого замещения и флюидизации метаморфитов основного состава.

Высокопроницаемые для флюидов блоки метаморфитов, слагающих эклогит-гранулит-гнейсовые пояса, ограничены малопроницаемыми телами эклогитов, что порой обеспечивало условия закрытой камеры. В критические моменты концентрация поступавших в камеры флюидов могла достигать максимума, обеспечивающего его взрывообразное окисление, всплеск давления и температуры до критических уровней формирования пород ультравысоких (УНР) и высоких (НР) давлений, алмазообразования. Согласно И.К. Карпову и др. [66], детонация (взрыв) метастабильных скоплений тяжелых углеводородов, восходящих из верхней мантии, может вызвать повышение давления до 20 кбар, температуры до 4800° С, сопровождаться крупными землетрясениями с высвобождением энергии, равной  $10^{18}$ - $10^{22}$  эрг, на глубине от 20 до 90 км.

Углеродистый метасоматоз и флюидизация пород могли как предшествовать стадии алмазообразования, так и завершать ее при более низких термодинамических параметрах, не влияя на качество образовавшихся алмазов.

Природа остальных эклогит-гранулитогнейсовых поясов принимается по сходству со Златогорско-Желтауским поясом.

*Теренколь-Драгомировский пояс* также выделен на основании интерпретации полосы локальных положительных гравитационных аномалий в северной части Кокшетауского террейна (рис.18). Высокоинтенсивные аномалии характеризуют площадь, сложенную образованиями зерендинской серии и шарыкской свиты, прорванными раннепалеозойскими интрузиями габбро-гранодиорит-гранитового состава и частично перекрытыми вулканогенно-осадочными породами раннего палеозоя. Пояс прослеживается на расстоянии свыше 250 км при ширине до 40 км. В плане он имеет форму дуги, выпуклой стороной обращенной к северу. Судя по морфологии аномалий, пояс расчленен глубинными разломами северо-восточного направления на поперечные блоки, уступообразно смещенные относительно друг друга. Породы эклогит-амфиболитового комплекса докембрия обнажаются у оз. Жолдыбай, Майбалык и у с. Карашилик, на остальной площади они перекрыты отложениями позднего протерозоя и ордовика мощностью от 1000 до 4000 м. По данным количественной интерпретации аномалий силы тяжести Теренколь-Драгомировский пояс на западе сочленяется с аналогичными структурами торгайского направления, а на востоке, погружаясь, продолжается в основании каледонских структур Степнякской синформы.

Выходы эклогитов и эклогитоподобных пород Теренколь-Драгомировского пояса детально изучены и описаны А.Г. Бурдынюк в Котыркольском блоке. Эклогиты локализуются в зонах двух глубинных разломов: 1) близширотного направления, прослеживающего вдоль северных берегов озер Малое Чебачье, Майбалык, Большое Чебачье; 2) северо-восточного, входящего в Державинскую систему (участок Карашилик). На участке Майбалык (4 км<sup>2</sup>) эклогиты образуют несколько десятков крутопадающих тел удлиненной линзовидной формы, ориентированных в разных направлениях. Максимальные размеры тел не превышают 250×60 м. На участке Карашилик многочисленные тела эклогитов группируются в полосу протяженностью свыше 15 км, прослеживающуюся между поселками Лесной Хутор и Карашилик. По форме это линзы размером до 300×250 м, глыбы, будины, образующие вытянутые цепочки. На обоих участках тела эклогитов, как правило, облекаются гранат-, реже дистенсодержащими слюдяными сланцами. Эклогиты в разной степени, но почти всегда, амфиболитизированы, в краевых частях тел - рассланцованы. Наблюдаются постепенные переходы слюдяных сланцев в гнейсы и гранодиоритогнейсы. Типоморфным минералом эклогитов является золотистый рутил, количество которого достигает двух и более процентов.



**Рис. 18. Полоса геофизических аномалий, отражающих положение в плане и внутреннее строение Теренколь-Драгомировского пояса**

1- локальные положительные аномалии, отвечающие блокам пояса, в том числе сохранившимся в качестве переработанных "останцов" в апикальной части ГГК; 2- поперечные (диагональные) разломы северо-восточного и широтного направлений, определяющие блоковое строение пояса; 3- линия сейсмического разреза, помещенного на рис. 19. Отрезки полосы аномалий, соответствующие блокам пояса: I - Теренкольскому, II - Драгомировскому, III - Чкаловско-Сексембайсорскому, IV - Аякаркарскому, V - Аксускому. Локальные максимумы  $\Delta g$ : 1- Теренкольский, 2- Елтайский, 3- Жанатлекский, 4- Драгомировский, 5- Чкаловский, 6- Сексембайсорский, 7- Аякаркарский, 8- Северо-Атансорский, 9- Мамайский, 10- Урумбайский, 11- Карасукский, 12- Аксуский, 13- Еслаксорский, 14- Келеншикский.

Теренкольская и Елтайская аномалии пространственно совпадают с выходами Алтыбайской интрузии диорит-гранодиорит-гранитового состава. Последняя отмечается интенсивными локальными аномалиями магнитного поля интенсивностью до 500-1000 нТл и региональной положительной магнитной аномалией. Гибридные разности гранитоидов Алтыбайского массива, имеющие высокую плотность и намагниченность, усиливают интенсивность гравитационной аномалии, связанной в основном с эклогит-амфиболитовым комплексом пород зерендинской серии, выходящим на поверхность у оз. Жолдыбай.

Жанатлекская положительная аномалия, расположенная восточнее Елтайской, отделяется от последней аномальным полем  $\Delta g$  пониженного уровня. Скважинами картировочного бурения на этой площади вскрыты породы шарыкской свиты, имеющие низкую плотность и практически немагнитные. По данным количественной интерпретации, аномалия силы тяжести обусловлена комплексом более плотных пород зерендинской серии, подстилающих отложения шарыкской свиты.

Драгомировская аномалия ориентирована в близширотном, а на востоке - в северо-восточном направлении. Восточнее пос. Обуховка эпицентр аномалии смещен на 4 км к северу. Максимуму гравитационной аномалии на карте магнитного поля пространственно отвечает полоса магнитных аномалий интенсивностью до +100, +200 нТл. Площадь, характеризуемая аномалией, перекрыта чехлом рыхлых отложений мощностью до 50-100 м. Картировочными

скважинами вскрыты породы шарыкской свиты, хотя по характеру магнитного поля можно предполагать и наличие вдоль Обуховского разлома порфириров ордовика. На востоке Драгомировская аномалия разделяется на две части. Площадь, соответствующая ее восточной ветви, сложена относительно низкоплотными отложениями шарыкской свиты и ордовика, которые не компенсируют аномалию. Количественные расчеты, выполненные по нескольким профилям, показывают, что Драгомировская гравитационная положительная аномалия обусловлена комплексом пород повышенной плотности, располагающимся на глубине 1-4 км.

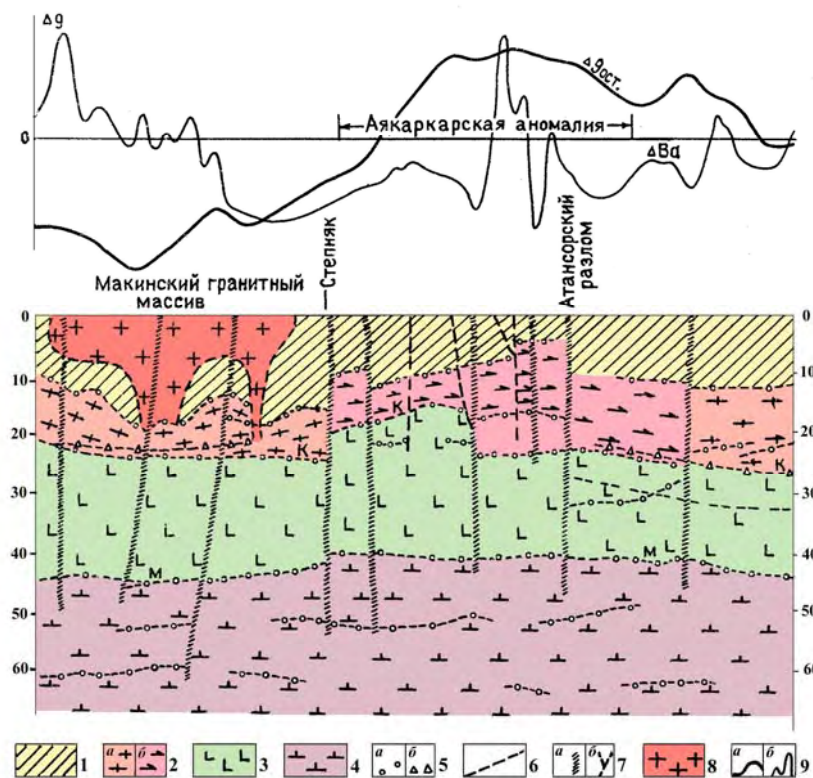
На юго-восточном продолжении Теренколь-Драгомировской полосы, в основании Степнякской синформы, гравитационными максимумами отмечаются Аяккаркарское, Жомбайсорское, Мамайское, Карасукское, Келеншикское, Аксукское и другие поднятия фундамента. Метаморфические толщи докембрия выведены на поверхность лишь в Мамайском выступе, на остальных поднятиях они располагаются на глубине 1-2 км. Наиболее крупными аномалиями являются Чкаловская, Сексембайсорская и Аяккаркарская. В районе этих аномалий на эрозионный срез выведены верхнепротерозойские отложения платформенного чехла Кокшетауского террейна, интродуцированные расслоенными интрузиями основного-ультраосновного состава (Чкаловская, Жанадаурская и др.), сходными по составу со Златогорским массивом. Закономерная приуроченность подобных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий к осевым и краевым частям пояса позволяет предполагать, что, несмотря на относительно неглубокий эрозионный срез, в данном случае Чкаловской, Сексембайсорской и Аяккаркарской аномалиями фиксируется погруженная юго-восточная часть Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса. Глубина до эклогит-амфиболитового комплекса на участке их эпицентров достигает 2-4 км.

По результатам сейсмических исследований, в районе Чкаловской аномалии Теренколь-Драгомировский пояс характеризуется куполообразным поднятием базитового (?) вещества в земной коре, прослеживаемым в интервале глубин от 1 до 36 км. Амплитуда поднятия в интервале глубин 2-10 км составляет 3 км, 10-20 км - 4 км. Наибольшей вертикальной амплитуды (5-6 км) поднятие достигает в интервале глубин от 20 до 35 км (рис.19). На уровне поверхности К амплитуда поднятия максимальная (7 км). Следовательно, для рассматриваемой части эклогит-гранулитогнейсового пояса характерна большая мощность базальтового слоя земной коры и близкое к вертикальному положение колонны магматических пород в разрезе.

Аяккаркарская аномалия имеет дугообразную форму: простирается с широтного на севере до близмеридионального на востоке. Интенсивность поля закономерно возрастает с запада на восток. Структура, фиксируемая Аяккаркарской аномалией, весьма своеобразна. Пространственно она отвечает Восточно-Кокшетауской синформе, выполненной вулканитами ордовика. Интенсивность аномалии в два-три раза превышает таковую большинства аномалий Степнякской синформы и сопоставима лишь с аномалиями, характеризующими структуры, наложенные на жесткое основание. Подобные интенсивные аномалии возникают над блоками сиалической коры, вовлеченными в тектоно-магматическую переработку. В Восточно-Кокшетауской синформе



хорошо обнажены вулканические гряды типа островодужных поднятий, сложенные лавами и лавобрекчиями андезибазальтовых порфиритов с высокой плотностью ( $2,80 \text{ г/см}^3$ ). По данным МОВЗ-ГСЗ, в основании островодужной вулканической гряды, северо-восточнее г. Степняк, по точкам обмена волн установлено поднятие, отмеченное двумя субпараллельными глубинными границами. Эта структура располагается в интервале глубин от 4 до 15 км и по аналогии отождествляется нами с приближенным к поверхности высокоплотным и высокоскоростным эклогит-амфиболитовым комплексом пород докембрия. Базальтовый слой земной коры в Аякаркарском блоке характеризуется резко повышенной мощностью, его кровля образует поднятие амплитудой до 7 км. Вероятнее всего, эти особенности строения коры обусловлены активными вулканическими процессами, протекавшими в ордовике. Следовательно, Аякаркарской аномалией отмечается структура, сложенная с поверхности комплексом вулканогенных пород ордовика, наложенных на более древние образования эклогит-гранулитогнейсового пояса.



**Рис. 19.** Глубинный разрез по профилю "0" МОВЗ-ГСЗ

Слои земной коры и мантии: 1- вулканогенно-осадочный; 2- гранитно-метаморфический (а- гнейсосланцевый, б- эклогит-амфиболитовый комплексы); 3- гранулит-базитовый; 4- верхняя мантия (до глубины 60-70 км); 5- точки обменов волн землетрясений: а- продольных, б- поперечных волн; 6- глубинные границы раздела (в том числе М и К); 7- разломы: а- глубинные подтвержденные МОВЗ-ГСЗ, б- прочие; 8- граниты перемещенные; 9- графики физических полей: а- остаточных аномалий  $\Delta g$ , б- аномалий  $\Delta Ba$ .

В целом для Теренколь-Драгомировского пояса количественными расчетами установлено, что положительные гравитационные аномалии обусловлены образованиями повышенной плотности, расположенными на глубине от 0,5 до 6-8 км и отождествляемыми нами с эклогит-амфиболитовым комплексом пород зерендинской серии. Как для Златогорско-Желтауского, так и

для Теренколь-Драгомировского поясов, имеются расхождения данных о глубине распространения фемических комплексов. По сейсморазведке "корни" поясов достигают 40 км, а по гравиразведке - только 6-8 км. Более достоверными являются материалы сейсморазведки, поскольку гравиразведка обладает ограниченными возможностями в определении глубины до нижних кромок (подошвы) аномалиеобразующих объектов.

Из приведенных данных видно, что геологическая природа аномалий Златогорско-Желтауской и Теренколь-Драгомировской полос близкая. Отличием Теренколь-Драгомировского пояса является то, что он частично перекрыт образованиями Восточно-Кокшетауского наложенного приразломного вулканического прогиба, далеко проникавшего в Кокшетауский террейн со стороны Степнякской синформы. Возможно, что зона глубинного разлома, с которой связано формирование древних вулканических комплексов, активизировалась в раннем палеозое, обеспечив мощное проявление мантийного магматизма: внедрение расслоенных интрузий основного - ультраосновного состава, интрузий габбро-перидотитовой формации, щелочных ультраосновных пород, базальтового и андезибазальтового вулканизма.

Юго-восточная часть Теренколь-Драгомировского пояса как бы разрушена в результате роста Боровско-Макинского ГГК. Отдельные фрагменты пояса сохранились в качестве негранитизированных останцов в апикальной части (Северо-Атансорский, Мамайский, Урумбайский, Карасуский блоки, частично перекрытые перемещенными интрузиями крыккудукского комплекса) и по периферии купола (Келеншикский, Шолаксорский блоки). В районе пос. Аксу Теренколь-Драгомировский пояс примыкает к Аксу-Целиноградскому поясу.

*Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский пояс* также фиксируется полосой остаточных положительных аномалий  $\Delta g$ ; прослеживается в южной части Кокшетауского террейна в широтном направлении на расстоянии свыше 250 км при средней ширине около 30 км (рис.20). Пояс разорван на отдельные блоки, смещенные северо-восточными разломами: Дальненский, Дубровский, Рухловский, Максимовский, Жаманжол-Суворовский, Наумовский. В плане пояс имеет форму сигмоиды. Изогнутая форма отдельных отрезков пояса обусловлена его деформацией при боковом давлении, связанном с ростом гранито-гнейсовых куполов. Отвечающие поясу аномалии силы тяжести характеризуются максимальной интенсивностью в его западной части. Эта часть аномальной полосы протяженностью около 150 км включает три максимума: Дальненский, Дубровский и Рухловский. К юго-востоку от р. Кутунгуз полоса аномалий меняет свою ориентировку с субширотной на юго-восточную, огибая западный контакт Зерендинского гранито-гнейсового купола. Интенсивность аномалий снижается, а непрерывность полосы нарушается двумя ортогональными зонами минимальных значений поля силы тяжести, включающими Михайловский и Кутунгузский минимумы в первой зоне, Краснополянский и Полтавский - во второй.



**Рис. 20. Полоса аномалий, отражающая положение в плане и внутреннее строение Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса**

1 – границы средне-верхнепалеозойских наложенных впадин; части полосы аномалий  $\Delta g$  ост., соответствующие блокам пояса: I – Дальненскому, II – Дубровско-Рухловскому, III – Максимовскому, IV – Жаманжол-Суворовскому; локальные минимумы  $\Delta g$  ост.: 1 – Тассаринский, 2 – Кутунгузский, 3 – Краснополянский. Остальные условные обозначения см. на рис. 15.

Восточная часть Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауской полосы образована сочленением двух серповидных аномалий - Жаманжол-Суворовской, выпуклой стороной обращенной к юго-востоку, и Наумовской, обращенной к востоку. Общая протяженность этих аномалий превышает 130 км, средняя ширина - около 20 км. Первая из них обрамляет с юга и востока Зерендинский купол, вторая - с юго-запада Боровско-Макинский купол.

Наиболее глубокий эрозионный срез пояса также наблюдается в его западной части, отмечаемой Дубровской и Рухловской аномалиями. Здесь на поверхность выведены отложения эклогит-амфиболитового комплекса зерендинской серии и расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов златогорского комплекса (Дубровский массив), которым отвечают эпицентры аномалий. Выходы эклогитоподобных пород наблюдаются по р. Акканбурлук у пос. Красново и Привольный, где они образуют цепочки линзовидных тел размером до первых метров, "будины", "закатыши" среди слюдястых сланцев, в зоне широтного глубинного разлома. Эклогиты резко выделяются среди сланцев структурной обособленностью, внешним обликом и высокими значениями плотности. Если плотность слюдястых сланцев не превышает  $2,78 \text{ г/см}^3$ , то для эклогитоподобных пород она равна  $3,0-3,28 \text{ г/см}^3$ . Эклогитоподобные породы большей частью нацело амфиболитизированы, омфацил замещен роговой обманкой. О принадлежности этих пород к эклогитам дает основание полагать (кроме их характерных структурных форм) присутствие в них типоморфного рутила, окрашенного в золотистые тона. К Рухловскому блоку тяготеет также выход вулканических пород гаршинской серии у с. Салтынокль. Остальная часть пояса перекрыта терригенными толщами раннего палеозоя, наземными вулканическими образованиями раннего-среднего девона и существенно терригенными отложениями квазиплатформенного этажа (среднего-позднего девона-перми), слагающими северный борт Тенизской впадины. Выходы докембрия наблюдаются также вдоль южного контакта Зерендинского ГТК (Жаманжол-Суворовское поднятие).

Согласно расчетам, структура пояса характеризуется асимметричным поднятием поверхности эклогит-амфиболитового комплекса амплитудой до 3-4 км с крутопадающим ( $80-90^\circ$ ) северным крылом и более пологим - южным. Ядерная

часть поднятия частично перекрыта менее плотными породами кууспекской и шарыкской свит мощностью до 2 км.

По данным сейсморазведки (МОВЗ-ГСЗ), Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский пояс в отличие от других поясов характеризуется поднятиями сейсмических границ не только в земной коре, но и в верхней мантии - до глубины 50-60 км (рис. 21). В поперечном сечении это брахикупола, амплитуда которых в земной коре достигает 5 км, а в верхней мантии - 10 км. Поверхность К располагается на глубине 22 км, а М - на глубине 40-50 км. Гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый слои умеренно расслоенные, поверхности М и М<sub>1</sub> погружаются в северном направлении.

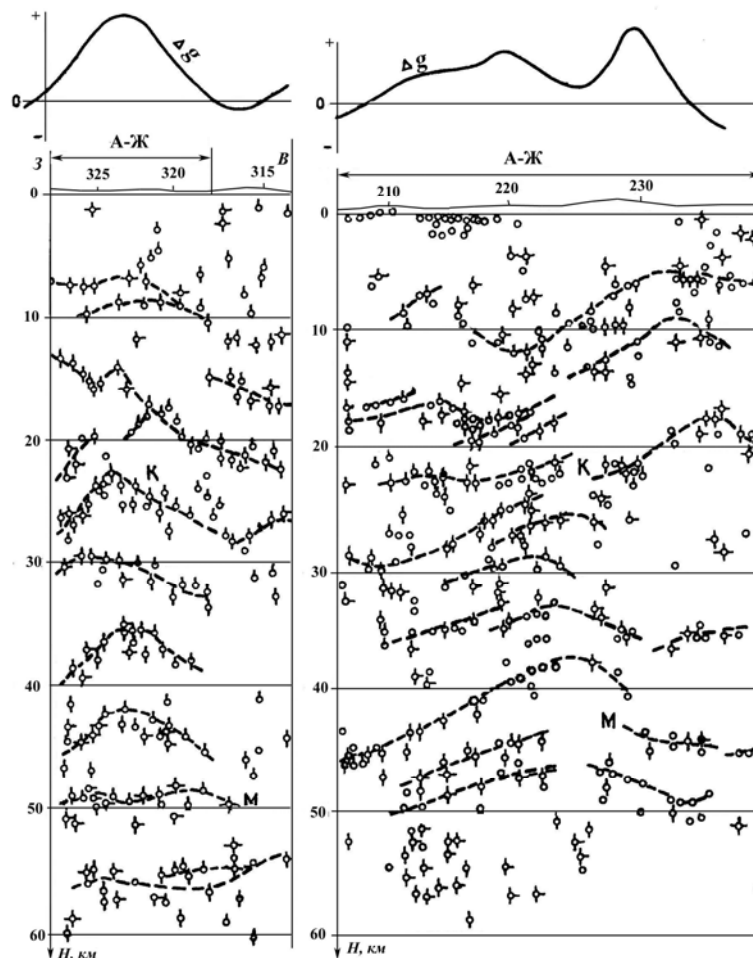


Рис. 21. Поперечные глубинные разрезы Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса (масштаб горизонт. : вертикаль = 1:2)

Условные обозначения см. на рис. 16.

В итоге, полосы линейных положительных аномалий силы тяжести, соизмеримые в плане с эклогит-гранулитогнейсовыми поясами, характеризуют линейные блоки Кокшетауского массива с преобладающим меланократовым составом и, соответственно, высокой плотностью слагающих их пород. В местах глубокого эрозионного среза поясов они представлены многочисленными мелкими телами эклогитов, пироповых перидотитов (серпентинитов), пироповых пироксенитов, гранатовых амфиболитов, чарнокитов, габбро-друзитов, габбро-амфиболитов, гранат-пироксеновых, пироксеновых, полевошпат-пироксеновых, ортоклаз-цоизитовых пород, гранито-гнейсами и мигматитами. Эти образования,

отождествляемые нами с эклогит-амфиболитовым комплексом пород зерендинской серии и шингаревской свиты, либо выходят на поверхность, либо приближаются к ней.

Многочисленные материалы сейсморазведки свидетельствуют о том, что эклогит-гранулитогнейсовым поясам в земной коре соответствуют крутопадающие колонны базитового (базит-гипербазитового?) вещества, прослеживающиеся до 40 и даже до 60 км, т.е. уходящие корнями в верхнюю мантию. На этом основании можно предположить, что выделенные по геофизическим данным глубинные структуры формировались вдоль ветвей глубинного разлома, функционировавшего с раннего протерозоя. В это время внедрялись расплавы основного состава, магматические продукты которых преобразовывались в тела эклогитов и эклогитоподобных пород, а также интрузии (протрузии?) альпинотипных гипербазитов. В кембрии-силуре разломы также служили проводниками расплавов основного и ультраосновного состава, давших многочисленные, в разной степени дифференцированные плутонические и вулканические комплексы.

*Аксу-Целиноградский и Бестюбинский пояса* выявлены на основании геологической интерпретации полос остаточных положительных аномалий силы тяжести, характеризующих площадь восточнее Аксу-Целиноградского разлома (см. рис.14). Полосы аномалий прослеживаются в близмеридиональном и северо-восточном направлениях на протяжении 600-220 км при ширине от 20 до 50 км. Специфика геологической интерпретации аномалий обусловлена тем, что рассматриваемые пояса составляют основание ранних каледонид Ерментау-Ниязской складчатой системы. Ей присущи относительно слабый эрозионный срез, ограниченные выходы пород основания, широкое распространение базальтов раннего-среднего кембрия, выходящих на эрозионный срез в ядрах крупных антиформ, умеренные мощности перекрывающих аргиллитокремнистых, карбонатных и терригенных комплексов позднего кембрия-ордовика, общий высокий уровень аномального гравитационного поля. Зоны активной вулканической деятельности в кембрии фиксируются максимумами силы тяжести.

В Ерментау-Ниязскую систему включен глубокоэродированный *Ишкеольмесский террейн* (50×20 км), в котором породы фундамента выходят на эрозионный срез. Это останец микроконтинента в составе ордовикской палеоостроводужной системы. С запада он ограничен Аксу-Целиноградским разломом (Абдулкабирова, 1988); с востока - Бестюбинским. По составу блок неоднороден: помимо выступов докембрийского фундамента (Шингаревский, Кусакский, Сармантайский), присутствуют структуры, сложенные офиолитовой ассоциацией пород кембрия-раннего ордовика. По-видимому, краевые части Ишкеольмесского блока в кембрии вовлекались в погружение и входили в Ерментауский океанический бассейн. Раннепалеозойские офиолитовые комплексы (Є-О<sub>1</sub>) представлены кремнисто-спилит-диабазовыми толщами, нижние части разреза которых сложены габброидами, амфиболизованными диабазами, редко - ультрамафитами и плагиогранитами. Для этого времени характерны интенсивные надвиговые дислокации, дробление, расчешуивание и смятие пород, формирование олистостром вблизи фронтальных частей надвигов.

Средне-позднеордовикские комплексы на площади Ишкеольмесского блока маломощные, флишоидного строения, с олистостромами, а в его восточной части - контрастные кремнисто-вулканогенные. Южная часть блока характеризуется покровно-складчатым строением: на флиш и морскую молассу автохтона с востока надвинута серия аллохтонных чешуй, сложенных смятыми толщами кембрия и ордовика, перекрытых пестроцветной молассой силура.

Структурная перестройка Ишкеольмесского блока, особенно его южной части, связана с развитием в ордовике широтных и юго-западных разломов в режиме левосторонних сдвиг-надвигов. В процессе активизации в зонах разломов формировались флексурные изгибы компетентных слоев ордовикских флишоидных толщ, контролирующей локализацию оруденения (Абдулкабирова, 1971).

Наиболее ранние образования Ишкеольмесского блока (степногорская толща, >500 м) условно отнесены к архею и представлены кордиерит-биотит-гранатовыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кальцифирами, кварцитами. Выше несогласно залегают образования шингаревской и осакаровской свит, условно относимые к раннему протерозою. Шингаревская свита (2000 м) сложена плагиогнейсами, слюдяно-плагиоклазовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами, осакаровская свита (300-700 м) - альбит-мусковит-хлорит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами.

Отложения рифея-венда включают тонгабайскую свиту (кварциты, кварц-мусковитовые сланцы мощностью 700 м,  $R_3^1$ ), баимбетскую (песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, известняки, доломиты, 1200 м,  $R_3-V$ ), и ишкеольмесскую (алевролиты, кремнистые алевролиты, аргиллиты, яшмы, фтаниты, углеродисто-кремнистые аргиллиты, песчаники, 1000 м, V).

Кембрий в пределах Ишкеольмесского блока охарактеризован всеми тремя отделами (акжарская, урумбайская, шункыращинская свиты), хотя разрезы их чаще всего не полные. Разрез кембрия на отдельных участках наращивается образованиями ордовика (аксайская, сазинская, ирадырская, зорьевская, уштоганская, лидиевская, майлисурская, бестюбинская свиты), раннего силура и раннего девона.

Вскрытые метаморфиты докембрия Ишкеольмесского блока существенно кислые по составу. В то же время в гравитационном поле блок фиксируется высокими значениями силы тяжести, что указывает на меланократовый средний состав метаморфических образований.

К северу и югу от Ишкеольмесского блока фиксируются погруженные останцы докембрийского фундамента, составляющие продолжение указанного блока. В гравитационном поле им также соответствуют аномалии положительного знака, но меньшей интенсивности, в сравнении с Ишкеольмесской аномалией.

В пределах Ерментауской полосы аномалий северо-восточного направления выходы пород фундамента отсутствуют. Остаточная положительная аномалия  $\Delta g$  отчетливо совпадает в плане с выходами вулканических пород ерментауской серии.



Таким образом, Аксу-Целиноградский и Бестюбинский пояса расположены в основании раннекаледонских складчатых структур, глубоко погружены и переработаны. В Ишкеольмесской зоне, где фундамент относительно приподнят, гравитационные аномалии отражают внутреннюю структуру метаморфического пояса. Большинство кембрийских вулканических прогибов наследовало близмеридиональный структурный план пояса. Подчиненную роль играют вулканические прогибы, контролируемые Атансорским разломом северо-западного направления и его ветвями. В этом случае можно разделить гравитационное влияние метаморфических пород основания и наложенных кембрийских вулканитов.

На западе эклогит-гранулит-гнейсовые пояса Кокшетауского массива ограничены Булаевским разломом, входящим в Ишимскую систему глубинных разломов северо-восточного направления. Ишимская система – это диагональная ветвь еще более крупной трансрегиональной Байконур-Ишимской зоны разломов, ограничивающей Тениз-Кокшетауское докембрийское сводовое поднятие с запада. Она прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии свыше 1000 км при ширине 50-70 км, затем подворачивает в юго-западном (тяньшаньском) и северо-восточном (ишимском) направлениях. По существу она сформирована вдоль западной пассивной окраины Казахстанского континента, развивавшейся с позднего протерозоя по рифтогенному типу.

К западу от Булаевского разлома в гравитационном поле выделяются три региональные линейные полосы положительных аномалий – Юдинско-Актаская, Приишимская, Дмитриевская. Их природа увязывается с комплексами пород протерозоя, метаморфизованными в зеленосланцевой фации.

*Юдинско-Актаский, Приишимский и Дмитриевский пояса ориентированы в северо-восточном направлении и торцово причленяются на северо-востоке к поясам Кокшетауского массива, на юго-западе – к меридиональному поясу Улытау. Комплексы пород меланократового основания здесь на поверхность не выведены, но согласно расчетам аномалий  $\Delta g$  фиксируются на глубине 1 км и глубже. По данным МОВЗ-ГСЗ, эти три структуры характеризуются повышенной расслоенностью земной коры, поднятиями поверхности гранулит-базитового слоя и поверхности М. Являются ли указанные пояса самостоятельными, или это смещенные по зоне Булаевского разлома части поясов Кокшетауского массива – не ясно. Дугообразная форма поясов Кокшетауского массива и сопряжение структур близширотного кокшетауского и северо-восточного ишимского направлений свидетельствуют в пользу последнего. Как и в Кокшетауском массиве, пояса Ишимского блока разделены зонами глубинной гранитизации и крупными перемещенными массивами гранитоидов. Для них характерны ярко выраженные линейные формы; концентрически зональные структуры, свойственные классическим гранито-гнейсовым куполам, здесь отсутствуют. Пояса Ишимского блока по своей характеристике более сходны с зеленокаменными поясами Улытау, изученными и описанными С.Г. Токмачевой, Н.С. Ярославцевой (1989, 1990). М.А. Абдулкабировой (1975) высказано предположение, что разломы Ишимской системы разделяют два блока докембрия: изометричный Кокшетауский, метаморфизованный в амфиболитовой фации и линейный Ишимский – в зеленосланцевой фации.*

В литературе последних лет (2000-2005 гг.) приведен обширный материал по характеристике геологической природы гранит-зеленокаменных формирований в областях докембрийской складчатости.

А.К. Соколовским, А.К. Корсаковым, В.Я. Федорчуком (2000) выделяются три генетических типа зеленокаменных поясов: плюм-тектонический, переходный и плейт-тектонический, которые различаются и своей металлогенией. Пояса плюм-тектонического типа (3,8-3,3 млрд. лет) формировались на протокоре базитового типа под воздействием мантийных плюмов. В итоге возникали гранит-зеленокаменные протоконтиненты. Пояса этого типа отличаются низкой продуктивностью и рассредоточенным оруденением золота, железистых кварцитов, барита. Источником рудных компонентов служила недеплетированная мантия [119].

Пояса переходного типа (3,2-2,6 млрд. лет) формировались в начальный период проявлений тектоники плит с зонами океанического спрединга и субдукции океанической коры у окраин гранит-зеленокаменных протоконтинентов. В их строении участвуют структурно-вещественные комплексы островных дуг, задуговых бассейнов и аккреционных зон. Основным источником рудных компонентов оставалась мантия, при подчиненном значении корового источника. Слабая деплетированность позднеархейской мантии, мощная океаническая кора, обогащенная рудообразующими элементами, и длительная ее субдукция обеспечили высокую рудоносность поясов этого типа, а возросшая мощность континентальной литосферы способствовала дифференциации магматических расплавов в промежуточных очагах, ремобилизации и концентрированию рудных элементов. Для поясов переходного типа характерны крупные и уникальные месторождения золота, железистых кварцитов, сульфидных медно-никелевых, медно-колчеданных и медно-цинковых колчеданных руд.

Зеленокаменные пояса плейт-тектонического типа (2,5-1,6 млн. лет) закладывались как рифтогенные структуры на континентальной коре и развивались в соответствии со стадиями цикла Уилсона, что обусловило их сложное строение и совмещение в пространстве месторождений разных геодинамических обстановок. Источник рудных компонентов на разных стадиях развития имел мантийное, ниже- и верхнекорое происхождение. Более деплетированная раннепротерозойская мантия и меньшая степень ее плавления (что отразилось в отсутствии коматиитов), меньшая продолжительность спрединга и субдукции в ограниченных океанических бассейнах обусловили меньшее поступление рудных компонентов из мантии, а интенсивные деформации, гранитоидный магматизм и метаморфизм способствовали ремобилизации первичных внутрикоровых их концентраций. Поэтому такие пояса отличаются наиболее разнообразной рудной минерализацией и комплексными рудами. Важное значение имеют месторождения железистых кварцитов, медно-никелевых руд с минералами платиновой группы, весь набор колчеданных месторождений, меньшее - порфиоровые, медно-молибденовые, редкометалльные, урановые и золоторудные месторождения [119].

По классификации А.К. Соколовского и др., гранит-зеленокаменные пояса Северного Казахстана следует относить к третьему типу. Среди метавулканитов этих поясов отсутствуют коматииты; первичные основные вулканиты

представляли собой толеитовые базальты континентального типа. Характерна высокая степень метаморфизма слагающих пояса пород: основные вулканы превращены в амфиболиты, местами – в эклогиты и эклогитоподобные породы, гранулиты. Породы зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах поясов практически отсутствуют; здесь широко представлены образования амфиболитовой и, в меньшей мере, гранулитовой фаций. Аналогичная высокая степень метаморфизма пород наблюдается в провинции Ийлгарного ядра Западно-Австралийского щита. Здесь основная часть вулканогенно-осадочных пород серии калгурли-ийлгарн метаморфизована в фации зеленых сланцев, а в западной части пояса основные эффузивы преобразованы в амфиболиты, гранулиты и чарнокиты. Поэтому пояса Северного Казахстана, называемые нами эклогит-гранулит-гнейсовыми, безусловно, принадлежат группе классических зеленокаменных поясов, но претерпевших еще более высокую степень метаморфизма. В гранит-зеленокаменных областях, испытавших многократную тектоно-магматическую активизацию, в зонах ультраметаморфизма и гранитизации концентрации металла большей частью уничтожаются. На заключительной регрессивной стадии формирования гранито-гнейсовых куполов происходит их перераспределение и концентрация в пограничных мобильных зонах, крупных глубинных разломах, зонах рассланцевания и милонитизации. Ведущими металлами для Кокшетауского массива являются Au, U, Sn, алмазы.

**Гранито-гнейсовые купола, линейные зоны гранитизации.** В структурно-парагенетическом единстве с эклогит-гранулит-гнейсовыми поясами находятся пояса гранито-гнейсовых пород и гранито-гнейсовых куполов (см. рис. 2). В гравитационном поле такие области характеризуются линейными полосами отрицательных аномалий высокой интенсивности, усложненных локальными минимумами. Последние четко фиксируют положение массивов перемещенных гранитов в ядрах куполов. Морфология областей развития гранито-гнейсовых куполов в близповерхностном сечении существенно иная. При своем росте гранито-гнейсовые купола (ГГК) "захватывают" и прилегающие части блоков меланократового состава, "раздвигая", либо перерабатывая их.

В Северном Казахстане выделяется несколько линейных зон гранитизации (ЛЗГ): Антоновско-Кылшиктинская, Золотоношско-Зерендинская. Богодуховско-Алаботинская. Они занимают около 70 % площади Кокшетауского массива и его обрамления. Первая зона разделяет Теренколь-Драгомировский и Златогорско-Желтауский, а вторая зона - Златогорско-Желтауский и Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский эклогит-гранулит-гнейсовые пояса.

Области развития гранито-гнейсовых куполов сложены в разной степени гранитизированными кристаллическими сланцами, гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами. ГГК нередко группируются в мегакупола, размещение которых подчеркивается гигантскими кольцевыми космоструктурами. С фрагментами таких структур совпадают региональные дугообразные и полукольцевые гравитационные и магнитные аномалии. Наиболее значительные из них - Зерендинская и Боровско-Макинская. Первая имеет форму правильной окружности диаметром до 100 км, вторая - эллипса 80×100 км.

Большинство ГГК в Казахстане до последнего времени не были известны. Интерпретация аномалий гравитационного поля позволила выявить часть этих

структур. Многие из них подтверждены сейсморазведкой. Скрытые купола выделены на основе моделирования глубинных разрезов, а также геофизических признаков, сформированных на примерах детально изученных вскрытых ГГК, таких как Зерендинский, Алаботинский, Боровско-Макинский.

Наиболее характерными признаками ГГК являются следующие.

В гравитационном поле им соответствуют минимумы силы тяжести высокой интенсивности, поскольку их формирование протекало в условиях гранитизации субстрата и сопровождалось увеличением объема гранитизируемых пород при соответственном уменьшении их плотности. Гравитационные аномалии, отмечающие ГГК, чаще всего имеют кольцевую форму с радиусом кольца от 30 до 70 и более километров, реже овальную, удлинённую, что обусловлено морфологией куполов и особенностями их глубинного строения. Внешняя часть кольца, образованная локальными минимумами  $\Delta g$ , отвечает гранито-гнейсовому субстрату купола и массивам перемещенных гранитов, сформированных в этом субстрате. Внутренняя часть кольца представлена локальными максимумами  $\Delta g$ , отвечающими негранитизированным останцам исходного субстрата, перемещенного в апикальные части ГГК. Наличие негранитизированных ядер в составе ГГК ранее никем не отмечалось, хотя они характерны почти для всех известных куполов. Так, в Зерендинском ГГК - это Цуриковский блок, в Боровско-Макинском - блоки мигматизированных амфиболитов и т.д.

В куполах, детально изученных сейсмическими методами (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ), внутренняя часть характеризуется исчезновением границ отражений и обменов сейсмических волн; фиксируется лишь подошва ГГК и негранитизированного останца. Первая размещена в гранитно-метаморфическом слое ЗК и имеет форму воронки, краевая часть которой фиксируется на глубине 4-5 км, а центральная - 15-16 км; вторая характеризуется конусообразной формой. Вершина конуса обращена вниз и погружена на глубину 7-9 км, края выведены на поверхность.

Важным классификационным критерием скрытых ГГК является интенсивность минимумов силы тяжести, размер и интенсивность локальных максимумов  $\Delta g$ .

В магнитном поле ГГК проявлены неодинаково, в зависимости от глубины их эрозионного среза. Глубоко вскрытые купола или части куполов отмечаются общим снижением интенсивности поля и отрицательными аномалиями по периферии куполов, обусловленными разложением и выносом ферромагнитных минералов в процессе метаморфизма. Останцы негранитизированных пород в центре куполов выделяются положительными аномалиями. Если ГГК перекрыты вулканитами среднего и основного состава, то присутствующие в надинтрузивных зонах перемещенных гранитов железосодержащие минералы перекристаллизуются в магнетит. В этих случаях краевые части куполов отмечаются положительными магнитными аномалиями, а центральные – отрицательными. На аэрофото- и космоснимках ГГК нередко соответствуют кольцевые структуры. Однако использовать этот признак для выделения скрытых куполов уверенно нельзя, поскольку существует множество сходных по форме и

размерам в плане кольцевых структур неустановленной природы, но заведомо не отвечающих ГГК.

Опираясь на классификацию Ф.А. Летникова [81], выделены три типа ГГК, формировавшихся в разных условиях: в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма при ограниченном развитии процессов плавления (I), в породах амфиболитовой фации с незавершенным (II) и завершенным (III) расплавлением гнейсов и образованием перемещенных гранитов с реликтами тневых гнейсовых структур.

*Антоновско-Кылшиктинская область гранитизации* наиболее значительна по площади. Она занимает северо-восточную часть Кокшетауского массива. Ее западная часть представлена Антоновским ГГК, разграничивающим Теренколь-Драгомировский и Златогорско-Желтауский пояса. Расположенный восточнее Боровско-Макинский ГГМК соединяет воедино две линейные зоны гранитизации: Антоновско-Кылшиктинскую и Золотоношско-Зерендинскую.

*Антоновский ГГК* обнажен слабо и установлен, главным образом геофизическими методами. По данным дешифрирования аэрофотоснимков он выделяется кольцевой структурой. Соответствующая куполу отрицательная гравитационная аномалия по форме в плане близка к треугольнику с размером сторон 30×50×60 км. Характеризуемая аномалией площадь более чем на 80 % сложена разновозрастными гранитоидами. Эпицентрами отрицательных аномалий второго порядка фиксируются массивы перемещенных гранитов: Лавровский, Антоновский, Шоккарагайский и др. В строении Антоновского ГГК участвует гнейсовый и амфиболито-гнейсовый субстрат зерендинской серии, прорывающие его габбро-диориты, гранодиориты и граниты позднего ордовика-раннего силура (Антоновский), граниты орлиногорского комплекса (Легаевский, Лавровский, Шоккарагайский массивы). Вмещающие породы представлены углеродисто-глинистыми сланцами шарыкской и кварцитами кокчетавской свит. Форма купола обусловлена тектоническим каркасом, образованным прилегающими блоками пород эклогит-гранулит-гнейсовых поясов, а также Булаевской и Саумалкольской зонами разломов. Наименьшей плотностью обладают граниты Лавровского, Легаевского и Шоккарагайского массивов. На этом основании можно предполагать, что гравитационная аномалия связана с лейкократовыми гранитами, в большом объеме присутствующими на глубине, в ядре купола. При отрицательной избыточной плотности гранитов, равной  $0,10 \text{ г/см}^3$ , максимальная вертикальная мощность (7 км) установлена для восточной части купола, минимальная (4 км) - для западной. Контакты купола с глубины 0,5-1,0 км имеют обратное падение. Углы падения северо-восточного контакта крутые ( $60-70^\circ$ ), южного и северо-западного - пологие ( $45^\circ$ ).

По материалам МОВЗ-ГСЗ, ложе Антоновского ГГК в восточной части фиксируется на глубине 13 км, в западной - на 6 км. В интервале глубин от 18 до 30 км устанавливаются прогибы глубинных границ амплитудой до 5 км.

*Боровско-Макинский мегакупол (ГГМК)* характеризуется овальной в плане формой. В гравитационном поле ему соответствует отрицательная аномалия кольцевой формы. В строении купола наряду с гранитами, гранито-гнейсами и гнейсами присутствуют метаморфические породы амфиболитовой и эпидот-

амфиболитовой фаций метаморфизма. По размерам Боровско-Макинский ГГМК одного порядка с Зерендинским. От последнего он отделяется Жамантузским разломом. Локальный максимум  $\Delta g$  в центре отрицательной кольцевой аномалии отвечает Кулетскому блоку Златогорско-Желтауского пояса.

Входящий в состав мегакупола *Боровский массив* лейкократовых гранитов хорошо обнажен. Отвечающий ему гравитационный минимум соответствует площади сечения массива на поверхности (16×12 км). В разрезе массив имеет форму усеченного конуса, резко сужающегося в прикорневой части до 4×4 км. *Жукейский массив* имеет сходную геофизическую характеристику. Его вертикальная мощность равна 7 км, контакты падают к центру интрузии. *Макинскому массиву* соответствует самая интенсивная отрицательная аномалия  $\Delta g$ . Средняя вертикальная мощность массива составляет 6 км, максимальная – 10 км. Его северный контакт до глубины 4 км полого падает к югу. Перечисленные массивы можно рассматривать в качестве "дочерних" гранито-гнейсовых куполов высокого порядка, усложняющих Боровско-Макинский мегакупол.

Глубинное строение Боровско-Макинского ГГМК, по данным МОВЗ-ГСЗ, имеет некоторое сходство с Зерендинским ГГМК. Его вертикальная мощность в среднем составляет 5-9 км. В этом интервале характерно отсутствие сейсмических границ. Наибольшая мощность мегакупола (12-18 км) отмечается в Макинском и Южно-Макинском куполах второго порядка. В целом перемещенные граниты занимают не более 20 % объема мегакупола и сосредоточены в его юго-восточной части.

Различия в геофизической характеристике Зерендинского и Боровско-Макинского мегакуполов отражают разные стадии их эволюции. Зерендинский мегакупол формировался в центральной части Кокшетауского массива и претерпел более полную гранитизацию. Боровско-Макинский ГГМК принадлежит гранито-гнейсовым куполам II типа (по Ф.А. Летникову), поскольку процесс расплавления гнейсов на глубине прошел в относительно ограниченном объеме.

Интенсивно развитый гранитоидный магматизм охватывает не только области гранитизации, но и краевые части межкупольных пространств. На границе Теренколь-Драгомировского пояса и Антоновско-Кылшиктинской области формирования ГГК располагаются *Теренкольский, Кокчетавский и Алтыбайский массивы гранитоидов*, образующие единую дугообразную полосу протяженностью 60 км и шириной до 10-14 км. Размещение их контролируется Алексеевским, Донгульгашским и Кокчетавским разломами северо-западного направления. В составе массивов, особенно Алтыбайского, большой объем занимают породы с высокой плотностью: габбро (2,94 г/см<sup>3</sup>), габбро-диориты (2,85 г/см<sup>3</sup>), диориты (2,79 г/см<sup>3</sup>), кварцевые диориты (2,73 г/см<sup>3</sup>), гранодиориты (2,64 г/см<sup>3</sup>), но на фоне образований эклогит-амфиболитового комплекса они выделяются отрицательными аномалиями силы тяжести слабой интенсивности. Локальные максимумы высокого порядка отмечают тела габбро-диоритов и диоритов, а минимумы – гранитов. Индуктивная намагниченность пород меняется от 0 до  $2500 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Максимальные значения характерны для гибридизированных разностей – диоритов, кварцевых диоритов. В связи с этим



массивы хорошо проявлены в магнитном поле положительными аномалиями интенсивностью до 1000 нТл.

*Теренкольский массив*, сложенный диоритами, гранодиоритами и гранитами, ориентирован в близширотном направлении. Специфической особенностью является локализация диоритов в виде широтной полосы в центральной части массива, которой в гравитационном и магнитном полях соответствуют линейные интенсивные положительные аномалии. Наибольшая мощность тел диоритов 3 км, гранодиоритов - 1 км.

*Кокчетавский массив* площадью сечения 12×6 км фиксируется отрицательным минимумом силы тяжести изометричной формы. Интенсивность магнитного поля в Кокчетавском массиве в сравнении с Алтыбайским (+1000 нТл) снижается до +100 нТл. И только южный и восточный контакты выделяются аномалиями интенсивностью до +500 нТл. Массив тяготеет к узлу пересечения Васильковско-Березовского разлома северо-восточного направления и Донгульгашского – северо-западного. По результатам количественной интерпретации наибольшая мощность его колеблется от 3 до 4 км. Северный и восточный контакты массива крутые (70-90°), южный и западный – пологие (35-45°).

Кокчетавский гранитный массив опробовался на определение флюидной фазы. Установлено, что количество общей флюидной фазы (1,8 мл/г) и воды (17,0 мл/г) велико. Содержание восстановленных газов небольшое (0,16 мл/г); специализация флюида ярко выраженная водородная ( $K_H=18-20$ ); содержание азота 0,44 мл/г; окисленность углеродной составляющей флюида средняя (0,18). По составу флюидной фазы Кокчетавский массив сопоставляется с орлиногорскими гранитами в краевых частях ГГК, в стороне от активных зон, проводящих потоки восстановленных мантийных флюидов.

Центральная часть Златогорско-Желтауского эклогит-гранулитогнейсового пояса прорывается *Орловским массивом* гранитоидов. Проявление последнего в геофизических полях близко таковому для Алтыбайского массива. В строении Орловского массива также участвует сложный комплекс пород от габбро-диоритов до гранитов, плотность которых соответственно меняется от 2,86 до 2,58 г/см<sup>3</sup>. В поле силы тяжести на фоне положительной аномалии, обусловленной породами фундамента с высокой плотностью (2,75-2,80 г/см<sup>3</sup>), Орловский массив отмечается незначительным снижением интенсивности поля. Средняя плотность пород интрузии мало отличается от рассчитанной плотности комплекса основания Златогорско-Желтауской зоны (2,80 г/см<sup>3</sup>), т.е. массив на глубине сложен породами, близкими по составу габбро-диоритам и диоритам. О размерах Орловской глубинной магматической структуры можно судить по площади отвечающей ей положительной аномалии регионального магнитного поля. Размеры и интенсивность последней позволяют предполагать, что нижняя кромка Орловского дифференцированного интрузива расположена на глубине свыше 5 км, т.е. вмещающей средой для нее является эклогит-амфиболитовый комплекс основания. Интрузив прорывает *Златогорский плутон* перидотит-пироксенитового состава и, в свою очередь, пересекается лейкократовыми гранитами золотоношского комплекса Аиртауского массива. Несмотря на то, что

последний сложен породами относительно низкой плотности ( $2,54-2,59 \text{ г/см}^3$ ), отрицательной гравитационной аномалии он не вызывает. Таким образом, для гранитоидов Орловского массива, по-видимому, характерно широкое взаимодействие на глубине с породами фемического состава, о чем свидетельствуют его более основной петрологический состав и интенсивная намагниченность пород, характерная для гибридных разностей интрузивных пород.

*Жанатобинский ГГМК*, ориентированный в близмеридиональном направлении, расположен в структурах основания Степнякской синформы. Этот гранито-гнейсовый мегакупол как бы внедряется в юго-восточную часть Теренколь-Драгомировского пояса и расчленяет его на две части: западную - Аксу-Целиноградскую и восточную - Келеншик-Сарытаускую. В его состав входят Крыккудукский, Яблоново-Итейменский и Буландино-Аккольский массивы гранитоидов крыккудукского комплекса, соединяющиеся на юге и образующие полукольцевую магматическую структуру. По геофизическим данным, в составе мегакупола также выделяются останцы слабо гранитизированного метаморфического субстрата с преимущественно меланократовым составом пород (Мамайский, Карасуский, Жамбайсорский), которые фиксируются максимумами  $\Delta g$  в центральной части отрицательной кольцевой аномалии. Они сложены комплексом метаморфических пород – плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами и др. По степени зрелости Жанатобинский мегакупол сопоставим с Боровско-Макинским. С поверхности в его составе (в качестве перемещенных массивов) преобладают тоналиты и гранодиориты крыккудукского комплекса. Широко развиты гибридные разности пород. Поскольку большая часть массивов крыккудукского комплекса отмечается локальными отрицательными аномалиями  $\Delta g$ , есть основания полагать, что в составе интрузивных тел на глубине 70-80 % объема занимают граниты со средней плотностью  $2,60 \text{ г/см}^3$ . Правомерно предполагать, что большой объем гранитных масс крыккудукского комплекса обусловлен гранитизацией метаморфических пород докембрия, а субсогласные со складчатыми структурами плитовидные тела сложены уже перемещенными телами гранитоидов.

*Крыккудукский массив* имеет форму уплощенного гарполита, вытянутого параллельно Аксу-Целиноградскому глубинному разлому на 140 км при ширине от 10 до 20 км. Нижняя кромка интрузивного тела расположена на глубине 2 км, а в пределах подводящих штоков – на глубине свыше 6 км. Таких штоков шесть. Площадь их сечения от 25 до 300 км<sup>2</sup>. В целом Крыккудукский плутон представляет собой комбинацию крутопадающих штоков с пологим плитовидным телом. Объем плутона резко уменьшается в северном направлении. Если мощность плитовидного тела на юге достигает 3-4 км, то на севере она сокращается до 1,5 км. В центральной части массива, в эрозионном "окне", на поверхность выступают плагиогнейсы докембрия и габброиды кумайского комплекса.

*Яблоново-Итейменский массив*, ориентированный в северо-западном направлении, также представляет собой уплощенное тело с двумя крутопадающими штоками, уходящими на глубину свыше 6 км. Нижняя кромка

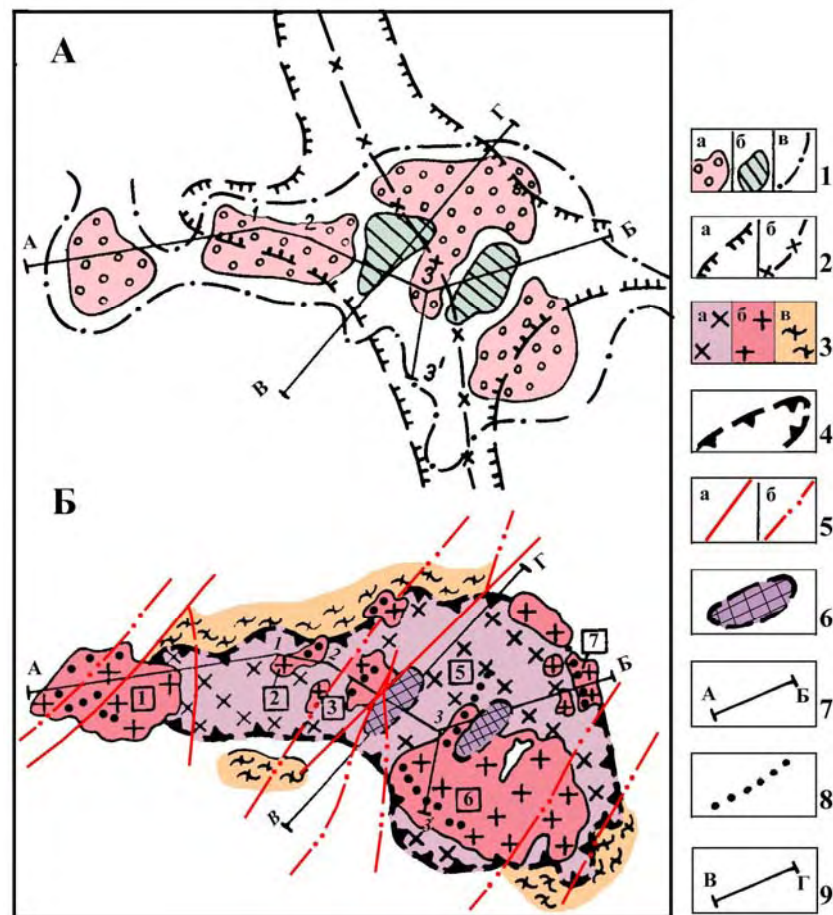
плитовидного тела, согласно количественным расчетам, располагается на глубине 1-4 км.

*Буландино-Аккольский массив* сложен гранитоидами крыккудукского и аляскистовыми гранитами аралаульского комплексов. Его центральной части отвечает высокоинтенсивная отрицательная локальная аномалия силы тяжести, периферии – либо гравитационное поле пониженной интенсивности, либо положительные аномалии. Плутон имеет грибовидную форму: в центре располагается крутопадающий магмоподводящий шток, к краям сменяющийся сравнительно маломощными, субсогласными с вмещающими толщами плитовидными телами.

К югу от Жанатобинского ГГМК выделены Алексеевско-Шортандинский, Малиновский, Жангызкудукский и другие ГГК, располагающиеся между Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауским и Аксу-Целиноградским эклогит-гранулит-гнейсовыми поясами. Теренколь-Драгомировский пояс на этой площади проявлен лишь в форме негранитизированных останцов в апикальных частях названных ГГК.

*Золотоношко-Зерендинская линейная зона гранитизации* представлена, по существу, единым, вытянутым в широтном направлении, Зерендинским ГГМК. На западе она торцово причленяется к Аксеновско-Неждановской области гранитизации, входящей в систему гранит-зеленокаменных поясов близ меридионального направления. На востоке Золотоношко-Зерендинская область узкой полосой гнейсов соединяется с Боровско-Макинским ГГМК.

*Зерендинскому ГГМК* отвечает отрицательная гравитационная аномалия высокой интенсивности размером 80×100 км. Центральная часть этой аномалии характеризует собственно Зерендинский ГГК, а западная - Золотоношский и Чернобаевский массивы гранитоидов (рис.22). Усложняющие Зерендинскую аномалию Цуриковский и Айдабулский локальные максимумы  $\Delta g$  фиксируют останцы метаморфических пород зерендинской серии в апикальной части мегакупола, в составе которых преобладают амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Зерендинский ГГК общей площадью 120×40 км сложен гранитами и гранодиоритами зерендинского и гранитами балкашинского комплексов. В его экзоконтактах наблюдаются постепенные переходы от гнейсов и гранито-гнейсов к адамеллитам, гранодиоритам и нормальным гранитам девона.



**Рис. 22.** Схема строения Зерендинского гранито-гнейсового купола

А- по геофизическим данным, Б- по геологическим данным. 1- аномалии  $\Delta g$  ост.: а- отрицательные, б- положительные, в- "нулевая" изолиния поля  $\Delta g$  ост.; 2- геотемпературная аномалия (по Ю.А. Калашникову): а- граница аномалии, б- осевая линия; 3- адамеллиты и гранодиориты (а), нормальные граниты (б), гнейсы и гранито-гнейсы (в); 4- условная граница Зерендинского ГГК по геофизическим данным; 5- разломы: а- по геологическим данным, б- по геолого-геофизическим данным; 6- негранитизированные останцы в кровле ГГК; 7- линия продольного профиля, по которому отобраны пробы на определение содержания флюидной фазы в гранитоидах Зерендинского ГГК; 8- точки отбора проб на определение содержания флюидной фазы в перемещенных гранитах; 9- линия разреза помещенного на рис 24. Массивы гранитов орлиногорского комплекса (цифры в квадратах): 1- Чернобаевско-Золотоношенский, 2- Имантауский, 3- Никольско-Бурлуковский, 5- Зерендинский, 6- Балкашинский, 7- Серафимовский.

Плотность гранодиоритов Зерендинского купола равна  $2,59 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость -  $240 \cdot 10^{-5}$  нТл. Выборка, составленная по 400 образцам, свидетельствует о том, что в пределах Зерендинского купола практически отсутствуют породы с плотностью, характерной для гранодиоритов ( $2,69 \text{ г/см}^3$ ). Расчетная средняя плотность пород до глубины 8 км находится в интервале значений от  $2,58$  до  $2,63 \text{ г/см}^3$ , что указывает на преобладание образований гранитного состава. Плотность лейкократовых и биотитовых гранитов среднего девона равна  $2,56$ - $2,57 \text{ г/см}^3$ , поэтому они слабо проявлены в гравитационном поле на фоне гранитоидов зерендинского комплекса. В магнитном поле неоднородность состава Зерендинского купола выражена более резко. Адамеллиты, обладая высокой намагниченностью, создают положительное изрезанное поле интенсивностью  $500$ - $700$  нТл. Локальные понижения магнитного

поля соответствуют выходам гранитов девонского возраста, за исключением Серафимовского и Малютюктинского массивов.

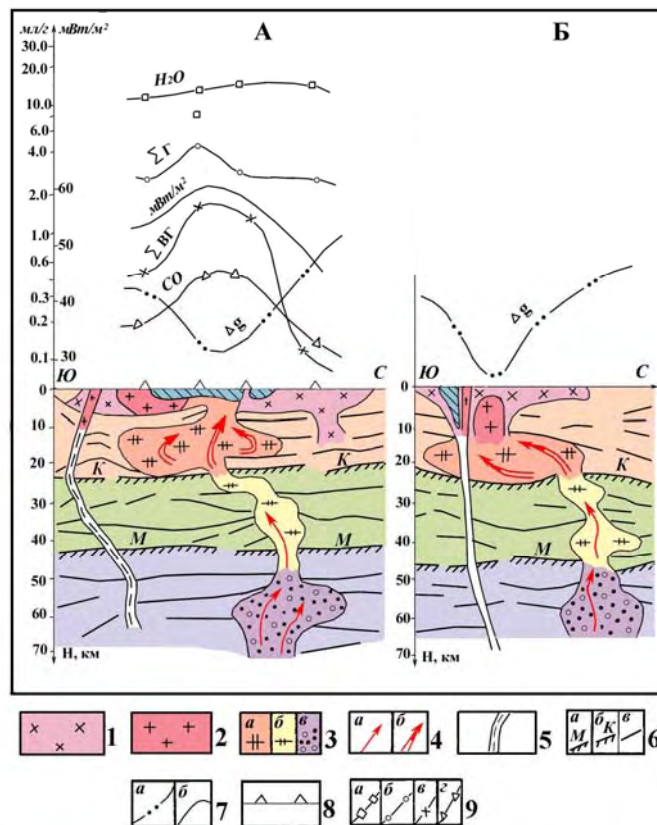
Интерпретация аномалии  $\Delta g$ , выполненная путем решения прямой задачи, позволила отрисовать морфологию Зерендинского купола. Он представляет собой плитообразное тело средней вертикальной мощностью 4-5 км, а максимальной (в восточной части) - 9 км. С глубины 1-2 км наблюдается обратное падение контактов под массив под углом 35-45°. Крутой прямолинейный северный контакт прорывается Баянским массивом, который представляет собой изометричный ГГК более высокого порядка вертикальной мощностью до 6 км. Эродированной части купола отвечает региональная положительная магнитная аномалия.

По данным МОВЗ-ГСЗ, "ложе" Зерендинского ГГМК фиксируется границей интенсивных обменов волн на глубине 6-7 км в его южной части и 8-9 км в северной. Эта граница погружается к центру купола. Более глубинные границы в интервале от 12 до 30 км также образуют прогибы, погружающиеся от периферии к центру купола, с амплитудой погружения до 6 км. Гипоцентры прогибов с глубиной смещаются в северном направлении (рис. 23).

В современном геотемпературном поле Зерендинскому ГГМК соответствует положительная аномалия, выраженная резким увеличением значений геотемпературных градиентов до 2,60° С/100 м и плотности теплового потока до 50-70 мВт/м<sup>2</sup> (рис. 24).

Геофизические данные свидетельствуют о значительном приращении объема Зерендинского ГГК в процессе гранитизации. Золотоношко-Зерендинская область в восточной части резко расширяется до 100 км, тогда как средняя ее ширина в западной части не превышает 40 км. Граница Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского эклогит-гранулит-гнейсового пояса под воздействием Зерендинского купола дугообразно изогнута.

В западной части Зерендинского ГГМК расположен Золотоношко-Чернобаевский плутон перемещенных гранитоидов, с поверхности представленный двумя массивами – Золотоношским и Чернобаевским. Первый сложен среднедевонскими гранитами золотоношского комплекса, второй - гранодиоритами, гранитами зерендинского и прорывающими их гранитами орлиногорского комплексов. Золотоношский массив является одним из наиболее крупных тел гранитов среднедевонского возраста. Форма его сечения в плане овальная: массив вытянут в северо-восточном направлении на 32 км при ширине до 20 км. В гравитационном поле ему отвечает отрицательная аномалия размером 30×30 км. Плотность гранитов составляет 2,57 г/см<sup>3</sup>, а их недостаточная плотность по отношению к вмещающим кристаллическим сланцам зерендинской серии, углеродистым сланцам шарыкской свиты и порфиритам позднего ордовика – 0,12-0,09 г/см<sup>3</sup>. Количественные расчеты показывают, что отрицательная гравитационная аномалия обусловлена наличием на глубине единого Золотоношко-Чернобаевского плутона (соизмеримого по площади сечения с размером аномалии) вертикальной мощностью около 6 км с крутыми (85°) южным, юго-восточным и пологим (30-45°) северо-восточным контактами.



**Рис. 23. Глубинные сейсмогеологические разрезы гранито-гнейсовых куполов**

А- Зерендинского, Б- Алаботинского. 1- позднеордовикские гранодиориты и граниты зерендинского комплекса, постепенно переходящие во вмещающие интенсивно гранитизированные породы архея-раннего протерозоя; 2- перемещенные массивы позднеордовикских и среднедевонских гранитов без расчленения; 3- очаги плавления и генерации магм: а- в нижней части гранитно-метаморфического слоя, б- в гранулит-базитовом слое, в- в верхней мантии; 4- восходящие струи горячих и легких дифференциантов, поток восстановленных флюидов: а- в интервале глубин 70-20 км, б- в интервале 20 км и выше - при интенсивном окислении, распадении флюидной системы с выделением  $O_2$ , воды, тепла; 5- глубинные разломы по сейсмическим данным; 6- границы обменов сейсмических волн: а- на уровне поверхностей "М", б- "К", в- прочих поверхностях; 7- графики: а- поля силы тяжести в мГл, б- теплового потока в мВт/м<sup>2</sup>; 8- точки отбора проб гранитоидов на газохроматографический анализ; 9- графики содержаний компонентов флюида в породах в мл/г: а- воды, б- суммы газов, в- суммы восстановленных газов, г- окиси углерода.



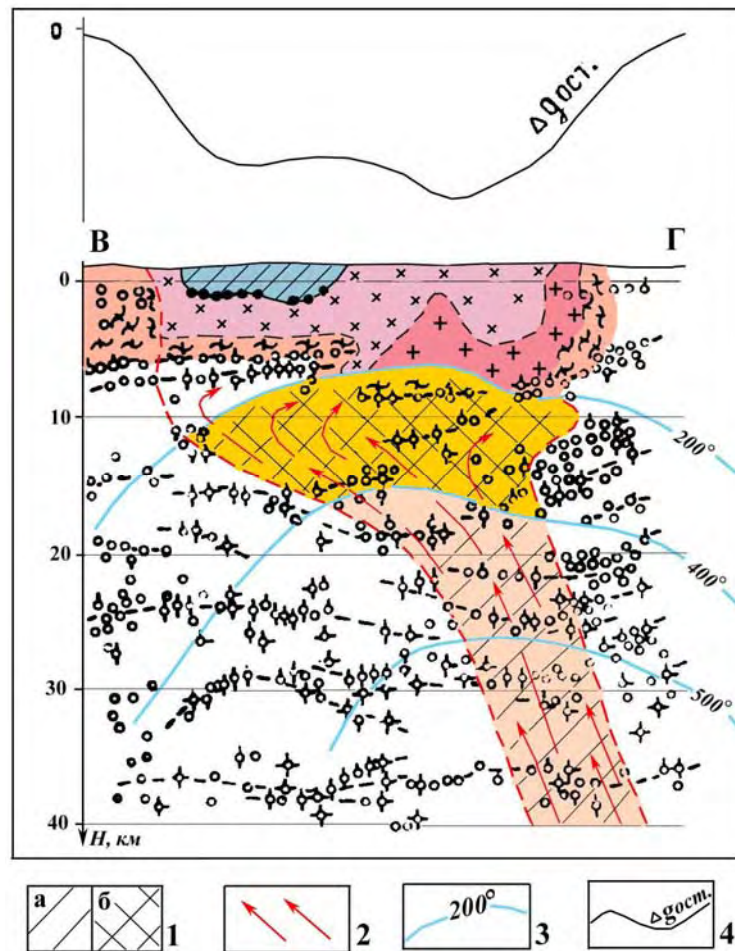


Рис. 24. Глубинный геолого-геофизический разрез Зерендинского ГГК по линии ВГ (на рис. 22)

1 – колонна метасоматически-измененного вещества земной коры, фиксируемая потерей скоростей распространения сейсмических волн вдоль канала поступления мантийного флюида (а), в камере окисления этого флюида и формирования очага гранитизации (б); 2 – направление движения эволюционирующего мантийного восстановленного флюида; 3 – глубинные геоизотермы, в °С; 4 – график силы тяжести  $\Delta g_{\text{ост}}$ .

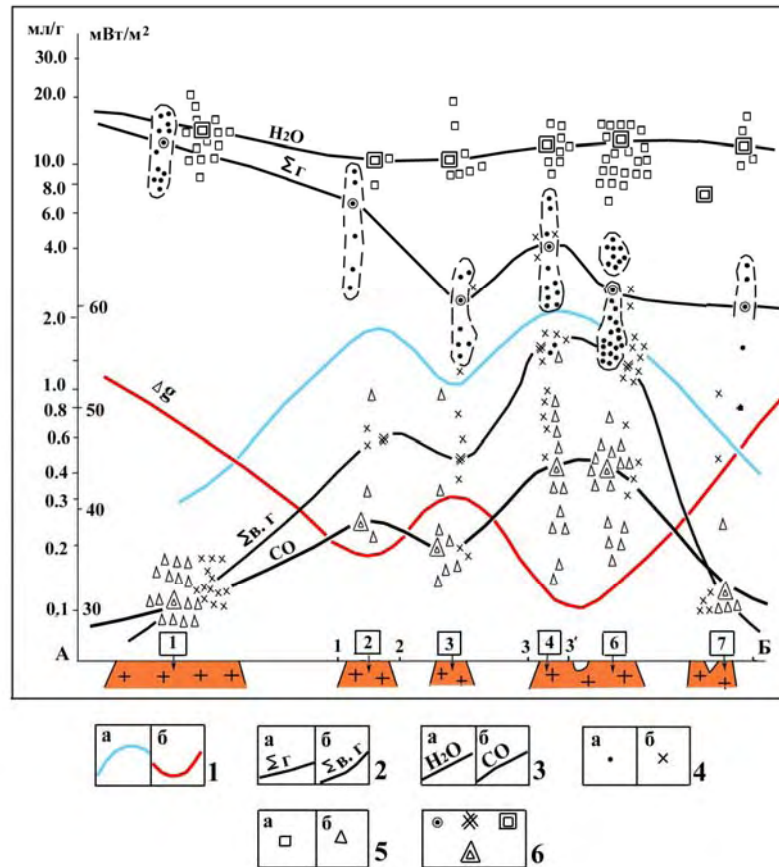
По геофизическим данным, внутреннее строение Золотоношско-Чернобаевского плутона обусловлено его положением на пересечении широтных глубинных разломов, ограничивающих эклогит-гранулитогнейсовые пояса, и разломов северо-восточного направления. Золотоношский массив отделен от Чернобаевского Саумалкольским разломом, вдоль которого в плутоне сохранился блок метаморфизованных пород шарыкской свиты, фиксирующийся положительной магнитной аномалией. Чернобаевский массив приурочен к тектоническому блоку, ограниченному Саумалкольским и Булаевским разломами. Золотоношско-Чернобаевский плутон, судя по его глубинной геофизической характеристике, представляет собой гранито-гнейсовый купол с большой массой перемещенных гранитов в ядре. Наиболее активно процессы гранитизации, по-видимому, протекали в девоне, синхронно становлению гранитов золотоношского комплекса. Нижняя часть купола имеет изометричную форму, что может быть обусловлено переплавлением пород изотропной вмещающей рамы; верхняя часть содержит останцы кровли. На глубине Зерендинский и Золотоношско-Чернобаевский гранито-гнейсовые купола сливаются в единый мегакупол.

Для изучения флюидного режима гранитообразования были отобраны 77 проб из гранитов золотоношского комплекса по продольному профилю протяженностью 160 км, пересекающему Зерендинский ГГК в близширотном направлении (рис. 25). С запада на восток опробовались граниты Чернобаевского, Золотоношского, Имантауского, Никольско-Бурлукского, собственно Зерендинского, Балкашинского и Серафимовского массивов. Пробы анализировались методом газовой хроматографии. Наибольшее содержание суммы определяемых компонентов флюида ( $H_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ) свойственно гранитам Чернобаевского, Золотоношского (порядка 17 мл/г) и Имантауского (8-9 мл/г) массивов. В остальных массивах содержание перечисленных газов более низкое (2-3 мл/г). Количество воды и  $CO+CO_2$  во всех массивах практически одинаковое (13 и 1,3-1,7 мл/г соответственно). Наиболее резкие колебания содержаний установлены для восстановленных газов  $CO$  и  $H_2$ . Максимальное их количество ( $CO-0,50$  мл/г,  $H_2-0,60-0,90$  мл/г) присуще Зерендинскому и Балкашинскому массивам гранитов, минимальное ( $CO-0,11$  мл/г,  $H_2-0,11$  мл/г) - Чернобаевскому, Золотоношскому, Серафимовскому, среднее ( $CO-0,30$  мл/г,  $H_2-0,50$  мл/г) - Имантаускому и Никольско-Бурлукскому. Содержание восстановленных газов в разных сечениях ГГМК пропорционально объему гранитизированного вещества. Там, где объем гранитоидов наибольший (собственно Зерендинский, Балкашинский массивы), количество восстановленных газов максимальное, при сокращении объема гранитоидов в краевых частях ГГК резко уменьшается и содержание газов. Наблюдается также устойчивая связь содержания восстановленных газов в гранитах, величин меняющегося теплового потока и аномальных значений силы тяжести. На примере Зерендинского ГГМК видно, что его становление тесно связано с потоком восстановленных мантийных флюидов, их окислением в низах гранитно-метаморфического слоя, выделением воды и тепла в процессе эндотермической реакции окисления, появлением гранитизирующих растворов и влиянием гранитизации.

Зерендинский плутон представляет собой гранито-гнейсовый купол, полностью перешедший в гранитовый расплав. По его периферии устанавливаются реликтовые структуры купола: гранито-гнейсы и гнейсы, составляющие внешний контур массива, обилие теневых гранитоидов вблизи контакта, согласная ориентировка порфировых вкрапленников, ксенолитов, структур течения и пр.

*Богодуховско-Алаботинская линейная зона гранитизации*, объединяющая три крупных ГГМК - Богодуховский, Алаботинский и Жаман-Койтасский - в плане дугообразно облекает с севера Теренколь-Драгомировский пояс. Уровень эрозионного среза уменьшается здесь с северо-запада на юго-восток.

*Богодуховский ГГМК* большей частью перекрыт рыхлыми отложениями. Нами изучен ряд гранито-гнейсовых куполов более высокого порядка, составляющих южную часть этого мегакупола: Орлиногорский, Карагайский, Теренсайский. Первые два вытянуты в юго-западном направлении вдоль Саумалкольского, Булаевского и Октябрьского разломов и, по существу, объединяют в единое полукольцо Богодуховско-Алаботинскую и Аксеновско-Неждановскую области гранитизации.



**Рис. 25. Графики геофизических аномалий и содержаний компонентов флюидной фазы в гранитоидах Зерендинского ГГК (по линии ВГ на рис. 22)**

1- графики: а- теплового потока (по Ю.А. Калашникову), б- аномалий силы тяжести; графики содержаний: 2- суммы газов (а), восстановленных газов (б); 3- воды (а), окиси углерода (б), точки содержаний в пробах: 4- суммы газов (а), восстановленных газов (б), 5- воды (а), окиси углерода (б); 6- точки среднеарифметических содержаний. Остальные условные обозначения на рис. 23.

*Орлиногорский ГГК* глубоко вскрыт эрозией. На поверхности он представлен массивом лейкократовых гранитов девонского возраста, рвущим гранодиориты зерендинского комплекса. Вмещающими являются гранито-гнейсы зерендинской серии и углеродисто-глинистые сланцы шарыкской свиты. Отвечающая Орлиногорскому куполу отрицательная гравитационная аномалия имеет изометричную форму (22×22 км). Она охватывает как гранитное ядро купола, так и его экзоконтактовую часть, сложенную гранито-гнейсами зерендинской серии. Это свидетельствует о широко проявленной гранитизации вмещающей древней рамы купола и о наличии мощной надинтрузивной зоны. Западный и восточный контакты Орлиногорского массива полого падают к его центру под углом 30-40°. Южный контакт более крутой (45-50°), но также падает под массив. Он осложнен разломами, к которым приурочены тектонические клинья пород шарыкской свиты. Вертикальная мощность ГГК 5 км.

*Карагайский ГГК*, в сравнении с Орлиногорским, эродирован менее глубоко, поэтому взаимоотношений гранитов и гранит-порфиров среднедевонского возраста с более древними гранитоидами и гранитизированными образованиями зерендинской серии в его пределах не наблюдается. Вмещающие породы представлены углеродисто-глинистыми сланцами шарыкской свиты, терригенными толщами позднего ордовика, гранодиоритами зерендинского комплекса. Массив гранит-

порфиров, составляющий ядро купола, окружен по периферии породами субвулканических фаций (гранит-порфирами, риолитовыми порфирами, фельзитами и др.). Эта вулcano-тектоническая структура ограничена дизъюнктивами северо-восточного направления, оперяющими Ишимскую зону разломов. Отрицательная гравитационная аномалия размером 16x16 км не соответствует по форме сечению Карагайского массива. Эпицентр ее резко смещен к северо-востоку. Следовательно, глубинная часть ГГК изометричная, сформировавшаяся в древней изотропной вмещающей раме, а его верхняя перемещенная часть приспособляется к анизотропной среде, состоящей из клиньев, образованных разломами северо-восточного направления. Мощность Карагайского ГГК не превышает 4 км. Падение контактов пологое к центру массива. Магнитное поле в районе Карагайского купола имеет зональное строение: в центре оно близко к нормальному, а по периферии окаймляется положительной аномалией полукольцевой формы шириной до 2-3 км, интенсивностью до +100 нТл. Нормальное магнитное поле отвечает интрузивной, а положительная аномалия - субвулканической и экструзивной фациям магматических пород.

*Теренсайский ГГК* в поле силы тяжести отмечается отрицательной аномалией близширотного направления. Гранодиориты зерендинского и граниты орлиногорского комплексов прорывают интенсивно метаморфизованные и гранитизированные породы архея и протерозоя. Четкие зоны градиентов гравитационного поля вблизи контактов гранитоидов и вмещающих пород отсутствуют. Согласно проведенным расчетам, мощность гранитоидов в куполе равна 3-4 км. Южный контакт, контролируемый Жалтырским широтным разломом, полого падает под массив. Кровля гранитоидных массивов находится на глубине 1-2 км.

*Алаботинский ГГМК* вытянут вдоль Шатского блока докембрия в северо-западном направлении на 70 км при ширине до 30 км. В гравитационном поле ему соответствует отрицательная аномалия размером 55x60 км. В сравнении с Зерендинским и Боровско-Макинским, Алаботинский мегакупол "деформирован" позднейшими движениями по ортогональной системе разломов. В отличие от Боровско-Макинского мегакупола он в позднюю стадию формирования (внедрение гранитных расплавов) находился в зоне влияния региональных разломов северо-западного направления. Алаботинский массив сложен гранитами, гранодиоритами зерендинского комплекса и в подчиненном количестве - лейкократовыми гранитами боровского комплекса. В магнитном и гравитационном полях локально проявлена лишь его центральная часть. Вертикальная мощность массива оценивается в 6 км, контакты падают к его центру. Южный контакт, контролируемый Алакольским разломом, крутой, северный - пологий.

Восточная часть Богодуховско-Алаботинской области гранитизации представлена *Жаман-Койтасским плутоном*, вытянутым в меридиональном направлении на 100 км; ширина его достигает 40 км. По форме это почти вертикальное плитовидное тело с шестью подводящими штоками. Самый крупный из них с площадью сечения 600 км<sup>2</sup> расположен в северной части плутона. Его корневая часть прослеживается до глубины 20 км. Остальные штоки меньшие по размерам: глубина их нижних кромок не превышает 8 км. Плутоном

сложный по составу: в его строении участвуют гранодиориты крыккудукского, нормальные граниты боровского и аляскитовые граниты аралаульского комплексов. Преобладают нормальные граниты.

Таким образом, крупные плутоны гранитоидов занимают большое место в структуре верхней части земной коры Кокшетауского массива. Их валовый состав отвечает гранитам, так как расчетная плотность интрузивных образований не превышает  $2,60 \text{ г/см}^3$ . Гранодиориты, судя по геофизическим данным, играют подчиненную роль. В пределах эклогит-гранулитогнейсовых поясов плутоны гранитоидов и гранито-гнейсовые купола развиты ограниченно. Относительно широко здесь распространены перемещенные гибридизированные массивы габбро-диорит-гранодиоритового состава.

Обобщение геолого-геофизических материалов показало, что восстановительный метасоматоз и гранитизация земной коры Кокшетауского террейна, тесно связаны с потоком восстановленных флюидов из мантии и их ступенчатым раскислением. Те же процессы обусловили формирование золотого и уранового оруденения в регионе.

**Палеорифтовые структуры.** Первые сведения о палеорифтовых структурах Северного Казахстана известны с 80-х годов (Абдулкабирова, 1975; Розен 1977; Шарков, Казьмин, 1985; Григайтис, Демидова, Квятковский, 1986; Любецкий и др., 1988). Наиболее полно они охарактеризованы А.В. Ивлевым, Г.П. Полуаршиновым, Т.К. Янбухтиным (1989). Ими же впервые проанализирована потенциальная рудоносность этих структур.

Рифтовые зоны в пределах Кокшетауского массива появились еще в архее и продолжали развиваться в раннем протерозое (зеленокаменные пояса), что доказывается приуроченностью к ним пород берлыкской и даулетской свит. Более отчетливо рифтовые зоны (авлакогены) фиксируются с раннего рифея. Они формируются по западному обрамлению микроконтинента вдоль Ишимской системы разломов, а также по внешней периферии и в центральной части Кокшетауского массива, на границах растяжения и разрыва жестких блоков. В раннем рифее, наряду с осадконакоплением, в их пределах проявился контрастный вулканизм. В пределах Кокшетауского массива М.А. Абдулкабировой выделялись три субширотные раннерифейские рифтовые зоны, первая из которых (Володарско-Кокшетауская) прослеживалась от Воскресенского массива до оз. Кызылсор, вторая – между озерами Имантау и Караунгур, третья - от Золотоношского массива до оз. Жаксы-Жангызтау [3].

Среднерифейские надрифтовые прогибы размещаются в сфере влияния тех же разломов, что и раннерифейские, прослеживаясь от р. Ишим на западе до Аксу-Целиноградского разлома на востоке. Ширина отдельных рифтов достигала 30 км, протяженность – 150 км. Они выполнены углеродисто-глинистыми отложениями шарыкской и кварцевыми песчаниками кокчетавской свит. Для них характерны крупные брахисинклинальные складки с пологими падениями крыльев. Отложения венда также накапливались в сравнительно узких (2-5 км) грабенообразных структурах.

Наиболее ярко проявлены раннепалеозойские рифты. В раннем палеозое на территории Северного Казахстана в условиях растяжения древней континентальной коры, уже достигшей к началу фанерозоя большой мощности,

возникли обширные приразломные терригенно-вулканогенные впадины – рифтовые зоны.

В качестве индикационных признаков палеорифтовых систем А.И. Ивлевым и др. [64] приняты типоморфные для внутриконтинентальных рифтов красноцветные ("грабеновые фации") и вулканогенно-карбонатно-кремнисто-углеродистые черносланцевые формации. На этой основе выделены палеорифтовые зоны раннепалеозойской и раннемезозойской деструкции.

Раннепалеозойские палеорифты диагностируются по линейному распространению кембро-ордовикских вулканогенных комплексов, включающих две ассоциации: толеитовую и калиево-натриевую субщелочную. Обе ассоциации контрастно дифференцированные, хотя иногда представлены однородными базитами без кислых пород. По химическому составу толеиты первой ассоциации мезо- или меланократовые, средне- и низкоглиноземистые натриевой серии. От океанических и островодужных толеитов они отличаются повышенными содержаниями  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , пониженной кремнекислотностью; наиболее близки "переходным" толеитам континентальных рифтов. Базиты второй ассоциации - мезократовые, умеренно глиноземистые калиево-натриевой серии, с высокими содержаниями  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ . По основным петрохимическим параметрам они близки калиево-натриевым субщелочным базальтам континентальных рифтов. На диаграмме для разделения палеоплитных базальтов различных геодинамических обстановок по Н.Л. Добрецову фигуративные точки составов базальтоидов расположены в полях базальтов континентальных рифтовых зон.

Осевые части палеорифтов фиксируются мелкими телами диабазов и габбро-диабазов нормальной или повышенной щелочности, а их "плечи" - интрузиями щелочных ультрамафитов красномайского и расслоенного базит-гипербазитового златогорского комплексов, что является отличительным признаком классических рифтовых зон [64]. Общей особенностью раннепалеозойских палеорифтов является тенденция к прогибанию в пострифтовые стадии (от ордовика до девона).

Раннемезозойские палеорифты выделены А.И. Ивлевым и др. на западном обрамлении Кокшетауского микроконтинента. Их образование связано с мощной деструкцией коры в киммерийский тектоно-магматический цикл. Рифтогенные структуры Северного Казахстана входят в единую раннемезозойскую систему палеорифтов Западной Сибири.

В пределах Кокшетауского массива наиболее сохранились две ветви раннепалеозойской рифтовой системы - Восточно-Кокшетауская и Калмаккольская, огибающие ядерную часть террейна с севера и юга. Описание их приводится ниже с учетом геофизических данных.

Палеорифты Северо-Казахстанской системы относятся к внутриплитным. Они сформированы под воздействием мантийных плюмов, фрагменты которых установлены сейсморазведкой в основании Тенизской впадины и Кушмурунского грабена. В аномальном гравитационном поле системе рифтов соответствует региональный минимум  $\Delta g$  первого порядка, сходный с таковыми Прикаспийской и Центрально-Казахстанской рифтовых систем, но значительно уступающий по интенсивности. Рифтогенез носил явно континентальный характер. И лишь для



восточной части Восточно-Кокшетауского палеорифта, которой соответствует особо интенсивная положительная аномалия  $\Delta g$  второго порядка (Аяккаркарская), нами предполагается полный разрыв коры и возможное формирование океанических комплексов.

*Восточно-Кокшетауский палеорифт* входит в систему рифтовых долин, сформированных вдоль северного и северо-восточного краев Кокшетауского сводово-глыбового поднятия и повторяющих по своей конфигурации его внешние очертания.

Палеорифт заложен вдоль одной из широтных ветвей Шатской системы глубинных разломов, разграничивающих Богодуховско-Алаботинский блок сиалической коры с крупными гранито-гнейсовыми куполами и блок меланократовых пород Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса. Частично рифт наложен на краевую часть пояса. Первоначальная ширина рифта не установлена, максимальная современная ширина его восточной части - 70 км, западной - 10 км. Протяженность рифта около 120 км. Его максимально прогнутая и наиболее широкая восточная часть отмечается положительной гравитационной аномалией интенсивностью 18-20 мГл, сохраняющейся при всех пересчетах поля и пространственно совмещенной с ней положительной магнитной аномалией интенсивностью 400-700 нТл.

В строении Восточно-Кокшетауского рифтогенного прогиба участвуют отложения с венда по поздний ордовик включительно. Образования венда (никольско-бурлукская серия) выполняют узкие грабены по южному борту прогиба. Они обнажаются восточнее г. Кокшетау - по рр. Чаглинка, Кылшоки, у оз. Акшасор, у пос. Казахстан, где резко несогласно наложены на древние складчатые комплексы. Преобладают вулканиты, вверх по разрезу сменяющиеся сланцево-кремнистыми образованиями. В основании разреза участками встречаются тиллитоподобные конгломераты. Характерны пестрота состава и фациальная невыдержанность. Вулканиты представлены метаморфизованными диабазовыми, андезибазальтовыми порфиритами, их туфами, спилитами, редко - риолитами. В основных вулканитах содержится около 50 % кремнезема, щелочей - 4 %, при явном преобладании натрия (> 1 %). Характерно высокое содержание титана, хрома, никеля, меди и кобальта. Мощность отложений достигает 2500 м.

Нерасчлененные отложения венда-раннего кембрия распространены на северо-западном борту Восточно-Кокшетауского прогиба, на границе с Марьевским синклиниорием и в Володарской грабен-синклинали. Это толща углеродисто-кремнистых и серицит-глинистых сланцев с прослоями известняков и доломитов, алевролитов, песчаников и гравелитов. Мощность свиты составляет около 700 м.

Отложения раннего-среднего ордовика выполняют центральную часть Восточно-Кокшетауского прогиба и, отчасти, его борта. Строение разрезов среднего ордовика чрезвычайно изменчиво как по латерали, так и по вертикали. Здесь выделяются сагская серия позднего лланвирна-лландейло, лидиевская свита лландейло-нижнего карадока, майлисурская свита карадока. Сагская серия представлена вулканитами базальтового, андезибазальтового, андезитового и риолит-дацитового состава. Широко развиты крупнообломочные туфы и туфобрекчии, слоистые туффиты, чередующиеся с туфопесчаниками и

туфоалевролитами. Мощность серии в стратотипическом разрезе - 1800 м, максимальная - до 3000 м. Отложения лидиевской свиты распространены, главным образом, в восточной части прогиба. По составу это зеленоцветные алевролиты, полевошпатовые песчаники, аргиллиты с прослоями известняков и вулканомиктовых конгломератов. В строении майлисурской свиты участвуют андезибазальты, андезиты, дациты, прослои туфов, песчаников и алевролитов. Мощность свиты колеблется от 1500 до 2100 м. К майлисурскому вулканогенному комплексу, кроме эффузивно-пирокластических, относятся и субвулканические образования.

Позднеордовикские и силурийские отложения в пределах Восточно-Кокшетауского прогиба практически отсутствуют. В небольших наложенных приразломных мульдах развиты кислые вулканы (риолиты, их туфы, игнимбриты) раннего-среднего девона и красноцветные терригенные отложения среднего-позднего девона.

Приведенная характеристика разреза Восточно-Кокшетауского прогиба показывает, что он характерен для внутриконтинентальных рифтовых впадин. Спрединг океанической коры мог иметь место лишь в восточной резко расширяющейся части рифта. В деструктивный этап, охватывающий венд-ранний ордовик, здесь накапливались кремнисто-базальтовые толщи значительной мощности. Наряду с базальтовым широко проявлен андезитовый вулканизм, указывающий на то, что раннепалеозойский рифтогенез протекал в условиях зрелой континентальной коры с мощным гранитно-метаморфическим слоем. В пользу континентальной рифтогенной природы Восточно-Кокшетауского прогиба свидетельствует развитие в его пределах обширного надрифтового осадочного бассейна на стадии отмирания рифта, выполненного терригенными толщами среднего ордовика (лидиевская, степнякская свиты).

Западная часть Восточно-Кокшетауского прогиба пересекается геотраверсом "Битум". На поверхности фиксируется лишь узкий след этой структуры. На глубине палеорифту соответствует крутопадающая к югу система глубинных разломов, прослеживающаяся до глубины 30 км, где она срезается зоной горизонтального пластического течения пород (волноводом). Система разломов явилась каналом поступления магматических расплавов к поверхности. В интервале глубин 36-46 км палеорифту соответствует блок мантийных пород ультраосновного состава - коро-мантийная смесь, характерная для большинства современных рифтов.

В гравитационном поле Восточно-Кокшетауский палеорифт в разных сечениях выражен неодинаково. В западной наиболее узкой части этой структуры собственно рифтовой долине отвечает слабый локальный гравитационный минимум на фоне региональной зоны высоких градиентов гравитационного поля, соответствующей в целом системе глубинных разломов, вдоль которой формировался рифт. Это локальное усложнение графика  $\Delta g$  обусловлено влиянием рифтовой долины, заполненной среднеордовикскими осадками значительной мощности. В восточном направлении, где рифтовая зона становится более мощной, она фиксируется Аяккаркарской региональной положительной аномалией высокой интенсивности. Природа ее объясняется широким раскрытием рифта на этом

участке, высоким положением слоя коро-мантийной смеси и большим объемом магматических пород основного состава.

*Калмаккольский палеорифт.* Сходная система венд-раннепалеозойских рифтов формировалась по южному обрамлению Кокшетауского массива. В частности, в южную систему рифтов входят раннепалеозойские прогибы, образовавшиеся в краевых северной и южной частях Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского эклогит-гранулитогнейсового пояса. Фрагменты этой системы представлены структурами Калмаккольской синформы. Калмаккольская синформа, возникшая на раздробленном и погруженном докембрийском цоколе, представляет собой рифтогенный прогиб, заложившийся в раннем палеозое в условиях растяжения земной коры по южной периферии Кокшетауского террейна. В начальный этап рифтогенеза в венде-кембрии возникли узкие трогиды вдоль системы аркообразных широтных разломов, рассекающих фундамент древней платформы. Троги заполнялись кремнисто-вулканогенно-терригенными образованиями. При дальнейшем развитии процессов рифтогенеза происходило раскрытие и разрастание рифтовых структур, сопровождавшееся мощными излияниями лав основного и среднего состава. В завершающий этап над рифтовыми структурами в условиях мелкого моря накапливались терригенные осадки значительной мощности.

По данным О. В. Минервина, Е. А. Бабичева и О. М. Розена (1971) доордовикские вулканогенно-кремнистые образования, выделенные ими в гаршинскую серию, широко развиты на северном крыле Калмаккольской синформы. В составе серии преобладают лавы основного состава и практически отсутствуют их дифференциаты. Серия подразделяется на две толщи: нижнюю вулканогенную и верхнюю кремнистую. Нижняя сложена базальтами, диабазами, спилитами, лаваагломератами и туфами базальтовых порфиритов, верхняя – кремнистыми сланцами, яшмами, яшмокварцитами, кварцитами с единичными маломощными прослоями кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов. Согласно решениям III Казахстанского стратиграфического совещания [112] нижняя толща датируется ленским ярусом раннего кембрия, верхняя – верхами позднего кембрия. Гаршинская серия пород формировалась в рифтогенных условиях при раскрытии рифтов Калмаккольской системы.

Сбор и изучение конодонтов в кремнистых и вулканогенно-кремнистых образованиях гаршинской серии позволили Д.Т. Цаю, И. Ф. Никитину, М. К. Аполлонову, Т. Ю. Толмачевой и др. выделить в кремнях верхней толщи два комплекса: аренигский и раннелланвирский. На левобережье р. Акканбурлук севернее с. Гордеевка в кремнях верхней толщи обнаружен позднекембрийско-тремадокский комплекс конодонтов, а в кремнях из стратотипа гаршинской серии (верхняя толща) восточнее с. Гаршино - аренигский комплекс [133].

Общая мощность гаршинской серии оценивается в 1600-2400 м.

По заключению Г.Н. Гаврилова и др. (1988), вулканические породы гаршинской серии близки оливиновым диабазам и океаническим базальтам. Нами разрезы гаршинской серии изучены вблизи линии геотраверса "Битум" - у пос. Зиновеевка, Салкынколь, Речное, по р. Акканбурлук и др. По составу это диабазовые и базальтовые порфириты, их туфы, яшмы, яшмокварциты, кремнистые алевриты, вулканомиктовые песчаники. Плотность и магнитная

восприимчивость базальтов достаточно высокие, поэтому они отмечаются локальными положительными гравитационными и магнитными аномалиями.

Основание разреза раннего ордовика Калмаккольского синклинория составляет шинсайская свита (тремадок), мощностью до 300 м. Разрез свиты неполный, установлена только его верхняя часть, сложенная углеродистыми и кремнистыми аргиллитами, песчаниками, линзами известняков. Выше залегает курская серия ( $O_{1-2}$ ) (1200-1500 м), охватывающая арениг-лланвирн. Она представлена подушечными лавами андезибазальтов, кластолавами, туфами, яшмами и туфопесчаниками. Верхняя часть курской серии, сложенная яшмами, кремнистыми и глинистыми аргиллитами, выделена в качестве самостоятельной тасобинской свиты. Д. Т. Цаем и др. из кремней тасобинской свиты выделены два комплекса конодонтов: аренигский и лланвирнский [133].

Верхняя часть среднего ордовика (верхи карадока)-низы позднего ордовика представлена калмаккольской серией терригенных пород (конгломераты, песчаники, алевролиты) мощностью от 2500 до 3000 м. Завершает разрез позднего ордовика каргалинская свита (400 м), сложенная порфиритами, туфами, туфопесчаниками, алевролитами.

По южному борту Калмаккольской синформы прослеживаются структуры, составляющие северо-восточное продолжение Жаркаинагашского антиклинория, сложенного вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями братолюбовской серии, условно датированными ранним палеозоем. На тектонической карте Казахской ССР В.Ф. Беспаловым здесь выделена полоса кремнисто-вулканогенных отложений братолюбовской серии, а севернее - полоса вулканогенно-терригенных пород раннего ордовика островодужного типа (с существенно андезитовым составом вулканитов). Полоса развития вулканогенных пород основного состава в южной части Калмаккольского синклинория выделяется и по гравиметрическим данным. В ядре Кумайской антиклинали установлены ранне-среднеордовикские вулканиты андезибазальтового и андезитового состава.

Таким образом, в пределах Калмаккольской зоны устанавливается два этапа вулканизма: в раннем палеозое рифтогенного типа, в позднем ордовике - островодужного. В среднем-позднем ордовике центральная часть зоны представляла собой междуговой либо преддуговой прогиб.

Для выявления палеогеодинамических условий проявления вулканизма в раннепалеозойских прогибах изучались петрохимические особенности базальтов кембрия, ордовика и состав содержащихся в них газовых включений, которые подтвердили рифтогенную природу базальтов (Любецкий и др., 1988).

Флюидный режим южной системы рифтов, изученный на основе анализа состава газовых включений в базальтах гаршинской серии, близок таковому Восточно-Кокшетауского палеорифта [4].

Суммарное содержание восстановленных газов, позволяющее судить об относительной глубине дренирования мантии рифтовой зоной, в базальтах гаршинской (1-3 мл/г) серии гораздо ниже, чем в базальтах раннего палеозоя Восточно-Кокшетауского рифта (3-13мл/г), но выше, чем в современных рифтах Африки и Атлантики.

Содержание воды и общей суммы газов (включая и окисленные) во флюиде базальтов гаршинской (50-80 мл/г) серии гораздо выше, чем в базальтах Восточно-Кокшетауского рифта (7-23 мл/г). Базальты Калмаккольской рифтовой зоны отличаются также высоким (15-100мл/г) содержанием воды и его коррелируемостью с содержанием водорода, что свидетельствует о мантийной природе первичного флюида и его высокой окисленности.

Специализация флюидов Калмаккольской рифтовой системы резко выраженная водородная: среднее значение Кн базальтов гаршинской серии - превышает 60, сумма водородсодержащих газов намного выше таковой углеродсодержащих газов. Корреляционная связь коэффициентов восстановленности и отношения  $FeO/Fe_2O_3$  в базальтах отсутствует. Это свидетельствует о том, что данные коэффициенты не зависят от активности кислорода в расплаве. Следовательно, флюид является глубинным, мантийным. Не зависят коэффициенты восстановленности флюида и от содержания  $SiO_2$ , т.е. от основности породы [4].

По особенностям глубинного строения Калмаккольская система палеорифтов до глубины 12 км имеет ряд сходных черт с Восточно-Кокшетауским рифтом. Крутопадающий к югу глубинный разлом, разграничивающий Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский эклогит-гранулитогнейсовый пояс и Зерендинский гранито-гнейсовый мегакупол, являлся фрагментом канала поступления расплавов из очага плавления и взаимодействия андезибазальтов с гранулитогнейсовым субстратом земной коры. В зоне этого разлома на поверхность выведены тела диоритов и гранодиоритов позднего ордовика. Второй глубинный разлом, крутопадающий к югу, являлся фрагментом канала поступления к поверхности лав базальтового состава. Мощность вулканитов оценивается от 3 до 5 км. Подошва вулканического комплекса круто погружается в северном направлении.

Согласно магнитной модели, построенной П.Н. Горбуновым, в разрезе палеорифтовой зоны выделены образования повышенной намагниченности на глубинах от 7,5 км до 22 км [95].

С глубины 12-18 км в области Калмаккольского палеорифта наблюдаются горизонтальные сейсмические границы, подчеркивающие расслоенность новообразованной земной коры. На глубинах 10-25 км рифтовая зона в форме глубинного шарьяжа (падение плоскостей под углами 25-30° к югу) надвинута на блок сиалических пород Кокшетауского массива, испытавших эклогитизацию и частичную деструкцию.

К рифтогенным структурам раннепалеозойского возраста тяготеют все выявленные к настоящему времени диатремы лампроитов, потенциально перспективные на поиски алмазов ювелирного качества. Один из таких палеорифтов выделен В.Е. Гончаренко и Г.Г. Шешкилем (2002) вдоль Красномайского глубинного разлома. Рассеченный разломами северо-восточного направления, рифт представлял систему, проницаемую для внедрения щелочно-ультраосновных интрузий и углеродсодержащих мантийных флюидов, с которыми связан углеродистый метасоматоз вмещающих докембрийских толщ и алмазная минерализация.

**Палеостроводужные структуры.** Структуры островодужного этапа, сменившего рифтогенный этап, формировались по активной окраине Кокшетауского террейна, начиная со среднего ордовика. Пространственно они зачастую совмещены с раннепалеозойскими рифтовыми прогибами, как бы наращивая разрез последних. Такая картина характерна практически как для западной периферии террейна (Ишимская система прогибов), так и для южной (Калмаккольский прогиб), северной (Восточно-Кокшетауский прогиб) и восточной (Степнякский прогиб). Островные дуги энсиалического типа.

В Калмаккольском прогибе вулканизм островодужного этапа характерен для позднего ордовика (каргалинская свита). В среднем-позднем ордовике центральная часть Калмаккольского прогиба представляла междуговый, либо преддуговый прогиб, выполненный терригенными образованиями флишоидного типа.

В Восточно-Кокшетауском прогибе образования островодужного этапа представлены известково-щелочной сагской серией позднего лланвирна-лландейло, лидиевской свитой лландейло-раннего карадока, майлисорской свитой карадока. Условия формирования и состав островодужных комплексов аналогичны таковым Степнякской палеостроводужной зоны.

*Степнякская палеостроводужная зона* резко отличается от остальных каледонских зон Северного Казахстана интенсивным проявлением базальтового вулканизма в раннем палеозое и внедрением огромных масс разновозрастных гранитоидов.

Изучению этой зоны посвящены работы многочисленных исследователей: М. А. Абдулкабировой, Ю. А. Билибина, А. А. Богданова, Р. А. Борукаева, Л. В. Булыго, М. А. Жукова, Р. А. Копяткевича, Н. А. Фогельман и др. [2, 4, 17, 126-128].

Е. А. Бабичевым, Э. М. Спиридоновым и др. [11, 30] рассмотрена эволюция базальтового магматизма Степнякской зоны. Ими выделены три разновозрастные базальтовые формации. С учетом современных датировок – это ранне-среднеордовикская формация толеитовых и щелочных оливиновых базальтов, андезибазальтов (жанасуйская свита), среднеордовикская – толеитовых нормальных и высокоглиноземистых базальтов (сагская серия) и высокоглиноземистых плагиобазальтов (майлисорская свита). Первая формация сформирована в раннюю рифтогенную стадию развития, вторая и третья – в островодужную. Поскольку щелочные оливиновые и толеитовые базальты резко различаются между собой по составу, предполагается, что они формировались из самостоятельных очагов, хотя и одновременно. Для толеитовых базальтов всех этапов характерно уменьшение с возрастом меланократовости и возрастание содержания глинозема. Ранние толеиты отвечают по составу оливиновым толеитам с большим содержанием хрома, никеля; поздние островодужные базальты представлены кварцевыми толеитами.

Вулканы среднего ордовика в сравнении с ранне-среднеордовикскими имеют более высокий коэффициент эксплозивности, что свидетельствует об их большей газонасыщенности. Таким образом, вулканы ранней стадии близки к океаническим толеитовым и щелочным оливиновым базальтам. В зрелую стадию они сменились вулканитами, характерными для островных дуг. Эти данные дали



основание ряду исследователей [11, 30, 34, 114] выделять рифтогенную и островодужные стадии развития Степнякской зоны.

Г.Г. Свечниковым [114] Степнякская зона также рассматривается как рифтогенная структура с новообразованной субокеанической корой, с активно проявленным полициклическим островодужным вулканизмом. Предполагается, что она была заложена на сиалической континентальной протогоре в результате рифтогенеза, расколовшего в рифее-венде системой глубинных мантийных разломов докембрийский континент на ряд блоков: Кокшетауский, Шатский, Ишкеольмесский. Между этими блоками в геодинамическом режиме растяжения был сформирован сложный по конфигурации троговый мелководный пролив. В нем накапливались терригенные продукты разрушения прилегающих древних блоков. На этапе сжатия сформировалась энциалическая островная дуга.

Степнякская синформа представляет собой меридиональную структуру, ограниченную на востоке Аксу-Целиноградским разломом. Западная граница прогиба более сложная, частично проникает по Кокшетауской зоне разломов вглубь террейна, но в целом фиксируется так-называемой Степняк-Караагашской краевой зоной линейных приразломных складок. Восточная граница прогиба отмечена линейными Аксу-Байлюстинской и Аксу-Жолымбетской зонами с изометричной и брахиформной складчатостью. Это связано с формированием их на неглубоко погруженном докембрийском фундаменте, выступающем на поверхность в отдельных клиновидных блоках (Мамайском, Аксуском и др.). Отложения докембрия здесь несогласно перекрываются отложениями карадокского яруса с базальными конгломератами в основании.

Строение Степнякской синформы неоднородное: с запада на восток выделяется ряд меридиональных зон антиформного и синформного строения. Ко вторым из них, как правило, приурочены протяженные массивы гранодиоритов позднего ордовика. В целом западная и восточная части прогиба различаются фаціальным составом и мощностью отложений, судя по которым западная часть испытала более значительное погружение. На этом основании по типу стратиграфических разрезов в составе Степнякской синформы выделяются два подрайона: Западный и Восточный.

На основании геофизических данных установлено, что поднятия островодужного типа в пределах Степнякской зоны образуют разрозненные, сравнительно мелкие, блоковые структуры, группирующиеся в три полосы: Мамайско-Ирадырскую (140 км×8-25 км), Аяккаркарско-Жамбайсорскую (120 км×10-25 км), Богдановско-Кызылтузскую (140 км×10-20 км), ориентированные в северо-западном направлении. Поднятия разделены междуговыми прогибами, вмещающими интрузии крыккудукского комплекса.

Выделяется несколько циклов вулканической деятельности. Начало первого цикла представлено дацит-риолитовой и терригенно-базальтовой формациями раннего ордовика, характеризующими рифтогенный и субокеанический тип развития земной коры. Завершился первый цикл в раннем-среднем ордовике формированием в западной части бассейна яшмо-терригенно-риодацит-базальтовой формации (жанасуйская свита), а в восточной - трахириолит-трахидацитовой (свита тассу).

Второй, наиболее масштабный, цикл представлен дифференцированной базальт-андезибазальт-риодацитовый формацией среднего ордовика (сагская серия). Широко развиты крупнообломочные туфы и туфобрекчии, а также вулканогенный флиш, сложенный ритмично чередующимися туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Вулканы этого цикла относятся к известково-щелочному ряду, характеризуются высокой железистостью и постоянным преобладанием натрия над калием; базальты – высокоглиноземистые. В конце этого цикла образовалась известково-щелочная андезибазальт-андезидацитовая формация позднего ордовика (майлисорская свита). Третий, позднеордовикский, цикл представлен последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой формацией, пользующейся ограниченным распространением на южном обрамлении Шатского поднятия (бельгагашская свита). Кроме вулканитов в составе формации присутствуют красноцветные вулканомиктовые и терригенные породы. Суммарная мощность вулканитов Степнякской зоны свыше 8000 м.

Формирование земной коры переходного типа в островодужную стадию развития завершилось внедрением огромного объема гранитоидов крыккудукского тоналит-гранодиоритового комплекса позднего ордовика.

Для ранней рифтогенной стадии характерны пять интрузивных комплексов: щучинский габброидов, пироксенитов и перидотитов; куянбайский расслоенных перидотит-габбро-норитовых плутонов (аналог златогорского комплекса); малых интрузий биотитовых гранодиоритов и гранит-порфиров; аксуский габбро-диабазовый; плагиогранитов и гранитов пестрого состава. В основном это тела небольших размеров и дайки.

Зрелая островодужная стадия завершилась формированием четырех комплексов: куртукульского габбро-пироксенит-диабазового, жамбайсорского габбро-диорит-диабазового, субвулканического комплекса малых интрузий кварцевых диорит-порфиритов, габбро-диорит-порфиритов, граносиенит-порфиритов; крыккудукского тоналит-гранодиоритового комплекса. Гранитоиды крыккудукского комплекса заполняют большую часть объема Степнякской зоны. В свою очередь они прорываются более молодыми (силурийскими и девонскими) коллизионными гранитами аралаульского и боровского комплексов [114].

П.В. Ермоловым (2000) проведено изучение состава субстрата, из которого выплавлялась магма степнякского интрузивного комплекса на основе изотопии самария и неодима. Характеристика  $eNd$  в гранитоидах служит показателем вклада мантийного материала в те уровни земной коры, на которых происходило зарождение расплавов, и относительного возраста субстрата. Отрицательное значение характеристики  $eNd$  свидетельствует об отсутствии в расплаве мантийного материала.  $Sm$  и  $Nd$ , попадая в земную кору с мантийным материалом, продолжали распадаться на изотопы. Поэтому чем ниже отношение  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , тем древнее кора и присутствующий в ней мантийный материал.

Положительные значения  $eNd$  в интрузиях рудного поля Аксу свидетельствуют о существенном вкладе мантийного материала и относительно молодом (средне-позднепротерозойском) возрасте вмещающей сиалической земной коры. Эти характеристики указывают на островодужные условия становления интрузий аксуского комплекса.

Для интрузий степнякского комплекса на месторождении Степняк значения  $eNd$  отрицательные, т.е. вклад вещества мантии в расплав здесь меньший, чем для аксуских интрузивов. Возраст вмещающей земной коры более древний и приближен к субстрату Кокшетауского террейна. Возраст интрузий крыккудукского комплекса ( $428 \pm 9$  млн.лет) более молодой, чем интрузий степнякского комплекса. Соответственно и вклад мантийного материала в расплавы меньший, чем для Степнякского интрузива [52, 54].

Согласно данным В.В. Коробкина [74], Степнякская вулканическая дуга вместе с задуговым бассейном располагается к северу и востоку от Кокшетауского террейна и, в свою очередь, ее с востока обрамляют выходы преддугового аккреционного комплекса. Восточнее располагается Селетинский островодужный террейн. Степнякская вулканическая дуга имеет ширину до 150 км по выходам наиболее распространенных карадокских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ, включая задуговой бассейн и аккреционный комплекс. Фундаментом дуги на севере и юго-востоке служат толщи докембрия, обнажающиеся в Шатском и Ишкеольмесском массивах. На востоке и северо-востоке фундаментом дуги служит комплекс океанической коры, который надвинут непосредственно на гнейсовый комплекс Ишкеольмесского массива и выведен на поверхность в тектонических покровах Чеховско-Мамайской сутурной зоны. В ней эти покровы чередуются с чешуями островодужных толщ и фрагментов чехла микроконтинента, образуя аккреционный комплекс. Карадокские вулканогенные толщи широко распространены. На северо-западе они залегают на докембрийском фундаменте Шатского массива, в центре и на юго-востоке - на арениг-лланвирнских вулканитах и докарадокских аккреционных образованиях [74].

*Селетинский преддуговой прогиб.* Кембрийские отложения на бортах Селетинской синформы широко представлены ранним, поздним и, в меньшей мере, средним кембрием. Разрез раннего кембрия включает киикбайскую, таскуринскую и керимбайскую свиты. Киикбайская свита (100 м) сложена лавами и туфами базальтов, туффитами, алевролитами, прослоями углеродистых алевролитов, известковистых песчаников; таскуринская (100-1000 м) - кремнистыми туффитами, лавами и туфами риолитов и дацитов; керимбайская (100 м) - кремнистыми туффитами, аргиллитами, туфопесчаниками, алевролитами и грубозернистыми песчаниками.

Выше залегают образования бошекульской серии, включающей две свиты: шиилийскую (1500 м), охватывающую верхи раннего кембрия и джангабульскую (300 м), соответствующую самой нижней части среднего кембрия. Шиилийская свита сложена базальтами, туфами и туффитами базальтового состава, туфопесчаниками, алевролитами, известняками; джангабульская - туфами и туффитами основного и среднего состава, туфогравелитами, вулканомиктовыми конгломератами, прослоями миндалекаменных базальтов, вверху - известковистыми песчаниками и тефроидами.

Остальная часть среднего кембрия из разреза выпадает. Отложения позднего кембрия аналогичны карбонатно-терригенным комплексам того же возраста Акжарского района Ишкеольмеской зоны и также подразделяются на

акмолинскую и куяндинскую свиты, но отличаются некоторым количеством туфов и кремней.

Фациальный состав отложений кембрия, вскрытых в краевых частях прогиба и составляющих его основание, свидетельствует о том, что в раннем кембрии здесь была зона спрединга, общая с Ерментауской зоной.

Разрез ордовика Селетинского прогиба достаточно полный и мощный (3500-5200 м). Резкое несогласие отмечается на границе среднего и позднего ордовика и в позднем ордовике - в низах ашгилла между таукенской и вышележащей куркейской олистостромовой толщей. Остальной разрез ордовика непрерывный. Тремадокский ярус представлен пестроцветной терригенной толщей песчаников и алевролитов с линзами известняков (800-1000 м); арениг-лланвирн – зорьевской свитой кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов, известняков (400 м); лландейло-карадок - бестюбинской серией алевролитов с конгломератами в основании (1500-2300 м). Таукенская свита несогласно ложится на размытые слои бестюбинской серии. Фациальный состав ее существенно не меняется, но увеличивается количество грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты), появляются известняки.

Венчается разрез позднего ордовика олистостромовой толщей куркейской свиты (500 м): в песчаниковый матрикс включены глыбы и валуны разнообразных пород.

Геодинамическую интерпретацию селетинского разреза наиболее полно осуществил М.К. Аполлонов [7, 8]. Им впервые выделена Селеты-Сюгатинская зона вдоль восточного края Степнякской вулканогенной дуги, протягивающаяся на несколько тысяч километров. В Селетинском районе флишевые, флишоидные, олистостромовые и молассовые силикатно-обломочные отложения среднего и верхнего ордовика достигают местами мощности 6 км. Разрез начинается с олистостромов, представленной в разрезах по р. Селеты в районе плотины и по р. Шайтанкарасу. Обломки сложены известняками верхнего кембрия. Олистострома залегает на базальтах, относимых к нижнему кембрию. Выше, после пестроцветной толщи нижнего карадока (изобильная свита), залегает толща тонкого флиша. Наиболее представительный разрез этой толщи мощностью более 1,5 км обнажается по р. Кедей, в районе деревни Хвостовка. Этот флиш представляет собой дистальные части турбидитных потоков (внешняя часть фена), отлагавшихся на больших глубинах далеко от берега. Выше по разрезу залегает пачка песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов, а также олистостром, которые могут представлять отложения континентального склона и шельфа. Тип отложений не противоречит выводу, что они накапливались в преддуговом прогибе, а, возможно, частично и в глубоководном трого.

В районе пос. Гоголевка и по р. Шолаккарасу обнажаются мелководные аналоги этих отложений, сложенные известняками, песчаниками и алевролитами, часто глинистыми, с мелководной фауной. Эти отложения характеризуют край микроконтинента, который в среднем и в позднем ордовике был внешней невулканической дугой.

В других рассмотренных нами золоторудных районах Казахстана (Западно-Калбинском, Северо-Прибалхашском) преддуговые прогибы вмещают довольно крупные месторождения золота, связанные с диорит-гранодиоритовыми

интрузивными комплексами и располагающиеся в надинтрузивных зонах. Сами преддуговые прогибы отмечаются полосами линейных гравитационных аномалий отрицательного знака. Селетинский прогиб вмещает Бестюбинский золоторудный узел и много относительно мелких месторождений. В районе Бестюбинского узла и к северу от него на протяжении 150 км прослеживается полоса положительных гравитационных аномалий меридионального направления, отвечающая Бестюбинскому поясу офиолитовых шарьяжных структур (по В.В. Коробкину и др., 2005), перекрытому здесь отложениями Селетинского прогиба. На севере, в районе оз. Селетытениз, Бестюбинский пояс как бы надстраивается Чеховским поясом северо-западного направления, прослеживающимся еще на 200 км в пределах Казахстана [75].

Описанный выше кембрийский разрез в бортах Селетинского прогиба характерен и для Бестюбинского пояса. Согласно М.К. Аполлонову, вулканогенно-осадочные толщи с вулканическими породами преимущественно базальтового и риолитового состава, содержащие мелководную фауну и отнесенные к нижнему и низам среднего кембрия (киикбайская, таскуринская, керимбайская свиты и шилийская серия) рассматриваются в качестве рифтогенных образований, так как характеризуются контрастным составом и высокой щелочностью вулканитов [7, 8].

Известняки верхнего кембрия встречаются в виде аллохтонных пластин, либо как глыбы в олистостромах. Залегали известняки на плечах рифта или перекрывали рифтогенные образования - не известно. По мнению М.К. Аполлонова, при формировании активной окраины, а возможно и позднее, при коллизии, в соприкосновение были приведены блоки разных пород. Так, в районе р. Акжар (правый приток р. Селеты) непосредственно соседствуют сланцевые комплексы раннего докембрия, олистострома с известняками среднего и верхнего кембрия, шельфовые кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты и известняки зорьевской свиты нижнего ордовика, океанические базальты и яшмы верхов верхнего кембрия и нижнего ордовика, по-видимому, перемещенные сюда из смежного с востока бассейна. Это относится к толеитовым базальтам сазинской свиты, которые по данным Э.М. Спиридонова [11], соответствуют характеристикам примитивных океанических толеитов. Возможно, эти базальты подстилали кремни верхнего кембрия и нижнего ордовика в Ерментау-Бурунтауском бассейне и были шарьированы сюда в процессе коллизии.

По геофизическим данным, фрагмент Селетинской синформы, вмещающий Бестюбинский рудный узел, косо (несогласно) наложен на среднюю часть Бестюбинского пояса, поэтому Селетинская синформа на этом участке в гравитационном поле не проявлена.

Таким образом, в основании ордовикских флишоидных образований Селетинской синформы фиксируются погружающиеся в юго-западном направлении структуры Бестюбинского пояса. Фрагмент Селетинского преддугового прогиба представлен аллохтонным покровом, наложенным на структуры основания под острым углом. Предполагается, что формирование Селетинского флишоидного прогиба связано с развитием в ордовике Степнякской островной дуги, по отношению к которой Селетинский прогиб являлся преддуговым.

**Разрывные нарушения.** Разрывные нарушения широко проявлены в пределах площади исследований, но изучены недостаточно. Это связано с развитием мощного чехла рыхлых отложений и площадных кор выветривания. Скважинами разломы подсечены только в пределах рудных узлов, поэтому характеристика их опирается главным образом на геофизические материалы и аэрофото- и космоснимки.

В гравитационном поле наиболее четко проявлены разломы с большой вертикальной амплитудой смещения, которые сопровождаются линейными зонами градиентов, гравитационными ступенями. Зоны растяжения, раздвиги хорошо выражены в полях только в тех случаях, если они вмещают магматические породы или гидротермалиты. Сдвиговые деформации отчасти оценивались по разрывам и смещениям гравитационных и магнитных аномалий в плане. Падение и глубина проникновения разломов в ЗК определялись по данным сейсмометрии МОВЗ.

На уровне докембрийского основания Кокшетауского массива и его обрамления по геофизическим данным выделяются скрытые границы эклогит-гранулит-гнейсовых и гранито-гнейсовых поясов, т.е. границы гранито-гнейсовых куполов и межкупольных структур. В центральной вскрытой части массива они ориентированы в широтном направлении, а в основании каледонских синформ - в северо-восточном направлении на западе и в юго-восточном – на востоке. Это наиболее древние тектонические нарушения, разграничивающие блоки земной коры существенно сиалического и фемического состава. На поверхности они большей частью не проявлены, но в геофизических полях фиксируются отчетливо.

*Южная граница Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского* эклогит-гранулит-гнейсового пояса по зоне градиентов прослеживается более чем на 500 км. Ее глубинная тектоническая природа подтверждается приуроченностью к ней вулканических тел основного состава, фиксируемых линейными магнитными аномалиями. Западная часть этой границы соответствует Калмаккольскому разлому, восточная - Суворовскому. По данным количественной интерпретации, разломы круто падают на юг с амплитудой смещения до 2-3 км. Геологической съемкой Калмаккольский разлом подтвержден западнее оз. Жаксы-Жангызтау. По данным Г.Н. Гаврилова и др., зона разлома фиксируется здесь серией параллельных разрывных нарушений широтного и северо-западного простирания, расланцеванием, брекчированием и метасоматическими изменениями пород. Дизъюнктивные дислокации в зоне Калмаккольского разлома обусловили возникновение девонских грабенов. Вблизи р. Саркырама южная граница Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса повторяет форму Зерендинского гранито-гнейсового купола. В восточной части она совпадает с Суворовским разломом. По данным МОВЗ-ГСЗ, Суворовский разлом круто падает на юго-восток, полностью пересекая земную кору. В пределах Боровско-Макинского гранито-гнейсового купола Суворовский разлом подчеркивается искажением изолиний гравитационного и магнитного полей. Там, где разлом разграничивает ранне- и позднепалеозойские структуры, он подтвержден геологическими наблюдениями.

В своей восточной части Суворовский разлом расчленен поперечными разрывами на отдельные отрезки, ступенчато смещенные относительно друг друга. Юго-восточным продолжением Суворовского разлома является Комкольский разлом, прослеживающийся параллельно границе Тенизской впа-



дины и ограничивающий с юга Степнякский палеоостроводужный террейн земной коры.

*Калмаккольский разлом* рассматривается в качестве условного выхода на эрозионный срез палеозоны субдукции, погружающейся в северном направлении в основание Калмаккольского палеоокеанического прогиба, Каргалинской энсиматической (?) островной дуги и Кокшетауского террейна докембрийской коры сиалического типа.

Данные о глубинной структуре палеозоны субдукции по профилю "Битум" (Тениз) получены методом МТЗ А.Т. Урдабаевым, К.М. Каримовым и др. в 1993 г. [89]. Наиболее четко Калмаккольский разлом проявлен в аномальном магнитном поле протяженной линейной отрицательной аномалией  $\Delta T_a$  интенсивностью до  $-200$  нТл. Полоса аномалий прослеживается от Жаркаинагашского разлома на западе до Степнякской синформы на востоке. На карте  $\Delta T_a$  Казахстана масштаба 1:1 000 000 (2003) показано, что эта магнитная аномалия прослеживается еще западнее - в Торгайском прогибе. Такое своеобразное проявление разлома в магнитном поле, возможно, связано с интенсивным углеродистым метасоматозом вдоль зоны субдукции в конце раннего палеозоя и, в связи с этим, потерей магнитных свойств вмещающими породами.

Калмаккольский разлом отчетливо проявлен и в гравитационном поле (особенно в своей западной части) интенсивными градиентами  $\Delta g$ , ограничивающими с юга полосу гравитационных аномалий Есильского блока. Здесь палеозона субдукции совпадает с геологической границей, разделяющей Калмаккольский и Жаркаинагашский районы.

По сейсмическим данным (профиль "Меридиан") Калмаккольский разлом полого падает к северу под углом  $17^\circ$ . Всячий бок разлома сложен породами вулканогенно-осадочного слоя со средней плотностью  $2,70$  г/см<sup>3</sup>, а лежащий бок - высокоплотными ( $2,83$  г/см<sup>3</sup>) и высокоскоростными породами основного состава.

*Акканбурлукский (Новокронштадский) разлом* разграничивает Калмаккольский прогиб и Кокшетауский массив. По характеру перемещений разлом является левым сбросо-сдвигом; падает к югу и юго-западу под углом  $80-85^\circ$ . Сейсмометрией МОВЗ-ГСЗ разлом прослежен до глубины 60 км. По данным Г.Н. Гаврилова, на поверхности Акканбурлукский разлом картируется тектонической зоной шириной от 15 до 25 км на сочленении Кокшетауского массива и Калмаккольской синформы. В пределах этой зоны под углом сочленяются толщи протерозойских и палеозойских пород, резко различающиеся структурным планом и степенью метаморфизма. Зона фиксируется серией субпараллельных разрывных нарушений широтного и северо-западного направлений, расланцеванием, брекчированием и гидротермальными изменениями (окварцеванием, березитизацией) пород. Она контролирует размещение интрузий ультрабазитов баксинского комплекса, а также приразломных грабен-синклиналей, выполненных пестроцветными молассовыми отложениями девона.

*Северная граница Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса* в гравитационном поле также выражена дугообразно изогнутой зоной градиентов. Амплитуда вертикального смещения блоков в ее западной части составляет шесть

километров. К востоку градиент гравитационного поля ослабевает, граница становится более пологой и смещается Кутунгуз-Ольжанским поперечным разломом. По данным МОВЗ-ГСЗ, описываемая граница представлена разломом глубокого заложения, проникающим в верхнюю мантию. Падение разлома - на север, под углом  $70-75^\circ$ . Вблизи разлома отмечается поднятие кровли гранулит-базитового слоя амплитудой до 4 км, а также разрыв отдельных границ внутри этого слоя.

*Красномайский разлом* ограничивает с юга Златогорско-Желтауский эклогит-гранулит-гнейсовый пояс и прослеживается в близширотном направлении от Саумалкольского разлома на западе до Сарымсакты-Шибутинского на востоке, на протяжении 120 км. По зоне Кутунгуз-Ольжанского разлома граница смещается на север на расстояние 16 км и затем прослеживается по контакту Зерендинского гранито-гнейсового купола. В магнитном поле рассматриваемая граница также хорошо выражена сближением значений градиентов поля, смещением аномалий, линейными положительными аномалиями. На отдельных отрезках она совпадает с зонами региональных разрывов. Так, в районе с. Красномайского граница проявлена глубинным разломом близширотного простирания, по которому сочленяются породы зерендинской серии, сланцы кууспекской и кварциты кокчетавской свит. К этому разлому приурочены массивы щелочных и ультраосновных пород красномайского комплекса. По геофизическим данным, в районе Красномайского и Южно-Красномайского массивов разлом имеет вертикальное падение, а Барчинского - на юг, под углом  $80^\circ$ .

*Южная граница Златогорско-Желтауского пояса* изучена методом МОВЗ-ГСЗ в районе Златогорской интрузии и сопки Сулу-Тобе. В обоих случаях это крупный разлом, падающий под углом  $70-75^\circ$  на север. Глубина его заложения превышает 50 км. В зоне разлома установлен прогиб кровли гранулит-базитового слоя амплитудой до 4-6 км и смещение поверхности М. На востоке (в районе озер Боровое, Котырколь, Жукей) граница прерывается, распадаясь на короткие отрезки, что объясняется глубокой переработкой этой части пояса Боровско-Макинским ГГК. Однако, зона градиентов остаточного гравитационного поля вдоль этой границы сохраняет высокую контрастность и разграничивает аномалии разного знака. Тектоническая природа границы здесь подтверждена геологическими данными и материалами дешифрирования аэро- и космоснимков. Вблизи границы сконцентрировано большое количество интрузий пироксенит-габбро-норитового состава, что указывает на значительную глубину ее заложения.

*Северная граница Златогорско-Желтауского пояса* фиксируется зоной градиентов гравитационного поля. В магнитном поле она не выражена. В районе оз. Шалкар граница имеет близширотное простирание. Васильковско-Березовский разлом резко смещает ее на северо-восток на расстояние 25-28 км. Восточнее она совпадает с Кокшетауским и Александровским разломами северо-западного направления. По данным МОВЗ-ГСЗ, указанные разломы представляют собой сближенные ветви единого дизъюнктивного нарушения, глубина заложения которого превышает 50 км. Падение его крутое, близкое к вертикальному. Характерно выкручивание зоны разломов по падению: в верхних горизонтах земной коры она падает под углом  $80^\circ$  на северо-восток, а в нижних горизонтах коры и в верхней мантии - под углом  $80^\circ$  на юго-запад. Зона разломов

разграничивает блоки с разной степенью расслоенности ЗК: юго-западный блок - с высокой, северо-восточный - с низкой. В северо-восточном блоке положение границы М и кровли гранулит-базитового слоя не установлено, тогда как в юго-западном блоке последние видны отчетливо.

*Южная граница Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса* в гравитационном поле резко выражена зоной высоких градиентов силы тяжести. Поперечным Васильковско-Березовским разломом она уступообразно смещена к северо-востоку на 26 км. Граница имеет преобладающую близширотную ориентировку, но на западе подворачивает к северу, а на востоке совпадает с Кокшетауской зоной разломов северо-западного направления. Еще восточнее она прослеживается вдоль экзоконтакта Боровско-Макинского мегакупола, а затем приобретает меридиональное направление, ограничивая с юга Аяккаркарский блок пояса. В целом южная граница Теренколь-Драгомировского пояса совпадает с Шатской зоной близширотных разломов.

*Северная граница Теренколь-Драгомировского пояса* также хорошо прослеживается в гравитационном и магнитном полях. Простираение ее в основном близширотное, но на востоке, в зоне Большеизюмского разлома, оно резко меняется на юго-восточное. В западной части эта граница совпадает с контактом Алаботинского гранито-гнейсового купола, а в восточной - с северной близширотной ветвью Атансорского разлома. По данным интерпретации гравитационных аномалий, этот разлом круто падает в южном направлении.

Все границы эклогит-гранулитогнейсовых поясов к настоящему времени сильно трансформированы. Зачастую они не имеют в плане прямолинейных очертаний: отдельные фрагменты их преимущественно субширотной ориентировки составляют дугообразную зону разломов. Такая форма разломов, по-видимому, связана с поздним развитием процессов гранитизации, трансформирующих границы протозон кристаллического ядра массива, либо раздвигающих эти границы при росте гранито-гнейсовых куполов. Поэтому вблизи куполов тектонические границы как бы прерываются и теряют признаки дизъюнктивных нарушений.

Разрывные нарушения на уровне каледонского структурного этажа образуют две ортогональные системы. Наиболее четко проявлены разломы северо-западного и северо-восточного направлений, образующие первую ортогональную систему.

*Разломы северо-восточной ориентировки* образуют самую многочисленную группу и хорошо отражены в геофизических полях. Они рассекают Кокшетауский массив под углом порядка  $45^\circ$ . Наиболее крупными из них являются Саумалкольский, Ишимско-Шалкарский (Аиртауский), Васильковско-Березовский, Сарымсакты-Шибутинский, Александровско-Дороговский, Кызылкайнарский, Каменский и др. Протяженность их превышает 150 км. Разломы близпараллельны друг другу и отстоят один от другого на расстоянии 30-50 км. Кроме указанных разломов, выделяется ряд параллельных им нарушений более высокого порядка - Чаглинский, Новоникольский и др.

*Саумалкольский дизъюнктив* - один из наиболее протяженных. Он фиксируется в краевой северо-западной части Кокшетауского массива узкими полосами положительных и отрицательных магнитных аномалий. Шоккарагайский разлом, расположенный между Саумалкольским и Володарским дизъюнктивами, хорошо выражен зонами градиентов  $\Delta g$  и цепочками локальных аномалий  $\Delta Ba$ . Он усложняет западный контакт Антоновского гранито-гнейсового купола, придавая ему ступенчатую форму. Характерно крутое юго-восточное падение разлома.

*Акканбурлук-Ишимско-Шалкарский (Аиртауский) разлом* ограничивает с запада Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский пояс. В сфере влияния этого разлома расположены Дубровский, а на севере - Златогорский массивы основных и ультраосновных пород. Разлом хорошо проявлен в гравитационном и магнитном полях. Он представляет собой правосторонний сдвиг с падением плоскости сместителя на юго-восток под углом  $80^\circ$ . По данным МОВЗ-ГСЗ, разлом прослеживается до глубины 35 км. Он "срезает" несколько границ внутри гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев. Падение разлома близко к вертикальному.

*Васильковско-Березовский разлом* имеет протяженность свыше 270 км. По данным МОВЗ-ГСЗ, разлом прослеживается до границы М, где ему отвечает осевая часть прогиба этой поверхности амплитудой до 7 км. Аналогичный прогиб в зоне разлома образует и поверхность гранулит-базитового слоя. Ту же тенденцию к прогибанию сохраняют и внутренние границы раздела в этом слое. Падение разлома юго-восточное, вначале под углом  $50-70^\circ$ , а с глубины 15 км - более пологое.

Ранее проведенными работами установлено, что в земной коре вдоль разлома фиксируется колонна метасоматически преобразованных пород под воздействием поступающих по разлому флюидов из верхней мантии. Метасоматические процессы вдоль разломов северо-восточного направления отмечались Ф. Летниковым (1975), М.А. Абдулкабировой (1975), В.Е. Гончаренко и др. (1993). Вдоль разломов этой ориентировки выделялись зоны мантийной углеродистой дегазации (Пахарьская, Барчинская, Ащикольская, Кумдыкольская, Павловская), с которыми увязывались проявления технических алмазов Кумдыкольского алмазоносного пояса.

Геологическими методами Васильковско-Березовский разлом хорошо изучен в районе Алтыбайского массива гранодиоритов, где он представлен системой трещин, ориентированных по азимуту  $40-60^\circ$  и крутопадающих (под углом  $75-90^\circ$ ) к юго-востоку. Они образуют мощную региональную зону трещиноватости, а на отдельных участках зоны расланцевания мощностью 5-10 м. Судя по смещению структур, разлом формировался как левосторонний сдвиг, с суммарной амплитудой горизонтальных перемещений до 20-30 км. Сдвиг, по-видимому, был допозднеордовикским, поскольку массивы гранодиоритов этого возраста смещены относительно слабо. Так в пределах Привольненского массива гранитов-гранодиоритов, судя по смещениям магнитных аномалий, амплитуда сдвига не превышает 2 км.

Восточной ветвью Васильковско-Березовского дизъюнктива является *Кутунгузский разлом*. Он уверенно прослеживается в физических полях на

расстоянии 50 км (по азимуту 210°) в виде линейной зоны пониженного магнитного поля и гравитационной ступени. Кутунгузский разлом является сопряженным в системе двух северо-восточных разломов: Васильковско-Березовского и Сарымсакты-Шибутинского. Он возник в зоне значительного растяжения и сопровождается грабенообразной структурой, выполненной эффузивами и терригенными отложениями девонского возраста. Разлом отчленяет широтную часть Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса от северо-западной (Новоселовского поднятия).

*Сарымсакты-Шибутинский разлом* прослеживается параллельно Васильковско-Березовскому, в 40 км к юго-востоку. Его общая протяженность более 250 км, но наиболее хорошо он выражен в пределах Зерендинского и Алаботинского гранито-гнейсовых куполов зонами градиентов  $\Delta g$  и смещением локальных аномалий.

В пределах Зерендинского плутона гранитоидов прослеживается еще группа параллельных разломов: Чаглинский, Новоникольский и другие, отстоящие друг от друга на расстоянии 12-16 км. Чаглинский и Новоникольский разломы протяженностью свыше 80 км выражены резкой сменой интенсивности магнитного поля. Кызылкайнарский северо-восточный разлом протяженностью около 100 км ограничивает с юго-востока Айдабулский блок.

*Караунгурский разлом*, прослеженный в основном по геофизическим данным, частично совпадает с Братолюбовским разломом. Ему отводилась роль границы Тенизской впадины, Жаркаинагашского поднятия и Калмаккольской синформы. По характеру - это сбросо-сдвиг с амплитудой горизонтального смещения до 15 км. По геофизическим данным, разлом одного порядка с Сарымсакты-Шибутинским и Кызылкайнарским. К нему тяготеют Краснополянская и Полтавская интрузии гранитоидов, перекрытые позднепалеозойскими отложениями Владимировской мульды. Сейсморазведкой МОВЗ-ГСЗ Караунгурский разлом прослеживается до поверхности М; падение его крутое, юго-восточное.

*Александровско-Дороговский (Жамантузский) разлом* в пределах площади исследований имеет протяженность свыше 200 км. Он хорошо проявлен в поле  $V_{zz}$  смещениями и ограничениями аномалий, а на отдельных отрезках - и в магнитном поле. На поверхности разлом представлен системой коротких разрывных нарушений в полосе шириной 5-10 км. Это сбросо-сдвиг с амплитудой горизонтального смещения около 15 км. По линии разлома наблюдается резкая смена простираний докембрийских и раннепалеозойских комплексов; в своей южной части разлом разграничивает Зерендинский и Боровско-Макинский ГГК, а в северо-восточной - является западной границей Алаботинского ГГК. По данным МОВЗ-ГСЗ разлом прослеживается до глубины 70 км; плоскость разлома падает на юго-восток под углом 80-85°. Характерны смещения границ кровли верхней мантии и гранулит-базитового слоя; в верхней коре смещения слабые. На севере, за пределами площади исследований, Александровско-Дороговский разлом причленяется к Васильковско-Березовскому, пересекает Петропавловский синклиний и прослеживается под покровом рыхлых отложений Западно-Сибирской низменности еще на 100 км.

*Бестюбинский разлом* является крупным дизъюнктивом северо-восточного направления. Им разграничиваются Ишкеольмеская антиформа и

Селетинская синформа. Разлом представляет собой систему разрывных нарушений типа сбросов, круто падающих на юго-восток под углом 60-80°. Амплитуда перемещения по разлому достигает 1-2 км; движения по нему неоднократно подновлялись, вплоть до мезозоя.

Кроме северо-восточных разрывов, в районе исследований широко развиты и *разломы северо-западного направления*: Володарско-Атансорский, Донгулагашский, Алексеевский и др. Наиболее крупным из них является *Володарско-Атансорский*, состоящий из двух отрезков - северо-восточного (Володарского) и северо-западного (Атансорского). М.А. Абдулкабировой разлом рассматривался в целом как дугообразный тектонический шов, разграничивающий разнородные структурно-формационные зоны. Он прослеживается на расстоянии 700 км от р. Ишим на западе до р. Селеты на востоке. Володарская ветвь дизъюнктива протяженностью свыше 100 км хорошо проявлена в гравитационном поле. По характеру перемещений это сбросо-сдвиг с горизонтальной амплитудой от 8 до 20 км и вертикальной - до 1 км. К западной части Атансорского разлома тяготеют узкие горсты, сложенные образованиями кембрия, и грабены, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями среднего палеозоя, триаса и юры. В районе оз. Боровое разлом разграничивает Котыркольский блок метаморфических пород докембрия и Степнякскую синформу, а затем расчленяет последнюю на северную и южную части. Юго-восточнее пос. Аксу к разлому приурочен узкий ордовикский прогиб, наложенный на Ишкеольмесское поднятие. Допалеозойские породы в зоне разлома смяты в узкие изоклинальные складки с углом падения от 70 до 90°, интенсивно метаморфизованы, рассланцованы, местами превращены в милониты. Наличие в этой зоне разновозрастных осадочных пород и продуктов магматической деятельности указывает на длительное развитие разлома и его неоднократно подновление. Вдоль разлома развиты зоны брекчирования, рассланцевания и окварцевания; клиновидные блоки сдвинуты по ходу часовой стрелки на 10-12 км.

В гравитационном и магнитном полях хорошо отображена северная дугообразно изогнутая часть Атансорского разлома. В гравитационном поле она отмечается локальными зонами повышенных градиентов силы тяжести и смещениями осей аномалий, в магнитном поле - четко выраженной зоной линейных положительных аномалий. Разлом представляет собой сбросо-сдвиг с крутым (75-80°) северо-восточным падением. Амплитуда горизонтальных смещений в юго-восточной части разлома составляет 12-15 км, в центральной - 0-2 км, в северо-восточной - первые километры; вертикальных смещений - 3-5 км. Северо-восточными разломами Атансорская ветвь дизъюнктивов рассечена на многочисленные отрезки, смещенные относительно друг друга на расстояние от 2 до 10 км. На всем протяжении разлом сопровождается мелкими телами и дайками основного состава.

*Донгулагашская зона разломов* прослеживается на расстоянии 100 км в северо-западном направлении (аз. 300°) при крутом падении на северо-восток под углом 70-85°. Она контролирует размещение Алтыбайского, Жолдыбайского, Кызылсайского, Берлистыкского интрузивных массивов и вулканитов палеозоя. Зона разломов хорошо изучена в районе Алтыбайского массива гранодиоритов. Разломы обычно прямолинейные, выдержанные по



простирацию и падению. Породы в зоне разломов интенсивно рассланцованы. Борозды и штрихи скольжения на стенках трещин направлены под углом 50-80°; что указывает на преобладание вертикальной составляющей при косых блоковых перемещениях.

*Алексеевская зона разломов* также характеризуется выдержанным северо-западным простиранием (290°), крутым падением и протяженностью свыше 100 км. Она отчетливо проявлена как в гравитационном, так и в магнитном полях. По зоне разлома соприкасаются сланцы шарыкской свиты и вулканогенно-осадочные породы среднего-позднего ордовика.

В целом ортогонально-диагональная система разломов более широко проявлена в пределах Кокшетауского массива. Отдельные ее фрагменты вписываются в систему радиально-концентрических разломов, характерных для древних сводовых структур. В прилегающих палеозойских структурах Калмаккольской, Степнякской и Селетинской синформ более развиты нарушения близширотного и близмеридионального направлений.

Самой крупной из *широтных систем* является Шатская зона разломов, прослеживаемая на протяжении 600 км - от пос. Казанка на западе до Аксу-Целиноградского разлома на востоке.

*Шатская зона разломов* характеризуется полосой высоких градиентов силы тяжести, проявленной, главным образом, в трансформированном гравитационном поле. На основе количественной интерпретации зоны градиентов амплитуда уступа по разлому оценивается в 4 км. Зона разломов разграничивает блоки пород с различной плотностью ( $\Delta\delta = 0,14 \text{ г/см}^3$ ), разной мощностью и строением слоев земной коры. Более высокие значения плотности характерны для северного блока.

Шатская зона пересечена двумя профилями МОВЗ-ГСЗ. В районе пос. Степняк (пр. "Тастыкольский") она отметилась вертикальными блоковыми нарушениями глубинных слоев земной коры и верхней мантии до глубины 50 км. Особенно интенсивные смещения зафиксированы на уровне нижней части гранитно-метаморфического слоя. Амплитуда вертикальных перемещений блоков достигает здесь 3-5 км, а в поверхности М - 2-3 км. С юга на север, в направлении Шатской зоны разломов, поверхность М полого воздымается, а дальше сохраняет постоянный гипсометрический уровень (40-42 км).

В разрезе по профилю III (восточнее г. Кокшетау) Шатская зона разломов отметилась широкой (10-15 км) полосой отсутствия точек обменов волн до глубины свыше 60 км. Падение зоны к югу под углом 50°.

На поверхности Шатская зона выражена фрагментарно. На отдельных отрезках она совпадает с Кокшетауским, Донгулагашским и Шатским разломами. Ширина зоны составляет 30-50 км. С севера она ограничена Азатским, а с юга - Шатским разломами. К Азатскому разлому тяготеет грабен, выполненный отложениями ордовика, а также многочисленные мелкие тела базитов и ультрабазитов.

В зоне Шатского разлома отложения докембрия смяты в узкие изоклинальные складки, интенсивно метаморфизованы, разгнейсованы, местами превращены в гранито-гнейсы, амфиболиты и амфиболовые сланцы. На разных этапах ее развития на одних участках возникли горсты, на других - узкие грабены. В грабенообразных депрессиях накапливались рифейские (шарыкская,

кокчетавская свиты), ордовикские (Азатский, Восточно-Кокшетауский прогибы) и девон-карбоновые отложения. В сфере влияния зоны разломов находятся субширотный Шатский горстообразный блок, сложенный метаморфитами докембрия, широтный среднеордовикский Восточно-Кокшетауский палеорифт, наложенные триасовые мульды, диатремы лампроитовых туфов (Кошкарская). На примере этой зоны видно унаследованное развитие разломов от докембрия до мезозоя включительно. Зона хорошо дешифрируется на аэрофото- и космоснимках (Северо-Казахстанская система разломов по Ю.И. Рылову).

Судя по общей тектонической позиции, Шатский линеймент разделял изначально разнородные блоки фундамента. Он активно проявился в период формирования зерендинской серии и продолжал функционировать в течение раннего палеозоя, отделяя Шат-Кокшетауское поднятие от Петропавловского прогиба.

По геофизическим данным, в районе Степнякской и Селетинской синформ, а также Ишкеольмесской антиформы установлено несколько скрытых разломов близширотного направления. Они характеризуются значительной протяженностью (свыше 200 км), образуя в целом систему параллельных дизъюнктивных нарушений. Эти разломы выделены, главным образом по геофизическим данным (градиентам  $\Delta g$  и смещению осей аномалий), тогда как в каледонском структурном этаже они выражены лишь локальными зонами расщепления и дробления пород. В раннем палеозое по ним преобладали левосторонние сдвиги-надвиговые перемещения.

Крупными разломами широтного направления являются Жанасаульский, Казгородок-Келеншикский, Итеймен-Карабулакский, Шандыколь-Байсаринский и др. В Степнякской синформе с ними тесно сопряжены разломы юго-западного направления. По данным М.А. Абдулкабировой (1971) эта система поперечных разломов, развивавшаяся в режиме левосторонних сдвигов-надвигов, осложняет структуры Ишкеольмесского и Ерментауского поднятий, но слабо проявлена в отложениях ордовика.

*Алексеевская субширотная зона разломов*, расположенная вблизи границы Алаботинского гранито-гнейсового купола, хорошо проявлена в гравитационном и магнитном полях. По ней приведены в соприкосновение сланцы шарыкской свиты и вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего ордовика. *Обуховская зона разломов* близширотного ( $280^\circ$ ) простирания ограничивает с юга Восточно-Кокшетауский прогиб и контролирует размещение вулканитов ордовика. Она отмечена полосой высоких градиентов в гравитационном и магнитном полях.

*Жанасаульский разлом* протяженностью 60 км сопровождается зоной повышенного расщепления пород. *Казгородок-Келеншикский разлом* прослеживается на 200 км, разрывая структуры основания палеозойского прогиба на отдельные блоки и смещая их по направлению часовой стрелки. *Итеймен-Карабулакская зона* протяженностью свыше 200 км падает к югу под углами  $60-70^\circ$ . Вдоль *Шандыколь-Байсаринской зоны разломов*, протяженность которого того же порядка, структуры основания значительно расчленены, и отдельные блоки пород развернуты в широтном направлении.

*Разломы меридионального направления* проявлены, преимущественно, в пределах восточного обрамления Кокшетауского массива.

Щучинская (Кокчетавская) зона разломов дугообразно-меридионального направления ограничивает с востока открытую часть Кокшетауского массива и контролирует пояс многочисленных мелких тел ультрабазитов, отчетливо проявленных в магнитном поле. В гравитационном поле ему соответствует зона градиентов. Параллельно Щучинскому разлому, на расстоянии 20 км от него, прослеживается *Макинский разлом*. Он также дугообразно изогнут в плане и фиксируется зоной градиентов  $\Delta g$ . Севернее Макинской интрузии разлом разграничивает метаморфиты докембрия Кокшетауского массива и терригенные толщи Степнякской синформы.

По данным Ф.И. Жимулева и др. (2005), метаморфические комплексы Кокшетауского массива надвинуты по зоне разломов на ордовикское обрамление. В строении разломной зоны участвуют фрагменты фундамента и чехла микроконтинента, высокобарические породы метаморфического пояса, сформированные на глубинах до 180 км и неметаморфизованные породы ордовика. Наименее измененные блоки фундамента сложены кварц-биотит-микроклиновыми гнейсами с дайками амфиболитизированных диоритов. В зоне разломов гнейсы преобразованы в бластомилониты. Чехол микроконтинента представлен позднедокембрийскими терригенно-карбонатными и кварцито-сланцевыми толщами ефимовской, шарыкской и кокчетавской свит. Кварц-серицитовые сланцы кокчетавской свиты образуют тектонические пластины, ориентированные по простиранию зоны разломов, часто выдвинуты в ее фронтальную часть и контактируют с отложениями ордовика. В этих случаях в зоне контакта сформирована толща тектонических брекчий мощностью от десятков до сотен метров. Актинолит-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы ефимовской свиты смяты в складки, интенсивно брекчированы и пронизаны кварцевыми жилами [57].

Породы высоких и ультравысоких давлений Кокшетауского метаморфического пояса, который выделен Ф.Н. Жимулевым и др. в северо-восточной части Кокшетауского массива, контактируют по Кокшетауской (Щучинской) зоне разломов с островодужными комплексами. Непосредственно в составе чешуйчато-покровной структуры зоны разломов среди бластомилонитов зеленосланцевой фации выявлены небольшие линзы порфиробластических очковых гранито-гнейсов с телами амфиболитизированных эклогитов (пригород г. Кокчетав; с. Чайкино). Для эклогитов установлены два этапа ретроградного метаморфизма: 1 - в условиях гранулитовой фации ( $T-760-790^{\circ}$ ;  $P-11-12$  кбар), 2 - эпидот-амфиболитовой ( $T-570-600^{\circ}$ ;  $P-5-6$  кбар). На пике метаморфизма давление оценивается в 18-20 кбар, температура -  $850-900^{\circ}$  С. Эклогиты метаморфизованы на глубинах до 60 км, что предполагает значительную амплитуду вертикальных движений по зоне. Ордовикские отложения представлены кремнями, известняками, алевролитами, песчаниками, линзами олистостром. Последние сложены хлоритовыми и мусковитовыми сланцами, бластомилонитами, кварцитами, реже амфиболитами и гранат-мусковитовыми сланцами метаморфического пояса.

Таким образом, Щучинская (Кокчетавская) зона разломов характеризуется покровно-чешуйчатым строением. На контактах между чешуями присутствуют мелкие линзовидные тела серпентинитов и тальковых сланцев. В строении зоны участвуют большие объемы тектонитов различных фаций глубинности. Ордовикские отложения в составе покровно-чешуйчатой структуры представлены фрагментами бассейна, захваченными между тектоническими пластинами при надвигании на бассейн тектонических покровов со стороны микроконтинента.

Учитывая аренигский возраст кремнисто-терригенных отложений, вмещающих олистостромы, и раннеордовикский возраст новообразованных слюд из разломных зон, сделан вывод о раннеордовикском времени тектонических движений, обусловивших эксгумацию высокобарических комплексов и формирование краевой зоны разломов [57].

*Аксу-Целиноградский разлом* меридионального направления является трансрегиональным. По данным М.А. Абдулкабировой (1988), он прослеживается по меридиану  $72^\circ$  от г. Джамбула на юге до Гыданской губы на севере на расстоянии 1200 км. Ширина зоны разлома колеблется от 40 до 70 км. Она разграничивает две крупные области: Тениз-Кокшетаускую и Ишкеольмес-Ерментаускую.

На севере в зоне влияния Аксу-Целиноградского разлома сформировались узкие приразломные Аксу-Байлютинский и Майбалыкский прогибы, возник ряд грабенов (Мыныбайский, Акмолинский и др.). Разлом проявлен смятием, дроблением пород, местами серийей разрывных нарушений или зон окварцевания, линейным развитием кор выветривания. В рельефе зона разлома выражена вытянутыми депрессиями с цепочками мелких озер, заболоченных котловин, гривками окварцованных пород. На современном уровне эрозионного среза зона представляет собой густую сеть разрывов, расположенных относительно друг друга под углом  $5-30^\circ$ . Входящие в зону отдельные сбросы с амплитудой смещения 1-2 км круто ( $60-85^\circ$ ) падают на запад. Рассекая складчатые комплексы в близмеридиональном направлении, они расчленяют последние на многочисленные клинообразные горсты и грабены. Среди отложений ордовика отмечаются узкие блоки кембрийских пород (район Северного Аксу, восточный борт Первомайской мульды) и грабены, выполненные образованиями девона и карбона.

Разграничивая структуры Степнякского прогиба и Ишкеольмесского поднятия, разлом распадается на две ветви (Аксу-Домбалинскую и Шингаревскую), кулисно-расположенные по отношению друг к другу. Разлом носит конседиментационный характер. Наиболее активно он развивался в раннем палеозое, являясь западной границей распространения морских вулканогенно-осадочных отложений кембрия. Строение зоны разлома сложное: это совокупность разрывных нарушений и зон повышенного рассланцевания пород, плоскости сместителей которых падают на запад под углами  $60-90^\circ$ . Возникшие в результате сбросо-сдвигов складчатые и складчато-глыбовые структуры располагаются под острыми углами к сместителю главного разлома, поэтому в плане разлом имеет веерообразно-перистый рисунок.

В геофизических полях Аксу-Целиноградская зона разломов выделяется интенсивными градиентами силы тяжести, изменением уровня магнитного поля и

линейными магнитными аномалиями высокой интенсивности. По данным ГСЗ (профиль "Темиртау-Куйбышев"), разлом прослежен до глубины 50 км. Однако реальная глубина его проникновения в верхнюю мантию порядка 200 км. В зоне разлома поверхность М образует локальное поднятие амплитудой 6-8 км. В интервале глубин от 2 до 20 км Аксу-Целиноградская зона разломов разделяет блоки земной коры, резко различающиеся по скорости распространения сейсмических волн. Падение разлома на запад, под углом 75°.

В.А. Коробкиным и др. [75], один из отрезков Аксу-Целиноградского глубинного разлома выделяется как Аксу-Байлюстинская шовная зона сдвиговой природы. Ширина шовной зоны составляет 6-8 км. Сложена она кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми милонитами, развитыми по вулканогенно-терригенным отложениям сагской и лидиевской свит О<sub>2</sub>. Повсеместно развит кливаж течения с падением к западу под углом 60-80°. В карьере месторождения Домбралы, среди динамосланцев заключены линзы (олистолиты) известняков, кремней и серпентинитов. В рудном поле Байлюсты встречены дайки лампрофиров, согласные с кливажем. В рудных полях на динамосланцы наложены гидротермальные изменения типа березитов.

По мнению А.В. Коробкина и др., амплитуда левостороннего сдвигового смещения по разлому достигает нескольких сотен километров. В частности, Аралаульский блок рассматривается как фрагмент восточной части Степнякского островодужного террейна [75].

В целом развитие разломов Северного Казахстана происходило в течение пяти геологических этапов: докембрия, раннего палеозоя, среднего-позднего палеозоя, раннего мезозоя и в палеоген-четвертичное время, однако вопрос о возрасте конкретных систем разломов является сложным. Границы зон в протогеосинклинальном структурном этапе наиболее древние по возрасту, поскольку они разделяют разные по составу метаморфические толщи зерендинской серии. Предполагается, что возраст их заложения близок возрасту становления этой серии (2600 млн. лет).

Системы поперечных разломов являются более молодыми, чем продольные (предположительно 1700-1100 млн.лет). Они заложились и развивались в связи с деструкцией ядра сводового поднятия. Разломы и рифтинговые зоны, связанные с заложением каледонских прогибов имеют возраст порядка 500-400 млн. лет.

Следовательно, для района характерно многократное периодическое возобновление тектонической активности и тектонических перестроек, процессов тектоно-магматической активизации, что предопределило тесную связь разломов и эндогенного оруденения.

**Флюидный режим зон разломов** Значительный интерес представляют сведения о флюидном режиме систем разломов разного направления.

Область влияния системы *близширотных разломов* характеризуется присутствием в отложениях разного возраста большого количества свободного углерода (черные углеродистые сланцы шарыкской свиты, углеродистые алевролиты лидиевской свиты и др.). В базитах, ультрабазитах и эклогитах, тяготеющих к Шатской зоне разломов, присутствует тонкораспыленный графит. Обилие в зоне такого крупнейшего глубинного разлома как Шатский

углеродистого вещества позволяет предполагать эндогенную глубинную природу последнего.

Флюидный режим близширотных систем разломов в кристаллическом ядре Кокшетауского массива связан с их развитием в качестве границ эклогит-гранулит-гнейсовых поясов и гранито-гнейсовых куполов. Вдоль этих границ инфильтруются мантийные восстановленные флюиды, окисляющиеся в земной коре, по восстанию колонны флюидопотоков. Выделяющаяся при этом тепловая энергия и возросшее парциальное давление воды приводят к гранитизации фундамента.

Флюидный режим ранних и поздних этапов развития близширотных разломов изучался нами по составу газовых включений в эклогитах и гранитах, хотя вполне вероятно, что в эклогитах таковой мог измениться в процессе глубокого метаморфизма пород. По данным опробования эклогитов общее количество в них флюидной фазы составляет 6-7 мл/г, воды - 1,7 мл/г, содержание восстановленных газов от 4 до 9 мл/г, коэффициент восстановленности - 0,48. Специализация флюида ярко выраженная водородная ( $K_n=20-30$ ), содержание азота - 1-2 мл/г, окисленность углеродной составляющей - 0,30-0,45.

Согласно данным Ф.А. Летникова [81], формирование гранито-гнейсовых куполов в Кокшетауском террейне осуществлялось при поступлении из нижних частей гранито-гнейсового слоя K, Si и  $H_2O$ , а также Rb и U. Им установлено, что процесс кристаллизации расплавов в гранито-гнейсовых куполах был длительным, и за это время происходили ощутимые изменения в составе гранитизирующих флюидов. В частности, выявлено, что от начала кристаллизации расплава до его завершения флюид эволюционировал в сторону уменьшения содержаний в нем воды и обогащения  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ . Повышение основности флюида увязывалось с возможным воздействием на расплав глубинных углеводородных флюидов [81]. По нашим данным, объем гранитоидов в Зерендинском ГК прямо пропорционален сумме восстановленных газов в породе, количеству водорода, окиси углерода и не коррелируется с общим объемом флюидной фазы, содержанием воды и других окислительных компонентов. Общее количество флюидной фазы в гранитах девонского возраста из гранито-гнейсовых куполов равно 0,8-1,0 мл/г, воды - 11-15 мл/г, содержание восстановленных газов - 1,6-1,8 мл/г, коэффициент восстановленности ниже 0,1, специализация флюида водородная ( $K_n=7-11$ ), содержание азота от 0,2 до 0,7 мл/г, окисленность углеродной составляющей - 0,30-0,40.

От раннего этапа к позднему эволюция флюида заключалась в значительном (почти в 2 раза) общем сокращении флюидной фазы, увеличении почти на порядок содержания воды, уменьшении содержания восстановленных газов в 3-5 раз и резком повышении окисленности флюида. Водородная специализация сохранилась, но понизилась в 3-5 раз. Окисленность углеродной составляющей осталась на том же уровне.

Для Улытау-Ишимской системы разломов некоторые данные по флюидному режиму приведены Ф.А. Летниковым. Он показал высокую обогащенность гранитов Золотоношского массива редкометалльными компонентами, благодаря его положению в так называемой западной зоне тектономагматической активизации, примерно совпадающей с Саумалкольским раз-



ломом. По этой зоне, наряду с K, Si и H<sub>2</sub>O, поступали также Ta, Sn, Be, Nb, Rb, Li и U, обогащавшие гранитные расплавы [81].

По нашим данным, граниты Чернобаевского и Золотоношского массивов характеризуются наибольшими количествами общей флюидной фазы (13-17 мл/г) и воды (14-20 мл/г). Содержание восстановленных газов небольшое (до 0,1 мл/г). Специализация флюида ярко выраженная водородная (Кн=12), содержание азота 0,5-0,7 мл/г, окисленность углеродной составляющей флюида (0,1) [4].

Разломы каледонского этапа, обусловившие частичную деструкцию древней континентальной коры и заложение нижнепалеозойских палеорифтов, характеризуются иным составом флюида. Его общее количество в вулканогенных породах вмещающей рамы составляет 9-13 мл/г, воды - 17 мл/г. Содержание восстановленных газов повышенное (до 6,0 мл/г), коэффициент восстановления - 0,19, специализация - водородная (Кн=6-10). Содержание азота достигает 0,50 мл/г, окисленность углеродной составляющей относительно малая (0,25).

Флюидный режим систем разломов обусловлен поступлением из недр мантии потоков восстановленных флюидов, поскольку все системы разломов являются "сверхглубинными".

При практическом отсутствии разнообразия главных компонентов мантийных флюидов, для каждой системы разломов результаты воздействия глубинного флюида на структурно-вещественные комплексы различные. В Экибастуз-Майкаинской системе разломов имеет место выпадение огромного количества углеродистого вещества в форме углерода, графита и углеводородных соединений, в зонах разломов кристаллического ядра Кокшетауского террейна - широко проявлены внутрикоровая гранитизация и рост гранито-гнейсовых куполов, в Ишимской системе - кремнисто-щелочной метасоматоз с привнесением щелочных, щелочно-земельных, редкоземельных и радиоактивных элементов. По-видимому, эти различия обусловлены разными тектоническими условиями проникновения флюидных потоков по каждой из систем разломов. Флюидный режим систем разломов связан с поступлением по ним из недр мантии потоков восстановленных флюидов, поскольку все системы разломов являются "сверхглубинными".

Теоретические условия окисления смесей восстановленных газов, при которых отлагается или не отлагается углерод в твердой фазе, рассмотрены И.Ф. Иванкиным и Н.И. Назаровой (1984). По их мнению, состав восстановленных углеводородных газов варьирует в зависимости от температуры. При быстром окислении газов они превращаются в водноуглекислый флюид и Ств не выпадает. При медленном окислении, когда, наряду с образующимися соединениями H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, в системе присутствуют неокисленные CO и H<sub>2</sub>, последние находятся в равновесии с Ств. Замедление процесса окисления восстановленного флюида, возможно, связано с его обильным поступлением по глубинным разломам, тектонически активным в течение длительного времени. В итоге выделяется большое суммарное количество Ств [61-63].

Принципиальная схема участия восстановленных мантийных газов в метаморфизме и гранитизации земной коры разработана А.А. Маракушевым [93]. Согласно его точке зрения, поднимающиеся ювенильные растворы окисляются,

происходит их термическое разогревание, т.е. создается источник тепла и энергии для регионального метаморфизма гранитно-метаморфического слоя. Разогретые ювенильные подкоровые растворы, обогащенные щелочами и кремнеземом, проникают в земную кору и гранитизируют ее, насыщая натрием, калием, кремнеземом, щелочно-земельными, радиоактивными и редкоземельными элементами.

Подобную схему эволюции восстановленных мантийных флюидов можно предположить и для системы древних разломов Кокшетауского массива, поскольку вдоль ее ствольных и оперяющих ветвей размещено большинство гранито-гнейсовых куполов и крупных плутонов перемещенных гранитов.

Для Улытау-Ишимской системы разломов схема эволюции восстановленных флюидов была существенно иной. Общеизвестно, что привнесенные компоненты - K, Si, Ta, Sn, Be, Nb, Rb, Cs, Sr и U присутствуют в многократно обогащенном количестве в земной коре, в частности, в ее гранитно-метаморфическом слое, тогда как в гранулит-базитовом слое этих элементов значительно меньше, а в верхней мантии их концентрации ничтожно малы. Экстракцию этих элементов из мантии можно было бы объяснить, вслед за Б.Г. Лутцем, процессом кислотного выщелачивания [82-84]. Однако, особо высокая окисленность флюида в этой системе разломов, обилие в нем воды не позволяют увязывать процесс обогащения земной коры редкометалльными и редкоземельными элементами с их выщелачиванием и выносом из мантии. Вероятнее всего, в Улытау-Ишимской системе разломов имел место интенсивный гидротермальный метасоматоз, обусловивший ремобилизацию и вынос указанных элементов из гранитно-метаморфического слоя.

Вопросы изучения флюидного режима разломов являются новыми в Казахстане и не обеспечены достаточным количеством фактического материала для их решения. В частности, необходимы данные об эволюции флюидного режима во времени и в привязке к тектоно-магматическим циклам, этапам и т. п.

На основе изучения *геодинамики развития структур золоторудного пояса Северного Казахстана* история их формирования в интервале времени от докембрия до конца раннего палеозоя выглядит следующим образом.

*Первый цикл* охватил почти 2 млрд. лет - от архея-раннего протерозоя до начала позднего рифея. Сформировался Тениз-Кокшетауский свод с центром на месте современной Тенизской впадины. Фрагменты свода прослеживаются по периферии впадины выступами докембрия в Кокшетауском, Степнякском, Сарысу-Тенизском и Улытауском регионах. История развития свода в докембрии изучена на примере наиболее крупного из выступов – Кокшетауского массива. Комплекс метаморфических пород этой структуры резко неоднородный. Он представлен совокупностью шести поясов, имеющих в центральной открытой части террейна широтную, а на восточной и западной его периферии, в основании каледонских структур, - близмеридиональную ориентировку. Три пояса - Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский, Златогорско-Желтауский и Теренколь-Драгомировский - сложены высокобарическими комплексами пород: гранулитами преимущественно основного состава, реоморфитами по гранулитам, эклогитами и др. В совокупности они характеризуются высокой средневзвешенной плотностью (3,00-3,30 г/см<sup>3</sup>) и отмечаются остаточными гравитационными аномалиями положительного знака.

Эти пояса получили условное название эклогит-гранулитогнейсовых. Первый из них - Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауский - ближе всего расположен к Тенизской впадине, частично обрамляет ее и Калмаккольскую синформу с севера, а также входит в основание Степнякской синформы, ограничивающей впадину с востока.

Другая группа поясов - Золотоношско-Зерендинский, Антоновско-Кылшиктинский и Богодуховско-Алаботинский - сложены реоморфитами по гранулитам кислого состава, кварц-полевошпатовыми гнейсами, гранито-гнейсами и крупными телами гранитов зерендинского, аралбайского и орлиногорского комплексов, характеризуются низкой средневзвешенной плотностью ( $2,55-2,65 \text{ г/см}^3$ ) слагающих их комплексов и отмечаются остаточными гравитационными аномалиями отрицательного знака. Эти пояса условно понимаются как гранито-гнейсовые.

Режим деструкции почти непрерывно сопровождал становление континентальной коры Кокшетауского массива. В раннем протерозое в условиях растяжения континентальных блоков литосферы произошло заложение в межкупольных зонах эклогит-гранулитогнейсовых (вулканогенных зеленокаменных поясов рифтогенной природы. С повторным рифтогенезом связано становление вулканических комплексов кууспекской свиты ( $R_{1-2}$ ).

Комплекс кристаллического ядра Кокшетауского террейна перекрыт комплексами чехла террейна - образованиями шарыкской ( $R_2$ ) и кокчетавской ( $R_3^1$ ) свит, метаморфизованными в зеленосланцевой фации.

*Второй цикл* развития состоял из двух этапов. На первом этапе произошло разрушение сиалического цоколя в центральной части свода, новообразование океанических комплексов, продолжавшееся от позднего рифея до среднего ордовика; заложился палеоокеанический бассейн, просуществовавший 120 млн. лет. Синхронно формированию океанической впадины борта сводового поднятия охватываются активным рифтогенезом. На втором этапе, начиная с позднего ордовика, а на востоке Степнякского района - со среднего ордовика (лландейло), режим растяжения сменился режимом сжатия, заложилась островные дуги. Наиболее мощно сжатие проявилось в восточной части Степнякского района, где оно продолжалось около 45 млн. лет, со среднего ордовика (лландейло до раннего силура). Вдоль северного края Тенизского палеокоеана заложилась Калмаккольская энсиматическая островная дуга, просуществовавшая 10 млн. лет, сформировались активная континентальная окраина, наземный вулканический пояс (ранний-средний девон), а на фронте Калмаккольской островной дуги, в Жаркаинагашском районе - кубасадырский щелочной вулканоплутонический комплекс.

Степнякская островная дуга являлась элементом Селетинской активной окраины. Тенизский внутриконтинентальный океанический бассейн в системе этой окраины в венде - позднем ордовике был задуговым бассейном. Его происхождение связано с задуговым спредингом, вызванным внедрением мантийного астенолита.

В задуговых бассейнах континентальная земная кора часто разрушается не повсеместно, а своеобразными "пятнами" в результате проявления рассеянного спрединга. В этом случае блоки континентальной коры перемежаются с блоками коры океанического типа, что конкретно и наблюдается для раннего палеозоя в

районе Тенизской впадины. На заключительных стадиях существования задуговых бассейнов в их пределах нередко возникают вторичные зоны субдукции, охватывающие отдельные континентальные окраины. К этому типу структур относится Калмаккольская палеозона субдукции.

В Кокшетауском и Селетинском районах островодужный этап завершился в конце среднего ордовика внедрением степнякского комплекса золотоносных малых интрузий, причем основной объем товарного золота был отложен в форме месторождений одновременно с формированием пестрой дайковой серии этого комплекса.

*Третий цикл* характеризует коллизионное развитие района на фоне продолжающегося режима сжатия. Этот цикл условно также можно разделить на два этапа: ранне- и позднеколлизионный.

Раннеколлизионный этап знаменовался завершением островодужного развития и внедрением батолитов последовательно-дифференцированной габбро-диорит-плагиогранитовой формации (крыккудукский комплекс,  $\gamma\delta O_3$ , 430 млн. лет). В позднеколлизионный этап внедрились интрузии формации гранитовых батолитов (аралаульский ( $S_1$ ), боровский ( $D_1$ ), золотоношский, орлиногорский ( $D_2$ ) комплексы).

Дальнейшее изучение глубинного строения и геодинамики развития Северо-Казахстанского золоторудного пояса позволит оценить роль рифтогенных, островодужных и коллизионных процессов в формировании рудно-магматических систем, с которыми связаны суперкрупные концентрации золота.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА

*Северо-Казахстанский золоторудный пояс* охватывает разнотипные структуры, сформированные в палеозое в результате деструкции и расчленения некогда единого докембрийского континента на ряд блоков. Геодинамика развития их в палеозое была резко различной. Часть из них (Кокшетауский, Шатский, Ишкеольмесский) сохранились в виде жестких сиалических останцов (микроконтинентов), но испытали многократную тектоно-магматическую активизацию, часть (Восточно-Кокшетауский, Степнякский и др.) развивались в форме прогибов по рифтогенному типу, затем - в островодужном режиме либо в виде ярко выраженных островных дуг, либо пред- и междуговых прогибов.

Золотоносность Кокшетауского массива, исследовалась длительное время, начиная с работ Ю.А. Билибина (1947). Ранние исследования проводились в традиционном плане: изучалась связь золотого оруденения с интрузивным магматизмом, его приуроченность к тектоническим структурам, закономерности локализации, поисковые критерии, геологическое строение золоторудных полей.

Современные разработки проблемы золотоносности Кокшетауского массива характеризуются поисками новых нетрадиционных подходов к оценке его металлоносности и потенциальных ресурсов.

В.Н. Матвиенко (1994) на основе изучения руд месторождений золота с применением микроаналитического комплекса и химического анализа пришел к выводу, что конкретному формационному типу золоторудных месторождений присущ определенный набор морфопризнаков самородного золота, его фазового состава, структурных модификаций кремнезема и углеродистого вещества. В итоге им разработана единая универсальная модель формирования золоторудной колонны, осуществляющаяся по схеме: седиментация → ранний диагенез → поздний диагенез → эпизона → динамометаморфизм → мезозона (+ катазона) → интрузивный магматизм.

Близкую идею развивает в своих исследованиях М.С. Рафаилович (1994, 1995, 2006). Согласно его данным, разновозрастные, синхронные раннему (кембрий), среднему (поздний ордовик-ранний силур) и позднему (девон-карбон) этапам тектоно-магматической активизации, разноглубинные рудно-магматические системы Кокшетауского массива образуют единую ступенчатую колонну с закономерно меняющимися по вертикали геолого-геохимическими характеристиками входящих в нее месторождений золота. Доказывается, что главной тенденцией рудных формаций является смена снизу вверх древних типов молодыми, усложнение формационного и элементного состава, снижение фемических и увеличение сиалических элементов. По-существу, им также выдвигается идея о единой универсальной модели формирования золоторудных месторождений.

Изучение содержания золота в разрезе Кокшетауского террейна на основе высокочувствительного нейтронно-активационного анализа позволило выявить относительно высокую степень геохимической специализации на золото нескольких геологических формаций: метаморфитов зерендинской серии докембрия, базальт-риолитовой зеленокаменных поясов (кууспекская свита

раннего рифея) углеродисто-доломито-сланцевой надрифтовых прогибов (шарыкская свита среднего рифея), кремнисто-базальтовой ассоциации кембрия-раннего ордовика и флишево-кремнисто-терригенной среднего ордовика (степнякская свита). Самые высокие содержания сингенетического золота характерны для эклогитов докембрия и углеродистых сланцев шарыкской свиты; в вулканогенно-терригенных породах кембрия-ордовика содержания золота более умеренные, но равномерно охватывают почти весь разрез пород нижнего палеозоя. Высокие значения характерны для кремнистой составляющей кремнисто-базальтовой ассоциации.

Золотоносность раннедокембрийского основания можно объяснить формированием древней континентальной коры Кокшетауского массива в AR-PR в процессе гранитизации и анатексиса океанической коры при одновременном ее разделении на гранулит-базитовый и гранулитогнейсовый слои, с последующей преобладающей регрессивной направленностью метаморфизма в течение всей дорифейской истории развития региона и преобразованием верхнего слоя в гранито-гнейсовый слой. Золотоносность базальт-риолитовой формации R<sub>1</sub> увязывается с металлогенической специализацией зеленокаменных поясов докембрия, характеризующихся высокой золотоносностью во многих докембрийских щитах мира: Западно-Австралийском, Индостанском, Родезийском и др.

Высокой зараженностью рассеянным золотом обладают палингенные граниты, завершившие континентализацию древней коры Кокшетауского массива. Наиболее ранние меланократовые гранитоиды Алтыбайского массива и степнякского комплекса предельно обогащены золотом. Высокозолотоносной является молассовая формация среднего-верхнего девона, с которой также связано становление золотого оруденения Кокшетауского массива.

В пределах Северо-Казахстанского пояса выделены шесть золоторудных зон: Васильковско-Степнякская, Аксу-Целиноградская, Бестюбинская, Матсор-Жаналыкская, Златогорско-Желтауская, Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауская.

## Васильковско-Степнякская золоторудная зона

Васильковско-Степнякская золоторудная зона тяготеет к юго-восточной границе скрытого Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса, сближенной с Шатской зоной близширотных разломов. Протяженность зоны в пределах Кокшетауского массива 100 км, затем в основании Восточно-Кокчетавской синформы - 190 км. Ширина зоны на всем ее протяжении составляет 10-15 км.

Ведущей глубинной рудоконтролирующей структурой Васильковско-Степнякской золоторудной зоны является юго-западная граница Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса, соответствующая скрытому глубинному разлому в докембрийском основании, отделяющему пояс от Антоновско-Кылшиктинской линейной зоны гранитизации, в том же складчатом комплексе основания. В аномальном гравитационном поле разлом отчетливо выражен зоной высоких градиентов силы тяжести. К настоящему времени разлом сильно трансформирован, за счет общего коллизионного сжатия, продольных сдвигов и надвигов при росте Боровско-Макинского гранитогнейсового купола. Такого рода разломы являются (согласно А.В. Смирнову, В.В. Коробкину и др., 2005) коллизионными тектоническими швами, представленными в современном виде зонами смятия, продольного течения горных пород и их метаморфизма. Они являлись проводниками магматических расплавов преимущественно основного состава и сопутствующих им восстановленных мантийных флюидов, в разной степени окислившихся в коровых условиях. Золото транспортировалось как расплавами основного, среднего и умеренно-кислого составов, так и сопутствующими им глубинными флюидами, хлоридами золота и разрушающими их фторидами кремния, способствовавшими образованию кварцевых штокверков и кварцевых жил с золотом.

В силу общей коллизии и роста Боровско-Макинского ГГК разлом характеризуется дугообразной в плане формой, обращенной выпуклой стороной к северо-востоку, во внешнюю сторону от ГГК.

Юго-западный борт пояса осложнен ветвями более позднего по возрасту Володарско-Атансорского разлома, а также Донгулагашской зоной разломов, контролирующей размещение Алтыбайского и других интрузивных массивов и вулканитов палеозоя. Узлы пересечения северо-западных и близширотных разломов поперечными разломами имеют большое рудоконтролирующее значение. В этих мобильных участках высокой проницаемости в верхние горизонты земной коры поступали более окисленные флюиды, обогащенные водой, углекислым газом, обусловившие метасоматоз верхней мантии, способствовавшие "развалу" рудоносных флюидов и локализации оруденения в узлах пересечений разломов.

Слагающие Теренколь-Драгомировский пояс породы меланократового состава на глубине контактируют с гранито-гнейсами Антоновско-Кылшиктинской зоны гранитизации. С поверхности контакт залечен Алтыбайским массивом перемещенных гранитоидов, в эндоконтактной части которого располагается суперкрупное Васильковское месторождение золота. Вмещающими породами

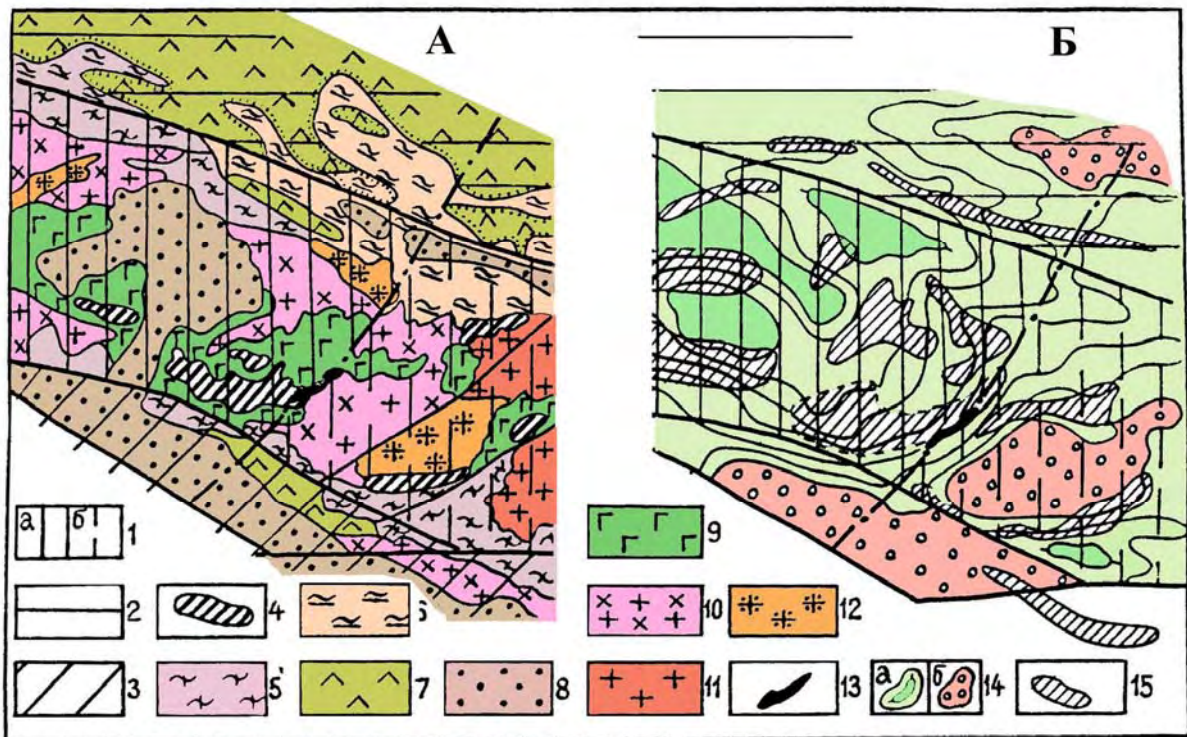


являются амфиболиты, пронизанные инъекционными гнейсами, и хлорит-карбонатные сланцы. Зона контакта пространственно сближена с Восточно-Кокшетауским венд-раннепалеозойским палеорифтом и осложнена Донгулагашской системой продольных разломов и Васильковско-Березовским поперечным разломом. К участку пересечения этих разломов тяготеют Васильковское месторождение и ряд рудопроявлений (Промежуточное, Дальнее и др).

*Васильковское месторождение* входит в число суперкрупных золоторудных объектов Мира (Константинов и др., 2000) и является типовым для рассматриваемой золоторудной зоны. На примере его глубинной модели можно оценить глубинные факторы локализации оруденения золота, характерные не только для Васильковско-Степнякской зоны, но отчасти и для всего Северо-Казахстанского золоторудного пояса в целом.

### ***Модель глубинного строения Васильковского месторождения***

Васильковское месторождение принадлежит группе золоторудных объектов, сформированных на древних континентальных массивах, испытавших многократную деструкцию и тектоно-магматическую активизацию (рис. 26). Месторождение расположено в пределах одной из наиболее мобильных зон Кокшетауского массива, которая в современных структурах выражена Шатской системой близширотных разломов. Начало формирования этой разрывной структуры относится к протерозою и связано с заложением авлакогенов рифтогенного типа в связи с деструкцией и разрушением архей-раннепротерозойской коры Тениз-Кокшетауского внутриплитного сводового поднятия при внедрении мантийного плюма в область современной Тенизской впадины (Абдулкабирова, 1975; Любецкий, Урдабаев, 2005). В процессе внедрения плюма по его периферии на стадии растяжения формировались аркогенные разломы и рифтогенные структуры типа зеленокаменных трогов с контрастным вулканизмом и терригенным заполнением, а затем надрифтовые прогибы, выполненные кремнисто-карбонатно-терригенно-углеродистыми золотоносными отложениями шарыкской свиты. В данном случае такой структурой является выделяемый по геофизическим данным (Любецкий и др., 1981, 1988, 2002) Теренколь-Драгомировский пояс, зеленокаменные толщи которого претерпели глубокий метаморфизм. Поэтому условно в настоящее время он рассматривается как пояс существенно меланократового эклогит-гранулитогнейсового состава.



**Рис. 26. Положение Васильковского месторождения по отношению к геологическим структурам (А) и геофизическим полям (Б)**

А- схема геологического строения, Б- схема аномальных гравитационного и магнитного полей.

1- скрытый Теренколь-Драгомировский пояс: а- относительно слабо измененный эклогит-гранулитогнейсовый комплекс, б- интенсивно гранитизированный; 2- Восточно-Кокшетауский раннепалеозойский прогиб; 3- приразломный среднепалеозойский прогиб; 4- мигматиты; 5- хлоритовые, эпидот-амфиболовые, амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварциты; 6- углисто-глинистые, филлитовые сланцы, известняки, доломиты шарыкской свиты; 7- песчаники, алевролиты, порфириды, известняки среднего и верхнего ордовика, без расчленения; 8- конгломераты, аргиллиты. Интрузивные породы Алтыбайского массива: 9- габбро-диориты, 10- гранодиориты, плагиограниты, 11- граниты, 12- лейкократовые граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>; 13- рудные тела; 14- аномалии силы тяжести: а- положительные, б- отрицательные; 15- наиболее крупные положительные магнитные аномалии.

В ордовике, когда процесс разрушения Тениз-Кокшетауского свода достиг своего максимума и в его центре сформировалась Тенизская зона спрединга океанической коры, а по периферии - мощная система рифтов, на месте зеленокаменного пояса образовался Восточно-Кокшетауский палеорифт предположительно с полным разрывом коры в своей восточной части. В позднем ордовике при смене растяжения сжатием на бортах этого рифта формировались островодужные комплексы, в коллизионный этап произошло надвигание бортов рифта на его центральную часть. В раннем-среднем девоне вдоль этой линии проявился наземный вулканизм, а в тафрогенный этап - сформировались грабен-мульды с терригенно-карбонатным заполнением. К Шатской системе разломов тяготеют и наложенные триасовые мульды с трапповым типом вулканизма и диатремами лампроитовых туфов (Кошкарская).

Таким образом, Шатская мобильная система разломов, разграничивающая две разнородные структуры - зеленокаменный пояс и зону гранитизации, развивалась от докембрия до мезозоя включительно. На поверхности она выражена фрагментарно: в

пределах Васильковского рудного района, главным образом, Широтным разломом. Общая ее ширина составляет 30-50 км; с севера она ограничена Азатским, а с юга - собственно Шатским разломом. В зоне Шатского разлома отложения зерендинской серии смяты в узкие изоклинальные складки, интенсивно метаморфизованы, разгнейсованы, превращены в гранито-гнейсы, амфиболиты и амфиболовые сланцы. На глубине породы эклогит-гранулитогнейсового комплекса контактируют с гранито-гнейсами Антоновского купола. В верхних горизонтах коры в этот контакт внедрился Алтыбайский плутон сложнодифференцированных гранитоидов зерендинского комплекса позднего ордовика.

Шатская система широтных разрывов хорошо дешифрируется на аэро- и космоснимках и уверенно проявлена в трансформированном гравитационном поле полосой высоких градиентов силы тяжести. На основе количественной интерпретации зоны градиентов амплитуда вертикального смещения по Шатской системе разломов оценивается в 4 км. По данным МОВЗ-ГСЗ, Шатская система отмечается широкой (10-15 км) зоной отсутствия точек обменов волн до глубины свыше 60 км и вертикальными смещениями глубинных слоев земной коры и верхней мантии амплитудой от 3 до 5 км. Указанная зона разграничивает блоки земной коры с разным строением, мощностью слоев и плотностью пород ( $\Delta\sigma = 0,14 \text{ г/см}^3$ ). Более высокая плотность характерна для северного, Теренколь-Драгомировского, блока, низкая - для южного, Антоновско-Кылшиктинского. Падение зоны разломов к югу под углом  $50^\circ$ .

Область Шатской системы близширотных разломов характеризуется присутствием в отложениях разного возраста свободного углерода: черные углеродистые сланцы шарыкской свиты, углеродистые алевролиты лидиевской свиты и др. В базитах, ультрабазитах и эклогитах, тяготеющих к Шатской системе разломов, присутствует тонкораспыленный графит. Обилие углеродистого вещества позволяет предполагать его эндогенную глубинную природу.

Флюидный режим близширотных систем разломов в кристаллическом ядре Кокшетауского террейна определяется их развитием в качестве границ эклогит-гранулитогнейсовых поясов и областей развития гранито-гнейсовых куполов. Парагенетическое единство указанных структур определяется тем, что вдоль их границ инфильтруются мантийные восстановленные флюиды, окисляющиеся в земной коре по восстанию колонны флюидопотоков. Выделяющаяся при этом тепловая энергия и возрастающее парциальное давление воды приводят к гранитизации фундамента.

Принципиальная схема участия восстановленных мантийных газов в метаморфизме и гранитизации земной коры разработана А.А. Маракушевым и Л.Л. Перчуком (1972). Согласно их точке зрения, поднимающиеся ювенильные растворы окисляются, происходит их термическое разогревание, и создается источник тепла и энергии для регионального метаморфизма гранитно-метаморфического слоя. Разогретые ювенильные подкоровые растворы, обогащенные щелочами и кремнеземом, проникают в земную кору и гранитизируют ее, насыщая натрием, калием, кремнеземом, щелочно-земельными, радиоактивными и редкоземельными элементами.

Подобную схему эволюции восстановленных мантийных флюидов можно предполагать и для системы широтных разломов Кокшетауского террейна,

поскольку вдоль них размещено большинство гранито-гнейсовых куполов и крупных плутонов перемещенных гранитов.

По данным Г.В. Ручкина (1983), месторождения золота на докембрийских кристаллических массивах закономерно приурочены к древним рифтогенным структурам земной коры, фрагменты которых сохраняются между гранито-гнейсовыми куполами. Формирование рассеянных концентраций золота на ранних этапах развития зеленокаменных поясов связано с накоплением вулканогенно-осадочных комплексов и становлением сопровождающих их интрузий.

В процессе роста гранито-гнейсовых куполов концентрации металла в зонах ультраметаморфизма и гранитизации частично уничтожаются. На заключительной регрессивной стадии формирования куполов происходит перераспределение металлов, в частности золота, и его концентрация по периферии куполов в мобильных зонах разрывов, милонитизации и рассланцевания.

Таким образом, большей частью скрытая южная граница Теренколь-Драгомировского пояса меланократовых метаморфических пород с Антоновско-Кылшиктинской зоной гранитизации являлась мобильной структурой, обеспечившей длительную и многообразную по форме (эффузивную, интрузивную, флюидную) связь с верхней мантией и, соответственно, многократное обогащение верхних горизонтов земной коры золотом из мантии. По-существу, это коллизионный шов смыкания разнородных блоков. Васильковское месторождение локализовано в узле пересечения этой широтной мобильной границы Васильковско-Березовским глубинным разломом северо-восточного направления, Донгулагашским и Алексеевским - северо-западного. Обычно в таких сложных тектонических узлах образуются камеры, высокопроницаемые для восстановленных мантийных флюидов, благоприятные для формирования вторичных очагов базальтовых и андезитовых расплавов и каналов поступления в верхние горизонты коры остаточных гидротермальных рудоносных растворов (рис. 27).

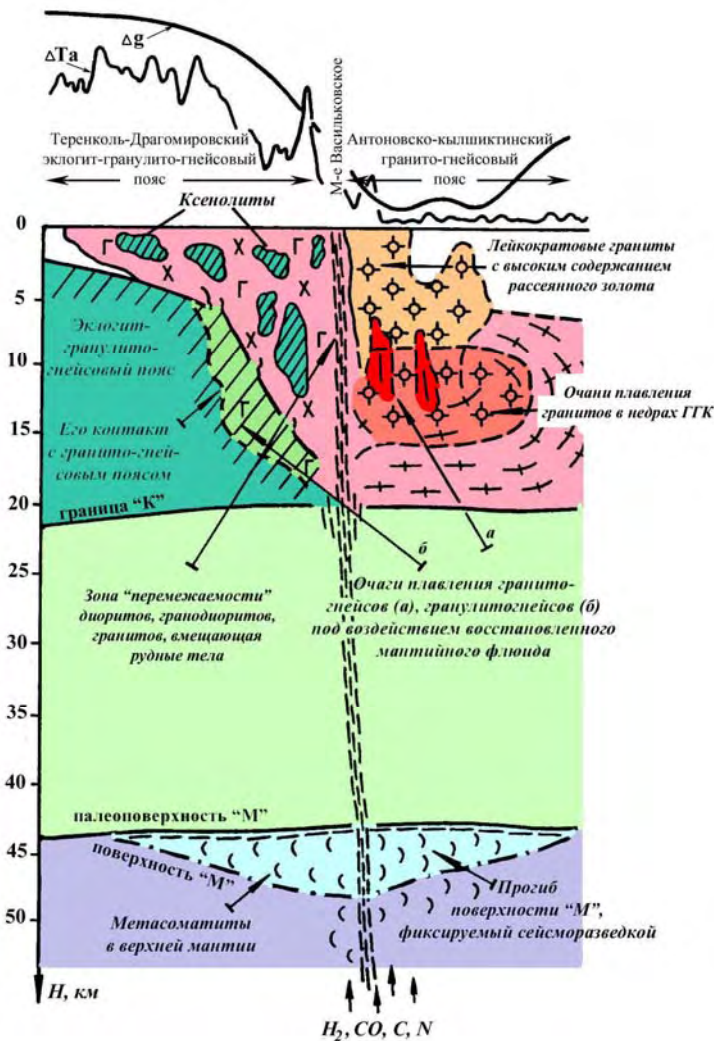


Рис. 27. Модель глубинного строения и формирования Васильковского месторождения (по В.Н. Любецкому, 2000)

Если Шатская широтная система характеризуется присутствием в отложениях разного возраста свободного углерода, что является признаком обильного поступления в верхние горизонты земной коры восстановленного мантийного флюида при его относительно медленном окислении, то для северо-восточной системы разломов, напротив, характерно быстрое окисление мантийного флюида, обилие образующейся воды, поступление щелочей, кремнезема, выделение тепловой энергии.

Васильковско-Березовский разлом, протяженностью свыше 270 км МОВЗ-ГСЗ прослеживается до границы Мохоровичича (М). Ему отвечает узкий локальный прогиб поверхности М амплитудой до 7 км и линза гранулит-базитового слоя мощностью порядка 27 км. В зоне разлома широко развиты и пространственно совмещены проявления магниево-кальциевого, калиево-натриевого, кремниевого метасоматоза, минералы графита, образовавшиеся в восстановительных и высокobarических условиях. Это дает основание предполагать, что вдоль зоны Васильковско-Березовского разлома методом МОВЗ-ГСЗ фиксируется вертикальная колонна глубоких метасоматических преобразований литосферы. Следовательно, с разломами северо-восточного направления в пределах Кокшетауского террейна связаны процессы дегазации



верхней мантии, окисление восстановленных флюидов, образование воды, углекислоты и интенсивная гранитизация. Линии, по которым этот процесс развивался наиболее активно, отметились просадкой кровли поверхности М (Любецкий и др., 1988, 1997, 2000).

С поверхности метасоматические процессы вдоль разломов северо-восточного направления отмечались Ф.А. Летниковым (1975), М.А. Абдулкабировой (1975); В.Е. Гончаренко, Г.Г. Шешкилем (2002) выделялись зоны мантийной углеродистой дегазации.

Поверхность гранулит-базитового слоя, прослеженная методом МОВЗ-ГСЗ, в пределах зоны Васильковско-Березовского разлома имеет форму крутой воронки. Поскольку разлом "залечен" гранитоидами Алтыбайского массива, наиболее вероятно, что такая структура поверхности гранулит-базитового слоя фиксирует глубинную корневую часть интрузии.

Падение разлома юго-восточное, вначале под углом 50-70°, а с глубины 15 км - более пологое. Геологическими методами Васильковско-Березовский разлом хорошо изучен в пределах Алтыбайского массива гранитоидов, где он представлен системой трещин, ориентированных по азимуту 40-60° и крутопадающих (под углом 75-90°) к юго-востоку. Они образуют мощную региональную зону трещиноватости, а на отдельных участках - зоны расланцевания мощностью 5-10 м. Судя по смещению структур, разлом формировался как левосторонний сдвиг с суммарной амплитудой горизонтальных перемещений до 20-30 км.

Донгулагашская зона разломов прослеживается в северо-западном направлении на 100 км при крутом падении на северо-восток под углом 70-85°. Она контролирует размещение Алтыбайского, Жолдыбайского, Кызылсайского, Берлистыкского интрузивных массивов и вулканитов палеозоя. Зона разломов детально изучена в районе Алтыбайского массива. Разломы обычно прямолинейные, выдержанные по простиранию и падению и сопровождаются интенсивным расланцеванием пород. Борозды и штрихи скольжения на стенках трещин направлены под углом 50-80°, что указывает на преобладание вертикальной составляющей при косых блоковых перемещениях.

Алексеевская зона разломов также характеризуется выдержанным северо-западным простиранием и крутым северо-восточным падением. Она разграничивает сланцы шарыкской свиты и вулканогенно-терригенные образования среднего-позднего ордовика.

Северо-западная система разломов отчетливо выражена в гравитационном и магнитном полях.

Расположенный в узле пересечения указанных выше разломов рудовмещающий Алтыбайский многофазный массив по одному из выдвинутых блоков как бы вклинивается внутрь Теренколь-Драгомировского пояса, "захватывая" своей периферической частью породы меланократового состава (см. рис. 2, 27). Одна часть массива расположена во вмещающем фемическом субстрате, сложена контаминированными гибридными разностями (с ксенолитами сланцев и амфиболитов), а другая, вне этого субстрата, следов контаминации и гибридизма в гранитоидах не несет. Гранитоидам Алтыбайского массива свойственны окварцевание, калишпатизация (дорудная и синрудная), альбитизация,

грейзенизация, березитизация, карбонатизация. По данным П.В. Ермолова и др. [53], вклад мантийного материала в коровый источник ордовикских гранитоидов составляет от 80 до 60 %, поэтому в гранитоидах отмечается повышенное содержание флюидной фазы. Объем восстановленных флюидов сравнительно невелик, но повышены концентрации азота; специализация флюида водородная.

Плотность пород Алтыбайского массива колеблется от 2,94 г/см<sup>3</sup> для габбро до 2,62-2,53 г/см<sup>3</sup> для гранитов. Средняя плотность - 2,76 г/см<sup>3</sup>, поэтому на фоне вмещающих комплексов со сходной плотностью массив как единое тело в гравитационном поле не проявлен. Локальными максимумами фиксируются тела диоритов и габбро-диоритов, минимумами - гранитов. Индуктивная намагниченность пород массива меняется от 0 до 2500×10<sup>-5</sup> СИ. Преобладают высокие значения, особенно для гибридизированных разностей пород, поэтому массив выделяется в магнитном поле положительными аномалиями интенсивностью до 1000 нТл. На картах пересчета магнитного поля вверх Алтыбайскому массиву отвечает региональная положительная аномалия.

Вблизи Алтыбайского плутона в краевой части Антоновского ГГК, располагаются перемещенные массивы лейкократовых гранитов среднедевонского возраста с высоким нормальным распределением золота (2,5-3,5 мг/т) и большим процентом проб с аномально высоким его содержанием.

Васильковское месторождение представляет собой линейный золотоносный штокверк. Оруденение распределено струями, преимущественно, северо-восточного направления и юго-западного склонения (под углом 35-40°) вдоль Васильковско-Березовского разлома; локализовано в краевой части плутона, в зонах перемежаемости гибридных разностей гранитоидов. По данным М.С. Рафаиловича [9], в формировании месторождения активно участвовали все три системы разломов: северо-западные в качестве рудоподводящих и рудораспределяющих, широтные - рудораспределяющих, северо-восточные - рудоконтролирующих. Трещинные зоны указанных направлений составили каркас рудного штокверка и поля гидротермалитов. По мнению [71], Алтыбайский массив на фоне вмещающих пластичных кристаллических сланцев представляет собой крупное тело, своеобразный трещиноватый блок, локализовавший прожилково-вкрапленную минерализацию. Рудный штокверк локализован на контакте габбро-диоритов и диоритов с роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами. Сечение штокверка на поверхности составляет первые сотни метров, вертикальная протяженность до 1,5 км. Штокверк представлен сочетанием сульфидно-кварцевых прожилков и маломощных жил с прожилковой вкрапленностью сульфидов в березитизированных диоритах и гранодиоритах. В целом штокверк образует конусовидное тело, сужающееся и выклинивающееся с глубиной [71].

На уровне верхней мантии (с глубины 100 км) Кокшетаускому террейну отвечает пологопадающая под массив глубинная зона высокой электрической проводимости, которая по физическим параметрам отождествляется с потоком недеплетированной мантии. От нее к поверхности отходят крутовосстающие зоны градиентов, фиксирующие зоны глубинных разломов, по которым происходила дегазации мантии метасоматоз и интенсивная базификация нижней коры. Вдоль этих линий транспортировались тепло- и флюидопотоки. Такие линии отметились



линейными прогибами поверхности М, линзовидными приращениями гранулит-базитового слоя, сокращением гранитно-метаморфического слоя при общем увеличении мощности коры до 47 км. В конкретном случае Васильковско-Березовскому разлому отвечает узкий локальный прогиб поверхности М амплитудой до 7 км и гребневидная линза гранулит-базитового слоя мощностью порядка 27 км.

По мнению М.М. Константинова и др. [71], крупные масштабы Васильковского месторождения обусловлены положением вмещающего оруденение локального тектонического блока над "горячей мантийной точкой" и, как следствие, его аномальным развитием.

Главными элементами глубинной модели Васильковского месторождения являются (см. рис. 27):

- система краевых глубинных зон, связанных с деятельностью Тенизского мантийного плюма, по которым осуществлялись мантийно-коровые взаимодействия;

- прогиб поверхности М, как отражение метасоматических преобразований в верхней мантии и нижней коре вдоль Васильковско-Березовского разлома мантийного заложения;

- линза гранулит-базитового слоя мощностью до 27 км, приращенная снизу;

- гранитно-метаморфический слой сокращенной мощности, повышенной меланократовости;

- коллизионный тектонический шов на южной границе Теренколь-Драгомировского пояса меланократовых пород с Антоновским гранито-гнейсовым куполом, длительно развивавшийся в качестве мобильной зоны высокой проницаемости;

- узел пересечения широтной коллизионной сутуры Донгулагашским северо-западным разломом, а также северо-восточным Васильковско-Березовским глубинным разломом с признаками крупноамплитудных сдвиговых и взбросо-сдвиговых перемещений, создавших участки повышенной проницаемости для магматических расплавов и гидротермальных растворов;

- Алтыбайский многофазный плутон гибридизированных гранитоидов, дискордантно внедрившийся в фемический субстрат Теренколь-Драгомировского пояса при росте Антоновского гранито-гнейсового купола на наиболее мобильном участке границы этих структур;

- магматические брекчии жерловой субвулканической фации в Алтыбайском плутоне, свидетельствующие о взрывных процессах, связанных с формированием редуцированного наземного вулканического пояса и внедрением лейкократовых гранитов в девонский этап тектоно-магматической активизации [38].

Существенные отличия Васильковского месторождения от других известных золоторудных объектов этой зоны заключаются в следующем.

- Месторождение приурочено к глубоко эродированной части Кокшетауского террейна. К эрозионному срезу приближены нижние, корневые, части магматической, метасоматической и рудной колонн, образовавших это уникальное по масштабам месторождение.

- Отсутствует связь оруденения с интрузиями степнякского комплекса, как на других объектах этой золоторудной зоны.

- Тип оруденения – крупный линейный штокверк, - также резко отличен от кварцевожильного типа месторождений Степняк и Мезгильсор, пространственно тесно связанных с интрузиями степнякского комплекса.

- Согласно [38], в формировании месторождения большую роль играл позднедевонский вулканоплутонический магматизм.

- В составе руд месторождения много фтора, выделяются даже жилы пострудного флюорита, редко встречающиеся на других месторождениях.

Оруденение золота пространственно тесно ассоциируют с урановой минерализацией. Так, поблизости от Васильковского месторождения расположено Славянское месторождение урана.

*Месторождения Мезгильсор и Степняк* локализованы в нижнепалеозойском структурном этаже Степнякской синформы. Несмотря на существенные отличия от Васильковского месторождения, они характеризуются рядом черт пространственной локализации, сближающими их с этим эталонным объектом. Оба месторождения также приурочены к юго-восточной границе Теренколь-Драгомировского пояса. В локализации золотоносных интрузий степнякского комплекса и кварцево-жильного оруденения, большую роль играли разломы северо-восточного направления и узлы их пересечений с разломами северо-западного направления. Предполагается, что в формировании месторождений большая роль принадлежала аналогичным потокам восстановленных мантийных флюидов, которые перемещались по тем же каналам, что и расплавы степнякских интрузий, с некоторым отставанием от последних. В результате рудные флюиды формировали порой золотоносные кварцевые жилы, несогласно наложенные на интрузивные тела в трещинах отрыва, образовавшихся при остывании интрузий.

Юго-восточнее месторождения Степняк, где Теренколь-Драгомировский пояс погружается на большие глубины, в основание Степнякской синформы, выделено несколько перспективных площадей. Их общая геотектоническая позиция определяется тем, что при погружении пояс разрушается, расчленяется на отдельные блоки разломами близмеридионального, северо-восточного направлений и облекается гранодиоритами крыккудукского комплекса, контролируемые этими разломами. Большая часть блоков почти полностью ассимилирована гранодиоритами, сохранившись в форме останцов и расплавных включений минералов в гранодиоритах. Блоки меланократового основания в полном объеме выделяются только по положительным аномалиям гравитационного поля. Расчлененный на отдельные блоки Теренколь-Драгомировский пояс причленяется к Аксу-Целиноградскому поясу вблизи района месторождений Аксу-Кварцитовые Горки. Наиболее крупные погруженные блоки пояса представлены Мамайским, Карасуским, Северо-Атансорским и Урумбайским поднятиями. Перспективные площади приурочены к границам указанных скрытых блоков, усложненных разломами северо-западного и северо-восточного направлений, к контактам массивов гранодиоритов.

Геологические структуры верхних этажей в пределах выделенных перспективных площадей почти полностью "подплавлены" гранодиоритами

крыккудукского ( $\gamma\delta O_3$ ) и гранитоидами аралаульского ( $S_1$ ) комплексов. Золотая минерализация чаще всего тяготеет к глубинным контактам блоков основания и облекающих их гранитоидов, а с поверхности – к надинтрузивным останцам нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных пород. Разнородной вмещающей средой обусловлены относительно меланократовый состав и повышенная золотоносность гранитоидов. Золоторудная минерализация в связи с многоэтапностью магматизма неоднократно регенерирована. В этих условиях есть основание прогнозировать открытие нового для Северного Казахстана типа большеобъемного оруденения в надинтрузивных зонах гранитоидов крыккудукского комплекса.

По мнению ряда исследователей золото, связанное с крыккудукским комплексом, имеет ограниченные перспективы. Предполагается, что с интрузиями этого комплекса ассоциирует лишь регенерационное золото, накопившееся при поглощении золотоносных интрузий степняцкого типа или золотоносных блоков меланократового фундамента расплавами этого комплекса. Однако, выявленное на ряде участков обилие золотопроявлений, зон березитизации, окварцевания в интрузивных массивах крыккудукского комплекса не исключает открытие здесь крупнообъемных месторождений золота с относительно низким содержанием металлов в рудах.

Породы степняцкого и крыккудукского комплексов имеют многофазную палингенно-метасоматическую природу. Об этом свидетельствуют их структурно-текстурные особенности, формы, положение массивов, их место и время в геологической истории региона.

Гранитоиды степняцкого и крыккудукского комплексов формировались в зоне палингенно-метасоматического гранитообразования в условиях высокотемпературного замещения и плавления и высокой подвижности - привноса щелочей трансмагматическими глубинными растворами (Коржинский, 1968). Подобные условия соответствуют высоким ступеням амфиболитовой фации метаморфизма. В этих условиях в низких горизонтах земной коры формируются породы типа лейкогаббро, лейконоритов, анортозитов и др. По мере продвижения в верхние горизонты земной коры в зонах активизации формируются промежуточные продукты гранитизации: кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и др.

В период тектоно-магматической активизации в ордовике влияние глубинных флюидов при повышающейся активности натрия выразилось в метаморфизме всех пород. Этот процесс имеет регионально-площадной характер. В зонах глубинных разломов он многократно повторяется.

При площадном опробовании на золото всех пород перспективных площадей повышенные концентрации (от 0,1 до 3 г/т) выявлены только в поле развития метаморфизованных вулканомиктовых (реже полимиктовых) песчаников степняцкой свиты. В них широко развиты неравновесные минеральные ассоциации с альбитом, карбонатом и рудными минералами (в том числе лимонитом - продуктом окисления пирита), относящиеся к кварц-серицитовой фации метасоматитов низкотемпературного кремнещелочного метасоматоза (березиты). Повышенные концентрации золота установлены также в березитах, сформированных по монцодиоритам степняцкого комплекса.

Таким образом, на стадии кремнещелочного метасоматоза золото в промышленных концентрациях экстрагировалось и переотлагалось только из пород с повышенной первичной золотоносностью. Пространственно золоторудная минерализация приурочена к метаморфизованным вулканомиктовым и аркозовым песчаникам степнякской свиты, в которых наблюдаются минеральные ассоциации зеленосланцевых диафторитов кварц-серицитовой фации с карбонатом, магнетитом и сульфидами. Аналогичная последовательность метаморфических преобразований выявляется и в кварцевых монцо-диоритах. Здесь образование зеленосланцевых диафторитов сопровождается разложением роговой обманки, биотита и актинолита с обогащением пород железистыми соединениями (магнетитовым и другими рудными минералами), которые в условиях малых глубин и понижающейся температуры совпадают с условиями золотообразования: освобождающееся железо связывается с золотом в сульфиды. Этим подчеркивается генетическая связь (соотношение) золотообразования и метаморфизма (Н.С. Ярославцева, 1997).

*Месторождение Степняк* расположено на восточной периферии Кокшетауского массива. Южная граница Теренколь-Драгомировского пояса фиксируется здесь в основании Степнякской синформы на глубине от 2 до 6 км. В районе месторождения пояс резко меняет направление с близширотного на юго-восточное. На этом участке к нему тесно примыкает Боровско-Макинский гранито-гнейсовый мегакупол, перекрытый с поверхности вулканогенно-терригенными комплексами пород ордовика. В центральной части мегакупола располагаются Боровский, Жукейский и Макинский массивы перемещенных гранитов.

Вблизи месторождения меланократовый субстрат пояса приближен к поверхности до 2-3 км, образуя Келеншикское поднятие. По геофизическим данным, этот локальный выступ пород докембрия перекрыт контрастными по составу вулканитами и флишоидными отложениями ордовика. Месторождение локализовано в узле пересечения трех систем глубинных разломов. Самой крупной и скрытой из них является система разломов северо-западного направления, являющаяся границей Теренколь-Драгомировского пояса и определившая положение в плане Васильковско-Степнякской металлогенической зоны. Вторая система разломов северо-восточного направления субсогласна с простираем вулканогенно-осадочных толщ района, образующих здесь флексурную складку близширотного направления. Разлом северо-восточного направления контролирует Степнякскую малую интрузию дифференцированного состава, вытянутую вдоль разлома.

Рудное поле включает ряд кварцево-жильных месторождений золота - Центральное (собственно Степнякское), Ирмовское, Первомайское, Ударное, Утковское (Заозерное), к настоящему времени в значительной степени отработанных. Месторождение Степняк приурочено к Степнякскому массиву и его ближней экзоконтактовой зоне. Вмещает интрузию нижняя туфогенно-терригенная толща степнякской свиты.

В пределах массива развиты маломощные крутопадающие жилы и дайки гранитов, гранитных гранодиоритов. Радиологический возраст интрузивных, дайковых пород и околорудных березитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет около 450 млн. лет, что соответствует верхнему ордовику.

По данным П.В. Ермолова [52], для этой территории Северного Казахстана в среднем ордовике характерно проявление щелочноземельного вулканизма островодужного типа и сопряженных с ним малых тел степнякского габбро-тоналит-плагиогранитового комплекса высокого уровня становления. Возраст комплекса  $467 \pm 27$  млн. лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7044$  (рубидий-стронциевая изохрона, полученная в Гёттингенском университете, Германия), что отвечает среднему ордовику. Образцы габбро и монцодиоритов, отобранные им из массива Степняк, характеризуется отрицательным значением  $\epsilon\text{Nd}$  (-0,3 и -1,18), что указывает на значительное влияние древнего корового материала на эволюцию расплавов степнякского комплекса (вклад мантии в коровый источник 60-70%). На этом основании сделан вывод, что континентальная кора Степнякского района двухстадийная, и в ее формировании участвуют два принципиально разных структурных элемента: молодая венд-кембрийская кора и более древняя кора микроконтинента.

Месторождение Степняк среднего масштаба, принадлежит убогомалосульфидной золото-кварцевой формации, золото-галенит-сульфоантимонитовому минеральному типу (переходному к золото-галенит-теллуридному), жильное, гипабиссально-мезоабиссальной фации, локализовано в узле пересечения складчатых взбросов субмеридионального и северо-восточного простирания, в пределах многофазного трубообразного Степнякского штока.

Различия месторождений Васильковское и Степняк заключаются в следующем.

- Васильковское месторождение формировалось в геодинамических обстановках активной континентальной окраины и коллизионной, Степняк – в островодужной энсиалического типа.

- Васильковское месторождение парагенетически связано с батолитовым зерендинским (?) интрузивным комплексом ( $O_3$ ), Степняк - с добатолитовым степнякским комплексом ( $O_2$ ).

- Васильковское месторождение характеризуется контрастным составом метасоматитов трех этапов: дорудного (калишпатизация, окварцевание, турмалинизация, флюоритизация), синрудного (адуляризация, березитизация, окварцевание), пострудного (карбонатизация, окварцевание, флюоритизация). Для месторождения Степняк характерно окварцевание и березитизация.

- Васильковское месторождение принадлежит золото-кварц-сульфидной рудной формации штокверкового типа, Степняк - золото-сульфидно-теллуридной жильного типа.

- Васильковское месторождение характеризуется висмутово-мышьяково-золоторудным геохимическим типом, Степняк - редкоэлементно-теллур-золоторудным. В первом преобладает арсенопирит, во втором - пирит.

- Форма нахождения золота в рудах Васильковского месторождения - самородное субмикроскопическое золото, заключенное преимущественно, в арсенопирите, минералах висмута, в кварце; в рудах месторождения Степняк - самородное (преимущественно в кварце, реже в сульфидах) и минеральное золото (в теллуридах золота и серебра).

- По масштабу оруденения месторождение Васильковское - супер крупное, Степняк - среднее.

- Для Васильковского месторождения характерна высокая концентрация висмута и флюорита - типичного представителя близповерхностных крупномасштабных золото-серебро-теллуридных месторождений (Калгурли, Крипл-Крик и др.), а для месторождения Степняк - теллуридов золота, серебра и свинца.

Дальнейшие перспективы Васильковско-Степнякской золоторудной зоны оцениваются высоко. Заслуживает изучения и оценки граница эклогит-гранулитогнейсового пояса западнее и восточнее Васильковского рудного поля, особенно узлы ее пересечения и смещения разломами северо-восточного направления, площади развития вдоль этой границы углеродистых толщ шарыкской свиты, дифференцированных плутонов гранитоидов гибридного состава типа Алтыбайского массива (Теренкольский и др.), зон метасоматических изменений (окварцевания, беретизации) в экзоконтактах Боровского массива и пр. В первую очередь, целесообразна оценка ранее выделявшихся перспективных площадей (Г.М. Козловский, 1978, 1981; В.А. Цареградский, 1986 и др.), сходных с эталонами месторождений Мурунтау и Даугыз Западного Узбекистана.

Перспективной на новые типы золотого оруденения представляется зона Жанатобинского глубинного разлома, расположенного восточнее Мамайского погруженного блока Теренколь-Драгомировского пояса, на участках его пересечения разломами субширотного и северо-восточного направлений. Зона сложена осадочно-вулканогенными комплексами сагской серии среднего ордовика и гранитоидами крыккудукского комплекса Крыккудукского, Жанатобинского и Ащикольского плутонов. Расположенное в зоне разлома золото-теллуридное месторождение Жанатобе представлено двумя морфологическими типами - кварцево-жильным и штокверковым. По составу теллуридов источником оруденения являлись мантийные гидротермальные золотоносные растворы. В то же время оруденение находится в тесной пространственно-временной связи с субвулканическими телами андезитов и, по-видимому, является вулканогенно-гидротермальным. Широкое развитие в зоне разлома площадных зон окварцевания свидетельствует о потенциальных перспективах открытия здесь крупнообъемных месторождений золото-теллуридной формации, а протяженных зон кремнистых метасоматитов, сходных с кремнистыми джаспероидами, - на открытие объектов карлинско-суздальского типа [79].

Интересной на золотое оруденение представляется площадь Приишимья в блоке, ограниченном Октябрьским и Булаевским разломами с северо-запада и юго-востока, а с севера и юга – широтными разломами, прослеживающимися на широте поселков Рузаевка – Васильковка. Этот блок отличается высокой мобильностью: наряду с крупными сближенными разломами северо-восточного направления здесь широко проявлена система широтных разрывов, по которой фиксируются сдвиго-надвиговые перемещения. Большая часть площади блока сложена углеродистыми карбонатно-терригенными толщами шарыкской свиты среднего рифея. В пределах блока по реке Шарык выделен стратотип этой свиты. Порода шарыкской свиты претерпели метаморфизм низкой субфации зеленых

сланцев. Это углеродистые филлиты, серицитовые сланцы, участками интенсивно ожелезненные. Отложения шарыкской свиты прорываются крупными плутонами гранитоидов (Октябрьский и др.). Вдоль Ишимской системы разломов, ограничивающей ядерную часть Кокшетауского террейна, широко проявлены многоактные процессы рифтогенеза, начиная с позднего протерозоя, вплоть до триаса включительно. Основание этой площади неоднородно по составу: здесь также выделяются блоки верхней коры существенно меланократового и лейкократового состава, разграниченные северо-восточными глубинными разломами. В пределах этой площади возможно открытие объектов сухоложского типа.

### **Аксу-Целиноградская золоторудная зона**

Аксу-Целиноградская золоторудная зона тяготеет к западной границе одноименной шовной зоны. В тектоническом плане это сдвиговая приразломная структура шириной 6-8 км, прослеживающаяся в меридиональном направлении на 100-150 км вдоль Аксу-Целиноградского разлома.

Аксу-Целиноградская зона условно подразделяется на две части: Жолымбет-Аксуйскую южную и Аксу-Байлюстинскую - северную. Зона наложена на скрытый Аксу-Целиноградский эклогит-гранулитогнейсовый пояс и одноименный разлом, ограничивающий пояс с запада.

Ведущим полезным ископаемым зоны является золото в коренном залегании и в корах выветривания. В пределах зоны насчитывается несколько месторождений (Жолымбет, Аксу, Кварцитовые горки, Вера, Домбралы и др.) и 18 золотопроявлений.

Золотоносные коры выветривания широко развиты практически по всей площади зоны. Они принадлежат линейному типу и пространственно тяготеют к осевой части Аксу-Целиноградской шовной зоны. Кора выветривания условно мезозойского возраста представлена осветленными каолиновыми слабо ожелезненными глинами мощностью до 50-60 м.

Аксу-Целиноградская зона традиционно оценивалась в качестве весьма перспективной на поиски месторождений золота в Северном Казахстане. Это естественно, поскольку в ее пределах в единой отчетливо выраженной структурной позиции (приуроченность к Аксу-Целиноградскому региональному разлому и его оперяющим более мелким ответвлениям) располагаются месторождения и рудопроявления золота кварцево-жильного, штокверкового, вулканогенно-гидротермально-осадочного генезиса и типа минерализованных зон.

Согласно геофизическим данным, золоторудная зона сформировалась на границе скрытого эклогит-гранулитогнейсового пояса, зафиксированного линейным максимумом гравитационного поля, вдоль разлома, ограничивающего этот пояс с запада. Золоторудная зона тяготеет к восточной краевой части Жанатобинского гранито-гнейсового купола, располагаясь в области интенсивной гранитизации и ультраметаморфизма.

Эклогит-гранулитогнейсовый пояс представлен несколькими блоками выходов пород докембрия, из которых наиболее крупным является



Ишкеольмесский выступ, охарактеризованный выше. Блоки докембрия облекаются осадочно-вулканогенными комплексами пород палеозоя ( $\text{Є}_1\text{-O}_3$ ). Пояс частично перекрыт надвигово-шарьяжными структурами со стороны Чеховско-Бестюбинской структурной зоны. В состав аллохтонных пластин входят фрагменты нижнепалеозойского разреза Ерментауской зоны с преобладанием вулканогенных пород. Аллохтонные пластины перемещались вдоль секущих северо-западных разломов. Они отмечаются максимумами гравитационного поля второго порядка, косо расположенными по отношению к меридиональному простиранию аномалий, соответствующих Аксу-Целиноградскому поясу.

Главной рудоконтролирующей структурой зоны является Аксу-Целиноградский разлом, сохранявший высокую тектоническую активность в течение всего палеозоя. Аксу-Байлюстинский фрагмент этого разлома В.В. Коробкин рассматривает как шовную структурную зону, сформировавшуюся в конце позднего ордовика в связи с закрытием Центрально-Казахстанской ветви Палеоазиатского океана. Согласно его данным, разлом расчленяет вулканическую толщу силура-нижнего девона на узкие блоки, "пробиваясь" к ней снизу из толщи динамосланцев, в которые превращены отложения ордовика. Подобным образом зафиксированы движения, начиная с позднего девона до конца раннего карбона [75]. Ширина шовной зоны 6-8 км; породы представлены преимущественно кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми милонитами с сохранившимися реликтами осадочных и вулканических пород сагской и лидиевской свит среднего ордовика. Повсеместно развит кливаж течения. Падение кливажа западное, под углом  $60^\circ\text{-}80^\circ$ . Среди сланцев в карьере месторождения Домбралы отмечены линзы известняков, кремней и серпентинитов, что свидетельствует о развитии в зоне разлома меланжевого комплекса. В рудном поле Байлюсты встречены дайки лампрофиров, ориентированные субсогласно кливажу. В рудных полях на динамосланцы наложены гидротермальные околорудные изменения типа березитизации. Местами оруденение локализовано на контактах динамосланцев высших тектонофаций с менее деформированными породами [75]. По разлому установлено левостороннее сдвиговое смещение с амплитудой в первые километры.

Совокупностью перечисленных факторов объясняется исключительно высокая перспективность Аксу-Целиноградской зоны на золотое оруденение разного типа.

По нашим данным, условия проявления высокопродуктивной золотоносности рассматриваемого пояса характерны для Северного Казахстана в целом. Они тесно связаны с золотоносностью эклогит-гранулитогнейсовых (зеленокаменных) поясов в докембрийских террейнах, с разломами, разграничивающими эти пояса и гранито-гнейсовые купола. Данный фактор характерен для многих золоторудных районов Мира.

Подобные разломы служили долгоживущими каналами дренирования верхней мантии, поступления потоков восстановленных мантийных флюидов в земную кору, ее многоэтапного метаморфизма, метасоматоза, обогащения рудными компонентами и формирования рудоносных систем. Специфическими и особо благоприятными условиями являлись длительная тектоническая активность

разломов, активное проявление многоэтапного вулканизма и вулкано-плутонизма в интервале времени от раннего кембрия до девона включительно, формирование гранитоидных формаций нескольких возрастных уровней.

Благодаря особо длительной тектонической активности Аксу-Целиноградского разлома, месторождения золота здесь более разнообразные по своему генезису: кварцево-жильного типа, связанного с интрузиями степнякского комплекса; вулканогенно-осадочно-гидротермального прожилково-вкрапленного типа, связанного с проявлениями доордовикского магматизма; вкрапленного типа, связанного с зонами окварцевания в контактах интрузивных массивов и др.

Аксу-Целиноградская система разломов занимает дискордантное положение по отношению к структурам поверхности М. Она косо сечет Богембайский прогиб этой поверхности, вблизи его юго-западного периклинального замыкания. Жолымбетский рудный узел проецируется на юго-восточный борт, с глубиной залегания границы М равной 43 км, Аксуский рудный узел, месторождения Широное и Байлюсты – на северо-западный борт прогиба, где глубина до поверхности М колеблется от 43 до 44,5 км. Такая ситуация оценивается как благоприятная. В порядке сравнения, глубина до поверхности М в пределах месторождения Степняк составляет 42,5 км (Атбасар-Боровский прогиб).

По отношению к структурам поверхности М особо благоприятную позицию занимает отрезок Аксу-Целиноградского разлома к северу от месторождения Жолымбет на протяжении 30 км. Внутренняя структура зоны разлома здесь сходна с таковой на Жолымбетском рудном поле, поэтому данный отрезок разлома заслуживает опосредования.

Аксу-Целиноградская золоторудная зона на значительном протяжении расположена над глубинным экзоконтактом Жанатобинского гранито-гнейсового купола и эклогит-гранулитогнейсового пояса. Гранито-гнейсовый купол хорошо проявлен в региональной составляющей аномального магнитного поля. Вся цепочка золоторудных месторождений, расположенных севернее г. Степногорска (Аксу, Кварцитовые Горки, Широное, Байлюсты, Домбралы и др.) тяготеют к этой тектонической высокопроницаемой границе разнородных блоков ЗК. Восточный эндоконтакт купола занимает Крыккудукско-Аккудукский плутон, сложенный аллохтонными гранитоидами крыккудукского комплекса.

Рудное поле Жолымбет располагается над глубинным экзоконтактом Алексеевско-Шортандинского гранито-гнейсового купола, вблизи его границы с эклогит-гранулитогнейсовым поясом. Месторождение Жолымбет средне-крупного масштаба кварцево-жильного типа приурочено к южной части скрытого эклогит-гранулитогнейсового пояса, вблизи Ишкеольмесского террейна, в узле пересечения западных ветвей Аксу-Целиноградского разлома северо-западным Иманбурлук-Даниловским разломом, в ядре антиклинальной складки, осложненной складчатыми взбросами и взбросо-сдвигами. Площадь месторождения сложена терригенно-вулканогенными отложениями среднего ордовика, прорванными мелкими многофазными штоками степнякского ( $O_2$ ) и жамбайского ( $O_{2-3}$ ) комплексов. Золоторудные кварцевые жилы выполняют трещины отслоения; парагенетически связаны с интрузиями степнякского комплекса. По данным изотопных исследований (Сыромятников, 2002), золотое

оруденение формировалось в четыре этапа: 475 ( $O_{1-2}$ ), 440 ( $O_3-S_1$ ), 370 ( $D_{1-2}$ ), 240 млн.лет (P-T) на протяжении 235 млн.лет.

Месторождение Аксу расположено на сочленении Теренколь-Драгомировского и Аксу-Целиноградского эклогит-гранулитогнейсовых поясов, вблизи восточной границы Жанатобинского гранито-гнейсового купола. По Аксу-Целиноградскому и Атансорскому глубинным разломам здесь выдвинут блок докембрийского основания. С поверхности он перекрыт образованиями флишоидной и андезибазальтовой формации раннего-среднего ордовика, прорванными гранитоидами позднего ордовика. Месторождение кварцево-жильного типа, локализовано вблизи многофазных малых интрузий степнякского комплекса. По данным П.В. Ермолова (2002) в пределах месторождения земная кора сравнительно молодая (венд-раннекембрийская), меланократовая, с мантийной составляющей от 80 до 95 % ( $eNd$  от +2,23 до 6.5). Отмечается, что источником расплавов служила нижняя кора, на что указывает поведение рассеянных элементов и РЗЭ, а также золоторудная специализация Аксуского массива, такая же, как и Степнякского интрузива, хотя характеристика последнего по самарий-неодимовым отношениям существенно отлична от вышеприведенной ( $eNd$  – 0,30-1,18). В итоге вывод несколько противоречивый: величины  $eNd$  существенно разные, а петрология, металлическая специализация, продуктивность указанных массивов - одинаковые.

Золотоносные кварцевые жилы локализованы в трещинах разных направлений (чаще северо-восточных) и тесно связаны с дайками, внедрившимися в те же разрывные нарушения ранее. Согласно данным Н.Г. Сыромятникова (2002), месторождение Аксу сформировалось в три этапа: 385 ( $D_1$ ), 345 ( $D_3-C_1$ ), 290 млн.лет ( $C_3$ ), охватывающих 95 млн.лет.

Месторождение Кварцитовые Горки расположено на юго-западном фланге рудного поля Аксу. Традиционно оно рассматривается как часть Южно-Аксуского месторождения, залегающая во вмещающих породах на более глубинном уровне: 600-700 м. Месторождение относится к штокверковому типу, и большинством исследователей традиционно связывается с интрузиями степнякского комплекса. Между тем месторождение находится в обособленном тектоническом блоке, и в его пределах известны только единичные малые тела и дайки сиенодиоритов, диоритовых порфиритов и диабазов, которые условно относят к "степнякитам". Вмещающими отложениями являются вулканогенно-осадочные породы аксуйской свиты, датируемые ранним ордовиком. В составе свиты присутствуют прослой красных и серых яшм, ленточные известняки и графитовые сланцы.

В отличие от предшественников, П.В. Ермоловым и др. (2005) месторождение отнесено к гидротермально-осадочному типу, связанному с деятельностью фумарол морского дна в период затухания вулканизма.

Н.Г. Сыромятниковым (2002) на основе изучения изотопного состава свинца в золотосодержащих минералах выявлено пять этапов формирования оруденения: 760 ( $R_3$ ), 615 (V), 540 ( $E_2$ ), 480 ( $O_{1-2}$ ), 360 млн.лет ( $D_{2-3}$ ) с общим интервалом времени – 400 млн.лет. Такая многоэтажность и длительность рудного процесса характерна для крупных и суперкрупных месторождений,

поэтому есть предпосылки открытия при дальнейшем изучении месторождения Кварцитовые Горки более крупного золоторудного объекта.

Месторождение Вера, примыкающее к шахтным полям месторождений Кварцитовые Горки и Аксу, иного морфологического типа – минерализованных зон. Оно представлено двумя горизонтами - конгломератовым и песчаниковым, содержащими зоны окварцевания, березитизации, лиственитизации, обогащенные углеродистым веществом и золотоносными сульфидами (пирит, халькопирит) в форме вкрапленности и тонких кварцево-сульфидных прожилков.

Учитывая многообразие морфологических типов золотого оруденения, длительность и многоэтапность его формирования, благоприятные глубинные факторы и общую структурную позицию, площадь района месторождений Аксу - Кварцитовые Горки - Вера заслуживает дополнительного исследования как потенциально перспективная на открытие суперкрупных месторождений золота.

Целесообразна переоценка площади Жолымбетской синформы на жолымбетский тип оруденения и Ащилыайрыкской вулканической структуры на крупнообъемное золото-полиметаллическое оруденение, связанное с девонским вулкано-плутоническим магматизмом. Перспективы этой площади повышаются в связи с совмещением здесь ордовикского и девонского этапов формирования золотоносных систем.

Необходима оценка перспектив приразломных зон окварцевания (Кзылсорской, Северной, Байлюстинской, Беркембайской, Аралаульской) Кзылсор-Аралаульско-Байлюстинской площади, среднее содержание золота в которых достигает 1%, а в узлах пересечения разломов – 5%. Учитывая золотоносность гранитоидов Аралаульского массива ( $D_1$ ), широкое развитие кварц-березитовых метасоматитов вдоль зон разломов, на этой площади, помимо оруденения золота кварцево-жильного и штокверкового типов, можно ожидать крупнообъемное оруденение типа минерализованных зон.

Таким образом, практически вся зона Аксу-Целиноградского разлома на территории Северного Казахстана представляется перспективной на поиски золоторудных месторождений. Х.А. Беспаяевым и др. (2002) здесь выделена площадь протяженностью 250 км, шириной от 5 км до 15 км, а на севере – до 40 км в качестве перспективной первой очереди. В принципе такая оценка в целом верна. Однако, чтобы локализовать поисковые работы в пределах многочисленных рудников и мест золотодобычи, необходимо проанализировать все детальные поисковые и поисково-оценочные работы предыдущих лет, а также данные по глубинному строению золоторудной зоны.

## Бестюбинская золоторудная зона

Бестюбинская золоторудная зона не имеет четко установленных границ. Традиционно она принималась в объеме Селетинского преддугового прогиба. Позднее, на основе геофизических данных, было установлено, что указанный прогиб несогласно, в форме аллохтона наложен на погружающуюся южную часть Бестюбинской коллизионной шовной антиформы, ограниченную меридиональными разломами. Какая из этих структур играла главенствующую роль в контроле золотого оруденения, пока не выяснено. Фактически Селетинский прогиб содержит золотое оруденение, главным образом, в той части, которая наложена в виде аллохтона на Бестюбинскую шовную зону. Вместе с тем перспективными могут оказаться и те части Бестюбинской шовной зоны, которые перекрыты фрагментами ордовикского разреза к северу и к югу от Селетинского прогиба. Поскольку эти структуры расположены большей частью на закрытой территории северо-востока Казахстана, и установить площади распространения ордовикских толщ под рыхлыми отложениями можно только с помощью картировочного бурения, границы металлогенических зон в этом районе приняты в значительной мере условно.

Следовательно, Бестюбинская золоторудная зона условно подразделяется на две части: одну, совпадающую с Селетинским преддуговым прогибом, другую, гипотетическую, охватывающую фрагменты ордовикского разреза к северу и к югу от Селетинского прогиба, на участках перекрытия ими Бестюбинского офиолитового шарьяжного пояса.

Главная часть Бестюбинской золоторудной зоны тяготеет к участку резко несогласного (коллизионного по системе надвигов) наложения Селетинской синформы на Бестюбинскую антиформу. Предполагается, что надвиг произошел в среднем ордовике и стимулировал активное проявление островодужного (добатолитового) интрузивного магматизма, представленного внедрениями интрузий степнякского типа во флишоидную толщу Селетинской синформы.

Бестюбинский рудный узел, вмещающий крупное месторождение золота Бестюбе и ряд рудопроявлений, тяготеет к участку косоугольного (крестообразного) перекрытия указанных выше структур. Обе структуры формировались как элементы единой активной окраины Степнякской островной дуги и лишь в результате последующей коллизии испытали сжатие и частичное шарьирование.

Селетинский преддуговой прогиб простирается в северо-восточном направлении по азимуту  $50^\circ$ , а Бестюбинский шовный пояс – по азимуту  $10-15^\circ$ . Осадочный разрез ордовика Селетинской синформы мощностью свыше 3500 м подстилается здесь отложениями раннего кембрия Бестюбинского пояса, представленными рифтогенными ( $C^1_1$ ) и океаническими ( $C^2_1$ ) комплексами мощностью свыше 3000 м.

Бестюбинский пояс отмечен протяженной гравитационной аномалией положительного знака, а Селетинская синформа, хорошо выделяющаяся с поверхности, в аномальном гравитационном поле не проявлена. Поэтому крестообразное наложение этой структуры отчетливо видно только при сопоставлении карты глубинного строения и карты геологических формаций.

По отношению к поверхности М Бестюбинский рудный узел тяготеет к юго-западному борту Богембайского прогиба глубиной до 43 км. Подобная позиция сходна с таковой Жолымбетского рудного узла и оценивается как благоприятная.

Бестюбинский шовный пояс (офиолитовая шарьяжная зона по В.В. Коробкину и др., 2005), по геофизическим данным, прослеживается в северном направлении на 150 км, вплоть до озера Селетытениз, а далее надстраивается Чеховским поясом уже северо-западного простирания, прослеживающимся в пределах закрытой территории Северного Казахстана на 200 км.

Таким образом, позиция Бестюбинского рудного узла в глубинных структурах определяется аллохтонным наложением ордовикских флишоидных формаций на раннекембрийские контрастные вулканогенные комплексы Бестюбинского пояса, присутствием глубинных разломов северо-восточного, меридионального направлений и узлов их пересечений, внедрением малых интрузий пестрого состава, благоприятным положением над бортами Богембайского прогиба поверхности М. Линейный размер рудного узла определяется в данном случае не общей протяженностью Селетинской синформы, а лишь размером ее наложенной части. Размер последней по длинной оси синформы - 65 км, - короткой - 15 км.

Большую роль в локализации рудного узла играют разломы северо-восточного простирания - Бестюбинско-Русскополянский, Селетинский, ограничивающие Селетинский преддуговой прогиб, а также субмеридиональные Шиили-Жамантузский и Жаксытузский разломы, ограничивающие Бестюбинский шовный пояс. Указанные разломы образуют "ромбовидную" ослабленную тектоническую зону, вмещающую рудный узел. Разломы служили проводниками магматических расплавов и восстановленных мантийных флюидов.

Вмещающие рудный узел флишоидные терригенные толщи среднего ордовика содержат углеродистый материал. В структурном отношении они образуют флексуру, к которой и приурочено месторождение Бестюбе. На западном фланге месторождения установлено интрузивное тело размером 650×120 м, вытянутое в северо-восточном направлении и падающее к юго-востоку под углом 60-70°. На глубине 1200 м интрузия подсечена скважинами. На восточном фланге выделены еще два интрузивных тела размером 300×120 м каждое, сложенные габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Рудоносные кварцевые жилы залегают как в интрузивных телах, так и в околоинтрузивных зонах - в широтных крутопадающих разломах.

На основании имеющихся геофизических данных в настоящее время достаточно надежно можно определить лишь глубинные факторы, благоприятные для формирования рудных узлов, геологические критерии требуют дополнительного изучения закрытых территорий.

Перспективы Бестюбинской зоны, в первую очередь, могут быть расширены за счет изучения площадей, ближайших к месторождению Бестюбе, в частности, зоны Селетинско-Русскополянского разлома и узла его пересечения с Шиили-Жамантузским разломом. Значительный интерес представляет площадь вблизи впадения р. Шиили в р. Селеты и правобережье р. Селеты, сложенная отложениями

верхнего кембрия – нижнего ордовика. В основании разреза выделяются кремнистые метасоматиты, развитые по карбонатно-терригенному субстрату, близкие джаспероидной золотоносной формации карлинско-суздальского типа. Для этой площади характерны штоковидные тела габбро-диоритов, предположительно, степняцкого комплекса, а также хорошо развитая сеть дизъюнктивных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, сопровождаемых зонами дробления и рассланцевания пород. К последним приурочена большая часть рудопроявлений золота кварцево-жильного и штокверкового типов. (Селетинское, Жуман, Конур-Адыр и др.).

Заслуживает внимания зона экзо- и эндоконтактов Жаман-Койтасского и Аркалыкского массивов гранитоидов аралаульского комплекса, где выявлено несколько проявлений и шлиховых ореолов золота. Эта площадь оценивается как перспективная второй очереди освоения на среднемасштабные месторождения золота типа линейных минерализованных зон приразломного окварцевания. Минерализация этого морфологического типа сосредоточена в южном эндоконтакте Жаман-Койтасского массива. Определенного внимания на данный морфологический тип заслуживают и проявления золота в ордовикских вулканитах в экзоконтакте интрузива.

Рекомендуются к перспективной оценке на джаспероидный тип золотого оруденения железистые кварциты в основании карбонатного разреза Тамсорской мульды.

По отношению к структурам поверхности М Жаман-Койтасская площадь расположена над северо-западным бортом Богембайского прогиба, над его осевой частью. Глубина до поверхности М составляет 45-46 км, что является благоприятным поисковым признаком. Первоочередными объектами для постановки детальных поисково-оценочных работ являются проявления и приразломные зоны окварцевания в эндоконтакте Жаман-Койтасского массива.

Перспективна на поиски золотого оруденения и восточная часть площади, где выявлено поднятие основания типа "структурного носа", осложненное узлом пересечения Жаман-Койтасского и Шиили-Жамантузского разломов. Следует также отметить высокую перспективность зоны Шиили-Жамантузского разлома к северу от Бестюбе-Русскополянского разлома на расстоянии порядка 60 км, вплоть до оз. Жамантуз и севернее. На этом отрезке зона полузакрыта и слабо опоискована.



## Матсор-Жаналыкская золоторудная зона

Матсор-Жаналыкская зона тяготеет к северной скрытой границе Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса. Вдоль этой границы зона прослеживается от Булаевского глубинного разлома в восточном направлении до торцового сочленения с Аксу-Целиноградской зоной. Общая протяженность золоторудной зоны составляет 230 км. Большая ее часть относится к категории полузакрытых и закрытых территорий, поэтому она опоискована недостаточно.

Ведущей глубинной рудоконтролирующей структурой Матсор-Жаналыкской золоторудной зоны является северная граница Теренколь-Драгомировского пояса, выраженная скрытым глубинным разломом в докембрийском основании, отделяющим меланократовый пояс от Богодуховско-Алаботинской зоны гранитизации в том же складчатом комплексе основания. В аномальном гравитационном поле разлом проявлен зоной высоких градиентов силы тяжести. К настоящему времени он сильно трансформирован, за счет общего коллизионного сжатия, продольных и поперечных сдвигов и надвигов.

Северный борт пояса осложнен поперечными к направлению основных структур разломами северо-восточного направления: Булаевским, Васильковско-Березовским, Сарымсакты-Шибутинским, Александровско-Дороговским. Северная граница Теренколь-Драгомировского эклогит-гранулитогнейсового пояса в большей степени, чем южная, осложнена сдвигами по поперечным разломам. Амплитуда горизонтального смещения этой границы достигает 25 км. Однако, в отличие от южной, вдоль северной границы крупных золоторудных объектов не обнаружено. Вместе с тем, блоки меланократового докембрийского основания пояса по северо-восточным разломам далеко выдвинуты в Бородуховско-Алаботинскую зону гранито-гнейсовых куполов, что создает благоприятные условия для формирования вторичных очагов гибридных магм и связанных с ними золотоносных систем.

По отношению к структурам поверхности М рассматриваемая золоторудная зона расположена над областью слияния Васильковско-Чистопольского и Атбасар-Боровского прогибов, где глубины до поверхности М меняются от 44 до 47,5 км. В целом это весьма благоприятный глубинный фактор.

Месторождения Матсор, Жаналык и рудопроявление Жанаул локализованы в нижнепалеозойском разрезе Восточно-Кокшетауской синформы. Эти проявления не содержат урановой минерализации и пространственно не сближены с месторождениями радиоактивных элементов, как это имеет место для Васильковского месторождения, расположенного на южной границе пояса. Для руд не характерны минералы фторсодержащей группы. Главное отличие рассматриваемых месторождений заключается в их золото-барит-полиметаллической рудной специализации.

Причина такой специфической для Северо-Казахстанского района минерализации, по-видимому, связана с тем, что северная граница Теренколь-Драгомировского пояса приближена к осевой части Восточно-Кокшетауского палеорифта, - к предполагаемой локальной спрединговой зоне внутри этого рифта, отмеченной Аяккаркарской положительной гравитационной аномалией весьма высокой интенсивности.

В локализации золотого оруденения большую роль играли зоны надвигов (в качестве экранов) и потоки восстановленных мантийных флюидов. Каналами их поступления являлась Шатская система широтных разломов, частично наследующая мобильную границу разнородных блоков ЗК, и разломы северо-восточного направления. Вдоль указанных разломов активно проявлены процессы углеродистого метасоматоза. Широким развитием вдоль северной границы Теренколь-Драгомировского пояса пользуются углеродистые образования шарыкской свиты, сформировавшиеся в среднем рифее в надрифтовом прогибе. Частично они перекрыты более поздними рифтогенными и островодужными комплексами раннего палеозоя и среднего ордовика Восточно-Кокшетауского прогиба. Отложения шарыкской свиты в процессе углеродистого метасоматоза превращены в углеродистые кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты. Учитывая весь комплекс глубинных факторов и связанных с ними магматических и гидротермально-метасоматических процессов, в области северной границы Теренколь-Драгомировского пояса меланократовых метаморфитов и Богодуховско-Алаботинской зоны гранито-гнейсовых куполов можно ожидать золотое оруденение мурунтауского типа.

Месторождение Жаналык тяготеет к области сочленения Шатского террейна докембрия и Восточно-Кокшетауской синформы. Оно приурочено к антиклинальной складке, сложенной терригенно-вулканогенными образованиями жанасуйской свиты ( $O_{1-2}$ ), прорванными мелкими линейными телами габбро-диабазов позднего ордовика, вытянутыми вдоль субширотных разломов. Площадь месторождения пересечена двумя крупными зонами разломов: субширотной Жанаулской, представляющей собой часть Шатской системы, и северо-западной Айгабакской, оперяющей к Шатской системе. Айгабакская зона представлена густой сетью сближенных разрывов, сопровождающихся интенсивным рассланцеванием и гидротермальными изменениями пород, и рассматривается как рудоконтролирующая. В ней заключено Северное рудное тело месторождения. К субширотной Жанаулской зоне приурочено Южное рудное тело. Разломы отчетливо проявлены в гравитационном и магнитном полях. Рудные тела представлены линзами гидротермально-измененных пород с вкрапленностью сульфидов. Руды золото-серебро-свинец-баритовые, сменяющиеся по периферии рудных тел – полиметаллическими. Наиболее богатые содержания металлов характерны для зоны окисления.

Золото-полиметаллическое месторождение Узбой, связанное с девонским вулканизмом, приурочено к восточной (Айгабакской) ветви Шатской системы разломов - к оперяющему ее Узбойскому разлому северо-восточного направления. Месторождение локализовано в краевой части штокообразного субвулканического тела, выполняющего жерло вулкана. В пределах штока породы подверглись интенсивному кварц-хлорит-серицитовому метасоматозу. Оруденение развито по периферии штока: рудные тела представляют собой зоны кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитов (березитов), развитых по лавобрекчиям и туфам андезитов, реже дацитов с обильной вкрапленностью пирита, включающего золото и полиметаллы.

Айгабакское золото-полиметаллическое проявление также тяготеет к Айгабакской ветви Шатской системы разломов, рассеченной субпараллельными

северо-западными и северо-восточными разломами, сопровождаемыми зонами брекчирования, смятия и метасоматического изменения пород. Площадь проявления сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации углеродисто-терригенными отложениями шарыкской ( $R_2$ ) и степнякской ( $O_2$ ) свит, вулканогенно-терригенными-жанасуйской ( $O_{1-2}$ ), гранитоидами степнякского ( $O_2$ ) и крыккудукского ( $O_3$ ) комплексов. Золото приурочено к зонам развития кварц-серицит-пиритовых и кварц-альбит (мусковит, серицит) + хлорит-карбонат-пиритовых метасоматитов. Главное рудное тело локализовано в узле пересечения рудопроводящего Айгабакского широтного дизъюнктива разломами северо-западного и северо-восточного направлений, сопровождаемых зонами смятия, брекчирования, межслоевых срывов. По форме это залежь, сложенная в центре массивными, а по периферии-вкрапленными рудами сфалерит-галенит-халькопирит-пиритового состава, содержащими золото и серебро.

Мелкое месторождение Матсор приурочено к одной из ветвей Жанаулской зоны смятия близширотного простирания. Оруденение относится к золото-полиметаллической формации; представлено двумя морфологическими типами: зонами линейного кварц-сульфидного прожилкования и кварц-сульфидными жилами, локализованными в терригенной толще  $O_{1-2}$ , вблизи выходов интрузивных тел гранодиоритов крыккудукского комплекса. Дальнейшие перспективы Матсор-Жаналыкской золоторудной зоны связывают с изучением области скрытой северной границы Теренколь-Драгомировского пояса и Богодуховско-Алаботинской зоны гранитизации. В качестве перспективной на золотое оруденение, в первую очередь выдвигается восточная часть северной границы Теренколь-Драгомировского пояса меланократовых пород – Обуховская площадь, вытянутая в близширотном направлении вдоль Обуховского и Большеизюмского разломов. Северная граница пояса на этом участке пересекается Саумалкольским и другими разломами северо-восточного направления, северо-западным Донгулагашским разломом и меридиональным разломом, проявленным в региональном магнитном поле. Граница пояса в пределах этой площади кулисообразно смещена к северу; в магнитном поле ей соответствует сочленение Алтыбайской и Орлиногорской положительных аномалий.

Площадь сложена преимущественно углеродисто-глинистыми породами шарыкской свиты, прорванными габбро-диоритами и гранодиоритами. В меньшей мере развиты флишоидные отложения среднего ордовика; в отдельных блоках вскрыты гранито-гнейсы зерендинской серии. В метаморфизованных углеродистых породах шарыкской свиты на этой площади установлены повышенные концентрации золота, приуроченные к зонам окварцевания и кварцевым прожилкам (П.И. Шумихин, 1957). Как перспективная эта площадь выделялась ранее В.Е. Гончаренко, О.А. Ивановым и Л.А. Ивановым (1978), Г.М. Козловским (1980), В.А. Цареградским (1986).

В близкой структурной позиции находится Красноармейская площадь, вытянутая в близширотном направлении между Обуховским и Северным разломами Шатской системы, а затем - в северо-восточном, вдоль Васильковско-Березовского разлома. В структурах основания площадь тяготеет к участку пересечения северной границы Теренколь-Драгомировского пояса Васильковско-

Березовским и Куропаткинским (Ульнтау-Чаглинским) поперечными разломами. Влияние этих разломов настолько велико, что структура пояса резко смещена в северо-восточном направлении на расстояние порядка 25 км. Разломы северо-восточного направления пересекаются Обуховским близширотным и Большеизюмским северо-западным разломами. Восточной половине площади в магнитном поле отвечает краевая часть региональной положительной аномалии, ограниченная зоной резкой смены градиентов поля.

В геологическом отношении площадь охватывает ядерную часть и северную периферию Шатского террейна. Ядро сложено отложениями шарыкской и кокчетавской свит, а краевая часть – отложениями кембрия-нижнего ордовика, среднего ордовика, девона и нижнего карбона.

На этой площади выявлены ореолы рассеяния меди, цинка, свинца, мышьяка, серебра и точки с повышенными содержаниями золота В.А. Цареградским (1986) ЛИМ-ГФ между пос. Обуховка и Куропаткино выделялась перспективная площадь по сходству с эталоном Мурунтау. Ранее Г.М. Козловским (1981) на этой площади выделены Обуховский и Линеевский перспективные участки первой очереди.

В поверхности М Красноармейской площади соответствует осевая часть Васильковско-Чистопольского прогиба глубиной 47,5 км. Таким образом, глубинные факторы свидетельствуют о чрезвычайно активной обстановке на протяжении длительного отрезка времени.

Заслуживает внимания Чкаловская перспективная площадь, приуроченная к коленообразному изгибу северо-восточной границы Теренколь-Драгомировского пояса в пределах Тарангул-Лебяжинской зоны разломов. Последняя пересекается Сарымсакты-Шибутинским разломом, в результате чего Чкаловский блок меланократовых пород выдвинут в северо-восточном направлении, в пределы Алаботинского гранито-гнейсового купола и интенсивно гранитизирован. В поверхности М перспективной площади отвечает западный склон Атбасар-Боровского прогиба. Большая часть участка перекрыта рыхлыми отложениями. В открытой части обнажаются углеродистые отложения шарыкской свиты среднего рифея и вулканогенно-терригенные толщи кембрия-ордовика, прорванные интрузиями гранит-гранодиоритового и габбро-диорит-гранодиоритового состава. На этой площади ЛИМ-ГФ выделен высокоперспективный ореол: в зоне северо-западного разлома располагается Лунинское проявление золота.

Целесообразна дополнительная оценка золото-серебряно-полиметаллического рудопроявления Жанаул и золото-кварцевого - Актас. Приуроченность проявлений к узлам пересечения разломов разных направлений, интенсивное проявление предрудного гидротермального метасоматоза березитовой формации, глубинные факторы свидетельствуют о высоких потенциальных перспективах этих объектов на выявление крупномасштабного золото-серебро-полиметаллического оруденения.

## Златогорско-Желтауская золоторудная зона

Златогорско-Желтауская золоторудная зона тяготеет к одноименному эклогит-гранулитогнейсовому поясу, преимущественно к его краевым приразломным частям, а также к юго-восточному продолжению пояса в основании Степнякской синформы. Центральная часть пояса глубоко эродирована; здесь обнажаются породы высоких ступеней метаморфизма, высоких и ультравысоких давлений, не несущие золотого оруденения.

На флангах пояса известно несколько сравнительно мелких месторождений золота.

Ведущими глубинными рудоконтролирующими структурами золоторудной зоны являются скрытые границы одноименного эклогит-гранулитогнейсового пояса с примыкающими областями гранито-гнейсовых куполов: Антоновского, Боровско-Макинского, Зерендинского. Границы эти извилистые, с одной стороны, за счет гранитизации и подплавления меланократового субстрата разрастающимися куполами, с другой - за счет масштабных сдвиговых перемещений по северо-восточным разломам.

Важную рудоконтролирующую роль в пределах Златогорско-Желтауской золоторудной зоны играют глубинные разломы северо-восточного направления, сопровождающиеся глубокими метасоматическими преобразованиями земной коры. При максимальном развитии этих процессов некоторые из глубинных разломов отметились прогибами поверхности М. Наиболее благоприятными для проникновения рудных флюидов и рудолокализации здесь также являются узлы пересечения северо-восточных глубинных разломов с северо-западными и широтными разломами, поскольку в таких местах создаются аномально деформированные и проницаемые структуры ЗК.

Западная часть золоторудной зоны отмечается Орловской региональной положительной магнитной аномалией, сходной с Алтыбайской аномалией Васильковского рудного узла. Краевые части Орловской аномалии (градиентные зоны) отмечают ряд перспективных площадей с выявленными проявлениями золота. Для этой части зоны характерен многоэтапный интрузивный магматизм сложного состава: расслоенные интрузии мафит-ультрамофитов златогорского комплекса, диорит-гранодиорит-гранитов зерендинского комплекса, с которыми связаны процессы контаминации и гибридизма. В пределах Орловского массива выявлены зоны окварцевания и кварцевых жил с золотой минерализацией, приуроченные к широтному разлому. Вблизи разломов и в контактах интрузий вмещающие (большой частью углеродистые) породы подверглись контактовому метасоматозу и метаморфизму фации зеленых сланцев.

В западной части пояса отчетливо проявлены широтные нарушения (Володарский и др.), также сопровождающиеся сдвиго-надвиговыми подвижками и формированием ослабленных и высокопроницаемых зон дробления и рассланцевания. Часть западного и центральный отрезки южной границы пояса трассируются с поверхности Красномайским разломом, контролирующим интрузии щелочных ультраосновных и расслоенных основных-ультраосновных пород. Перспективными на золотое оруденение являются узлы пересечений восточной части Красномайского разлома разломами северо-восточного

(Новоднепровско-Жанаулским, Бурлинским, Аксу-Аркалыкским), широтного (Даниловским) и других направлений.

Более перспективным представляется восточный отрезок южной границы пояса, на участке его погружения в основание Степнякской синформы. Здесь расположены Новоднепровское месторождение, Сарытауская и другие перспективные площади. Этой части золоторудной зоны соответствует юго-восточный борт Атбасар-Боровского прогиба поверхности М глубиной до от 43 до 45 км, что является благоприятным глубинным фактором.

*Новоднепровское месторождение* расположено в юго-восточной скрытой части Златогорско-Желтауского пояса, на участке его погружения в основание Степнякской синформы; тяготеет к узлу пересечения Красномайского разлома, ограничивающего пояс с юга, и Новоднепровско-Жанаулского, пересекающего пояс в северо-восточном направлении.

По особенностям глубинного строения площадь месторождения располагается в области максимального сближения Златогорско-Желтауского, Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского эклогит-гранулитогнейсовых поясов, Зерендинского и Боровско-Макинского гранито-гнейсовых куполов. На этой площади проявлены интрузии сложного габбро-граносиенит-гранодиоритового состава (Погашаевская и др.). В этом сложном тектоническом узле сочленяются разломы северо-восточного (Жамантузский и др.), северо-западного и широтного направлений. Золотоносные формации представлены метаморфитами зерендинской серии, углеродистыми сланцами шарыкской свиты и кремнисто-вулканогенными образованиями кембрия-раннего ордовика. Сложнодифференцированная Погашаевская интрузия в физических полях сходна с Алтыбайской, поэтому Новоднепровская площадь оценивается нами как потенциально перспективная на васильковский тип оруденения.

В структурах поверхности М площадь проецируется на западный борт Атбасар-Боровского прогиба, где глубина до поверхности М составляет 46 км. В целом по отношению к глубинным структурам Новоднепровское месторождение расположено благоприятно.

В качестве перспективной выдвигается и Никольско-Бурлукская площадь, расположенная между Булаевским и Саумалкольским глубинными разломами северо-восточного направления, на участке пересечения их широтными дизъюнктивами Шатской системы. Северным ограничением площади является широтная зона Володарского разлома. В глубинных структурах площадь тяготеет к западному замыканию Златогорско-Желтауского пояса, к участку резкого изгиба его северной границы с Антоновским гранито-гнейсовым куполом. На этой площади наблюдается сближение Теренколь-Драгомировского и Златогорско-Желтауского поясов и сокращение Антоновско-Кылшиктинской области гранитизации. Площадь сложена преимущественно углеродистыми отложениями шарыкской свиты, прорванными лейкократовыми гранитами Алексеевского, Шоккарагайского и других массивов. Вдоль Саумалкольского глубинного разлома развита кремнисто-вулканогенная рифтогенная формация кембрия-раннего ордовика, свидетельствующая о формировании здесь рифтов в раннем палеозое. Среднепалеозойская активизация этой площади выражена проявлениями девонского кислого вулканизма. В региональном магнитном поле

площади соответствует краевая часть Орловской положительной аномалии, выявлены ореолы рассеяния серебра, цинка, меди, мышьяка, а в некоторых точках – повышенное содержание золота.

Логико-информационным методом (ЛИМ-ГФ) В.А. Цареградским (1986) Володарская перспективная площадь выделялась в большем объеме: в нее включалась часть структур Приишимья, соответствующая Юдинско-Актасскому блоку меланократового фундамента. В северо-восточной Приишимской части этой площади выявлены три ореола по сходству с эталоном месторождения Даугыз. Им соответствуют выходы на поверхность умеренно-кислых гранитоидов Белоглинского массива - его северо-восточный и юго-западный экзоконтакты, представленные отложениями шарыкской свиты. Последние смяты в крутые складки, подвержены зеленокаменным изменениям, рассланцеванию и прорваны мелкими телами диоритов и кварцевых диоритов, условно относимых к ранней фазе зерендинского комплекса. К зоне северо-восточного экзоконтакта Белоглинского массива приурочен узел пересечения разломов трех направлений: Чапаевского близширотного, Кумдыкольского северо-западного и Булаевского северо-восточного. Юго-западный контакт Белоглинского массива пересекают Володаровский широтный разлом и Булаевский - северо-восточный. Вблизи узла их пересечения в зоне широтного разлома расположено проявление золота - Высокое. Оруденение локализуется в кварцевых жилах и прожилках в теле кварцевых порфиров девонского возраста. Кроме того, выявлено свыше 20 точек с повышенным содержанием золота.

В пределах юго-западного экзоконтакта Антоновского гранито-гнейсового купола, в зоне влияния Саумалкольского и Шоккарагайского разломов северо-восточного направления, вблизи пересечения их с Володарским широтным разломом, ЛИМ-ГФ выявлен ореол с высокой степенью сходства с эталоном Мурунтау. Ореол тяготеет к северному экзоконтакту Легаевского массива лейкократовых гранитов, сложенному углисто-глинистыми сланцами и известняками шарыкской свиты. Граниты характеризуются ярко выраженной редкометалльной минерализацией и сами малоперспективны на золотое оруденение.

В целом Никольско-Бурлукская площадь по совокупности благоприятных признаков (высокая мера сходства с эталоном месторождений Даугыз, Мурунтау, региональная позиция, глубинное строение, узлы сочленения крупнейших глубинных разломов, разновозрастный магматизм, широкое развитие углеродистых толщ, проявления и ореолы рассеяния золота) расценивается в качестве перспективной на поиски крупных месторождений золота "черносланцевого" типа в отложениях шарыкской свиты, золото-мышьяково-висмутового - в контактах Белоглинского массива, золото-серебряно-полиметаллического - в девонских вулканитах наложенных вулканических впадин.

К Никольско-Бурлукской тесно примыкает Орловская площадь, включающая Орловское и Саумалкольское рудопроявления золота. В качестве перспективной она выделялась В.Т. Врублевским (1973), В.Е. Гончаренко (1973), В.А.Цареградским (1986). Площадь располагается юго-восточнее с. Володарское, в пределах Орловского массива гранитоидов, относимого к зерендинскому комплексу, между Саумалкольским и Ишимско-Шалкарским глубинными



разломами северо-восточного направления. По отношению к структурам основания площадь простирается от краевой северной границы до центральной части Златогорско-Желтауского пояса, резко выдвинутого на этом участке к северу. По отношению к Златогорской расслоенной интрузии Орловская площадь занимает ее северную периферию, отмеченную краем Орловской региональной положительной аномалии.

Площадь сложена гранитами, гранодиоритами и диоритами Орловского массива, а также вмещающими массив известняками шарыкской свиты, кварцитами кокчетавской свиты и вулканитами ордовика. На этой же площади присутствуют интрузивные породы щелочного основного и основного-ультраосновного состава, принадлежащие Златогорской расслоенной интрузии. Для пород, вмещающих Орловский массив, характерны процессы контаминации и гибридизма. На широкое развитие процессов гибридизма указывает также наличие региональной магнитной аномалии и снижение регионального гравитационного фона. Последнее обстоятельство свидетельствует о большом объеме гранодиоритового расплава, насыщающего эклогит-амфиболитовый субстрат пояса.

Помимо разломов северо-восточной системы, на площади широко представлены северо-западные и близширотные нарушения. В пределах Орловской площади отмечены ореолы рассеяния свинца, меди, цинка, мышьяка и серебра. На Саумалкольском участке выявлено пять рудопроявлений золото-барит-полиметаллической и золото-кварц-арсенопиритовой формаций.

Заслуживает детального изучения и оценки так называемая Ольжанская площадь, которая по глубинному строению и ряду геологических признаков сходна с Васильковским рудным полем. Она вытянута вдоль Васильковско-Березовского разлома от северной границы до осевой части Златогорско-Желтауского пояса. На этом участке границы пояса смещены по Васильковско-Березовскому и меридиональному разломам, которые представляют собой левосторонние сдвиги с амплитудой горизонтального смещения до 15 км, залеченные на юге гранитоидами Зерендинского плутона. Последний в пределах Ольжанской площади имеет характерный изгиб контакта в северо-восточном направлении. В поверхности М площади отвечает осевая часть Васильковско-Чистопольского прогиба, что является благоприятным глубинным фактором. Площадь характеризуется зоной градиентов, ограничивающей Орловскую положительную магнитную аномалию, эпицентр которой совпадает с Орловской интрузией. По данным количественной интерпретации магнитная аномалия обусловлена крупной интрузией гранодиоритов, внедрившейся в фемический субстрат Златогорско-Желтауского пояса и по своим параметрам близкой к Алтыбайской интрузии.

В строении Ольжанской площади участвуют амфиболиты, гнейсы зерендинской свиты, углеродистые образования шарыкской свиты, кварциты кокчетавской свиты, порфиритоиды никольско-бурлукской свиты. Эти отложения прорваны щелочными ультраосновными породами красномайского, гранодиоритами зерендинского, гранитами орлиногорского комплексов. В пределах площади установлены ореолы рассеяния свинца, мышьяка, точек с повышенными содержаниями серебра и золота.

Особое место среди выделяемых перспективных площадей занимает Сырытауская площадь. Она тяготеет к центральной части Степнякской синформы, наложенной на юго-восточный фланг Златогорско-Желтауской золоторудной зоны. В структурном плане она приурочена к Богдановско-Кызылтузскому блоку Златогорско-Желтауского пояса, перекрытому образованиями каледонского этажа мощностью от 2 до 6 км.

Характерной структурой площади является Сарытауский стратовулкан, не имеющий аналогов в районе. По геофизическим данным, эта вулканоплутоническая структура расположена на участке пересечения скрытого разлома, ограничивающего Богдановско-Кызылтузский блок с юго-запада и составляющего юго-восточное продолжение Красномайского разлома, с Бурлукским разломом северо-восточного и Даниловским близширотного направлений. Структура характеризуется изометричной в плане формой, слегка вытянутой в меридиональном направлении, площадью около 120 км<sup>2</sup>. В южной части структуры в провесе кровли сохранились вулканогенно-терригенные породы сагской свиты среднего ордовика. Слагающие структуру вулканические породы представлены субщелочными лавами риолитовых порфиров и вулканокластическими породами, состоящими из обломков лав различного состава, песчаников и известняков, сцементированных лавой риолитов. Жерло вулкана заполняет экструзивное тело граносиенитов серповидной формы площадью около 20 км<sup>2</sup>. Контакт граносиенитов и риолитов рвущий. Подобные структуры центрального типа более характерны для девонского и пермского вулканизма. Риолитовые порфиры вулкана и малые интрузивные тела образуют единый субщелочной риолит-сиенит-граносиенит-гранитовый вулканоплутонический комплекс предположительно девонского возраста, с которым связываются золотые проявления. В пределах Сарытауской площади выявлено 11 мелких месторождений (Даниловка, Ушбулак и др.) и свыше 20 рудопроявлений. Преимущественную роль играет прожилково-вкрапленное оруденение штокверкового типа и минерализованных зон площадного и приразломного развития, принадлежащее золото-теллуридной и золото полиметаллической формации. Большая часть рудных объектов характеризуется значительными параметрами зон минерализации, при относительно низких содержаниях золота, поэтому общие ресурсы их могут быть значительными.

### Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауская золоторудная зона

Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауская золоторудная зона тяготеет к одноименному эклогит-гранулитогнейсовому поясу, к его северной и южной границам. В своей большей части пояс перекрыт отложениями каледонского структурного этажа. Протяженность золоторудной зоны порядка 400 км, ширина – первые десятки километров. Восточнее рудопроявления Райгородок пояс круто меняет широтное направление, разворачиваясь к юго-востоку и югу, и погружается под центральную часть Степнякской синформы. На этом участке пояс расширяется и перекрывается островодужными комплексами. Это один из наиболее крупных и хорошо выраженных в гравитационном поле эклогит-гранулитогнейсовых поясов, которому в ЗК соответствует крутопадающая колонна гипербазит-базитового вещества, уходящая корнями в верхнюю мантию. Колонна прослежена методом обменных волн землетрясений до глубины 60 км. Пояс обрамляет с севера, северо-запада и северо-востока структуры основания Тенизской впадины, в форме дуги, обращенной выпуклой стороной к северу. Вместе с тем пояс разорван на отдельные блоки и растянут по разломам северо-восточного направления. Местами он приобретает сигмоидную форму, что связано с ростом Зерендинского и Боровско-Макинского гранито-гнейсовых куполов.

Наиболее глубокий эрозионный срез характерен для западной части пояса. Здесь на поверхность выведены отложения амфиболито-гнейсового комплекса зерендинской серии и расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов златогорского комплекса (Дубровский массив), которым отвечают эпицентры гравитационных аномалий. В Рухловском блоке у с. Салтынколь метаморфиты докембрия перекрыты кремнисто-вулканогенными породами гаршинской серии. По объему преобладают кремнистые образования, в подчиненном количестве присутствуют базальты, претерпевшие зеленокаменные изменения. Выходы докембрия наблюдаются также вдоль северной границы пояса с Зерендинским гранито-гнейсовым куполом. Остальная часть пояса перекрыта терригенными толщами раннего палеозоя, наземными вулканическими образованиями раннего-среднего девона и существенно терригенными отложениями квазиplatformенного этажа (среднего-позднего девона-перми), слагающими северный борт Тенизской впадины.

Золоторудная зона расположена висячем боку локальной Калмаккольской зоны субдукции, вблизи условной проекции выхода ее на поверхность - Калмаккольского глубинного разлома. Зона субдукции заложилась в северном борту Тенизского задугового бассейна и просуществовала порядка 10 млн. лет. Она зафиксирована островодужным комплексом пород, включающим лавы и туфы среднего и основного состава, туффиты, алевролиты, песчаники и известняки каргалинской свиты позднего ордовика (ашгиллия). Позднее эта область была вовлечена в становление активной окраины: сформировались наземные вулканы раннего-среднего девона и отложения задугового бассейна среднего-позднего девона.

Западная часть Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауской золоторудной зоны содержит, главным образом, месторождения урана и мелкие золотопроявления.

Восточная ее часть, где пояс погружен в основание Степнякской синформы, более перспективна на выявление золотопроявлений, несмотря на то, что известные здесь на сегодняшний день объекты - Акбеит и Райгородок относятся к разряду средних месторождений. Длительное развитие этой территории, прошедшей рифтогенные этапы ( $PR_{1-2}$ ,  $E_1$ ,  $O_{1-2}$ ), островодужный ( $O_3$ ), вулcano-плутоногенный ( $D_{1-2}$ ), задугобассейновый ( $D_{1-2}$ ), квазиplatformенный ( $C_3-P_1$ ), обусловило длительное становление оруденения.

По отношению к структурам поверхности М золоторудная зона расположена благоприятно: ее восточной части соответствует широтно-ориентированный Атбасарский прогиб, глубиной от 46 до 50 км, западной (к западу от озера Жаксы-Жангызтау) - борт этого прогиба глубиной от 43 до 45 км, рассеченный Васильковско-Березовским разломом.. И только небольшой отрезок зоны, отвечающий Максимовскому блоку пород основания, проецируется на Айдабулское поднятие, где глубина до поверхности М составляет 40-42 км.

Таким образом, глубинные факторы локализации золотого оруденения в Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауской зоне близки к таковым других золоторудных зон Кокшетауского террейна. К ним относятся:

- мобильные тектонические зоны на границах гранито-гнейсовых куполов и эклогит-гранулитогнейсового пояса, отчетливо выраженные в аномальном гравитационном поле полосами контрастных аномалий и градиентами гравитационного поля;

- усложняющие границы эклогит-гранулитогнейсового пояса поперечные и кососекущие разломы с признаками сдвиговых и взбросо-сдвиговых перемещений, являющиеся зонами повышенной проницаемости для магматических расплавов и гидротермальных растворов;

- гибридизированные интрузии гранодиорит-гранитного и более основного состава, внедрившиеся в ослабленные узлы пересечений эклогит-гранулитогнейсового пояса поперечными и кососекущими разломами;

- локальные прогибы или склоны прогибов поверхности М северо-восточного и широтного направлений.

Перспективы зоны, в первую очередь, связываются с южной границей Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского эклогит-гранулитогнейсового пояса, выраженной зоной Калмаккольского глубинного разлома. Здесь в меланократовый субстрат пояса далеко на юг почти до Калмаккольского разлома, внедряется Кедейский гранитный массив, являющийся южной апофизой Золотоношско-Чернобаевского гранито-гнейсового купола. Вблизи Калмаккольского разлома располагаются еще три относительно небольших массива гранодиоритов: Сартауский, Привольненский и Южно-Сартауский.

Калмаккольский разлом сопровождается проявлениями базитового магматизма в эффузивной, субвулканической и интрузивной формах. В зоне разлома на эрозионный срез выходят блоки вулканических пород андезит-базальтового состава, принадлежащие островодужной ассоциации раннего-среднего ордовика, мощные терригенные флишоидные образования среднего ордовика, терригенно-вулканогенные молассовые отложения девона. Подобный разрез, когда древние метаморфические толщи основания перекрыты вулканитами островодужных ассоциаций, терригенными, молассовыми

комплексами и прорваны интрузиями базитов и умеренно кислых гранитоидов, является типичным для многих золоторудных районов.

Поэтому зона Калмаккольского разлома заслуживает детального изучения. К ней тяготеет месторождение Райгородок и две перспективные площади: Привольненская и Ялтинская.

Привольненская перспективная площадь расположена в области смены простирания Калмаккольского глубинного разлома с восток-северо-восточного - на широтное. Здесь разлом рассечен тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений на отдельные отрезки, кулисообразно смещенные к югу. Узлы пересечения указанных дизъюнктивов (особенно северо-восточных) с зоной Калмаккольского разлома представляют практический интерес. В площадь входит Петаевский массив и северо-западная скрытая часть Привольненской интрузии гранитов и гранодиоритов, в экзоконтакте которой известно большое число проявлений золота (Привольненское, Сартау и др.). Магниторазведкой в центральной и восточной частях площади фиксируется несколько слепых тел, отвечающих по составу габбро-диорит-гранодиоритам. Здесь же установлены ореолы рассеяния свинца, цинка, мышьяка, золота. Петаевский массив прорывает благоприятные для рудолокализации углеродисто-сланцевые отложения шарыкской свиты и несогласно перекрывающие их красноцветные образования девона.

В региональном плане Привольненская площадь расположена в погружающейся краевой зоне Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса, где глубина залегания меланократового субстрата меняется от 1 на севере до 4 км - на юге. Эта структура, погружающаяся к югу под углом  $45^\circ$ , рассечена глубинными разломами, в узлы сопряжения которых внедрились интрузии.

На данном участке можно ожидать оруденение васильковского типа - вблизи Привольненской интрузии, пересекаемой крупным разломом северо-восточного простирания, резко выраженным в гравитационном поле смещением аномалий, и степняцкого типа - на участке развития скрытых интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава. Логико-информационным методом (ЛИМ-ГФ; Цареградский, 1984) здесь выделены две высокоперспективные площади по сходству с эталонами месторождений Васильковское, Степняк, Бестюбе.

Ялтинская перспективная площадь охватывает западную часть Калмаккольской зоны разлома, который контролирует здесь, судя по магнитным аномалиям, пояс небольших тел и даек габбро-диорит-гранодиоритового (?) состава. На поверхности в пределах площади развиты кремнисто-вулканогенные отложения раннего-среднего ордовика, терригенные позднего ордовика-раннего силура и девона. Установлены выходы тел диоритов. С юга к участку примыкает Ялтинская интрузия гранит-гранодиоритового состава, где ЛИМ-ГФ выявлены ореолы высокой и средней перспективности по сходству с эталоном месторождения Степняк.

Перспективная площадь Райгородок расположена в области сближения Зерендинского и Боровско-Макинского гранито-гнейсовых куполов и зажатого между ними Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского эклогит-гранулит-гнейсового пояса. Последний на этом участке образует узкий клинообразный выступ в северном направлении, между гранито-гнейсовыми куполами. Этот блок меланократового

субстрата находится в области интенсивной гранитизации и ультраметаморфизма, поэтому здесь могли формироваться вторичные магматические очаги гибридных золотоносных магм. Для блока характерна повышенная магмофлюидопроницаемость, благоприятная для рудообразования.

Площадь сложена в северо-восточной части вулканогенными образованиями кембрия – андезитами, андезибазальтами, их туфами, лавобрекчиями, спилитами, трахиандезитами, туфопесчаниками а на остальной части - толщей переслаивания конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов нижнего ордовика. Осадочные породы образуют антиклинальную складку; преобладают близширотные простирания пород с падениями к северу и югу от оси складки. В западной части участка простирание пород резко меняется на меридиональное. Здесь осадочную толщу  $O_1$  прорывают два тела субщелочного габбро-диорит-сиенитового состава, относимые к степнякскому комплексу. Тела располагаются на одной меридиональной линии, по-видимому, вдоль скрытого разлома, с которым связано внедрение интрузий степнякского комплекса и резкая смена простирания осадочных пород с широтного на меридиональное.

В зонах экзоконтактов интрузивных массивов расположены рудопоявления золота Северный и Южный Райгородок. Оруденение связано с зонами гидротермально-метасоматических изменений (окварцевание, березитизация, карбонатизация, хлоритизация, пиритизация), приуроченными к разломам, усложненным дроблением, трещиноватостью, межслоевыми срывами. Рудные тела выдержаны по падению; среднее содержание золота в рудах невысокое, но устойчивое и с глубиной не уменьшается. На глубину рудные тела не оконтурены. Наличие в пределах площади разломов северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направлений, в том числе узлов их пересечений, повышает перспективность площади на золотое оруденение. В пределах участка Райгородок прогнозируется крупнообъемное золотое оруденение.

Акбеитская перспективная площадь тяготеет к меридиональной ветви Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского пояса. В пределах площади широко развиты разломы близмеридионального, северо-восточного, северо-западного и близширотного направлений. Основной рудоконтролирующей структурой является Главный меридиональный разлом, к которому тяготеет месторождение Акбеит и 13 зон окварцевания приразломного и площадного типов. В структурах поверхности М площади соответствует южный борт Атбасар-Боровского прогиба. В более благоприятной позиции находится северная часть площади, включающая месторождение Акбеит, где глубина до поверхности М составляет 42-44 км. В строении Акбеитской прогнозной площади участвуют образования ордовика, девона и карбона. Интрузивные породы представлены двумя телами гранодиоритов крыккудукского комплекса (?) в южной части площади и штоком кварцевых диоритов на месторождении Акбеит. Дайки среднего-основного состава образуют сближенные группы тел субмеридионального простирания. Преобладают дайки диоритовых порфириров, лампрофириров, плагиосиенит-порфириров и кварцевых порфириров.

Основными дизъюнктивными нарушениями являются Аксу-Аркалыкский разлом северо-восточного направления, в сфере влияния которого находится месторождение золота Акбеит, и сквозной Главный меридиональный.

В пределах площади выявлены 13 приразломных и площадных зон окварцевания, потенциально-перспективных на золотое оруденение.

Из приведенной выше данных видно, что важнейшие глубинные факторы локализации золота в Северном Казахстане определяются:

- развитием мобильных шовных тектонических зон на границах областей формирования гранито-гнейсовых куполов и эклогит-гранулитогнейсовых зеленокаменных поясов, образующих единые структурные системы. резко выраженные в гравитационном поле контрастными аномалиями второго порядка;

- наличием усложняющих границы эклогит-гранулитогнейсовых поясов относительно пологопадающих поперечных разрывов с признаками сдвиговых и взбросо-сдвиговых перемещений, являвшихся зонами повышенной проницаемости для магматических расплавов и гидротермальных растворов;

- присутствием в местах пересечения эклогит-гранулитогнейсовых поясов поперечными разрывами - гибридизированных интрузий гранодиорит-гранитного и более основного состава;

- приуроченностью оруденения к узким локальным прогибам или склонам прогибов поверхности М северо-восточного направления, фиксирующим линии дегазации мантии и интенсивный метасоматоз коры;

- пространственным совмещением положительных гравитационных и магнитных аномалий второго порядка, фиксирующим меланократовые комплексы скрытых эклогит-гранулитогнейсовых поясов.

Из анализа геофизических материалов вытекает, что крупные золоторудные объекты формируются только там, где фемический субстрат в краевых частях эклогит-гранулитогнейсовых поясов прорывается массивами умеренно-кислых гранитоидов. Последние обычно занимают секущее положение по отношению к направлению эклогит-гранулитогнейсовых поясов. Внедрение гранитоидов в эти пояса при росте гранито-гнейсовых куполов, по-видимому, происходит по разломам, характеризовавшимся высокой тектонической активностью в период гранитообразования. В частности, Крыккудукско-Аккудукский плутон несогласно "входит" в восточную краевую часть Теренколь-Драгомировского пояса по Аксу-Целиноградскому глубинному разлому, Алтыбайский массив - по Васильковско-Березовскому.

Методами ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ выявлена четкая пространственная приуроченность ряда рудных узлов к узким локальным прогибам поверхности М амплитудой в первые километры, фиксирующимся участками резкой потери скорости распространения сейсмических волн. Эти структуры, но в более сглаженной форме, прослеживаются в гранулит-базитовом и гранитно-метаморфическом слоях.

Совмещение в плане карт поверхности М и полезных ископаемых показало, что практически все известные рудные узлы Северного Казахстана пространственно тяготеют к бортам прогибов поверхности М: Васильковско-Чистопольскому, Атбасар-Боровскому и Жолымбет-Богембайскому. Есть все основания предполагать, что в данном случае эти узкие линейные структуры



поверхности М связаны с развитием в палеозое системы северо-восточных глубинных разломов, являющихся диагональными, оперяющими по отношению к разломам "тургайского" и меридионального направления, и поперечными, секущими - к широтным зеленокаменным поясам кристаллического ядра Кокшетауского массива.

По разломам северо-восточного направления происходила дегазация верхней мантии, окисление восстановленных флюидов, образование воды и углекислоты и активная гранитизация. Линии, по которым этот процесс развивался наиболее интенсивно, отметились "просадкой" кровли поверхности М. Участки резких потерь скоростных границ фиксируют не что иное, как вертикальные колонны глубоких метасоматических преобразований на границе "земная кора - верхняя мантия". Поскольку указанные выше метасоматические процессы тесно связаны с рудообразованием, то линейные прогибы поверхности М приобретают определенное поисковое значение в качестве глубинных рудоконтролирующих структур, сформированных в условиях высокой тектонической активности и глубокой проницаемости земной коры.

Наиболее благоприятным для рудолокализации являются узлы пересечения описанными глубинными структурами границ эклогит-гранулитогнейсовых поясов Кокшетауского массива и областей формирования гранито-гнейсовых куполов. Другими словами, оруденение концентрируется на участках взаимодействия длительно функционирующих тектонически-активных зон на границах блоков контрастного вещественного состава.

Получены многочисленные данные, свидетельствующие о многофазной природе пород степнякского и крыккудукского комплексов, формирование которых происходило в зоне палингенно-метасоматического гранитообразования и осуществлялось в условиях высокотемпературного замещения и плавления, высокой подвижности щелочей трансмагматических глубинных флюидов. Подобная обстановка соответствует высоким ступеням амфиболитовой фации метаморфизма. В этих условиях, в наиболее глубинных частях земной коры формировались породы типа лейкогаббро, лейконоритов, анортозитов. Им соответствуют породы ранней фазы степнякского комплекса. По мере продвижения флюидов в верхние горизонты земной коры возникали промежуточные продукты гранитизации: кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и другие, которым соответствуют главные фазы степнякского и крыккудукского комплексов.

В периоды тектоно-магматической активизации в ордовике в Степнякском прогибе, вблизи его сопряжения с Кокшетауским массивом, влияние глубинных флюидов при повышающейся активности натрия выразилось в регионально-площадном метаморфизме всех пород этого региона. Непосредственно в зоне сочленения массива с каледонским прогибом через системы глубинных разломов и надвиго-поддвиговых структур это влияние умножается. Поскольку вторжение разогретых метаморфизирующих флюидов происходило в проницаемые зоны - вдоль разломов, жерл вулканов, сквозь толщи пирокластических, вулканомиктовых и других песчаников с не отсортированными и не окатанными обломками, температура их снижалась. Поэтому метаморфические преобразования (метаболические реакции в верхних частях коры) протекали по

регрессивному плану с формированием в каждом типе пород своих ретроградных продуктов.

Эклогит-гранулитогнейсовые пояса благоприятны для формирования комплекса полезных ископаемых, связанных с глубинными высокобарическими породами, в частности, алмазов, а при интенсивной последующей переработке слагающих их пород - золота, меди, цинка, реже свинца и бария. Минерализация этого типа широко проявлена в западной части Златогорско-Желтауского и в северо-восточной скрытой части Теренколь-Драгомировского поясов.

Области формирования гранито-гнейсовых куполов характеризуются повышенными содержаниями в интрузивных породах молибдена, олова, вольфрама, бериллия, редких земель. Ореолы рассеяния и проявления этих элементов больше распространены в западной части Кокшетауского массива, ближе к структурам "тургайского" направления.

Важным фактором, определяющим рудолокализацию, является наличие узлов пересечения эклогит-гранулитогнейсовых поясов поперечными глубинными разломами. В пределах Кокшетауского массива такими разломами являются северо-восточные, а в Марьевском, Степнякском и Бестюбинском районах - широтные. Наиболее значительные объекты приурочены к тем из них, вдоль которых развиваются сдвиговые перемещения значительной амплитуды. Они вносят наибольшие искажения в структурный план поясов и создают своеобразные структурные "ловушки".

Таким образом, золотое оруденение концентрируется на участках взаимодействия длительно функционировавших тектонических активных зон разного направления. Последние могут быть выделены только сейсмическими методами, поэтому роль детальных глубинных исследований в рудных районах резко возрастает.

В последние десятилетия широкое признание получила точка зрения о тесной связи крупных концентраций полезных ископаемых различных типов с участками резко аномальной литосферы - узлами глубинного теплопереноса и локальными "горячими точками", сформировавшимися в режиме многократно разогретой и разуплотненной мантии (астеносферы).

Участки аномальной литосферы являются производными мантийных плюмов, генетически связанных с геосферами разных уровней. Решающая роль в теплопереносе отводится сквозькоровым разломам, пронизаемым для активных глубинных флюидов. Нередко такие разломы являются границами неоднородностей мантии (георазделы).

Согласно данным В.А. Амантова и др. (2000), крупнейшие золоторудные и золотоплатиновые месторождения формировались в резко обогащенных углеродом глинисто-углеродистых и кремнисто-углеродистых комплексах перикратонных прогибов и краевых авлакогенов древних платформ, регенерированных и переработанных последующими тектоно-магматическими процессами. Месторождения размещаются над узлами глубинного теплопереноса или малыми "горячими точками", на участках проявления корового и корово-мантийного магматизма, очаги которого располагаются на глубинах 80-120 км. Связь с глубинным флюидным режимом мантии находит отражение в ультрамафитах и породах зеленокаменных поясов. Высокой глубиной

флюидного режима определяется наличие в рудах, наряду с золотом и серебром, Pt, Te, Ir, Se, Fe, Sn, иногда W.

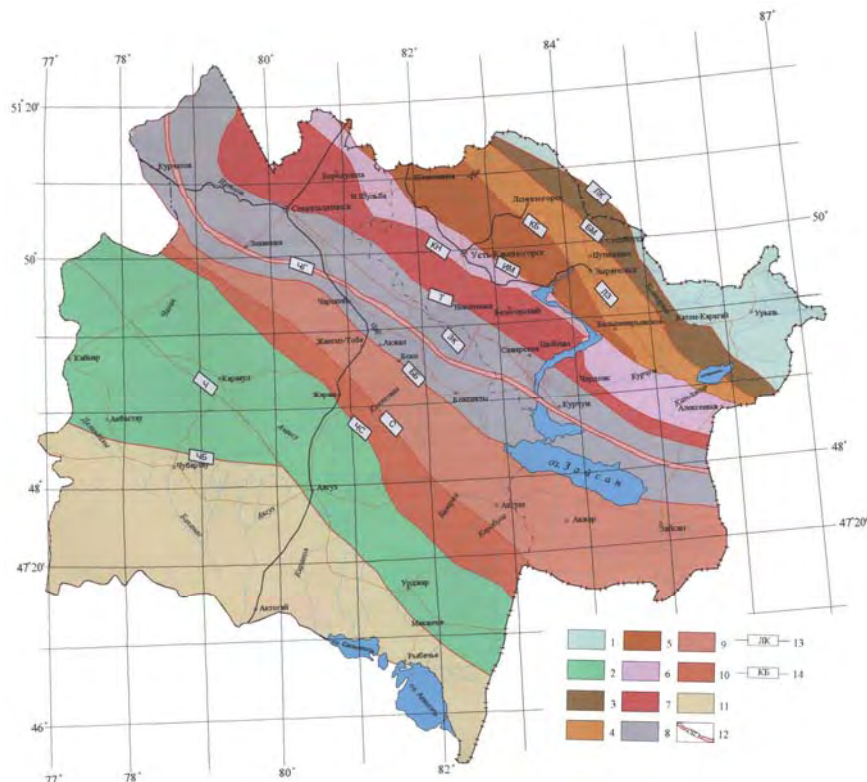
Ремобилизация Au из золотосодержащих углеродистых комплексов осуществляется за счет их дополнительного прогрева гранитоидными очаговыми структурами разной глубинности [6].

Анализ приведенных данных по глубинному строению Кокшетауского массива в целом показывает, что он по большинству параметров отвечает типовой модели глубинного строения золоторудных провинций на древних платформах с кварцево-жильным и прожилково-вкрапленным типом оруденения в дифференцированных интрузиях и черносланцевых толщах. Насыщение земной коры Кокшетауского массива веществом верхней мантии по избирательным глубинным линиям позволяет локализовать площади распространения образований, являющихся потенциальным источником золота.

## ЗАПАДНО-КАЛБИНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС

### ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСА В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ

Западно-Калбинский золоторудный пояс по своему положению в герцинидах Иртыш-Зайсанской складчатой области соответствует Западно-Калбинской структурной зоне, занимающей внутреннее положение в ансамбле субпараллельных продольных структурных единиц области между Кояндинско-Аркалыкской подзоной на юго-западе и Калба-Нарымской на северо-востоке (рис. 28).



**Рис. 28. Схема размещения палеозойских структур Восточно-Казахстанского региона. Масштаб 1:2 500 000 (по Н.И. Стучевскому, 2005)**

Региональные структуры (фрагменты разновозрастных историко-геологических образований различных геодинамических обстановок). *Каледонские структуры.* Алтайская окраина Сибирского кратона, Алтае-Саянская складчатая область: 1- Холзунско-Чуйская рифтогенно-островодужная складчато-глыбовая система (Горный Алтай). Казахстанский континентальный массив: 2- Чингиз-Тарбагатайская рифтогенно-островодужная складчато-глыбовая система. *Герцинские структуры.* Иртыш-Зайсанская складчатая мегасистема. Структуры, развивавшиеся в среднем палеозое на погруженной Алтайской окраине Сибирского кратона. 3- Белоубинско-Сарымсактинская раздвиго-надвиговая шовная система; 4,5- Рудно-Алтайская рифтогенно-островодужная складчато-глыбовая система, 4- Лениногорско-Зыряновская подзона; 5- Алейская подзона; 6- Иртышская раздвиго-надвиговая шовная система; 7- Калба-Нарымская раздвиго-надвиговая коллизионная система; 8- Западно-Калбинская рифтогенно-океаническая коллизионная складчато-покровная система между континентальными окраинами Сибирского кратона и Казахстанского континентального массива. Структуры, развивавшиеся в среднем палеозое на погруженной окраине Казахстанского континентального массива. 9,10- Жарма-Саурская рифтогенно-островодужная надвиго-складчато-глыбовая система: 9- Кояндинско-Аркалыкская подзона, 10- Сиректасская подзона; 11- Джунгаро-Балхашская складчатая система, Северное Прибалхашье; 12- Чарско-Горностаевская сутура, смыкающая континентальные окраины Сибирского кратона и Казахстанского массива; 13,14- разрывы и зоны разрывов, ограничивающие: 13- региональные структуры, 14- подзоны региональных структур.

Сама же Иртыш-Зайсанская герцинская складчатая область или Зайсанско-Южно-Монгольская по А.А. Абдулину и др. [1], или Зайсанская по В.П. Нехорошеву [103] относится к складчатым системам Урало-Монгольского складчатого пояса по М.В. Муратову [99], или Казахстано-Охотского по Г.Н. Щербе [18] - глобального структурного элемента первого порядка, расположенного между докембрийскими Сибирской и Восточно-Европейской платформами (в пределах территории России и Казахстана) и ограниченного с юга Таримской и Китайско-Корейской платформами (на территории Китая) [28].

Иртыш-Зайсанская герцинская область расположена в центральном секторе Урало-Монгольского пояса, разделяя его на северо-восточную и юго-западную части, сложенные соответственно каледонскими складчатыми сооружениями Алтая-Саян и Казахстана. Продолжением Иртыш-Зайсанской области на севере является Обь-Енисейская область, а на юго-востоке - Южно-Монгольская система. Общая их протяженность достигает нескольких тысяч километров. Иртыш-Зайсанская область протягивается в северо-западном направлении на протяжении более 1000 км от оз. Улунгур на территории Китая, далее в пределах Восточного Казахстана, скрываясь под чехлом Кулундинской впадины в России. Эта область в Восточно-Казахстанском регионе ограничена каледонскими структурами Горного Алтая на северо-востоке и Чингиз-Тарбагатая на юго-западе. Имея ширину до 500 км на широте г. Лениногорска - г. Семипалатинска, область постепенно клиновидно сужается до полного выклинивания в районе оз. Улунгур за счет срезания ее структур надвигами со стороны Горного Алтая и по Иртышскому разлому, а структур Жармы-Саура - сжатием со стороны Джунгарского устойчивого массива.

Существуют различные представления о продолжении структур Иртыш-Зайсанской области на территории Западной Сибири. По одному из них она продолжается на северо-запад в направлении городов Омска и Тюмени, обрамляя с северо-востока - севера каледонский континентальный массив Казахстана [36]. По представлениям Л.Я. Проводникова [106], В.С. Суркова и О.Г. Жеро [121] продолжение области под покровом чехла Западно-Сибирской плиты от района г. Павлодара прослежено в направлении г. Томска и затем в северном направлении в район Тазовской губы (Обь-Енисейская система).

В последние годы появились новые публикации о строении консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы по геолого-геофизическим данным [46]. Авторами выделяется позднепалеозойская Центрально-Западно-Сибирская складчатая область - продолжение Иртыш-Зайсанской области, протягивающаяся в северном направлении от Томь-Колыванской зоны до акватории Карского моря. Эта область занимает стержневое положение в фундаменте Западно-Сибирской платформы. В ней различается ряд структурно-формационных зон, увязывающихся с зонами Иртыш-Зайсанской области. Так, Западно-Калбинская зона прослеживается в субмеридиональном направлении до г. Сургут и севернее, трассируясь выходами Чарского пояса ультрабазитов, толщами известняков и вулканомиктов основного состава. Зоны, расположенные восточнее, также протягиваются на север до Обской губы. Это Колпашевская зона и Новосибирский прогиб, сложенные терригенно-сланцевыми и черносланцевыми комплексами, которые являются аналогами Калба-Нарымской

зоны Иртыш-Зайсанской области. К юго-западу от Западно-Калбинской зоны прослежено продолжение Жарминской зоны, обрамляющей каледонские структуры окраины Казахстанского массива и конформно с ними изменяющей свое простираие от северо-западного до субширотного, что обусловило веерообразное разветвление структурных зон Иртыш-Зайсанской области. Оно обязано с одной стороны принадлежностью Жарминской зоны к Казахстанскому континентальному массиву, с другой - моделирующему расклинивающему воздействию южного фаса жесткого континентального Тобольского массива. В целом герцинские структуры, продолжающие Иртыш-Зайсанскую область на территории Западной Сибири, гораздо шире, чем в Восточном Казахстане, что объясняется более отдаленным расположением каледонских бортовых систем Казахстанского, Тобольского и Алтайского массивов.

Западно-Калбинский пояс ограничен с юго-запада Байгузин-Булакским разломом, а с северо-востока - Теректинским. Пояс протягивается в северо-западном направлении, испытывая субширотный изгиб между Чарским и Горностаевским участками, а далее приобретает субмеридиональное направление к левобережью Иртыша, где перекрывается покровом кайнозоя Кулундинской впадины. Протяженность пояса достигает 800 км, ширина от 100 км на северо-западе до 30 км в районе оз. Зайсан; далее на юго-востоке пояс срезан встречными надвигами до полного перекрытия.

Структура пояса синклиновая, асимметричная, сильно усложненная горстово-пластинчатыми выдвигами, шарьяжно-покровными структурами и разрывными нарушениями. Северо-восточный борт пояса, погружающийся к юго-западу, сложен отложениями позднего визе-серпухова. По мере приближения к Чарскому и Горностаевскому разломам происходит сильное усложнение структуры несколькими шарьяжами и надвигами с выходами фрагментов более древних образований в поднятых пластинах и чешуях среди серпуховских толщ, которые наблюдаются вдоль Западно-Калбинского и Чарского разломов. По данным геолого-геофизических исследований, в Калбинском мегасинклинии выявлено несколько внутренних поднятий и прогибов в досерпуховском комплексе. Скрытые под отложениями серпухова (2-4 км) поднятия представляют собой вулканические гряды, сложенные основными вулканитами (Чарское и Миялинско-Самарское поднятия), разделенные внутренним Казаншункурско-Курчумским прогибом, где глубина до этих предположительно девонских вулканогенных отложений достигает 6-8 км.

Догерцинское основание зоны гетерогенное: на глубине 2-4 км фиксируется жесткий Центрально-Калбинский массив, занимающий несогласное положение по отношению к северо-западным линейным структурам герцинид.

Вопросы тектонического и металлогенического районирования Западно-Калбинского пояса рассмотрены в ряде работ. Предложено несколько схем, отличия которых обусловлены прежде всего разными методологическими подходами к оценке тех или иных признаков геологического строения и металлогении, положенных в основу определения границ и внутреннего подразделения пояса.

Предлагаемое нами районирование пояса дается на основе корреляции строения и геологических характеристик комплексов, наблюдаемых в верхних

этажах с данными геофизических исследований глубинных слоев ЗК и верхней мантии, что будет показано далее.

В свете современных историко-геологических представлений тектоники литосферных плит, "плюмтектоники", трансрегиональных геодинамических палеореконокструкций Иртыш-Зайсанская область в настоящем выражении относится к аккреционно-коллизионным областям (мегасистемам). Такие системы формируются в межконтинентальных поясах на палеоконвергентной стадии развития, в основном в надсубдукционных структурах, в связи с аккрецией геоблоков и последующим тектоническим раздавливанием межблоковых комплексов на стадии коллизии при смыкании континентов и микроконтинентов. Покровно-складчатые сооружения сформированных аккреционно-коллизионных областей интродуцируются гранитоидными комплексами и перекрываются осадочными и вулканогенными сериями постколлизионных впадин [34].

Вследствие такого типа геодинамической эволюции наблюдаемые структуры в этих областях вторичны и представляют собой коллаж из аллохтонных литопластин, чешуй, осколков сиалического цоколя, фрагментов покровов и обдуцированных комплексов океанической палеокоры. Первичные структурные системы, сформированные на дивергентных границах отодвигающихся континентальных массивов в условиях растяжения, раздвигов, рифтогенных деструкций были гораздо больших размеров, других очертаний и пространственной ориентировки.

Поэтому в аккреционно-коллизионных областях возникают значительные трудности при попытках восстановления стратиграфической последовательности образования структурно-вещественных комплексов. Достаточно в этой связи отметить, что все доверхневизейские отложения в Западно-Калбинской зоне находятся в скученном аллохтонном залегании, а верхневизейские и серпуховские местами в параавтохтонном.

Имеющиеся геологические и геофизические данные позволяют охарактеризовать в основных чертах структурную зональность пояса. В общем виде он представляет собой коллизионную складчато-покровную систему сутурного типа, отвечающую широкой полосе смыкания окраин Алтайско-Монгольского и Казахстанского континентальных массивов. Внутреннее строение пояса резко неоднородно. Оно представлено в краевых зонах фрагментами континентальных окраин выше упомянутых континентов, а в срединной зоне системой сближенных сутурных швов с выжатыми литопластинами, чешуями, покровами в том числе серпентинитового меланжа (фрагмента палеоокеанической коры, обдуцированной на края континентальных массивов).

Встречные движения континентальных массивов и микроплит, обуславливавшие скучивание горных масс, осуществлялись по нескольким пологим реологически ослабленным поверхностям многослойной литосферы и, главным образом, по астеносфере, в комбинации с продольными сдвигами и поперечными трансформными разломами. Срывы структурно-формационных комплексов со своего основания обусловили существенное несовпадение структур верхних этажей и глубинных слоев. Палеотектонические структуры ранних стадий циклов оказались дезинтегрированы или поглощены. Геофизическими методами выявляются их сохранившиеся местами фрагменты или "следы". В связи с этим, нами



дифференцированно рассматривается структурная зональность верхних этажей и глубинных слоев.

Геодинамическое развитие Иртыш-Зайсанской области в фанерозое обусловлено эволюцией нижнепалеозойского Палеоазиатского океана и его дочернего реликта среднепалеозойского Иртыш-Зайсанского малого океанического бассейна [41, 42, 96].

Лейтмотивом развития океана в нижнем палеозое после рифей-вендской крупнейшей рифтогенной деструкции литосферы окраины суперконтинента Восточной Гондваны и распада ее на малые континентальные массивы - террейны, на стадии дивергенции был их пассивный дрейф в центральную область океана. Одни из массивов аккретировали в ордовике к Сибирскому кратону, нарастив его Алтайско-Монгольскую окраину, другие образовали группировку массивов и возникших островных дуг - основу будущего Казахстанского субконтинента. Деградация океана за счет аккреционного наращивания континентальных массивов по его периферии, начавшаяся в позднем ордовике, нарастала до силура и завершилась в позднем силуре - раннем девоне (до эмса) образованием каледонских континентальных массивов Горного и Китайского Алтая со стороны Сибири и Казахстанского континентального массива. Остаточный бассейн сохранился лишь в Западно-Калбинской зоне в условиях неустойчивой геодинамической стабилизации в позднем ордовике (земная кора субокеанического типа).

В развитии Иртыш-Зайсанского океанического бассейна также различаются дивергентная стадия энергичного рифтогенеза, спрединга, расширения бассейна, раздвижения каледонских континентальных массивов Алтая и Казахстана (эмс-ранний фамен) и стадия конвергенции - форсированного сближения указанных континентальных массивов, развития зон субдукции, проявления дацит-андезитового вулканизма островных дуг, аккреционных поднятий, постепенного нарастания общего сжатия, завершившегося коллизией бортовых массивов и деградацией морских условий (средний фамен-серпухов-башкирский ярус среднего карбона).

Широкое проявление получают покровно-надвиговая тектоника, меланжирование (протрузии серпентинизированных гипербазитов), образование олистостром; меланократовое основание Западной Калбы выдавливается и обдуцируется на континентальные блоки. На всей территории Иртышско-Зайсанской области стали господствовать мелководные и наземные условия. Узкий морской реликтовый бассейн сохранялся в начале среднего карбона лишь в Западно-Калбинской зоне.

Актуалистическая интерпретация условий образования структурно-вещественных комплексов, развитых в Западно-Калбинском поясе и в соседних с ним Жарма-Саурской и Калба-Нарымской зонах, позволили восстановить особенности историко-геодинамического развития пояса.

Цоколь пояса составляет меланократовый, местами сиалитизированный комплекс докембрийской ( $PR_1$ ?) коры океанического типа (микрофрагменты эклогитов, гранатовых амфиболитов в сочетании с протрузивными телами серпентинизированных гипербазитов в Чарском меланже). Затем развитие пояса происходило по схеме: океанический рифтогенез (спрединг) в Палеоазиатском океане

(V-O<sub>2</sub>); кратковременная стабилизация, деградация океанического бассейна (O<sub>3</sub>); возобновление рифтинга, оформление малого Иртыш-Зайсанского океанического бассейна (реликта Палеоазиатского океана) с полифациальными обстановками: ложе океана, подводные поднятия, вулканические дуги, междуговые депрессии окраинных морей (S-D<sub>1p</sub>); в конце периода сжатие, неустойчивая стабилизация, преобразование океанической коры в кору переходного типа, с сохранением лишь остаточного бассейна; возобновление океанического рифтогенеза с полифациальными обстановками: раздвиговые депрессии, подводные поднятия, базальтовый вулканизм (D<sub>1e</sub>-D<sub>2</sub>); формирование островодужных вулканических систем в архипелаговом бассейне - Чарская и Миялинско-Самарская дуги с андезит-базальтовым вулканизмом и прогибы - Знаменско-Георгиевский, Казаншункурско-Курчумский (D<sub>3</sub>-C<sub>1v3</sub>); сближение массивов Алтая и Казахстана, общее коллизионное сжатие в мегасистеме, деградация и замыкание субокеанического Иртыш-Зайсанского бассейна, складчатость, надвиги, покровы, накопление граувакково-олистоостромовых мелководных комплексов, смыкание Чарского и Горностаевского сутурных швов (C<sub>1s</sub>); коллизионное и постколлизионное развитие в составе единого Казахстанско-Алтайского континентального массива: многоимпульсная активизация, обусловившая накопление угленосных лимнических и прибрежно-морских моласс, клавишную тектонику, формирование вулкано-плутонических риодацит-гранодиоритовых и трахибазальт-трахириолитовых ассоциаций, интрузивный магматизм гранит-лейкогранитового и гранит-граносиенитового типа (C<sub>2-3</sub>-P-T<sub>1</sub>); продолжение внутриплитной активизации в Mz-Kz [9, 67, 68].

Сопоставление геологических формаций Западно-Калбинского пояса по структурным зонам приведено в таблице 1, сопоставление схем структурного районирования верхних этажей пояса и глубинных структур - таблице 2.

Анализ этих данных показывает, что имеется довольно существенное отличие между строением верхних и глубинных этажей. Так, в Западно-Калбинской мегасинклиной зоне на глубине выделяются два погребенных под мощной толщей серпуховских граувакк поднятия - Миялинское и Чарское, разделенные Казаншункурско-Курчумским прогибом. Около западной границы пояса с Кояндинско-Аркалыкской зоной по геологическим данным выделяется узкая Кемпир-Жангизтобинская надвиговая зона, но по геофизическим данным она плохо различается и включена в состав Знаменско-Георгиевского прогиба.

Дисгармония между верхними и глубинными этажами объясняется коллизионным "бульдозерным" скупиванием, фрагментированием палеоструктур при региональных глубинных срывах по межформационным межэтажным

Табл.1

Табл.1

Табл.1

Табл.2

поверхностям, особенно, в слабоконсолидированных комплексах. Позднеколлизийные терригенные толщи серпухова и среднего карбона несогласно облекали, захороняли формы бывшего палеотектонического рельефа.

В целом по поясу эти процессы обусловили сильнейшую редукцию палеоструктур погруженных окраин Алтайского и Казахстанского континентальных массивов, представленных в современном выражении коллажем сближенных фрагментов. Структуры палеоокеанического ложа, зон субдукции, раннеаккреционных систем этапа дивергенции (растяжения) оказались на этапе конвергенции (сжатия) либо поглощенными, либо сохранившимися в виде обрывков [24].

Геофизическими методами отмечается современное строение земной коры, прошедшей эволюционное геодинамическое развитие в течение фанерозоя (не говоря уже о более древних периодах). Поэтому приводимая далее характеристика глубинного строения основных зон пояса в аспекте их палеогеодинамической аттестации не исключает дальнейшего уточнения.

Это касается проблем миграции положения зон субдукции, геодинамической природы мощнейших пластин Чарского и Горностаевского серпентинитового меланжа, протрузивно выдвинутых в верхние этажи (обдукция меланократового основания?), палеоструктурная принадлежность цоколя Кемпир-Жангизтобинской зоны к Кояндынско-Аркалыкской зоне на континентальной окраине Казахстанского массива, выяснения причин гетерогенности блоков цоколя в Западно-Калбинской зоне и их структурной принадлежности.

Тем не менее, геофизическими методами выявлены главные глубинные палеогеодинамические структуры, неоднородности в строении и физических свойствах слоев литосферы главных тектонических зон Казахстана [34], определяющие их металлогеническую специализацию и глубинные критерии локализации оруденения.

Тектоническому и металлогеническому районированию Западно-Калбинского золоторудного пояса посвящено большое число работ. В порядке сравнения ниже рассмотрено несколько публикаций последних лет.

В книге I "Большой Алтай" [18] на месте Западно-Калбинского золоторудного пояса в ранге структурно-формационных зон выделены две единицы: Западно-Калбинско-Коксентауская зона (Б.А. Дьячков, Н.И. Стучевский, Н.П. Майорова, П.И. Хохлов, Т.М. Никитина) и Жарма-Саур-Баганурский пояс, включающий три зоны - Сиректасско-Сарсазанско-Кобукскую, Жарма-Саур-Харатунгскую и Чарско-Зимунайскую (Б.А. Дьячков, Г.П. Нахтигаль, Г.Н. Щерба, Н.И. Стучевский). В данной схеме в качестве однопорядковых таксонов выступают, с одной стороны, - зона, с другой, - пояс, в составе которого три зоны. Эта схема не увязывается с районированием на основе геофизических данных, изложенных в том же I томе (В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль, Л.Д. Любецкая, М.Ш. Омирсериков).

В книге II "Большой Алтай" [19] в составе рудных поясов выделены Западно-Калбинский (Б.А. Дьячков, Г.П. Нахтигаль) и Жарма-Саурский пояса (Б.А. Дьячков, Г.Н. Щерба, Г.П. Нахтигаль).

Характеристика Западно-Калбинской зоны и рудного пояса по особенностям глубинного строения в основных чертах совпадает с

предлагавшейся ранее. Основание Калбинского прогиба представлено несколькими внутренними поднятиями и прогибами досерпуховского комплекса. Скрытые под отложениями серпухова (на 2-4 км) поднятия представляют собой вулканические гряды, сложенные основными вулканитами (Чарское и Миялинско-Самарское поднятия), разделенные внутренним Казаншункурско-Курчумским прогибом, где глубина до девонских вулканогенных отложений достигает 6-8 км. Несогласованность геологических и геофизических данных проявляется в основном в вопросе определения западной границы Западно-Калбинского золоторудного пояса.

В.В. Масленников [94] также определяет Западно-Калбинскую золоторудную металлогеническую зону как расположенную между юго-западной границей Восточно-Калбинского редкометального пояса - на востоке и Кокпектинским и Сиректасским разломами - на западе. Она подразделена им на три подзоны: Северо-Восточную, Чарско-Горностаевскую и Юго-Западную. Первая из них охватывает территорию Калбинского прогиба, вторая включает Чарско-Горностаевское поднятие, а третья - Жарминский прогиб и юго-западную часть Чарского антиклинория. Соответственно, им выделены два золоторудных пояса: Западно-Калбинско-Маралихинский на востоке и Жанан-Боко-Зайсанский - на западе. Золоторудные пояса разделены поясами гранитоидов раннепермского возраста. При общей высокой плотности золотого оруденения в рудных поясах в их пределах четко проявлены рудные узлы с интервалами в 20-40 км, что особенно хорошо видно на примере Западно-Калбинско-Маралихинского пояса.

В.В. Масленниковым изучена продольная металлогеническая зональность золоторудных поясов. В Западно-Калбинско-Маралихинском поясе с юго-востока на северо-запад отмечается смена золото-сульфидно-кварцевого типа золото-сульфидным и снова золото-сульфидно-кварцевым типом золото-углеродисто-сульфидной формации. В Жанан-Боко-Зайсанском поясе эта зональность проявлена сменой в северо-западном направлении золото-березитовой формации - золото-углеродисто-сульфидной, а затем - золото-сульфидно-кварцевой.

В более поздней работе А.Ф. Коробейниковым и В.В. Масленниковым [73] Западно-Калбинская зона понимается как центральная часть Зайсанской геосинклинали, ограниченная с северо-востока Иртышской зоной смятия, а с юго-запада - Калба-Чингизским разломом. В пределах зоны в качестве геотектонических структур геосинклинального этапа выделены: 1) Чарско-Горностаевское поднятие, ограниченное с северо-востока Чарским и Горностаевским, а с юго-запада - Байгузин-Булакским глубинными разломами; 2) Калбинский прогиб, примыкающий к поднятию с северо-востока, ограниченный Теректинским глубинным разломом; 3) Жарминский прогиб, примыкающий к поднятию с юго-запада, ограниченный системой Сиректасского и Кокпектинского глубинных разломов. В орогенную стадию сформировались Жанан-Каскабулакский, Сарджальско-Даубайский и Мукурский наложенные прогибы, в посторогенную - Семейтауский наложенный прогиб. Фундамент зоны подразделен на 17 блоков, различающихся структурой и вещественным составом [73].

М.О. Услугин, А.Е. Степанов, И.Г. Тверянкин, В.Д. Борцов (2003) приводят свою схему районирования, выделяя три зоны: Западно-Калбинскую, Чарскую и



Жарма-Саурскую. Они считают, что юго-западным ограничением Западно-Калбинской зоны является Западно-Калбинский разлом. Западно-Калбинской структурно-формационной зоне свойственны следующие ведущие признаки: 1) разнофациальность алевролитопесчаниковых образований калбинской свиты, что указывает на небольшие размеры бассейна седиментации; 2) высокая степень дислоцированности отложений; 3) наличие локальных мульд (грабен) субширотного и субмеридионального направлений, выполненных отложениями бакырчикской свиты, аномально насыщенных углеродистым веществом; 4) относительно широкое развитие магматических пород кунушского ( $C_3-P_1$ ) комплекса, достаточно тесно ассоциирующего с золотой минерализацией; 5) строгая соподчиненность складчатых и разрывных дислокаций (с приоритетом последних), их полихронность и пересечения, перекрещивания в пространстве; 6) преобладание золото-сульфидного типа минерализации над золото-кварцевым; 7) почти полное отсутствие кор выветривания.

Граница между Чарской и Жарма-Саурской СФЗ проводится по Жанан-Сиректасскому разлому. При этом авторы расширяют границы Чарской СФЗ. Они считают расположенные здесь месторождения весьма своеобразными, поскольку для них характерна связь золото-сульфидной минерализации с относительно ранними возрастными уровнями отложений позднедевонским (Северный Аркалык), раннекаменноугольным (Жайма, Суурлы и др.). Рудовмещающие породы отличаются кремнистым и известковистым составом цемента, тогда как углеродсодержащие породы чаще всего не золотоносны.

Жанатас-Мукурская подзона является наиболее значимой в составе Чарской СФЗ в отношении золотой минерализации; в ней сосредоточены основные объекты. Вектор интенсивности золотого оруденения ориентирован в продольном направлении, с юго-востока на северо-запад. В этом же направлении происходит наращивание геологического разреза, за счет более молодых отложений, их возрастное приближение к наиболее благоприятному позднепалеозойскому уровню.

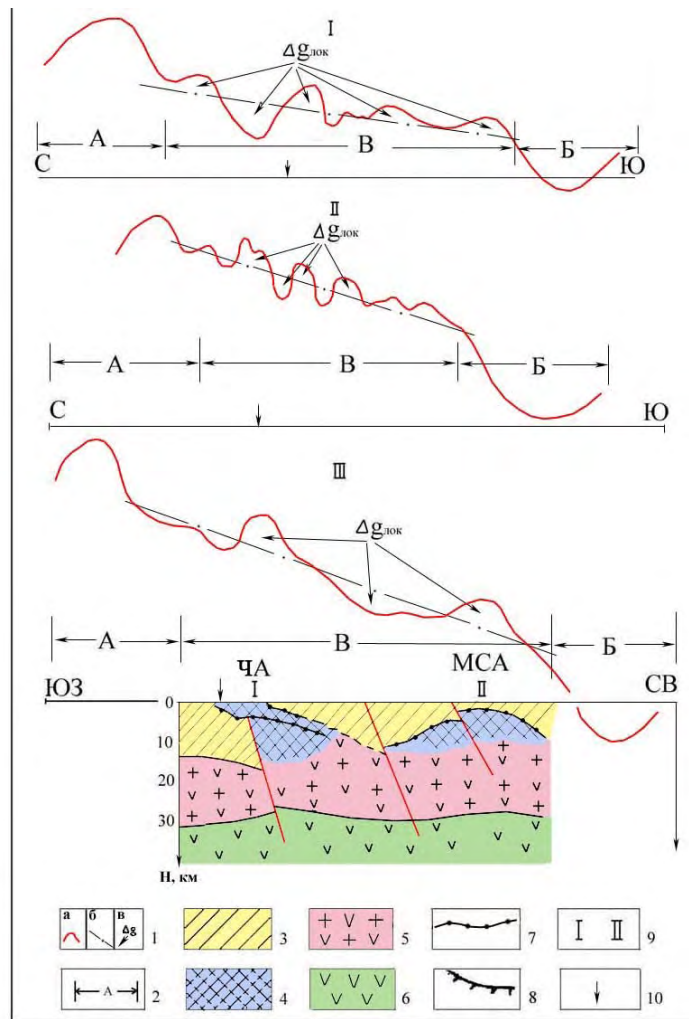
Жарма-Саурская СФЗ, по мнению М.О. Услугина и др., характеризуется широким развитием вулканогенных пород живет-турнейского и позднекаменноугольно-пермского этапов; юго-западным падением разрывных нарушений; преобладанием золото-сульфидно-кварцевого типа минерализации в основных объектах при достаточно большой роли золото-кварцевых проявлений; малой (первые метры) мощностью зоны окисления; значительным развитием золотых россыпей (Услугин и др., 2003).

Большинство перечисленных выше вариантов районирования золоторудного пояса близки между собой. Однако они не вполне учитывают особенности глубинного строения пояса в целом. На уровне верхней мантии поясу соответствует единое линейное поднятие границы верхней мантии и внутримантийных границ (до глубины 200 км). Оно выявлено по двум профилям сейсмических наблюдений и одному профилю магнитотеллурических зондирований. Пояс в целом характеризуется единым типом земной коры, близким по своим физическим параметрам, соотношению мощностей и структуре слоев к океаническому [34, 65].

Неправомерно разграничивать пояс на западную и восточную части Западно-Калбинским глубинным разломом, так как при этом "разрывается" одна из важнейших структур основания - Казаншункурско-Курчумский междуговой прогиб. Западно-Калбинский разлом, расположенный в осевой части этого прогиба, контролирует цепочку скрытых массивов гранитоидов. Некоторыми исследователями [97] этот разлом понимается как след глубинного раздвига, сопровождавшегося в раннем палеозое спредингом океанической коры. Он является крупной "термоградиентной зоной", сохранившей высокий тепловой поток до настоящего времени. Насыщенность терригенного разреза углеродистым веществом, возможно, связана с высокой флюидоактивностью этой глубинной структуры. Различие фаций отложений существенно терригенных к востоку от разлома и терригенных с большой долей кремнистого и карбонатного материала - к западу может быть связано с тем, что в первом случае толщи формировались в конце раннего карбона в условиях континентального склона и лавинной седиментации, вызванной мутьевыми потоками, а во втором - в пришельфовой части, в условиях кремнисто-карбонатной седиментации и рифообразования. Другой причиной может быть сближение по надвигам, покровам в процессе коллизии ранее отдаленных фациальных зон.

Нет оснований увязывать Западно-Калбинский пояс (в понимании В.В. Масленникова) с Маралихинским, поскольку последний сформирован в существенно иных геодинамических условиях. Жарма-Саур-Харатунгскую зону также нецелесообразно включать в состав Западно-Калбинского пояса, как не несущую золотое оруденение. М.О. Услугиным и др. указывалось, что Озек-Жельдыкарская подзона практически стерильна в отношении золотой минерализации. Однако она включена ими в состав золоторудного пояса. Сиректасско-Сарсазанскую зону правомерно выделять в самостоятельный золоторудный пояс.

Сравнение схем районирования Западно-Калбинского золоторудного пояса, составленных разными авторами, показало, что наиболее сложным является определение его западной границы. Для решения этого вопроса нами привлечена информация о структуре аномального гравитационного поля. Гравитационное поле золоторудных поясов (районов) имеет, как правило, "переходный" характер; представлено "склонами" и своеобразными региональными полосами повышенных градиентов силы тяжести, разграничивающих региональные аномалии положительного и отрицательного знака (рис. 29). Ширина полос почти всегда соответствует в плане ширине золоторудных поясов. Интенсивность градиентов сравнительно невысокая, но постоянная. Примыкающие к полосе градиентов региональные аномалии отмечают структуры, расположенные обычно за пределами золоторудных поясов.



**Рис. 29. Графики  $\Delta g$ , отражающие особенности аномальных полей над золоторудными поясами**

Золоторудные пояса: I – Центрально-Кызылкумский, II – Северо-Казахстанский, III – Западно-Калбинский.

1 – графики силы тяжести: а -  $\Delta g$  наблюдаемого поля, б -  $\Delta g$  регионального фона, в -  $\Delta g_{\text{лок}}$  (локальные аномалии первого порядка); 2 – региональные аномалии  $\Delta g$ : А - положительные, Б – отрицательные над зонами, ограничивающими золоторудные пояса, В – зоны градиентов над золоторудными поясами; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – офиолитовые ассоциации, сменяющиеся в верхах разреза андезитовыми терригенными ассоциациями; 5 – гранито-гнейсовый слой, сформированный по переходному слою, близкому гранулит-базитовому; 6 – гранулит-базитовый слой; 7 – границы раздела, установленные по сейсмическим данным; 8 – поверхности надвигов; 9 – вулканические поднятия (I – первого, II – второго подтипов: ЧА - Чарский, МСА – Миялинско-Самарский); 10 – выходы офиолитовых ассоциаций.

Отрицательные аномалии отвечают структурно-формационным зонам, развивавшимся в качестве устойчивых миогеосинклинальных прогибов на сиалическом субстрате. На современном эрозионном срезе такие структуры представлены инверсионными антиформами, интродуцированными крупными плутонами лейкократовых и аляскитовых гранитов. В глубоко эродированных частях бывает вскрыт гнейсовый субстрат и фрагменты гранито-гнейсовых куполов - материнских очагов гранитных расплавов и плутонов гранитоидов в верхнем структурном этаже.

Для описываемого района такой структурой является Калба-Нарымская СФЗ, сформированная предположительно на осколке докембрийской континентальной плиты повышенной сиаличности. Для нее характерно устойчивое погружение в раннюю стадию ( $D_1-C_1$ ), проявление коллизионной складчатости в  $C_1V_3-C_{2-3}$ , внедрение "добатолитовых" малых интрузий и даек, формирование сложной вулcano-плутонической ассоциации (калгутинская свита) и интрузий кунушского комплекса в  $C_3$ , вспышка мощного корового гранитного магматизма в  $P_1-T_1$ . Зоне присуще оловянное, вольфрамовое и редкометалльно-редкоземельное оруденение, заключенное в кварцевых жилах, штокверках, зонах грейзенизации и пегматитах. Каких либо значительных проявлений золотой минерализации в пределах зоны не выявлено. В аномальном поле  $\Delta g$  Калба-Нарымской СФЗ соответствует региональная отрицательная аномалия высокой интенсивности.

Таким образом, восточным ограничением Западно-Калбинского золоторудного пояса является Калба-Нарымская СФЗ с редкометалльным профилем оруденения, отмеченная отрицательной гравитационной аномалией высокой интенсивности. Металлогеническая граница золоторудного и редкометалльного поясов отчетливо совпадает с Теректинским глубинным разломом.

Положительные аномалии отвечают СФЗ, сформированным на краю древних континентальных массивов, подверженных деструкции и рифтогенезу вдоль пограничных глубинных разломов. Для них характерны сокращенные мощности отложений, антидромные вулканические процессы; формирование расслоенных интрузий основного и ультраосновного состава в особо устойчивых поднятиях; преимущественно медный и медно-никелевый профиль оруденения. В отдельных случаях возникают формации, содержащие золото и платину.

Структурой такого рода является Кояндинско-Аркалыкская подзона Жарма-Саурской структурно-формационной зоны. Предположительно до ранне-среднего девона она представляла собой поднятие, ядро которого сложено комплексом пород гранулит-базитового слоя мощностью порядка 30 км (по геофизическим данным). В ранне-среднем девоне земная кора испытала деструкцию, в процессе которой в условиях приразломного окраинно-континентального рифта накапливались отложения кремнисто-терригенно-базальтовой формации. Широкие выходы этой формации известны в пределах Желдыкарского горста и других структурах. Все они отмечаются максимумами силы тяжести высокой интенсивности. Базальты Желдыкарского горста содержат от 48 до 51 % кремнекислоты при резком колебании содержания калия. На типовых диаграммах они перекрывают поля высокоглиноземистых базальтов, высококалийных высокоглиноземистых базальтов и абсарокитов. Столь резкие колебания концентрации щелочей свойственны обычно структурам рифтогенного происхождения. Наряду с рифтогенной, ограничено проявлена и близкая к ней по возрасту андезибазальтовая кремнисто-терригенная формация ( $D_2$ ) характерная для энсиматических островных дуг. Разрез наращивается отложениями более широко проявленной базальт-дацит-риолитовой с известняками формации ( $D_3$ ), флишоидной, андезидацитовой, терригенной ( $C_1V_{2-3}$ ) и граувакковой ( $C_1s$ ) островных дуг. На них с резким угловым и стратиграфическим несогласием

наложены прибрежные и наземные молассовые формации краевого вулканоплутонического пояса: андезидациит-риолитовая (C<sub>2-3</sub>) и др.

Характерной для Кояндинско-Аркалыкской зоны является Максут-Петропавловская рудная зона, перспективная на Ti-Cu-Ni оруденение, заключенное в интрузиях габброидов максутского и аргимбайского комплексов (C<sub>2-3</sub>). Протяженность рудной зоны 180 км, ширина 10 км [19]. В ее пределах выявлены рудный узел Аргимбай (Ti, Cu, Au) и рудное поле Максут (медно-никелевые сульфидные руды с платиноидами). На юго-восточном фланге пояса габброидов обнаружено медно-никелевое месторождение Харатынга (Китай), близкое по возрасту и формационной принадлежности к месторождению Максут, но отличающееся крупными размерами, что стимулирует усиление поисков медно-никелевых руд в казахстанской части пояса [19].

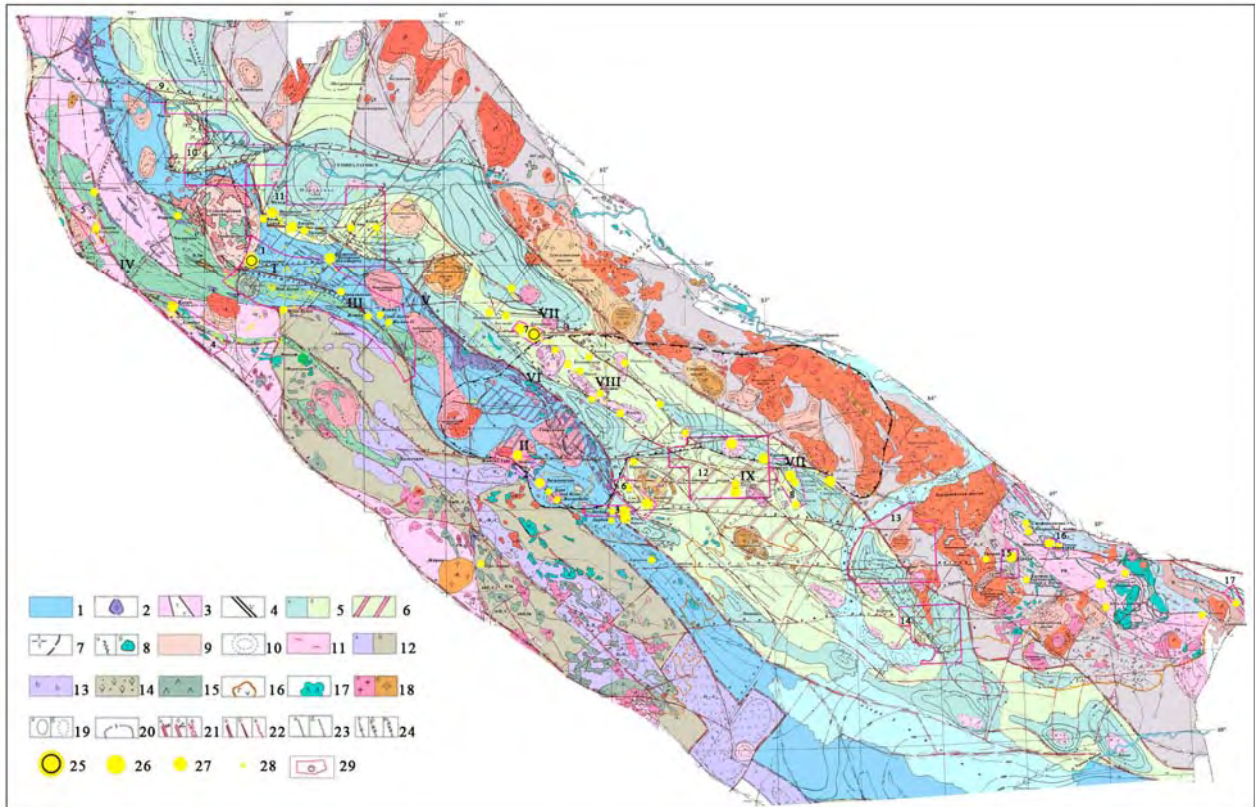
Таким образом, юго-западным ограничением Западно-Калбинского золоторудного пояса является Кояндинско-Аркалыкская подзона. Глубинные слои земной коры в ее пределах представлены докембрийским сиалическим цоколем PR<sub>1</sub>? – породами гнейсогранулитовой фации высокотемпературной субфации, в разной мере разрушенными процессами деструкции. На участках относительно слабой деструкции пород основания вдоль крупных глубинных разломов (Байгузин-Булакского, Жананского и др.) сформировались приразломные комплексы энсиалических островных дуг (C<sub>1v2</sub>, C<sub>2</sub> и др.) и проявлено промышленное золотое оруденение Кемпир-Жананской и Сиректасской зон. Там, где структуры основания Кояндинско-Аркалыкской подзоны подверглись более глубокой деструкции, комплексы энсиматических и энсиалических островных дуг (D<sub>2-3</sub>, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> и др.) не несут золотого оруденения. Эти части зоны являются западной границей Западно-Калбинского золоторудного пояса. Здесь золото может ассоциировать только с интрузиями аргимбайского и максутского комплексов. Ведущее место занимает Ti-Cu-Ni оруденение магматического типа.

В целом, Западно-Калбинский пояс сформировался на сложном гетерогенном основании вдоль коллизиино-сжатых структур активных окраин Казахского и Алтайско-Монгольского континентов, перекрытых терригенными автохтонными комплексами отложений визе-серпухова и молассовыми отложениями среднего-верхнего карбона и перми. Наиболее сложным строением структуры основания характеризуются в восточной половине золоторудного пояса. Юго-восточная ее часть расположена на неоднородном сиалическом цоколе, один блок которого представлен ультраметаморфическим гнейсогранитовым субстратом с очагами перемещенных массивов нормальных гранитов, а другой – гнейсогранулитовым субстратом с реститами в очагах плавления чарнокитовых и эвлизитовых гранитов. В северной части пояса основанием служила кора субокеанического типа.

С учетом особенностей физических полей и глубинного строения в составе пояса выделены четыре структурные подзоны, различающиеся структурами основания терригенного прогиба и режимом геодинамического развития: Знаменско-Георгиевская, Чарская, Казаншункур-Курчумская и Миялинско-Самарская (рис. 30). Первая из них включает в себя Знаменско-Георгиевский междуговой прогиб, Горностаевско-Акжал-Боконскую палеозону субдукции, Кемпир-Жананскую палеоостровную гряду, вторая – Чарскую палеозону субдукции

и Чарскую палеоостровную дугу, третья - Казаншункур-Курчумский междуговой прогиб, четвертая - Миялинско-Самарскую палеоостровную дугу.

В металлогеническом плане Западно-Калбинский пояс нами также подразделяется на четыре золоторудных подзоны: Суздальско-Акжальскую, Кедей-Баладжальскую, Эспе-Жанаминскую и Бакырчик-Кулуджунскую. Кемпир-Жананская и Южно-Алтайская золоторудные зоны примыкают к Западно-Калбинскому поясу, соответственно, с востока и запада, но в состав пояса не входят.



**Рис. 30. Карта глубинного тектонического строения Западно-Калбинского золоторудного пояса. Масштаб 1:500 000 (по В.Н. Любецкому, 2006)**

*Осевая часть Западно-Калбинского золоторудного пояса. Реликтовый Знаменско-Георгиевский преддуговой прогиб, разделявший активные окраины Казахстанского и Алтайско-Монгольского (Сибирского) континентов: 1 - гранитизированные метабазитовые существенно вулканогенные комплексы обдуцированной океанической коры; гранитоиды с монцитонитидным уклоном. Суздальско-Акжальская золоторудная зона (I, II); Палеоокраина Казахстанского континентального массива. 2 - Горностаевско-Аркалыкско-Боконская сутурная зона. Протрузии гипербазитов, меланж, покровы. Горностаевская зона кобальт-никелевого оруденения (в корях выветривания по гипербазитам) (III); 3 - Кемпир-Жананская структурная подзона. Краевая часть Западно-Калбинского пояса, наложенная на структуры Кояндинско-Аркалыкской подзоны. Кемпир-Жананская золоторудная зона (IV). Палеоокраина Алтайско-Монгольского континента. 4 - Чарская сутурная зона. Протрузии гипербазитов, серпентинитовый меланж, покровы. Чарская металлогеническая зона хром-кобальт-никелевого оруденения (V). Погруженная часть Чарской сутурной зоны: комплексы погребенных островных дуг. Меланократовая субокеаническая кора в основании, предположительно сложенная гранитизированными амфиболитами, эклогитами, глаукофановыми и кристаллическими сланцами позднего докембрия. 5 - островодужные палеовулканические структуры: а- поднятия - Чарско-Олеговское (Кедей-Баладжальская золоторудная зона - VI), Миялинско-Самарское (Бакырчик-Кулуджунская золоторудная зона - VII), б- междуговые прогибы - Казаншункур-Курчумский (Эспе-Жанаминская золоторудная зона - VIII); 6 - блоки с реликтами субконтинентального (существенно*



меланократового) цоколя. Централно-Калбинский блок (Джумбинская золоторудная зона - IX); 7 - блоки с реликтами сиалического гранито-гнейсового цоколя. Сенташ-Асубулакский гранито-гнейсовый купол (ГТК). Регенерация золотого оруденения в экзоконтактовых частях ГТК (Бакырчикское рудное поле, месторождения Сенташ, Акжал, Васильевское, Даубай, Ашалы, Баладжал, Куперлы, Кулуджун, Лайлы); 8 - постколлизийные образования: а - дайки диабазов, диабазовых порфиритов, отмеченные линейными положительными магнитными аномалиями, б - мелкие интрузии габбро, габбро-диоритов, диорит-гранодиоритов, отмеченные положительными гравитационными аномалиями; 9 - тафрогенные впадины: трахибазальт-трахириолитовая вулканоплутоническая ассоциация, габбро-монзонит-граносиенит-гранитовый семейтауский комплекс  $T_1$ . Регенерация золотого оруденения в надконтактовых частях крупных плутонов гранитоидов (месторождение Суздальское); 10 - контуры скрытых интрузивных массивов ( $C_{2-3}$ , P), установленные по геофизическим данным. *Глубинные структуры, ограничивающие Западно-Калбинский золоторудный пояс.* Кояндинско-Аркалыкская подзона Жарма-Саурской зоны: структура, сформировавшаяся на погруженной окраине Казахстанского континентального массива, на докембрийском субконтинентальном цоколе, представленном гнейсогранулитовой фацией (гранулиты, чарнокитовые гнейсы, эвлизито-гнейсы); 11 - выходы фрагмента цоколя ( $PR_1$ ); 12 - структура, прошедшая вначале рифтогенную стадию развития при полной (а), частичной (б), либо относительно слабой (в) деструкции сиалического цоколя, а затем – островодужную стадию, фиксируемая региональной положительной аномалией  $\Delta g$ ; 13 - рифтогенные комплексы ранне-среднедевонского деструктивного этапа, выходы которых фиксируются локальными максимумами  $\Delta g$ ; 14 - островодужные структуры: а- спилит-дацит-риолитовый кремнисто-терригенный комплекс ( $D_{2-3}$ ); б- андезибазальт-риодацитовый туфотерригенно-карбонатный комплекс ( $D_3-C_1$ ); 15 - "щелевые" интрузии габбро, габбро-диоритов ( $C_1$ ), фиксирующие "след" линии раздвига; 16 - фрагменты наземного вулканоплутонического пояса - андези-риодацит-риолитовый комплекс ( $C_{2-3}$ ); 17 - пояс габброидов ( $C_3$ ), в том числе расслоенных, несущих Cu-Ni оруденение (максутский пикрит-диабазовый комплекс). *Калба-Нарымская зона* - блок докембрийской континентальной коры, сложенный интенсивно гранитизированными породами, вовлеченный в  $D_3-C_1$  в преддуговое прогибание; 18 - перемещенные граниты калбинского (а) и монастырского (б) комплексов; 19 - изогипсы поверхностей кровли (а) и подошвы (б) интрузивных массивов по данным количественной интерпретации геофизических аномалий. *Иртышская шовная зона.* Раздвиго-надвиговая линзовидно-пластинчато-блоковая структура, отмечаемая региональными градиентами гравитационного поля, со слэбами океанической (?) коры в мантии. Максимумы  $\Delta g$  фиксируются массивы постсубдукционных габбро-норитов (Иртышско-Южно-Алтайская золоторудная зона - X); 20 - контуры нескрытых или частично вскрытых массивов габбро-норитов. *Разрывные нарушения:* 21 - глубинные разломы - сутурные швы, фиксирующие следы палеозон субдукции: Горностаевско-Аркалыкско-Боконской - а, Чарской - б, Иртышской - в; 22 - региональные разрывы, разграничивающие: структурные зоны - а, подзоны и крупные разнородные блоки - б; внутриблоковые - в; 23 - разрывы, установленные на основании: а- геологических, б- геофизических признаков; 24 - разрывы, контролируемые золотопроявления: одно - а, два - б, более двух - в. *Месторождения золота:* 25 - суперкрупные; 26 - крупные и средние; 27 - мелкие; 28 - рудопроявления; 29 - перспективные площади: (1 - Суздальско-Аркалыкская, 2 - Акжальско-Васильевская, 3 - Ашалы-Даубайская, 4 - Жананская, 5 - Кемпирская, 6 - Баладжальская, 7 - Бакырчикская, 8 - Кулуджунская, 9 - Долоньская, 10 - Букенчи, 11 - Мукур-Таскудукская, 12 - Буконьская, 13 - Кознаковская, 14 - Картогайская, 15 - Курчумская, 16 - Маралихинская, 17 - Бас-Теректинская).

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ПОЯСА И ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ

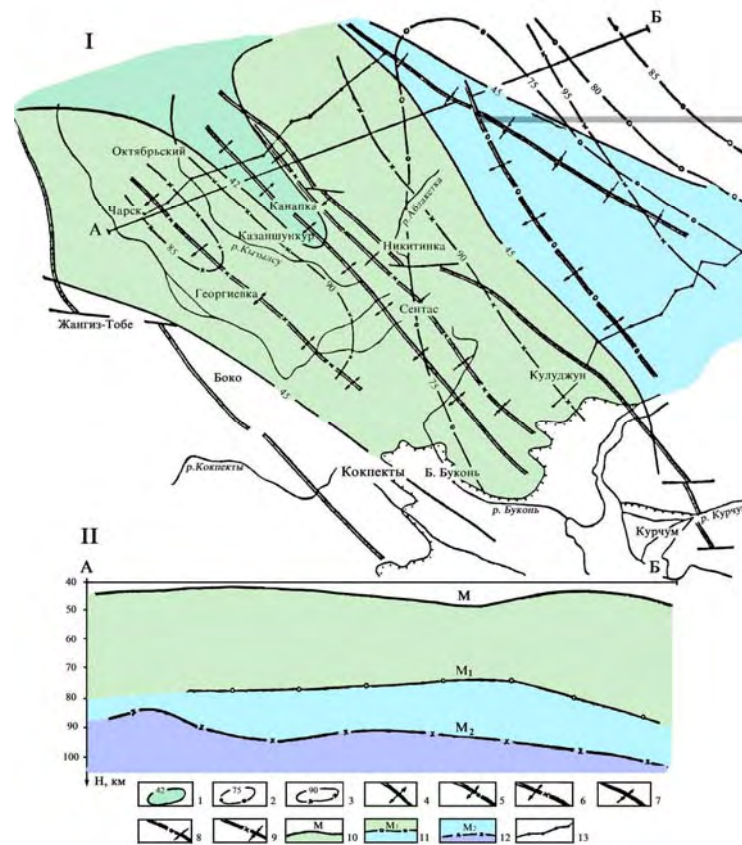
### Характеристика структур земной коры и верхней мантии

Западно-Калбинский пояс имеет резко индивидуальную характеристику в геофизических полях и глубинном строении. В региональном гравитационном поле пояс выделяется зоной высоких градиентов силы тяжести, разграничивающей две крупные контрастные аномалии: положительную от Кояндинско-Аркалыкской подзоны и отрицательную - от Калба-Нарымской зоны. В гравитационном поле, пересчитанном вверх на 10 и 20 км, на фоне региональных градиентов выделяются полосы линейных положительных и отрицательных аномалий более высокого порядка, характеризующих разнородные структуры верхнего структурного этажа, частично выступающие на поверхность, но большей частью перекрытые вышележащими терригенными комплексами среднего и позднего палеозоя. Эти данные в комплексе с материалами сейсмо- и электроразведки положены в основу тектонического расчленения пояса на отдельные структурные и, соответственно, металлогенические подзоны.

Представления о глубинном строении района базируются на данных сейсмических, сейсмологических, магнитотеллурических зондирований, а также материалах гравиразведки. Наиболее глубокие части литосферы освещены до 200 км двумя профилями сейсмологических исследований ("Чарск-Лениногорск", "Кокпекты-Зыряновск"; Булин, Эрглис, Бубнов, 1969), профилем МОВЗ-ГСЗ (Н.Н. Беляшова и др., 1994), МОВ-ГСЗ (Т.А. Акишев и др., 1996) - до 60 км и Алейским профилем МТЗ (А.Т. Урдабаев, Б.К. Сысоев, 1995) - до 100 км. В итоге выявлены неоднородности земной коры (ЗК) и верхней мантии на разных глубинных уровнях.

*Для верхней мантии* характерны высокая степень расслоенности и большая амплитуда рельефа внутримантийных границ. Последние в разрезе ориентированы близко параллельно друг другу и резко несогласно по отношению к поверхности Мохоровичича (М) и внутрикоровым границам. Среди внутримантийных границ наиболее выдержаны две:  $M_1$  - на глубине 70-90 км и  $M_2$  - на глубине 90-110 км (рис. 31). Они образуют близко совпадающие в плане асимметричные поднятия северо-западного направления с крутыми северо-восточными и пологими юго-западными склонами. Между поверхностями М и  $M_1$  заключен слой верхней мантии переменной мощности: от 25-30 км в Западно-Калбинской зоне до 45 км вблизи Горного Алтая. Неоднородный по своему внутреннему строению он характеризуется наличием прерывистых границ обменов волн, коррелирующихся в единый горизонт на глубине 52-70 км. Между границами  $M_1$  и  $M_2$  расположен второй, более выдержанный и однородный слой мощностью до 15 км. На глубине 106-120 и 170-180 км менее уверенно выделяются границы  $M_3$  и  $M_4$ , а отдельные обмены волн устанавливаются и глубже [22].





**Рис. 31.** Схема глубинных поверхностей верхней мантии Иртыш-Зайсанской складчатой области (по Н.К. Булину и др., 1969)

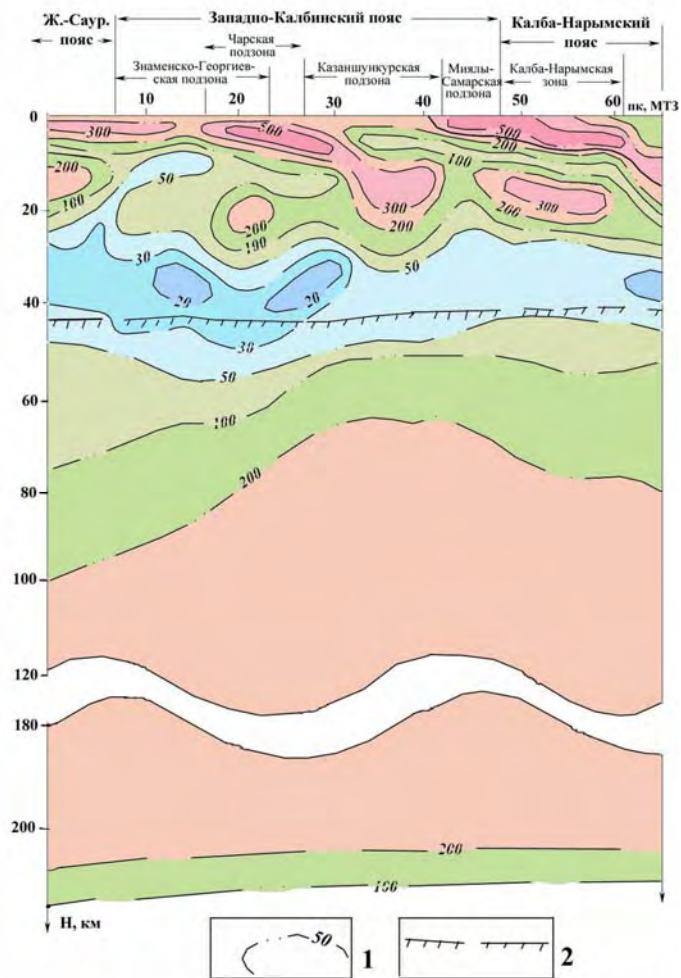
I - план, II - разрез

Изолинии глубинных поверхностей (км): 1- Мохоровичича М, 2- внутримантийной  $M_1$ , 3- внутримантийной  $M_2$ ; оси поднятий поверхностей: 4- М, 5-  $M_1$ , 6-  $M_2$ ; оси прогибов поверхностей: 7- М, 8-  $M_1$ , 9-  $M_2$ ; положение глубинных поверхностей в разрезе: 10- М, 11-  $M_1$ , 12-  $M_2$ ; 13- профили сейсмических наблюдений.

Методом МТЗ (рис. 32) в верхней мантии под Западно-Калбинским поясом также зафиксировано резкое поднятие. В частности, одна из наиболее ярко выраженных границ ( $M_1$ ) испытывает подъем с глубины 130 км в Чингиз-Тарбагатае и Горном Алтае до 60 км - под Западной Калбой. Поднятие изометричной формы, но с более пологим юго-западным крылом. Его эпицентр соответствует Казаншункурской и Миялы-Самарской подзонам, т.е. восточной части пояса. По электрическим свойствам (высокой электрической проводимости) и высокому остаточному температурному градиенту ЗК в пределах указанных подзон (рис. 33) поднятие правомерно рассматривать как реликтовый, относительно локальный, мантийный астенолит.

По мнению многих крупнейших исследователей (Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993; Маруяма, 1984; Добрецов, 1980; Добрецов, Кирдяшкин, 1993, 1994, 1998, 2000 и др.) глобальная геодинамика Земли в значительной мере регулируется деятельностью мантийных плюмов - тектоникой горячих полей.

Если существование мантийных плюмов разного масштаба и длительности по времени признается большинством исследователей, то по поводу механизма их возникновения и роли в тектоно-магматических процессах единой точки зрения не существует [35].



**Рис. 32.** Геоэлектрическая модель разреза центральной части Западно-Калбинского пояса (по К.М. Каримову, А.Т. Урдабаеву, В.Н. Любецкому, 1998)

1 – линии равных значений удельного электрического сопротивления,  $\rho_l$ , Ом·м; 2 – поверхность Мохоровичича.

Гипотеза мантийных плюмов была сформирована Морганом (1971) как вариант объяснения специфики магматизма горячих пятен и механизма восходящих потоков мантии. Она предполагала плавучесть (подъем) мантийного вещества из-за разогрева термальных граничных слоев. Позднее возникновение плюмов стало связываться с поступлением в глубокие горизонты мантии холодного вещества литосферы в процессе субдукции. Математическое моделирование и эксперименты показывают, что в обоих случаях плюмы должны характеризоваться широкой головной частью и тонкой подводящей колонной. Сформировалось мнение о существовании особо крупных суперплюмов, поднимающихся с границы ядро-мантия, и плюмов меньшего масштаба, зарождающихся на разделе нижней и верхней мантии. С развитием сейсмотомографии оказалось, что далеко не все разуплотненные низкоскоростные структуры в мантии отвечают плюмам, а были представлены плитоподобными низкоскоростными пластинами, полого поднимающимися от ядра до основания литосферы. Их стали интерпретировать как восходящие потоки мантийной конвекции, либо как субдуцированные литосферные плиты (слэбы), разогретые в мантии за счет радиогенных источников тепла.

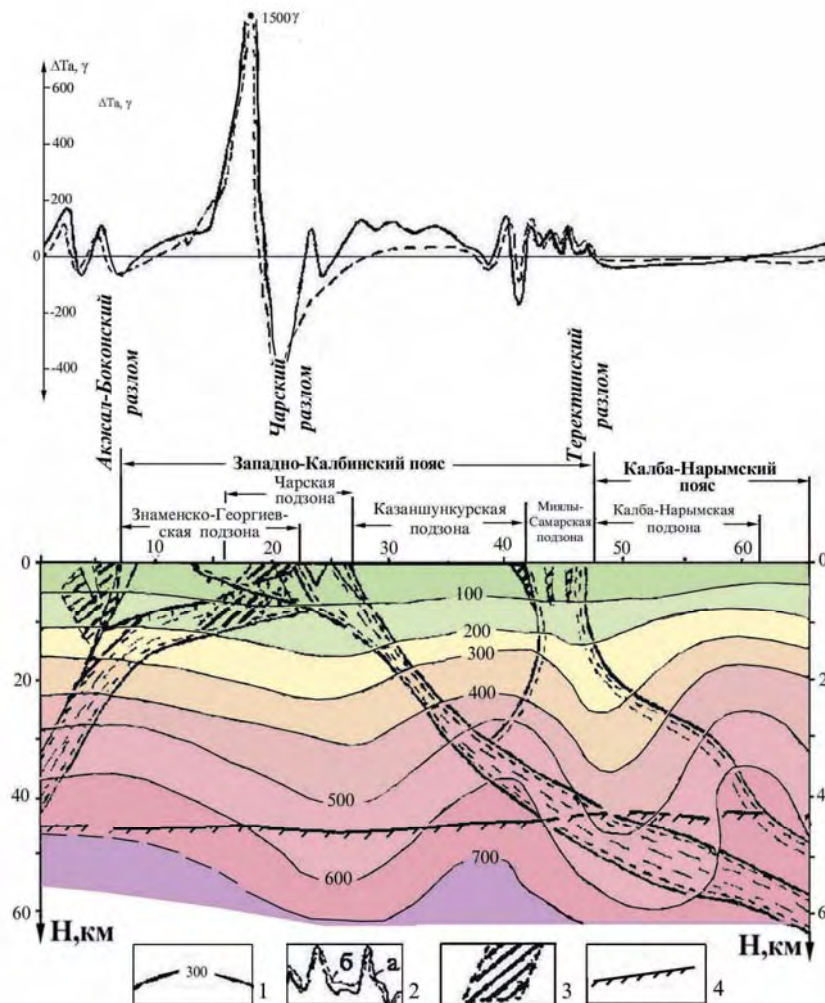


Рис. 33. Геотемпературная модель разреза центральной части Западно-Калбинского пояса (по Ю.А. Калашникову, В.Н. Любецкому, 1998)

1 – линии равных температур земной коры,  $^{\circ}\text{C}$ ; 2 – кривые аномального магнитного поля:  $\Delta T_n$  – наблюдаемого (а),  $\Delta T_p$  – расчетного (б); 3 – зоны глубинных разломов; 4 – поверхность Мохоровичича.

По данным Н.Л. Добрецова [44, 45], мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: в верхней мантии при плавлении субдуцировавшей плиты на глубинах от 100 до 300 км; на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км; на границе нижней мантии и ядра. Природа плюмов может быть чисто тепловой, когда происходит плавление вещества над локальным источником тепла, или чисто химической, когда плюм поднимается за счет разности плотностей вещества плюма и окружающей среды или комбинированной - термохимической. Термохимические плюмы формируются, если при нагреве происходит локальный подвод химической добавки в вещество плюмового канала и понижается температура плавления получившейся смеси. Вещества, понижающие температуру в канале плюма, могут быть продуктами химических реакций. Например, на границе ядро-мантия выделяющийся из ядра водород реагирует с нижнемантийным веществом, в результате чего образуются вода и кремнистая фаза, понижающие температуру плавления; происходит плавление окружающих масс и подъем плюма [44, 45].

Выделяют три типа плюмов: пришедшие от границы ядро-мантия с глубины 2 900 км, от границы нижняя-верхняя мантия с глубины 670 км и от границы субдуцирующей плиты в тыловой части зон субдукции с глубин 100-300 км. Они характеризуются разными масштабами процессов: высотой, временем подъема и т.д. Периодичность подъема мантийных плюмов оценивается от 15 до 30 млн. лет, о чем свидетельствует периодичность мантийных инверсий и связанных с плюмами геологических процессов. Плюмы, поднявшиеся до поверхности, образуют горячие точки со специфическим щелочно-базальтовым магматизмом. Они объединяются в горячие поля. Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу зарождения большинства горячих точек на границе ядро-мантия.

А.В. Ивановым (2004) на основе анализа изотопно-геохимических исследований развивается гипотеза проникающей мантийной конвекции. Согласно его данным, изотопная систематика океанических базальтов из горячих пятен позволяет сделать вывод, что кроме параметров, характеризующих усредненный состав мантии и состав истощенной верхней мантии, базальты содержат компоненты субдуцированного материала литосферы. Если субдуцируемые слэбы рассматривать как нисходящие высокоплотностные ветви мантийной конвекции, то разогретые разуплотненные низкоскоростные слэбы будут играть роль восходящей ветви. Такая конвекция получила название проникающей.

Однако, при любом механизме формирования с этими глубинными структурами связано поступление в верхнюю мантию и земную кору высоких потоков тепла, восстановленных газов и глубинных флюидов, обеспечивающих процессы растяжения, деструкции, рифтогенеза континентальной коры и спрединга – океанической. С мантийными флюидами (струями) от мантийных диапиров связывается гранитоидный магматизм коллизионных зон и внутримантийных областей. На основе изотопно-геохимических исследований получены доказательства их мантийного происхождения. Так, например, Н.Л. Добрецовым [45] большинство гранитоидов пермского и триасового возраста Центральной Азии связывается генетически с тем же суперплюмом, который сформировал трапповые поля Сибири, Карского и Баренцового морей. Траппы обнаруживают признаки нижнемантийного происхождения и одновременно взаимодействия с веществом континентальной литосферы. По его мнению, на ранних стадиях мантийные струи прорывались через мощную холодную литосферу, давая щелочные оливинные базальты и щелочно-ультраосновные интрузии. Затем вдоль подошвы сформировалась мощная линза мантийного расплава, дифференциация которого дала низкотемпературные расплавы поздних платобазальтов, а взаимодействие с литосферой – разнообразные гибридные породы.

В Западно-Калбинском поясе выделяется Семейтауский ареал субщелочных вулканитов, одновозрастных с траппами Сибири (Добрецов, 2003). К А-гранитам относят щелочные гранитоиды позднекалбинского и монастырского комплексов, которые, по мнению Н.Л. Добрецова, вместе с семейтаускими вулканитами образуют пермо-триасовый вулcano-плутонический пояс, протягивающийся в северо-западную Монголию и Забайкалье. Семейтауская вулcano-плутоническая

структура по своей геологической характеристике и составу комплексов отвечает образованиям локальных "горячих" точек.

В пределах Семейтауской вулcano-плутонической структуры данные сейсморазведки отсутствуют. Однако Г.П. Нахтигалем (1998) на основе обработки материалов гравиметрической съемки в районе Семипалатинского Прииртышья выделялось обширное поднятие астеносферы, поверхность которого достигает глубины 90 км. Второй аналогичный выступ астеносферы охватывает Призайсанье. Вероятнее всего, формирование указанных астенолитов связано с пермо-триасовым этапом тектоно-магматической активизации, обусловившей обширный рифтогенез и внутриплитный щелочной магматизм в Сибири и по ее периферии.

Ключевыми породами для понимания взаимоотношений мантийных струй с континентальной литосферой и нижней корой являются ассоциирующие с траппами гранитоиды (типа - А) [45]. Они формируются обычно уже после внедрения основной массы коллизионных гранитоидов и по изотопно-геохимическим данным содержат в разных соотношениях мантийную и коровую компоненты.

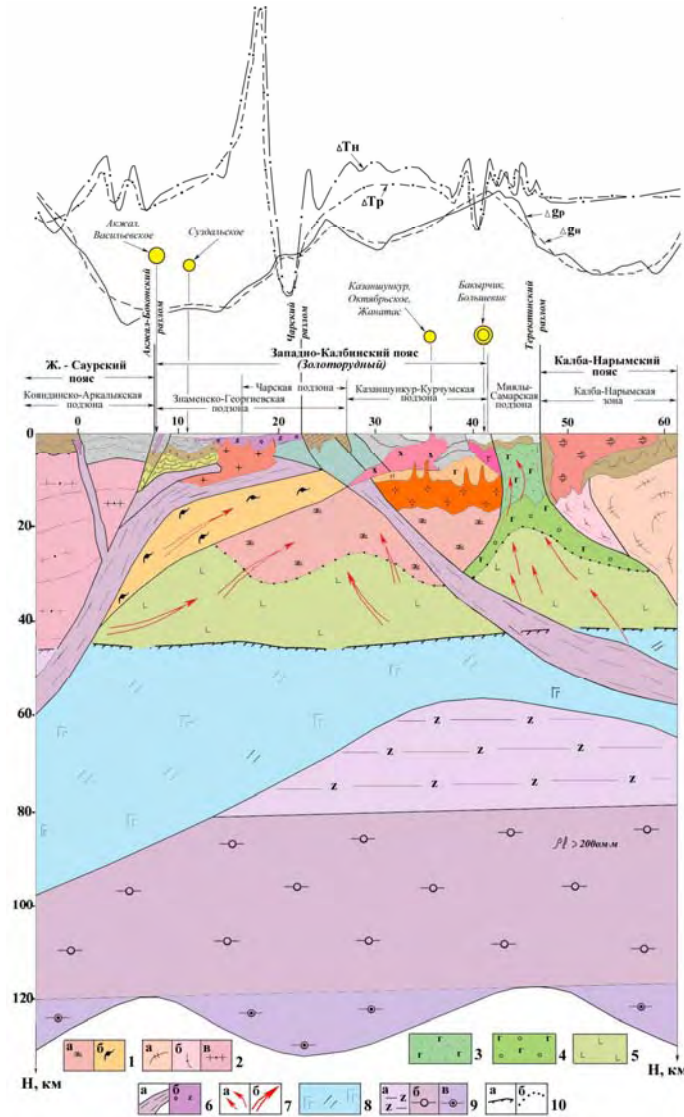
Гранитоиды в "чистом" виде практически не встречаются: мантийное вещество в виде фаз или флюидов в той или иной мере присутствует в гранитных расплавах. Для разделения гранитоидов на "мантийные" и коровые и определения соотношения в них объемов мантийной и коровой компоненты применяются диаграммы Г.Б. Ферштатера ( $Rb \text{ г/т} / K_2O \text{ мас.}\%$ ), Н.П. Романовского ( $Sr \text{ г/т} / Rb|Sr$ ), М.Г. Руб ( $Rb- / Sr/Rb$ ), а также В.М. Даценко ( $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) \neq K_2O/Na_2O \text{ мас.}\%$ ). С "мантийными" гранитоидами зачастую связаны крупные месторождения Au, Cu, Mo и др. [45].

Предположительно Западно-Калбинский астенолит наиболее активно функционировал в раннем палеозое, обусловив процессы растяжения, а возможно, и спрединга коры в пределах пояса (рис. 34). В этом же плане может найти объяснение точка зрения Н.В. Полянского (1999) и А.М. Мысника (2000) о формировании в раннем палеозое крупного раздвиги вдоль Западно-Калбинского разлома, сопровождавшегося образованием черносланцево-кремнисто-вулканогенных океанических комплексов.

Сибирскими геологами по конодонтам установлен верхнекембрийско-раннеордовикский возраст активной эволюции спрединга Палеоазиатского океана с формированием базальт-кремнисто-терригенных формаций. Для окончательного решения вопроса о механизме формирования Западно-Калбинского бассейна в раннем палеозое необходимо изучение изотопно-геохимических характеристик базальтов офиолитовой ассоциации из меланжа Чарской покровно-аккреционной зоны [41, 42].

По данным П.В. Ермолова, Н.В. Полянского, Н.Л. Добрецова [48], офиолитовая ассоциация пород Чарской зоны меланжа включает ультрабазиты, метавулканические породы и кварциты и рассматривается как кристаллический фундамент океанического типа, меланжированный и тектонически перемещенный. Ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации характери-





**Рис. 34. Геолого-геофизический разрез центральной части Западно-Калбинского пояса (по В.Н. Любецкому, 1998)**

Гранитно-метаморфический слой ЗК. 1- ЗК, сформированная на месте океанической коры палеозойского возраста - метасоматиты по габбро-анортозитам -а, метасоматиты с кислым плагиоклазом -б; 2- реликты комплексов древней сиалической коры: гранитизированные метаграувакки -а, парагнейсы и кристаллические сланцы -б, эпидот-амфиболитовые диафториты -в; 3- комплексы островных дуг; 4- очаг глубинного метасоматоза в основании островодужного поднятия.

Метабазальтовый слой ЗК. 5- метагаббро с амфиболитами в нижней части; 6- зоны апвеллинга и поступления в земную кору мантийного материала -а, серпентинитовый меланж -б; 7- пути мантийных флюидов, обеспечивших: углеродистый метасоматоз и удаление окиси Fe -а, концентрацию Fe и Ti в верхних горизонтах ЗК -б; 8- верхняя истощенная мантия; 9- верхняя неистощенная мантия: алипинотипные гипербазиты -а, шпинель содержащие дуниты и гарцбургиты -б, гранатовые амфиболиты -в; 10- поверхность М: а- современная, б- палеоповерхность.

зуются высокой магнезиальностью и железистостью и ближе всего отвечают ультрабазитам срединно-океанических хребтов. Ультрабазиты предположительно составляли основание фундамента зоны. Выше (второй слой океанической коры) формировались метаофиолитовые комплексы двух типов: 1) серпентиниты + metabазиты + кварциты низких давлений + metabазиты высоких давлений + кварциты высоких давлений. Метаморфические породы низких давлений представлены безгранатовыми амфиболитами, анортозитами, апоанортозитовыми

цоизитовыми кристаллическими сланцами, зеленосланцевыми диафторитами по амфиболитам, метаморфизованными габбро и плагиогранитами. Габброиды щелочноземельные и щелочные, причем первые резко преобладают. Плагиограниты отличаются чрезвычайно высоким содержанием натрия и глинозема и бедностью калием, что характерно для океанических плагиогранитов. Метаморфические породы высоких давлений включают эклогиты, гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы, рибекитовые кварциты, глаукофановые и гранат-глаукофановые кварциты (по глаукофановым кремнистым осадкам). По объему превалируют глаукофановые сланцы и диафториты по ним. Поскольку образования обоих комплексов находятся в меланже, неясно, представляют ли они вертикальный разрез фундамента или пространственно разобщены. Учитывая, что метаморфические породы высоких давлений отвечают щелочно-базальтовой ассоциации, а метаморфические породы низких давлений - высокоглиноземистой лейкобазальтовой ассоциации, обычно пространственно разобщенных в современных океанах, то можно предполагать, что в Иртыш-Зайсанском бассейне был меланократовый (океанический) фундамент двух типов, разобщенных в пространстве: серпентинит-щелочно-метабазит-кварцитовый и серпентинит-лейкобазит-кварцитовый и, соответственно, два типа метаофиолитовых комплексов. Возраст первого метаофиолитового комплекса, по данным Н.Л. Добрецова и др. (1969), 545 млн. лет, т.е. кембрийский или докембрийский, а второго комплекса может быть более молодым.

В составе комплексов островодужного этапа Н.В. Полянским и др. (1981) выделены спилит-диабазовый (беркутинская свита,  $O_2-D_2$  жv) и лейкобазальтовый (каракойтасская свита,  $O_2-D_3f$ ).

Спилит-диабазовый комплекс обнажен в юго-восточной части Чарского пояса, севернее пос. Боко и в полосе от ст. Жангиз-Тобе до пос. Акбулак. В его составе преобладают базальтоиды и кремнистые отложения. Они подверглись интенсивной тектонической переработке: расчленены на блоки и пластины, перемещенные относительно друг друга. Вулканогенные породы представлены лавами диабазов (часто шаровыми), диабазовых порфиритов, спилитов и вариолитов, кремнистые - яшмами и кремнистыми сланцами, редко прослоями пелитоморфных известняков; туфы отсутствуют. Кремнистые породы обогащены гематитом. По химическому составу преобладают низкоглиноземистые высокотитанистые магниевожелезистые разности низкощелочного и субщелочного ряда.

Вулканиты лейкократового комплекса прослеживаются прерывистой полосой на всем протяжении Чарского офиолитового пояса. Наиболее крупные обнажения установлены на отрезке между селами Андреевка и Перятинка, где вулканиты находятся в аллохтонном залегании, так как перекрывают серпентинитовый меланж. По составу лейкобазальтовый комплекс близок спилит-диабазовому. Вулканогенные породы представлены базальтами и диабазами, реже - андезибазальтами. Туфы андезибазальтов не превышают 10% от объема всех вулканитов. Среди осадочных пород преобладают кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, фтаниты, прослои радиоляритов. В отличие от первого комплекса, в лейкобазальтовом широко представлены и терригенные образования (10-15 % разреза): вулканомиктовые алевролиты и песчаники, известково-

глинистые алевролиты; линзы и пласты известняков. По химическому составу вулканы этого комплекса отвечают лейкобазальтам. Они высокоглиноземистые, высокотитанистые, магниевые и высокожелезистые, высоконатровые, толеитовой серии. С породами лейкобазальтового комплекса пространственно ассоциируют рибекитовые трахиты, образующие пять небольших тел на рудопроявлении Кызылчар. Подобные образования характерны для океанических островов.

Андезибазальтовый комплекс переходной стадии (верочарская свита,  $C_{1v}$ ) развит в северо-восточном борту Чарского пояса (между устьем р. Аганакты и пос. Батуринка). Комплекс сложен базальтами, андезибазальтами и андезитами, в меньшей мере - дацитами и риолитами. 30-40 % вулкаников составляют туфы, в обломках которых, наряду с андезитами и андезибазальтами встречаются дациты, вулканомиктовые алевролиты и песчаники, кремнистые алевролиты и рифогенные известняки. Цемент - андезитового и андезибазальтового состава. Характерны макропорфировые структуры, чем этот комплекс отличается от офиолитовых комплексов. Вулканы как основной и так и кислой групп характеризуются повышенной глиноземистостью, слабо повышенной щелочностью натровой специализации, резким колебанием уровня щелочности.

По данным П.В. Ермолова и Е.Г. Мальченко [52], для Казахстана установлены два возрастных уровня формирования океанической коры и появления в составе фанерозойских комплексов мантийных тектонических отторженцев: 1) ранне-среднеордовикский, характерный для всей территории Казахстана, 2) живет-франский, проявленный только в Чарском офиолитовом поясе.

Определение возраста Pb и, соответственно, Au изотопно-свинцовым методом, выполненные Н.Г. Сыромятниковым (2002) из руд месторождения Бакырчик, указывают, что наиболее ранний этап накопления золота относится к верхнему кембрию-раннему ордовику. Можно предполагать, что рассеянное вулканогенно-осадочное золотое оруденение накапливалось еще в условиях раннепалеозойского бассейна на барьерах, обогащенных органическим и неорганическим углеродом.

Герцинский бассейн был сокращен в размерах; характеризовался более локальным развитием океанической коры и включением в ее состав останцов древней сиалической коры с реликтами гранито-гнейсовых куполов.

Функционированием мантийного астенолита объясняется и повышенная базификация ЗК в пределах пояса: увеличение мощности гранулит-базитового слоя и существенно меланократовый состав гранитно-метаморфического.

Сравнительный анализ электрических моделей литосферы современных океанов и континентов, составленных Л.Л. Ваньяном и П.П. Шиловским [25], показывает, что геоэлектрический разрез под Западной Калбой близок таковому океанов. На основе обобщения данных МТЗ по северной части Тихого океана было установлено, что на астеносферных глубинах удельное сопротивление уменьшается до первых десятков Ом·м. Этот факт указывает на существование зоны частичного плавления и появление жидкой фазы базальтовой выплавки. В пределах этой зоны электропроводность на порядок превышает интегральную электропроводность стабильных континентов. Формально сходная картина наблюдается на геоэлектрическом разрезе по Алейскому профилю МТЗ: под



Западной Калбой на глубине 30-50 км выделяется зона низких удельных сопротивлений (50-20 Ом·м) мощностью 20 км, которая субгоризонтально прослеживается до Иртышского глубинного разлома, где круто (под углом 60-80°) погружается к северо-востоку до глубины 90 км (см. рис. 32).

Значительная часть структур Западной Калбы, формировавшаяся на базитовом основании океанического типа, характеризуется пониженным электрическим сопротивлением в ЗК и верхней мантии.

В более позднее время (средний и поздний палеозой) от остывающего астенолита в земную кору по глубинным разломам в форме мантийных струй поступали мантийные и мантийно-коровые флюиды, отчасти сами несущие металлическую нагрузку, отчасти обеспечивающие неоднократную ремобилизацию золота из ранних черносланцево-кремнисто-вулканогенных комплексов и его переотложение в более богатых концентрациях. Последний мезозойский этап рудоотложения связывается с функционированием Сибирского суперплюма, но не исключается, что в это время активизируется и Западно-Калбинский локальный астенолит.

По данным М.М. Константинова и др. [71], позиция рудных районов определяется глубинно-плотностными неоднородностями в объеме земной коры и верхней мантии, рудных узлов - в объеме верхней коры, рудных полей и месторождений - в объеме приповерхностных горизонтов коры. Наиболее крупные ареалы разуплотнения в кровле верхней мантии и основании коры рассматриваются как астеносферные диапиры, а зоны и линзы с дефицитом плотности на разных уровнях внутри коры - как их вещественно-энергетические дериваты - составляющие элементы рудно-магматической системы. Они определяют модель строения рудного района.

В разрезе ЗК Западно-Калбинского пояса резко пониженной плотностью (2,62 г/см<sup>3</sup> на всю мощность ЗК) выделяется Знаменско-Георгиевская подзона, причем блок разуплотненной ЗК ориентирован вдоль Акжал-Боконского разлома, и также наклонен в юго-западном направлении (рис.35). С юго-запада он ограничен высокоплотным блоком ЗК Кояндинско-Аркалыкской подзоны, в пределах которого плотность 2,73-2,76 г/см<sup>3</sup> с глубиной 17-18 км сменяется плотностью 2,8-2,84 г/см<sup>3</sup>, а с глубины 40 км - 2,90 г/см<sup>3</sup>. Для Чарской подзоны характерна повышенная (2,70 г/см<sup>3</sup>) плотность самой верхней части разреза, которая с глубиной 2,5-3 км сменяется плотностью 2,68 г/см<sup>3</sup>, а с глубины 20 км - 2,86 г/см<sup>3</sup>. Такое распределение значений плотности и конфигурация блоков с разной плотностью подчеркивает надвигово-аккреционный характер Чарской подзоны. ЗК Миялинско-Самарской подзоны характеризуется однородной повышенной плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup> до глубины 30 км, а отвечающий подзоне блок ЗК имеет форму крутопадающей к северо-востоку трапеции, ограниченной с северо-востока Теректинским разломом. ЗК Казаншункур-Курчумской подзоны до глубины 8 км имеет равномерное значение плотности - 2,68 г/см<sup>3</sup>, затем - 2,70 г/см<sup>3</sup>. Отвечающий таким значениям плотности блок ЗК имеет форму сужающейся и наклоненной к северо-востоку "воронки".

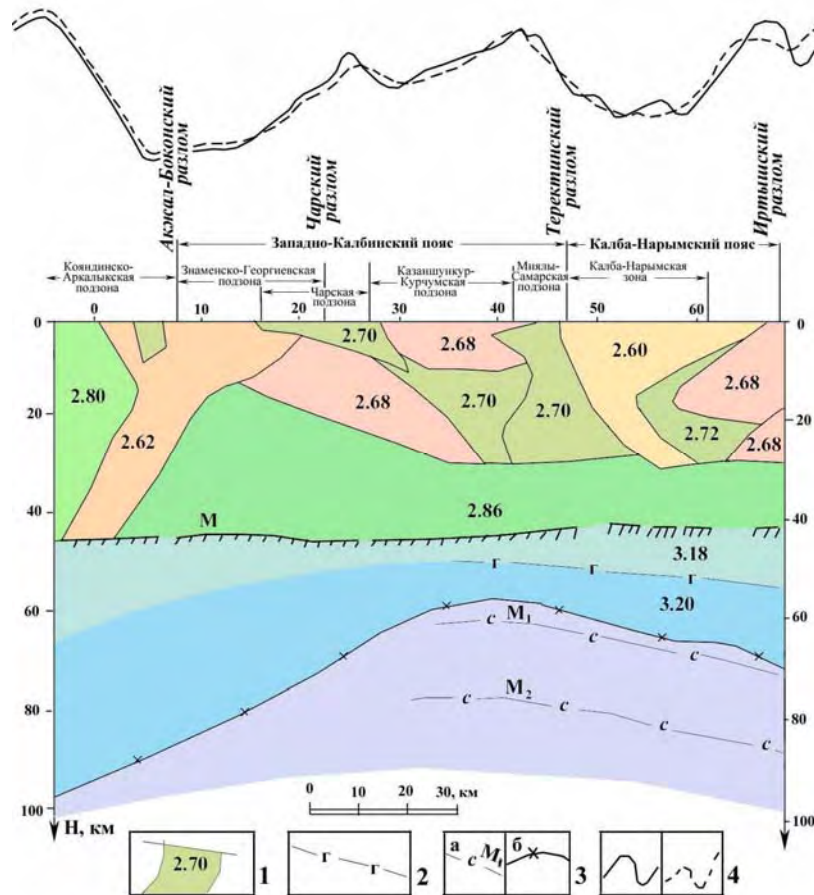


Рис. 35. Плотностная модель разреза центральной части Западно-Калбинского пояса (по А.Т. Урдабаеву, В.Н. Любецкому, 1998)

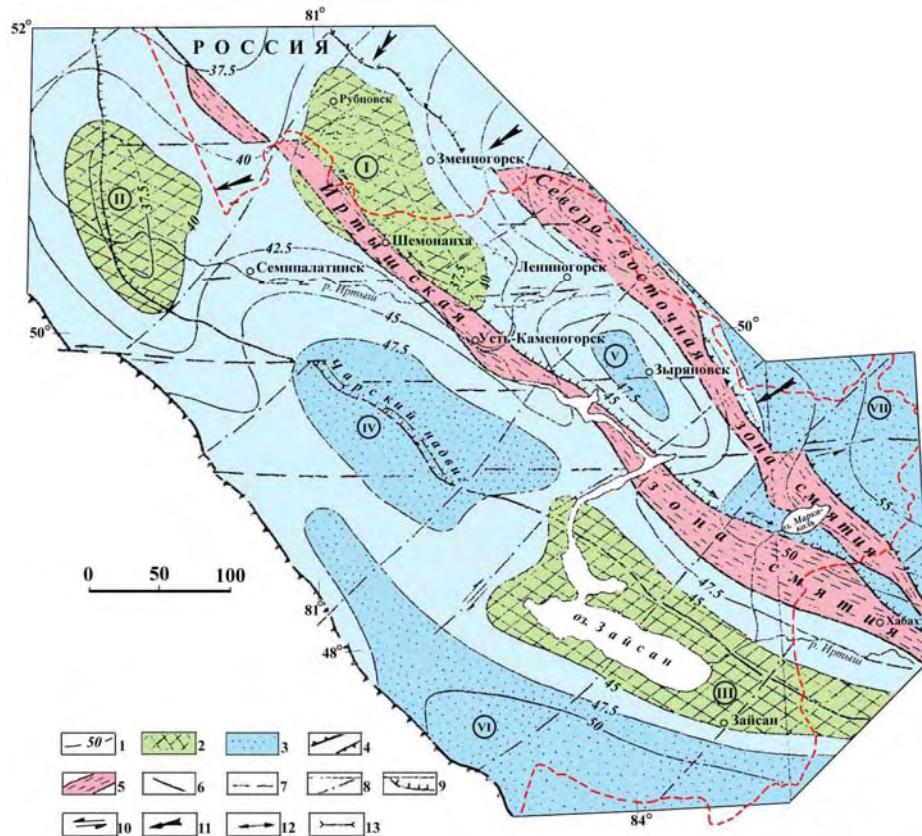
1- гравитационно-активные тела, с рассчитанной плотностью,  $\text{г/см}^3$ ; 2- поверхность Мохоровичича; 3- условная гравитирующая граница в верхней мантии; 4- структурные элементы верхней мантии: границы раздела  $M_1$  и  $M_2$ , установленные МОВЗ (а), аномальное по геоэлектрическим свойствам тело, установленное МТЗ (б); 5- графики  $\Delta g$ : наблюдаемый (а), рассчитанный (б).

С северо-востока Западно-Калбинский мегаблок ЗК граничит с Калба-Нарымским блоком резко разуплотненной коры:  $2,60 \text{ г/см}^3$  и  $2,66 \text{ г/см}^3$  - с глубины 20 км.

В целом плотность ЗК Западно-Калбинского пояса достаточно высокая в пределах всех ее слоев, что указывает на значительный объем базитовой компоненты.

По мнению М.М. Константинова и др. [71], наиболее ярко выраженным фрагментом золоторудно-магматической системы является зона Акжал-Боконского разлома и, в меньшей мере - Теректинского.

**Поверхность Мохоровичича** образует поднятие северо-западного направления, которое совпадает в плане с региональной гравитационной аномалией первого порядка. Глубина до этой поверхности в пределах поднятия меняется и в среднем составляет 42 км. Северо-восточный склон его отвечает Калба-Нарымской зоне, осевая часть и юго-западный склон - Западно-Калбинской. С северо-востока поднятие ограничено глубоким (47 км) прогибом, соответствующим Иртышскому глубинному разлому (рис. 36).



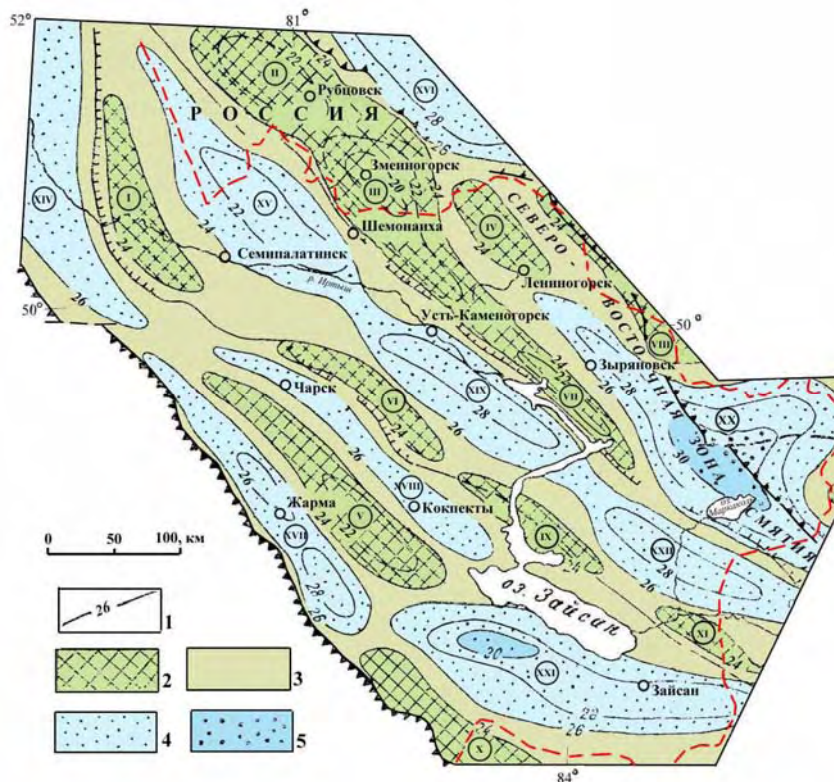
**Рис. 36. Схема изомощности земной коры Большого Алтая (по Г.П. Нахтигалю, 1998)**

1- изолинии мощности ЗК, км; 2- поднятия и 3- прогибы поверхности М; 4- границы Большого Алтая; 5- зоны смятия; 6-8- глубинные разломы: 6- северо-западного, 7- субширотного, 8- северо-восточного направлений; 9- надвиги; 10- сбросо-надвиги; 11- направление перемещения блоков; 12- оси гребневидных поднятий; 13- оси локальных, линейно вытянутых прогибов.

Поднятия: I- Рубцовское, II- Горностаевское, III- Зайсанское; прогибы: IV- Калбинский, V- Бухтарминский, VI- Саур-Манракский, VII- Горноалтайский

**Поверхность метабазальтового слоя** в пределах Западной Калбы располагается на глубине 20-24 км, также образуя линейное поднятие, погружающееся к востоку, в сторону Калба-Нарымской зоны, на глубину 28 км (рис. 37). Мощность метабазальтового слоя в центральной части поднятия превышает 26 км, на бортах - 20 км и менее. Реликты образований этого слоя (гранулиты основного состава, амфиболизированное габбро и др.) встречены в серпентинитовом меланже Чарской подзоны. Характерно некоторое возрастание мощности метабазальтового слоя и в юго-восточном направлении. По простиранию зоны наблюдаются локальные раздувы и сокращения мощности метабазальтового слоя, совпадающие, соответственно с поднятиями и прогибами его поверхности. Установленные в метабазальтовом слое многочисленные точки обмена волн, коррелирующиеся во фрагменты границ, позволяют предполагать его внутреннюю неоднородность, обусловленную неравномерным насыщением его мантийным веществом и интенсивной базификацией.





**Рис. 37. Схема рельефа поверхности metabазальтового слоя (К) Большого Алтая (по Г.П. Нахтигалю, 1998)**

1 - изолинии глубин поверхности К; 2-5 - интервалы глубин (2 - до 24 км, 3 - 24-26 км, 4 - 26-28 км, 5 - более 30 км).

Поднятия поверхности К: I - Горностаевское, II - Рубцовское, III - Рудноалтайское, IV - Лениногорское, V - Терсайрыкское, VI - Чарское, VII - Бухтарминское, VIII - Горноалтайское, IX - Призайсанское, X - Аркалыкское, XI - Зайсанское. Прогибы поверхности К: XIV - Чинрауский, XV - Семеновский, XVI - Колыванский, XVII - Сиректасский, XVIII - Баладжальский, XIX - Калба-Нарымский, XX - Белоубинский, XXI - Саурский, XXII - Нарымский.

**Гранитно-метаморфический слой ЗК** в северо-западной части Западной Калбы сформирован на месте океанической палеокоры палеозойского возраста, поэтому характеризуется существенно меланократовым составом. Мощность его в сравнении с metabазальтовым слоем резко сокращена. В юго-восточной части зоны гранитно-метаморфический слой сформирован по палеокоре континентального типа.

В центральной части Западной Калбы в составе основания выявлен скрытый Сенташ-Асубулакский гранито-гнейсовый купол. Его западная половина расположена в Западно-Калбинском поясе, а восточная - в Калба-Нарымском, где его фрагменты (блоки гранито-гнейсов) фиксируются в форме ксенолитов в гранитах Калба-Нарымского плутона. В Западной Калбе купол перекрыт с поверхности терригенными породами, а глубже - metabазитами, известняками, кремнистыми породами и андезитами. Нижняя часть купола находится в зоне ультраметаморфизма. За счет увеличения объема пород и соответствующего снижения плотности при ультраметаморфизме и гранитизации Калба-Нарымский блок отмечается региональной отрицательной аномалией.

С юга к гранито-гнейсовому куполу примыкает скрытый останец (Центрально-Калбинский) микроконтинента, являющийся связкой между

Курчум-Кальджирским и Кояндинско-Аркалыкским блоками древних пород. Останец выявлен на основе интерпретации положительной аномалии силы тяжести. Он расположен на глубинах 2-6 км и перекрыт карбонатными отложениями силура, вулканитами девона и терригенными толщами карбона. Останец ориентирован в широтном направлении согласно с гранито-гнейсовым куполом, поперек по отношению к складчатым структурам района. Наличие блока фундамента, метаморфизованного в гранулитовой фации, в центральной части Западно-Калбинской зоны подтверждается и косвенными геологическими данными: характером магматизма (развитие чарнокито- и эвлизитоподобных гранитоидов тастауского и преображенского комплексов [50], мощностью и составом отложений, резкой сменой характера складчатости.

Градиенты гравитационного поля свидетельствуют о том, что большей части Западно-Калбинского пояса свойственен амфиболитовый состав гранитно-метаморфического слоя с локальными очагами ультраметаморфизма. Количество очагов возрастает в восточном направлении, достигая максимума в Калба-Нарымской зоне.

Таким образом, гранитно-метаморфический слой Западно-Калбинского пояса резко неоднороден. В южной и юго-восточной части это сиалический цоколь, один блок которого представлен ультраметаморфическим гнейсо-гранитовым субстратом с очагами перемещенных массивов нормальных гранитов, а другой - гнейсо-гранулитовым субстратом с реститами в очагах плавления чарнокитовых и эвлизитовых гранитов. Для северной части зоны основанием служили метабазитовые комплексы фельдшпатизированной субокеанической коры, подстилаемые низкоомной верхней мантией.

### **Структуры герцинского этажа**

Образования герцинского структурного этажа в пределах Западной Калбы представлены несколькими структурными элементами, характеризующими различные геодинамические обстановки формирования этого региона. Здесь выделяются палеоструктуры активных окраин двух сблизившихся континентальных массивов - Казахстанского и Алтайско-Монгольского (Сибирского). Строение золоторудного пояса в грубом приближении симметричное. Осью симметрии служит Знаменско-Георгиевская глубинная зона, по-видимому, представлявшая собой на этапе растяжения обширное срединное океаническое пространство Иртыш-Зайсанского океанического бассейна. В процессе сближения окраин и затем коллизии, активно проявившейся в позднем палеозое, оно сильно сузилось, деградировало и преобразовалось в реликтовый прогиб, а затем в сутурную зону сочленения названных континентальных массивов.

Наиболее полно представлены структуры активной окраины Алтайско-Монгольского континентального массива. С запада на восток это Знаменско-Георгиевский преддуговой прогиб, Чарский офиолитовый шов (сохранившийся "след" зоны субдукции), полуразрушенная Чарско-Олеговская палеоостроводужная гряда, Казаншункур-Курчумский междуговой прогиб, Миялинско-Самарское палеоостроводужное поднятие, Центрально-Калбинский останец (фрагмент) докембрийского микроконтинента с реликтами гранито-

гнейсового купола. Отдельные из этих структур, главным образом Чарская, выведены на поверхность, но большая их часть перекрыта терригенными отложениями визейского и серпуховского ярусов раннего карбона и выделены по геофизическим данным.

Чарская зона субдукции формировалась, начиная с позднего девона, близпараллельно Иртышской зоне субдукции, фиксируя своеобразный "перескок" субдукции в западном направлении. На фронте этой зоны возник Знаменско-Георгиевский прогиб, а в ее тылу - система двух островных дуг: Чарской энсиматической и Миялинско-Самарской энсиалической на склоне Восточно-Калбинского микроконтинента.

Проекцией Чарской палеозоны субдукции на эрозионный срез в современных структурах условно является глубинный разлом, представляющий собой сутуру крупнейшего офиолитового шва. По характеру проявления в геоэлектрическом и скоростном разрезах Чарский разлом аналогичен Иртышской палеозоне субдукции (см. рис. 32). В геоэлектрическом разрезе разлому соответствует зона сближенных градиентов, разделяющая блоки литосферы, сложенные высоко- и низкоомными породами. Хорошо фиксируется МОВ-ГСЗ и гравиразведкой аллохтонная аккреционно-коллизонная часть зоны субдукции, полого падающей к северо-востоку.

Система островных дуг возникла в позднем девоне (фамене) в тылу Чарской зоны субдукции и развивалась до нижнего визе (серпухова) включительно. Она представлена двумя вулканическими грядами: Чарской и Миялинско-Самарской, разделенными Казаншункур-Курчумским междуговым прогибом.

Островодужные комплексы Чарской вулканической дуги сохранились лишь в форме реликтов, сгруженных в зоне коллизонного шва. Большая часть Чарской гряды и полностью Миялинско-Самарская перекрыты терригенными отложениями обширных молассовых прогибов. В основании Чарской гряды и междугового прогиба однозначно установлен океанический тип коры.

В строении Чарской вулканической дуги участвуют андезибазальтовые и андезитовые порфириты и их туфы, принадлежащие дифференцированной серии толеитовых пород, а также щелочно-земельной серии (высококалиевые андезиты). Значительная часть андезибазальтов принадлежит океаническим и переходным к континентальным разностям. В коллизонный этап в результате аккреции островодужные комплексы были перемешаны с офиолитами. По типу основания Чарская дуга является энсиматической.

Миялинская островная дуга скрыта под терригенными комплексами, но в геофизических полях она проявлена лучше, чем Чарская, поскольку последняя частично разрушена в процессе последующих коллизонных подвижек. Сейсморазведкой МОВ по опорному отражающему горизонту скрытая вулканическая гряда фиксируется как поднятие. В гравитационном поле она выделяется положительной аномалией второго порядка. На структурно-скоростной модели по Алейскому геотраверсу отражена не только островная гряда, но и смещение ее верхней части в западном направлении на 10 км. Ядерная часть гряды фиксируется на глубине 1-2 км, а крылья - на глубине 6-7 км.

Казаншункур-Курчумский междуговой прогиб отмечается полосой локальных отрицательных аномалий. В южном направлении полоса

разветвляется, огибая положительную аномалию от Центрально-Калбинского останца. Полоса отрицательных аномалий фиксирует прогиб океанического ложа, выполненный терригенными и терригенно-карбонатными отложениями глубиной до 9 км. В осевой части, вдоль Западно-Калбинского глубинного разлома, прогиб усложнен группой антиформных структур, ядра которых сложены образованиями нижних горизонтов позднего визе, а крылья – верхних частей позднего визе и серпуховского яруса. Сейсморазведкой МОВ отфиксирована замковая часть этой антиформы. По-видимому, она сформировалась в коллизионный этап на месте глубокого среднепалеозойского прогиба в результате проявления позднегерцинских складчатых деформаций.

В островодужную стадию в прогибе накапливались отложения известняково-песчаниково-алевролитовой формации раннего визе, флишоидной углеродисто-известковисто-терригенной - среднего-верхнего визе. С началом коллизионной стадии бассейн начинает деградировать и заполняться молодыми терригенными породами граувакковой формации с многочисленными олистостромами. Формации коллизионного этапа представлены в наложенных мульдах средне-позднекаменноугольными лимническими и угленосными молассами, а также габбро-диоритовой и плагио-гранит-гранодиоритовой формациями. Постколлизионный этап ознаменовался внедрением интрузий гранит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций позднепермского возраста.

На фронте Чарской зоны субдукции сформировался Знаменско-Георгиевский преддуговой прогиб. Прогиб хорошо фиксируется в скоростном и геоэлектрическом разрезах до глубины 12 км. По физическим параметрам Знаменско-Георгиевский прогиб сопоставим с современными глубоководными желобами (Кучукова, 1987).

Судя по геофизическим данным, глубинное строение прогиба определяет большой объем "сгущенного" вещества земной коры океанического типа. По-видимому, на эту зону пришелся наибольший объем остаточной океанической коры, в основном поглощенной в зонах субдукции.

Перечисленный выше ряд структурных элементов является типовым для активных континентальных окраин и определяет размещение рудных зон.

В западной части пояса фиксируются элементы активной окраины Казахстанского континента. Активная окраина Казахстанского континента представлена в редуцированном виде сближенными в результате коллизии фрагментами палеоструктур. Более уверенно среди них выделяются фрагменты Горностаевско-Акжал-Боконской палеозоны субдукции и надсубдукционная Кояндинско-Аркалыкская система островных дуг.

Глубинная характеристика Горностаевско-Акжал-Боконской палеозоны субдукции основана на данных по трем профилям МТЗ. Этим методом фиксируются два эшелона аллохтонных покровов, надвинутых с северо-востока. Меланжевые покровы с гипербазитами в основании фиксируются в отдельных местах на поверхности.

В коллизионную и постколлизионную стадии на участке закрытия океанического бассейна сформировался Чарский аккреционно-коллизионный пояс, сложенный фрагментами офиолитовых комплексов океанической коры,

пластинами меланжа, блоками древнего фундамента, островодужными комплексами.

В итоге, Горностаевско-Акжал-Боконский и Чарский пояса разломов представляют собой сложные системы, сформированные в результате сближения континентальных массивов Сибири и Казахстана. По существу это сближенные реликтовые сутуры, маркирующие коллизионный шов смыкания названных континентов.

### *Знаменско-Георгиевская подзона*

Эта структура, контролирующая Суздальско-Акжальскую золоторудную зону, ранее отсутствовала на всех предшествовавших схемах тектонического районирования, несмотря на ее весьма четкую индивидуальную характеристику в аномальных физических полях и особую геодинамическую позицию.

Знаменско-Георгиевская глубинная зона представляет собой преддуговой прогиб, сформировавшийся на месте обширного палеоокеанического бассейна, разделявшего Казахстанский и Алтайско-Монгольский палеоконтиненты. В процессе сближения последних и формирования активных континентальных окраин он был преобразован в систему преддуговых прогибов по отношению к обеим окраинам.

В качестве самостоятельной структурно-геодинамической единицы прогиб выделен по геофизическим данным. В настоящее время он ограничен сутурами двух зон субдукции: Горностаевско-Аркалыкско-Боконской на юго-западе и Чарской - на северо-востоке. В гравитационном поле прогиб характеризуется полосой отрицательных аномалий протяженностью 160 км, шириной 15-40 км, осложненной интенсивными локальными минимумами более высоких порядков, отвечающих крупным интрузивным массивам гранитоидов - Георгиевскому, Сорокинскому, Аккудукскому, Семейтаускому. По данным количественной интерпретации аномалий, поверхность допалеозойского фундамента образует асимметричный прогиб с крутым ( $70^\circ$ ) северо-восточным и относительно пологим ( $15-25^\circ$ ) юго-западным склонами. Фрагменты этого фундамента выведены на дневную поверхность в серпентинитовом меланже Чарского коллизионного шва.

В аномальном магнитном поле прогиб отмечается совокупностью многочисленных линейных аномалий, преимущественно положительного знака. Наиболее крупные из них соответствуют аллохтонным покровам Чарской антиформы. Их интенсивность меняется от 200-300 до нескольких тысяч нТл. Многие линейные аномалии фиксируют зоны разломов, контролирующих интрузии аргимбайского комплекса. Положительные аномалии изометричной формы и кольцевые аномалии фиксируют эндо- и экзоконтактовые зоны гранитных интрузий пермского дельбегетейского комплекса. Положительное магнитное поле высокой интенсивности отвечает также вулканитам семейтауского комплекса триаса. По данным сейсморазведки в пределах этой полосы подошва осадочного комплекса пород расположена на глубине 6-10 км и характеризуется общим падением в северо-восточном направлении.

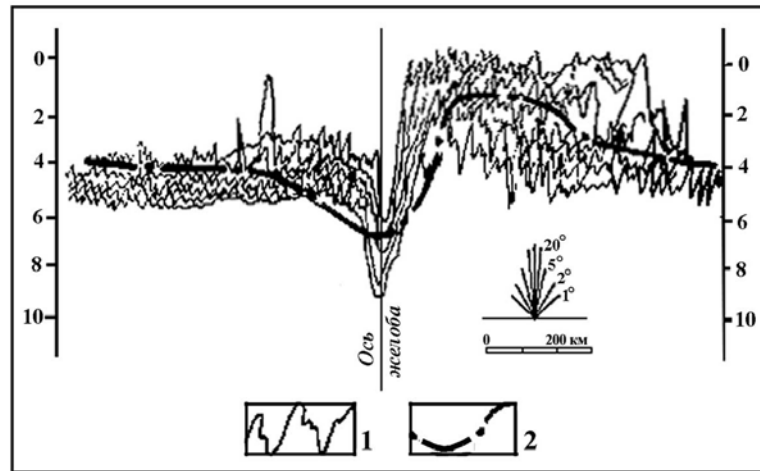


С поверхности Знаменско-Георгиевский прогиб почти полностью перекрыт отложениями кайнозоя. Разрозненные выходы коренных пород представлены терригенными осадками каменноугольного возраста: граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами серпуховского яруса, гравелитами и песчаниками буконьской свиты среднего карбона. К разломам, ограничивающим прогиб, тяготеют выходы вулканогенно-осадочных отложений аркалыкской свиты раннего карбона (обычно выдвиги, пластины). В северо-восточном борту прогиба, между поселками Новотаубинка и Георгиевка, обнажены офиолиты Чарского шва, находящиеся в аллохтонном залегании на отложениях среднего палеозоя.

Блок Знаменско-Георгиевского прогиба хорошо выражен в геоэлектрическом поле по Алейскому профилю МТЗ. Его ограничениями являются зоны градиентов электрического сопротивления, оконтуривающие блок низкоомных (20-50 Ом·м) пород, выдвинутый в форме пологого клина в восточном направлении от верхней мантии до глубины 8 км от поверхности. По своим параметрам он близок мантийному плюму и трактуется нами как перемещенный пакет чешуйчатых пластин серпентинитового меланжа (метаморфиты по дунит-гарцбургитовому слою офиолитов). Одна из ограничивающих его градиентных зон отвечает собственно Акжал-Боконскому разлому, вторая - скрытому восточному ответвлению этой зоны разломов, сочленяющемуся почти под прямым углом на глубине 10 км с Чарским разломом.

На структурно-скоростном разрезе, характеризующем строение верхней части земной коры (0-10 км), изолинии скоростей 6,0-6,2 км/с образуют пологий структурный "нос", фиксирующий северо-восточное продолжение чешуй серпентинитового меланжа уже в Чарском блоке. В пределах терригенных комплексов Знаменско-Георгиевского блока морфология изолиний скоростей (5,8-6,2 км/с) подчеркивает наличие сравнительно пологих коровых разломов, ориентированных близпараллельно Чарскому разлому. По данным сейсморазведки МОВ [118], верхней части Знаменско-Георгиевского блока соответствует асимметричный прогиб глубиной до 12 км.

По геофизическим данным, Знаменско-Георгиевский блок представляет собой аналог глубоководного желоба, длительное время формировавшегося в качестве устойчивого прогиба. В настоящее время сохранился лишь его фрагмент между Акжал-Боконским и Чарским разломами. Сравнение профиля фундамента Знаменско-Георгиевского прогиба, полученного МОВ-ГСЗ (Сокол и др., 1971) с 35 топографическими профилями через глубоководные желоба Тихого океана (К. Ле Пишон и др., 1978) показывает их большое сходство по форме и глубине. Установлена и аналогия кривых  $\Delta g$ , отвечающих Знаменско-Георгиевскому прогибу и Алеутскому желобу (Кучукова, 1987). Поперечные профили всех глубоководных желобов имеют одну характерную только им присущую особенность: вдоль оси желоба образуются каналы шириной от 2 до 6 км, фиксирующие приращение желоба к его прибрежному крутому борту. На разрезах, построенных по материалам МОВ-ГСЗ и интерпретации аномалий силы тяжести через Знаменско-Георгиевский прогиб, выделяется аналогичный канал шириной 4 км, примыкающий к борту Чарской зоны (рис. 38).



**Рис. 38. Сравнение топографических профилей через глубоководные желоба Тихого океана, совмещенные по положению оси с профилем фундамента Знаменско-Георгиевского палеожелоба (по Л.М. Кучуковой, 1987)**

Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:50

Профили: 1- Тихоокеанских желобов: Алеутского, Курильского, Японского, Бонин, Филиппинского, Марианского, Яп, Перуанско-Чилийского, Тонга-Кремадока; 2- Знаменско-Георгиевского палеожелоба.

Аналоги глубоководных желобов геологическими методами распознаются с большим трудом, так как с течением времени они перекрываются мелководными отложениями, подвергаются интенсивной деформации и раздавливаются на узкие чешуи, часто погребенные под шарьяжами. Остатки их фиксируются на поверхности узкими полосами офиолитов, глаукофановых сланцев, выжатых по разломам и тесно ассоциирующих с олистостромами (Зоненшайн и др., 1976).

Над приокеаническими частями желобов наблюдаются гравитационные минимумы, а над приконтинентальными или приостровными - положительные аномалии, амплитуда которых гораздо меньше амплитуды сопряженного минимума. Над Знаменско-Георгиевским прогибом наблюдается отрицательная аномалия весьма высокой интенсивности, сопряженная с положительной аномалией Чарской антиформы умеренной интенсивности. Глубина современных желобов варьирует от 2 до 8 км, что сопоставимо с глубиной Знаменско-Георгиевского прогиба, однако глубоководные фации здесь не вскрыты.

С конца девона прогиб начал закрываться. На основании изучения фаций А.Х. Кагарманов (1981) пришел к выводу о том, что отложения, накапливавшиеся позднее девонского и каменноугольного возраста, относятся к мелководным. Начиная с конца раннего карбона, прогиб был захоронен и глубина осадконакопления в его пределах не превышала 600 м. В разрезе прогиба встречаются турбидиты - характерные образования глубоководных желобов. О составе фундамента этой зоны можно судить только по выходам его фрагментов в Чарской антиформе, представленных серпентинитовым меланжем с крупными глыбами (до сотни метров) и обломками (3-5 м в поперечнике) метаморфизованных базитов.

В целом для Знаменско-Георгиевского блока характерно преобладание "скупенного" вещества коры океанического типа.

Горностаевско-Аркалыкско-Боконская палеозона субдукции фрагментарно фиксируется одноименным глубинным разломом, сопровождаемым протрузиями гипербазитов. В плане она сближена с Чарской палеозоной субдукции. Рассматриваемая палеозона падает в юго-западном направлении под Казахстанский континентальный массив, а точнее под его краевую часть - Кояндинско-Аркалыкскую подзону Жарма-Саурской зоны, сформировавшуюся на докембрийском сиалическом цоколе, сложенном породами высокотемпературной субфации гнейсогранулитовой фации (гранулиты, чарнокитовые гнейсы, эвлизито-гнейсы).

Формирование Кояндинско-Аркалыкской подзоны происходило в несколько этапов. В раннем-среднем девоне, на этапе растяжения, это был рифтогенный прогиб, возникший вследствие неравномерной деструкции сиалического цоколя и заполненный кремнисто-вулканогенным квазиокеаническим комплексом пород. Выходы последнего на поверхность, или приближенные к ней, фиксируются положительными гравитационными аномалиями  $\Delta g$  второго порядка. На втором этапе образовались энсиматические ( $D_{2-3}$ ) и энсиалические ( $C_{1v2}$ ) островные дуги, сложенные, соответственно, спилит-диабазовыми с яшмами и кремнями, терригенными, андезит-базальтовыми туфотерригенными и карбонатными комплексами. На третьем этапе ( $C_3$ ) формировался наземный вулcano-плутонический пояс с дацит-риолитовым комплексом пород. На четвертом этапе (P-T) возникли тафрогенные впадины, выполненные субщелочным трахибазальт-трахириолитовым комплексом пород начального рифтогенеза, интродуцированным граносиенит-гранитами и габбро-монцонитами семейтауского комплекса.

Глубинная характеристика Горностаевско-Аркалыкско-Боконской палеозоны субдукции недостаточная, поскольку она не полностью пересечена профилями МТЗ. На Алейском профиле первые точки зондирования расположены непосредственно в зоне выхода разлома на дневную поверхность и в его лежащем боку, поэтому строение разлома по падению освещено слабо.

Судя по градиентам удельного сопротивления на геоэлектрическом разрезе, разлом падает на юго-запад под углом  $45^\circ$  и прослеживается до глубины 35 км. К нему причленяются еще две ветви разломов, ориентированные навстречу Чарскому разлому, выходящие на глубине 8-10 км. Вместе они образуют в разрезе единую Горностаевско-Аркалыкско-Боконскую систему разломов (см. рис. 34).

В тыловой части этой зоны в среднем-верхнем девоне и нижнем карбоне формируется островная дуга, а в верхнем карбоне - наземный вулcano-плутонический пояс.

Вблизи Горностаевско-Аркалыкско-Боконской палеозоны субдукции в пределах Семипалатинского полигона методом МТЗ зафиксировано два эшелона аллохтонных покровов в интервале глубин от 0 до 15 км, надвинутых с северо-востока на Айтколь-Жананское поднятие Кояндинско-Аркалыкской островной дуги.

На всем протяжении рассматриваемая палеозона субдукции трассируется выходами небольших тел гипербазитов, нередко включенных в меланжевые покровы. По-видимому, ее развитие было связано не только с субдукцией, но и с обдукцией океанической коры на западный борт Кояндинско-Аркалыкской глубинной зоны. Об этом свидетельствует развитие щелочных рибекитовых гранитов в автохтонном блоке, являющихся характерным признаком обдукции (Зоненшайн, 1976).

Северной части Горностаевско-Аркалыкско-Боконского разлома отвечает Горностаевская зона кобальт-никелевого оруденения в корах выветривания, центральной части - Суздальско-Акжальская золоторудная зона; надсубдукционной части разлома - Кемпир-Жананская золоторудная зона.

Надсубдукционная часть палеозоны субдукции охватывает восточный борт Кояндинско-Аркалыкской подзоны, где вдоль крупных глубинных разломов (Байгузин-Булакского, Жананского, Бейсенбайжол-Жарминского и др.) сформировались приразломные комплексы энциалических островных дуг ( $C_{1v}$ ,  $C_2$  и др.) и проявлено промышленное золотое оруденение Кемпир-Жананской и Сиректасской зон. Там, где структуры основания Кояндинско-Аркалыкской подзоны подверглись более глубокой деструкции, комплексы островных дуг золотого оруденения не содержат. Золото может ассоциировать здесь только с интрузиями аргимбайского и максутского комплексов, но пока ведущее место принадлежит Ti-Cu-Ni оруденению магматического типа. Практически здесь проходит западная граница Западно-Калбинского золоторудного пояса.

### *Чарская подзона*

С поверхности Чарская подзона представляет собой глубинный разлом, который контролируется офиолитовым швом и соответствующей ему антиформой, отмеченной полосой локальных положительных аномалий  $\Delta g$ .

Продолжение Чарского глубинного разлома к северу является проблематичным, также как и соединение его с Горностаевским разломом. К северу от месторождения Кедей Чарский разлом непосредственно не прослеживается, а сменяется роями даек кунушского (?) комплекса, ориентированных в направлении месторождений Мукур и Джерек.

Нами за основу выделения разломов принят структурный признак: Чарский разлом и продолжающие его к северу тектонические линии расположены в восточном борту Знаменско-Георгиевской зоны, а Горностаевский, Аркалыкский и Боконский разломы ограничивают западный борт этой зоны.

В юго-восточном направлении полоса аномалий, отвечающая Чарскому разлому, разрывается, и интенсивность Олеговской аномалии, составляющей продолжение этой полосы, резко снижается. Комплекс пород Чарской антиформы к юго-востоку погружается, а возможно и блокируется Центрально-Калбинским останцом докембрийского микроконтинента. С поверхности юго-восточное продолжение Чарского островодужного поднятия перекрыто позднепалеозойскими образованиями Сарджальско-Даубайской мульды.

Юго-восточнее рудника Баладжал Чарский разлом предположительно прослеживается до границы с Китаем и затем фрагментарно в Китае и Монголии.

Его общая протяженность превышает 1000 км. В общих чертах он грубо параллелен Иртышскому разлому и повторяет его конфигурацию в плане, образуя гигантскую дугу, выпуклую к западу.

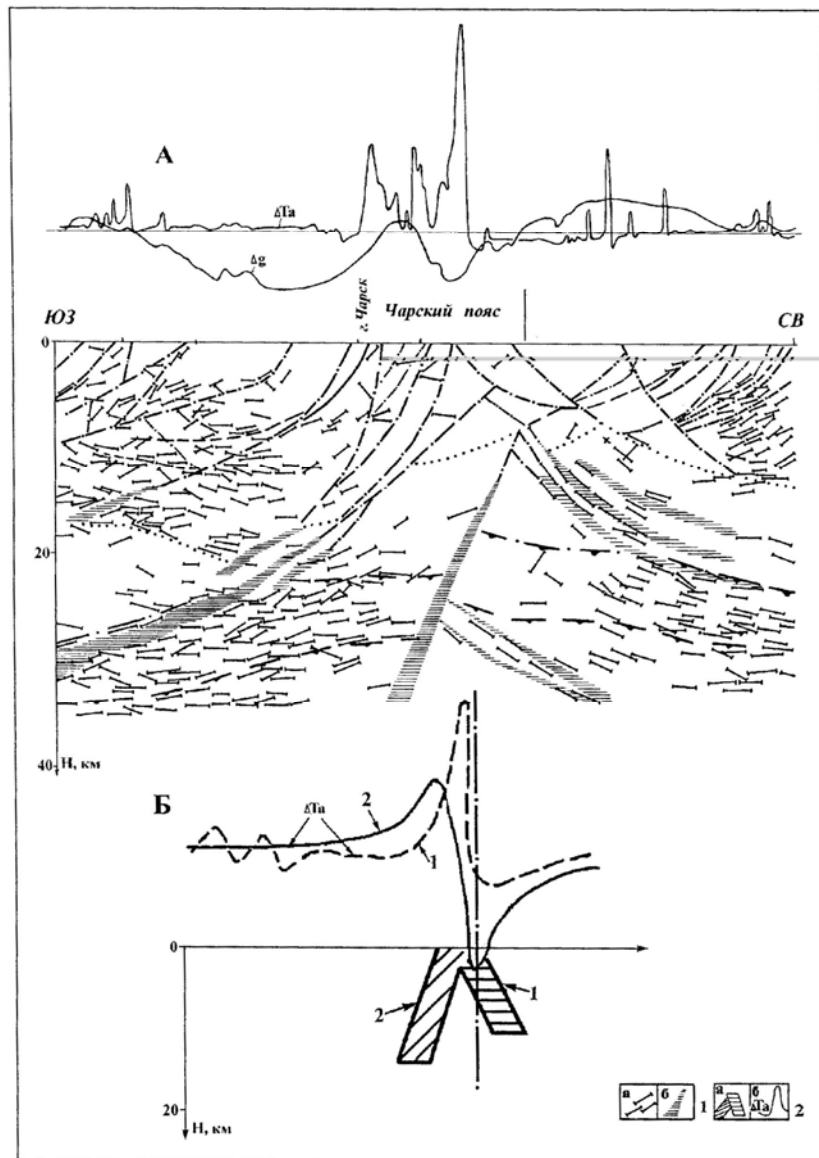
Первые сведения о глубинном строении Чарского разлома получены Н.К. Булиным [22]. Согласно данным сейсмологических исследований, севернее г. Чарска разлом проникает в литосферу на глубину свыше 130 км и падает к северо-востоку под углом  $60^\circ$ . Следующий этап изучения глубинного строения разлома связан с исследованиями по Алейскому геотраверсу методами МТЗ и МОВЗ-ГСЗ. По характеру проявления в геоэлектрическом и скоростном разрезах Чарский разлом сходен с палеозонами субдукции.

В геоэлектрическом поле (см. рис. 32) разлому соответствует зона сближенных градиентов, разделяющая блоки высокоомной и низкоомной литосферы. Лежащий бок разлома представлен породами с низким электрическим сопротивлением (50-100 Ом·м). Изолиния самых низких значений сопротивлений (50 Ом·м) подчеркивает своеобразное "струйчатое" строение литосферы. Восходящая "струя", отвечающая Акжал-Боконскому отрезку палеозоны субдукции, направлена с юго-запада на северо-восток под углом  $50^\circ$ . На верхнем уровне (10-2 км) она экранируется линзой высокоскоростных пород (6,2 км/с), которая фиксирует аллохтонную часть Чарской подзоны, хорошо изученную методом отраженных волн [118] и гравиметрией.

Согласно этим данным, Чарский разлом характеризуется относительно пологим падением к северо-востоку (порядка  $40^\circ$ ) и раграничивает блоки высокоомной и низкоомной литосферы: более 300 Ом·м в висячем боку разлома и 50 Ом·м - в лежащем. В лежащем боку разлома, в пределах Знаменско-Георгиевского преддугового прогиба, в интервале глубин 10-30 км находится метаморфизованное дегидратированное вещество скученной океанической литосферы. Скучивание происходило с позднего девона (франа) до среднего карбона включительно, при преобладании сжатия, направленного с востока на запад. Серпентинизированные ультрамафиты в процессе обдукции выжимались в верхние горизонты ЗК. Последний импульс перемещений этого направления относится к позднему карбону-ранней перми.

Встречными разновозрастными горизонтальными смещениями обусловлена клиновидная глубинная форма Чарской палеозоны субдукции (рис. 39). Фиксирующий палеозону субдукции и последующей коллизии Чарский глубинный разлом на глубине свыше 80 км сочленяется с Теректинским разломом, а затем - с Иртышским.

Чарская палеозона субдукции функционировала, начиная от позднего девона (франа) до раннего карбона (визе) с перерывами. Она знаменовала собой поглощение океанической коры Иртыш-Зайсанского палеоокеана до зоны Горностаевско-Акжал-Боконского разлома на западе и Калба-Нарымского микроконтинента на востоке.

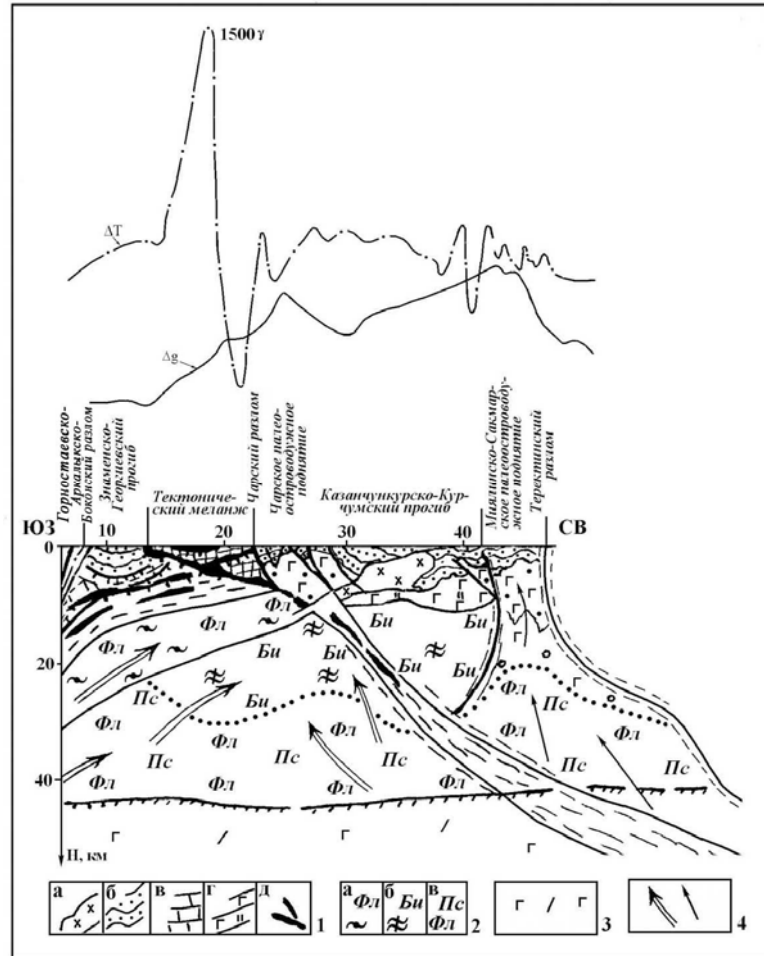


**Рис. 39. Клиновидная структура зоны Чарского разлома**

1- глубинные разломы по данным МОВ-ГСЗ (а), МПЗ (б); 2- магнитоактивные тела (а), графики наблюдаемого магнитного поля,  $\Delta T$  (б). Местоположение профилей: I, II - район г. Чарска.

Западно-Калбинская система островных дуг формировалась в тот же интервал времени в тылу Чарской зоны субдукции. Она представлена двумя вулканическими грядами: Чарской и Миялинско-Самарской, разделенными Казаншункур-Курчумским междуговым прогибом. На поверхности сохранились лишь реликтовые фрагменты островодужных комплексов Чарской вулканической дуги, сгруженных в зоне коллизионного шва. Большая часть Чарской гряды и полностью Миялинско-Самарская перекрыты терригенными отложениями обширных прогибов серпуховского времени (рис. 40).

Островодужный комплекс Чарской вулканической гряды фрагментарно представлен кремнисто-карбонатно-терригенно-андезитовой формацией позднего девона (франа)-раннего карбона (визе), включающей андезиты, базальты, их туфы, яшмы, песчаники, рифовые известняки, редко конгломераты, алевролиты ( $D_3f$ ) мощностью до 800 м; туфы андезитов, туфопесчаников, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы ( $C_1V_2$ ) - до 2500 м.



**Рис. 40. Модель глубинного строения Чарской палеозоны субдукции**

1- вулканогенно-осадочный слой ЗК; формации: плагиогранит-гранодиоритовая -а, терригенные молассоидные -б, рифогенные карбонатные -в, известняково-кремнисто-диабазовая -г, тектонический меланж с метаморфитами PR<sub>2</sub>, габбро и перидотитами -д, 2- гранитно-метаморфический слой, метасоматиты по габброидному комплексу: с высоким содержанием кислых плагиоклазов -а, по меланократовым габбро-анортозитам -б, амфиболиты в низах комплекса -в; 3- верхняя неистощенная мантия; 4- пути миграции мантийных флюидов.

По содержанию щелочей калия и натрия базальты и андезибазальты этой ассоциации образуют растянутый ореол, перекрывающий поля щелочно-земельных и щелочных пород (рис. 41). В Чарской вулканической дуге распространена последовательно дифференцированная серия пород - от высокоглиноземистых базальтов до низкоглиноземистых андезитов, а также породы щелочно-земельной серии, представленные высококалиевыми высокоглиноземистыми базальтами и высококалиевыми андезитами, формировавшимися вблизи зоны субдукции на меланократовом фундаменте. В коллизионный этап в результате аккреции островодужные комплексы были сближены и "перемешаны" с офиолитами в зоне коллизионного шва.

По содержанию никеля и кобальта базальты Чарской антиформы тяготеют в основном к полю островодужных базальтов; около 20 % от общего количества - к области перекрытия полей островодужных и океанических базальтов.



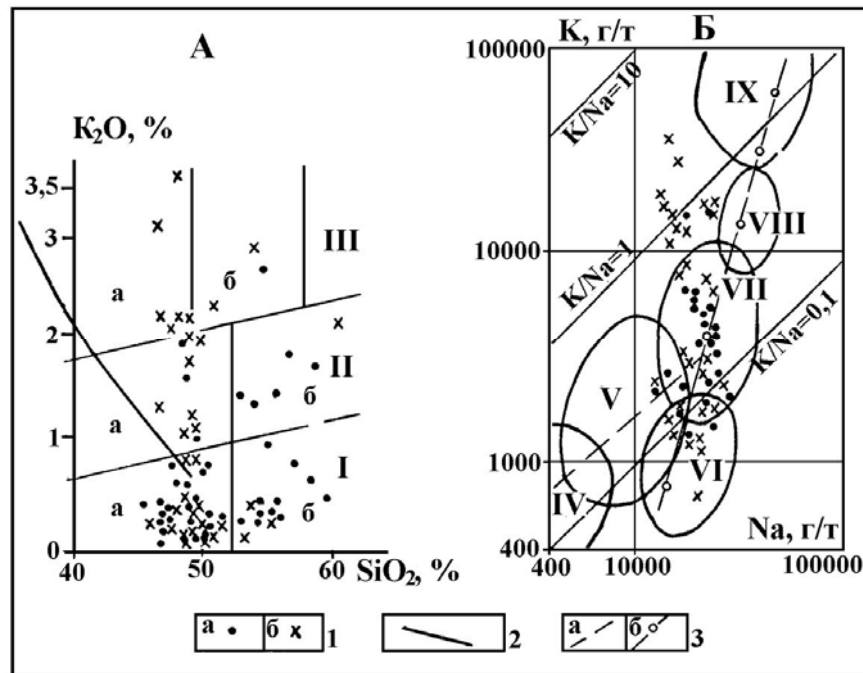


Рис. 41. Распределение кремнекислоты и щелочей в базальтах и андезибазальтах Чарского офиолитового шва (номенклатурные диаграммы Д. Маккензи, Б. Чэпелла, 1972; Б.Г. Лутца, 1975)

А - оксиды калия и кремнезема, Б - калия и натрия.

1- точки расположения базальтов, андезибазальтов: а- Чарского офиолитового шва, б- Желдыкарского горста; 2- тренд базальтов континентальных рифтов; 3- средние линии: а- мантийных пород, б- базальтов. I-III - серии вулканических пород: I- толеитовая, II- известково-щелочная, III- щелочная (Ia-высокоглиноземистые базальты, Ib - низкоглиноземистые андезиты, IIa- высококальциевые высокоглиноземистые базальты, IIб- высококальциевые андезиты, IIIa- абсарокиты, IIIб- шошониты); IV-IX - поля: IV-гранатовых перидотитов, V- пироповых (мантийных) эклогитов, VI- океанических, VII- континентальных толеитов, VIII- щелочных оливиновых базальтов, IX- калиевых базальтов.

При исследовании вопроса о типе раннепалеозойской коры Западной Калбы большой интерес представляют обобщенные сравнительные данные по строению и составу современной океанической литосферы и континентальных офиолитовых зон, полученные Б.Г. Лутцем [83]. В генетическом плане офиолиты океанические и континентальные сходны. Они представляют собой расслоенный комплекс с обособлением ультраосновных продуктов внизу и габброидной выплавки вверху. Исходным матриксом для тех и других являются шпинелевые лерцолиты верхней мантии, подвергшиеся частичному плавлению. В случае формирования океанических офиолитов на фронте разогретого мантийного диапира процессы дифференциации развиты слабо, остаточная природа гарцбургитов не выражена, габброиды однородны по составу и близки океаническим толеитам. При образовании офиолитов в континентальных условиях дифференциация проявлена резко: формируется контрастный ряд пород от дунитов до плагиогранитов.

На уровне нижней, гипербазитовой, части разреза океанические офиолиты представлены гарцбургитами и лерцолитами, континентальные - гарцбургитами, дунитами, верлитами, пироксенитами. По химизму первые близки среднему составу мантии (хондриту, гранатовому перидотиту), вторые - мантии, оставшейся после выплавления габброидной магмы и сильно обедненной литофильными элементами. Базальты, входящие в состав океанических офиолитовых комплексов,

представляют собой завершающее звено химически взаимосвязанной гипербазит-габбро-базальтовой серии пород, а континентальных - резко оторваны во времени от гипербазит-габбровой части и не попадают по своим химическим особенностям на вариационные линии последних. Базальты континентальных офиолитов по своему химизму являются аналогами островодужных базальтов толеитового и известково-щелочного ряда.

Океанические офиолитовые комплексы обычно имеют площадное распространение и образуют единую магматическую провинцию океанического дна: сверху толеитовые базальты, снизу - габбро-гипербазитовый слой океанической коры. Континентальные офиолиты распространены локально, в зонах глубинных разломов покровно-складчатых областей. Их дифференциация усиливается наличием в таких зонах флюидных потоков.

Предположения об океаническом типе коры в основании островодужных комплексов Чарской гряды подтвердились данными МТЗ. Резкое различие электрических свойств нижней части ЗК и верхней мантии в пределах Западной Калбы и Рудного Алтая соответствует электрическим моделям, составленным для современных океанов и континентов Л.Л. Ваньяном [25]. Обобщение им данных магнитотеллурических зондирований по северной части Тихого океана показало, что на астеносферных глубинах удельное сопротивление уменьшается до первых десятков Ом·м, что указывает на существование зоны частичного плавления и появления жидкой фазы базальтовой выплавки. В пределах этой зоны электропроводность на порядок превышает интегральную электропроводность стабильных континентов. На границе с континентами зона частичного плавления вырождается.

Формально сходная картина наблюдается на геоэлектрическом разрезе по Алейскому геотраверсу: под Западной Калбой на глубине 30-50 км выделяется зона низких электрических сопротивлений (50-20 Ом·м) мощностью 20 км, которая субгоризонтально прослеживается до Иртышского глубинного разлома, где круто (под углом 60-80°) погружается к северо-востоку до глубины 90 км. В пределах Рудного Алтая подобная зона высокой электропроводности отсутствует; на глубинах 20-50 км здесь располагается изометричная по форме изолиний область высоких значений удельного сопротивления (200-500 Ом·м).

Значительная часть структур Западной Калбы, формировавшаяся на базитовом основании океанического типа, характеризуется пониженным электрическим сопротивлением в ЗК и верхней мантии. До глубины 20 км это может быть связано с наличием углеродистого материала в терригенных толщах карбона, в нижней части ЗК - с амфиболизацией базитов и десерпентинизацией ультрабазитов, при которых высвобождается внутрикристаллизационная вода, снижается сопротивление, плотность и, соответственно, интенсивность гравитационного поля. Этими же процессами может быть обусловлена и горизонтальная зона проводимости, прослеживающаяся на глубине 30-50 км. Роль подобных процессов в создании неоднородностей глубинного строения литосферы, зон скоростных и плотностных инверсий в глубоких горизонтах ЗК показана А.А. Кременецким и Л.Н. Овчинниковым на примере материалов Кольской сверхглубокой скважины [78]. Вместе с тем, указанная зона проводимости может

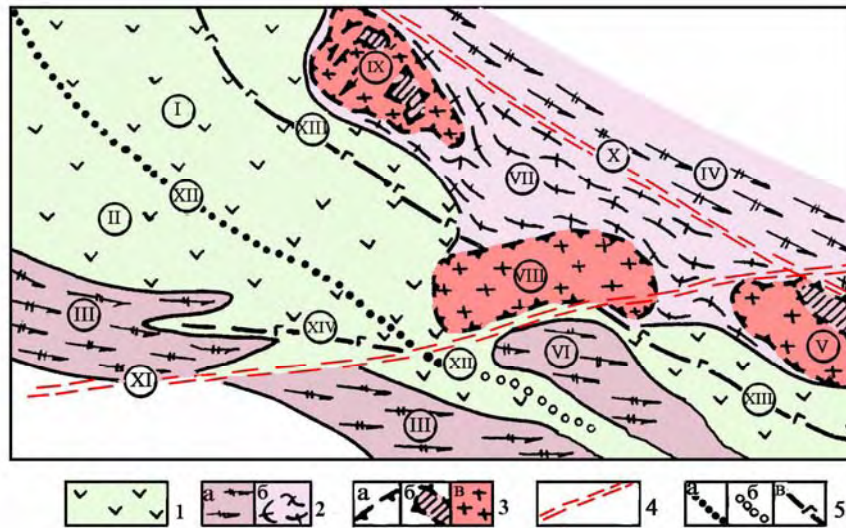
быть связана и с изначальной обогащенностью пород океанической коры железом и титаном. В процессе фельдшпатизации, при интенсивном метасоматозе и формировании гранитно-метаморфического слоя вновь образуемой континентальной коры, железо высвобождается и выносится во внешние зоны метаморфизма, что повышает электропроводность соответствующих горизонтов, увеличивает напряженность индуктивной составляющей аномального магнитного поля и снижает интенсивность гравитационного поля.

Таким образом, в Западной Калбе сравнительно высокоплотная ЗК фельдшпатизированного метабазитового состава подстилается слоем (до 60 км) разуплотненной неистощенной высокопроводящей литосферной мантии, обогащенной "базальтовой" компонентой, а также насыщенной кремнеземом, оксидом алюминия и обедненной оксидом магния ("пиролитовой" мантией в понимании А.Е. Рингвуда, 1981). Этим обстоятельством и объясняется, по-видимому, общее снижение регионального уровня гравитационного поля над Западно-Калбинской зоной.

В центральной части Западной Калбы установлен Сенташ-Асубулакский ГГК. Его фрагменты выведены на дневную поверхность в Калба-Нарымской зоне. Западная половина ГГК расположена в Западной Калбе в пределах блока, ограниченного Акжал-Боконским разломом северо-западного направления, Кызыловско-Серебрянским и Чингиз-Нарымским - близширотного. Блок с поверхности сложен существенно терригенными породами, перекрывающими сравнительно маломощную толщу метабазитов, известняков, кремнистых пород и андезитов, составляющих апикальную часть ГГК. Нижняя часть купола находится в зоне ультраметаморфизма. За счет увеличения объема пород и соответствующего снижения плотности при ультраметаморфизме и гранитизации блок отмечается локальной отрицательной аномалией.

К рассматриваемому ГГК с юга примыкает Центрально-Калбинский останец микроконтинента, выявленный на основе интерпретации локальной положительной аномалии силы тяжести. Микроконтинент является скрытым, расположен на глубинах 2-6 км; средняя плотность слагающих его пород -  $2,87 \text{ г/см}^3$ . Предположительно он перекрыт чехлом карбонатных отложений силура и вулканитов девона. Останец ориентирован в широтном направлении, согласно с гранито-гнейсовым куполом, поперек по отношению к основным складчатым структурам района. Наличие блока фундамента, метаморфизованного в гранулитовой фации, в центральной части Западной Калбы подтверждается и косвенными геологическими данными: характером магматизма (развитие чарнокито- и эвлизитоподобных гранитоидов тастауского и преображенского комплексов по П.В. Ермолову и др., 1988), сокращенной мощностью и составом отложений, резкой сменой характера складчатости и т.п.

Таким образом, предполагать океанический тип коры можно только для северной части Западной Калбы, там, где Чарский разлом контролирует офиолитовую ассоциацию пород. Раздвиг сближенных блоков континентальной коры в этом случае можно представить в виде некоего V-образного раскрытия в северном направлении (рис. 42).



**Рис. 42. Палеотектоническая схема структур основания Западной Калбы (ранний палеозой) (по В.Н. Любечкому, 1989)**

Основание, представленное: 1- базальтовым слоем субокеанической коры микроокеанов в раздвигях (Западно-Калбинском -I, Знаменско-Георгиевском -II); 2- реликтами сиалического докола, состоящего из пород высокотемпературной субфации гнейсогранулитовой фации (гранулиты, шпинелевые анортозиты, чарнокитовые гнейсы, эвлизито-гнейсы) -а; высокоглиноземистых метapelитовых гнейсов и кристаллических сланцев, интенсивно гранитизированных (блоки: Кояндынско-Аркалыкский, возраст  $\pm 40$  млн. лет -III, Рудно-Алтайский -IV, Курчум-Кальджирский -V, Центрально-Калбинский -VI, Калба-Нарымский -VII) -б; 3- реликтами гранито-гнейсовых куполов: внешний контур -а; негранитизированные останцы -б, гнейсовый, гранито-гнейсовый субстрат, вмещающий массивы перемещенных гранитов (купола: Сенташ-Асубулакский -VIII, Бородулихинско-Шульбинский -IX) -в; 4- главные основания: Чарская (XII), контролирующая офиолитовую ассоциацию пород -а, базитовую -б, Миялинско-Самарская (XIII), Жельдыкарская (XIV), контролирующие базитовый и гипербазит-базитовый комплексы -в.

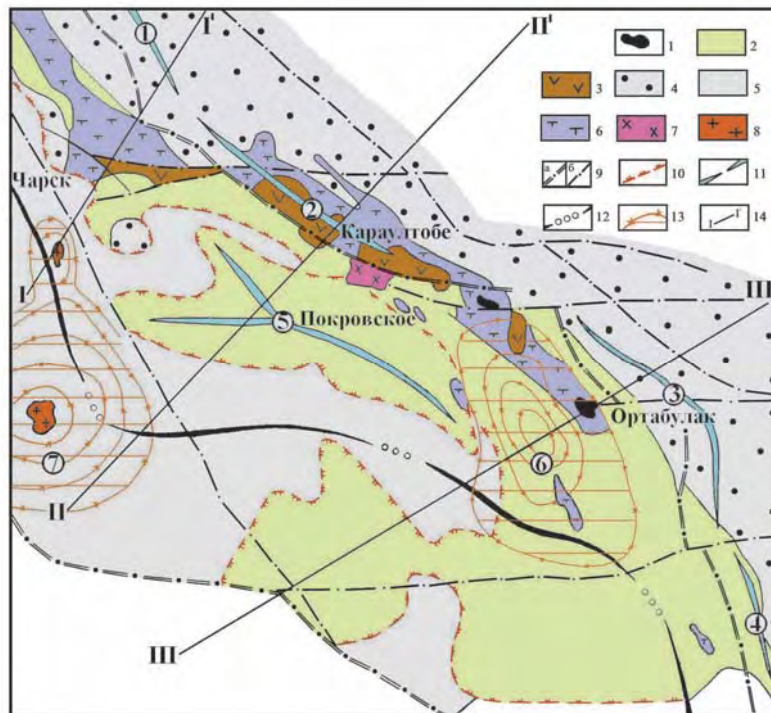
С целью раскрытия геологической природы Чарского офиолитового шва проведены некоторые петрофизические исследования, обобщены данные сейсмометрии и выполнена количественная интерпретация гравитационных аномалий в его наиболее хорошо вскрытой центральной части.

Наибольшей плотностью ( $3,04-3,44 \text{ г/см}^3$ ), близкой к плотности гранулит-базитового слоя, обладают гранатовые амфиболиты, хлорит-глаукофановые, гранат-эпидот-глаукофановые, стильпномелан-слюдистые сланцы, родингиты и эклогиты среднего протерозоя, представляющие реликты третьего слоя океанической коры. Высокие значения плотности характерны и для образований второго и первого слоев океанической коры: габбро -  $2,95 \text{ г/см}^3$ , перидотиты -  $2,93 \text{ г/см}^3$ , пироксениты -  $3,03 \text{ г/см}^3$ , серпентиниты -  $2,88 \text{ г/см}^3$ ; породы известняково-кремнисто-диабазовой ассоциации -  $O_3, D_1, D_{1-2} - 2,80 \text{ г/см}^3$ , кремнисто-карбонатно-терригенной андезитовидной островодужной формации  $D_{3f} - C_{1v} - 2,87 \text{ г/см}^3$ . Все остальные породы характеризуются пониженной плотностью. В связи с этим поднятия, сложенные породами метаморфической толщи и островодужной известняково-кремнисто-диабазовой формации раннего-среднего девона создают положительные гравитационные аномалии, а прогибы, выполненные отложениями известняково-кремнисто-песчанниковой формации среднего-позднего визе, молассоидной раннего серпухова, а также молассовой среднего-позднего карбона, - отрицательные.

Пластины меланжа, которые в основном сложены метаморфическими образованиями и вулканитами известняково-кремнисто-диабазовой формации, также отмечаются положительными аномалиями силы тяжести, интенсивность которых определяется мощностью пластин.

Чарский офиолитовый пояс в аномальном гравитационном поле проявлен своеобразно. Ему отвечает полоса положительных аномалий, которая смещается на 30 км к востоку, приобретая в районе с. Николаевка - пос. Байбура прерывистый фрагментарный характер. Полоса включает ряд локальных аномалий: Громовскую, Караултобинскую, Жаныминскую, Верочарскую и др. Общая ее протяженность составляет 130 км, ширина 15-20 км (рис. 43). Характерно, что эпицентры локальных аномалий не всегда строго совпадают с выходами офиолитовой ассоциации на эрозионный срез. Севернее с. Перятинка амплитуда смещения достигает 8-10 км, на широте г. Чарска - 16 км, в районе сопки Караултобе эпицентр аномалии соответствует выходу офиолитов, а к югу от с. Батуринка - вновь смещен на 8-10 км [26]. При этом выходам офиолитов в последнем случае соответствует в плане крупная, изометричная, отрицательная аномалия силы тяжести, обусловленная скрытой интрузией гранитов. Этот факт позволил сделать вывод о наличии надвигов, в результате которых верхняя часть пояса переместилась к юго-западу, перекрыв Георгиевский интрузив. Интенсивными положительными аномалиями  $\Delta g$  отметилась корневая часть офиолитового пояса, а смещенная, аллохтонная, - в гравитационном поле не выражена.

Глубинное строение Чарского офиолитового шва иллюстрируется тремя геолого-геофизическими разрезами, составленными с учетом данных МОВ [118].

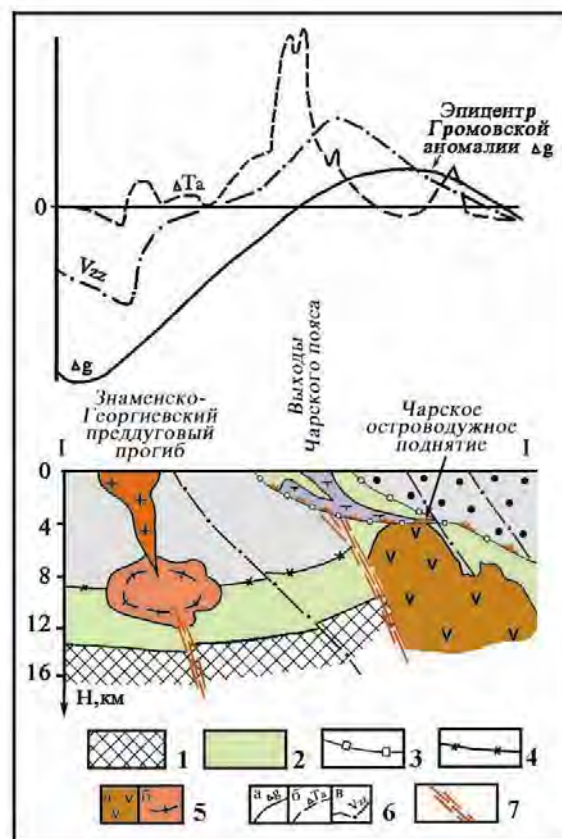


**Рис. 43. Схема геологического строения Чарского аккреционно-коллизийного пояса (по Л.В. Любецкому, Л.Д. Полевой, 1975)**

1- выходы блоков океанического фундамента (третьего слоя океанической коры) в составе мегамеланжа; 2- обширные покровы (мегамеланж), сложенные базальтами, их туфами, протрузиями габбро-перидотитов, кремнистыми, углеродисто-глинистыми алевритами, яшмами, песчаниками  $O_2$ ,  $D_{1-2}$  (второй-первый слои океанической коры); 3- островодужные комплексы позднего девона, франа; 4- автохтонная карбонатно-терригенная, флишиодная формации междугового прогиба раннего карбона; 5- автохтонная терригенная формация раннего карбона Знаменско-Георгиевского преддугового прогиба; протрузивные, интрузивные породы; 6- условно позднедевонской габбро-перидотитовой формации, 7- позднекаменноугольной гранодиорит-гранитовой формации, 8- пермской формации лейкократовых и биотитовых гранитов; региональные разломы по геофизическим данным: 9- глубинные разломы первого порядка, являющиеся границами структурно-формационных зон -а, прочие -б; 10- проекции надвигов на дневную поверхность; 11- осевые линии Чарской полосы положительных гравитационных аномалий (1- Громовская, 2- Караултобинская, 3- Жаныминская, 4- Верочарская, 5- Покровско-Вознесенская); 12- осевая линия Знаменско-Георгиевской полосы отрицательных гравитационных аномалий; 13- изолинии локальных отрицательных аномалий, отвечающих скрытым крупным интрузиям биотитовых и лейкократовых гранитов (6- Георгиевская, 7- Сорокинская); 14- линии разрывов.



Разрез I-I пересекает Чарский шов на широте г. Чарска. Пояс образует на этом участке крупный сигмоидный изгиб, выпуклой стороной обращенный к юго-западу (рис. 44). Сейсморазведкой установлена выдержанная отражающая поверхность, погружающаяся в восточном направлении. На западном борту пояса глубина до этой поверхности составляет 1200 м, на восточном - 4000 м. С запада поверхность упирается в разлом, ограничивающий зону серпентинитового меланжа. Указанная отражающая поверхность отождествляется нами с линией надвига, а мощность аллохтонной пластины соответственно оценивается от 0 до 4000 м. Офиолитовая ассоциация пород, выведенная на линии профиля на поверхность, отмечена интенсивной аномалией  $\Delta T_a$ . Она образует аллохтон, перекрывающий терригенные толщи Знаменско-Георгиевского прогиба и смещенный к юго-западу на 10 км от гипоцентра скрытого поднятия, выявленного по наличию Громовской аномалии  $\Delta g$ .

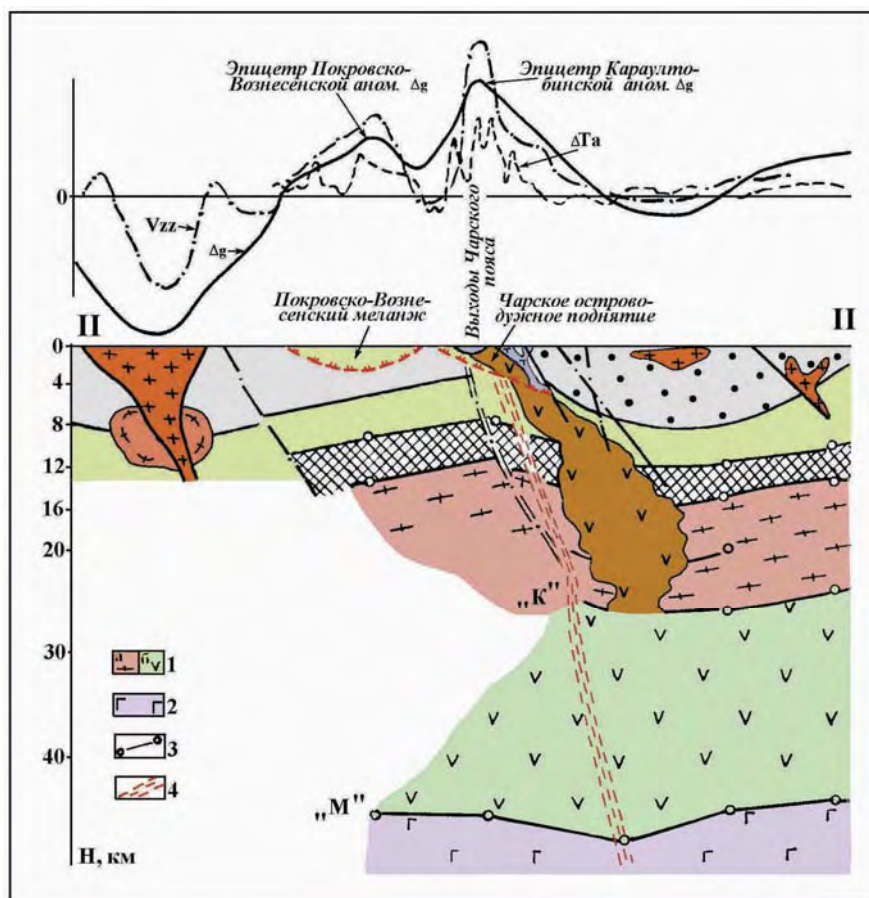


**Рис. 44. Разрез Чарского аккреционно-коллизийного пояса по линии I-I**

1- метасоматически преобразованный третий слой океанической коры; 2- преобразованные второй-первый слои океанической коры; границы, установленные: 3- сейсморазведкой в качестве ограничений аллохтонных покровов; 4- гравиразведкой, отвечающие глубинным поверхностям в разрезе; 5- очаги: глубинного метасоматоза и формирования гранитно-метаморфического слоя в основании островодужного поднятия -а, палингенеза и гранитизации терригенного комплекса -б; 6- геофизические аномалии: силы тяжести  $\Delta g$  -а, второй производной гравитационного потенциала -б, напряженности магнитного поля  $\Delta T_a$  -в; 7- крупные глубинные разломы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 43.

Разрез II-II пересекает значительную часть Западно-Калбинской зоны по линии с. Покровское - пос. Бакырчик. Примерно в этом же направлении

ориентирован профиль сейсмологических наблюдений [22]. В гравитационном поле офиолитовый шов отмечен двумя локальными положительными аномалиями (рис. 45). Западная аномалия, менее интенсивная, прослеживается в северо-западном направлении на 36 км при ширине 10 км на фоне широкой отрицательной региональной аномалии, отвечающей Знаменско-Георгиевскому прогибу, и совпадает в плане с выходами на поверхность пород известняково-кремнисто-диабазовой формации. Предположительно этой аномалией фиксируется аллохтонная пластина (Покровско-Вознесенская), сложенная известняково-кремнисто-диабазовой формацией раннего девона и перекрывающая более молодые отложения Знаменско-Георгиевского прогиба. Мощность пластины меняется от 0 до 3000 м. Восточная локальная положительная аномалия  $\Delta g$  и аномалия  $\Delta T_a$  (район сопки Караултобе) пространственно также отвечают выходам на поверхность пород офиолитовой ассоциации, но характеризующих более глубокий срез неперемещенной корневой части пояса. В рассматриваемом сечении Караултобинская аномалия  $\Delta g$  отчетливо коррелируется с выходом на поверхность образований франского островодужного комплекса на протяжении более 20 км. На этом основании природа восточной полосы аномалий  $\Delta g$  (аномалии Громовская, Караултобинская, Жаныминская) связывается с островодужным поднятием, сформированным во франское время.

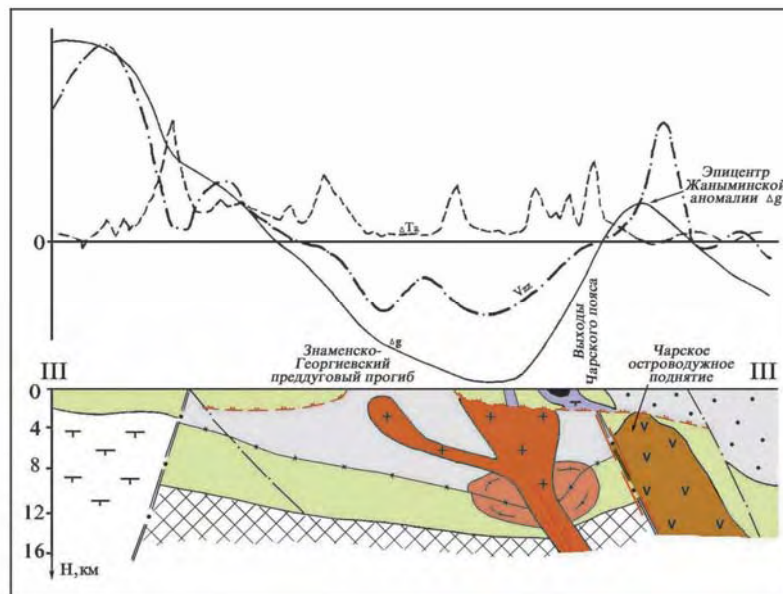


**Рис. 45. Разрез Чарского аккреционно-коллизийного пояса по линии II-II**

1- современные слои ЗК: гранитно-метаморфический -а, гранулит-базитовый -б; 2- верхняя мантия; 3- поверхности обменов волн землетрясений; 4- положение Чарского разлома по сейсмическим данным. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 43.



В разрезе III-III (район с. Ортабулак - пос. Жаныма) офиолитовый пояс характеризуется выдержанным простираем (рис. 46). У с. Ортабулак метаморфические породы выведены на поверхность в виде отдельных глыб. Тела серпентинитов вместе с глыбами метаморфических пород, вулканитами и яшмами известняково-кремнисто-диабазовой формации находятся здесь в аллохтонном залегании. Такой вывод вытекает из следующих соображений. Той части разреза, где на поверхность выходят метаморфические сланцы с плотностью  $3,0-3,5 \text{ г/см}^3$ , соответствует минимум кривой  $\Delta g$ , а восточной, где преобладают терригенные отложения молассоидной формации раннего серпухова с низкой плотностью ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ), - максимум, отвечающий Жаныминской локальной положительной аномалии. Минимум фиксирует скрытую Георгиевскую интрузию гранитов. По данным интерпретации ее верхняя кромка расположена на глубине 1-3 км, нижняя - на 8 км. Отрицательная избыточная плотность гранитоидов  $0,08 \text{ г/см}^3$ . По тектонической позиции, морфологии, размерам в плане и характеру проявления в гравитационном поле Георгиевская интрузия близка Дельбегетейской и Сорокинской и образует с ними единый пояс. Возраст гранитов предположительно пермский. Аллохтонный покров в гравитационном поле не проявлен. В магнитном поле покрову отвечает полоса интенсивных линейных аномалий, четко коррелирующихся с офиолитовым комплексом пород.



**Рис. 46.** Разрез Чарского аккреционно-коллизонного пояса по линии III-III  
Условные обозначения те же, что и на рис. 43.

### *Казаншункур-Курчумская подзона*

Подзона сформирована на месте Казаншункур-Курчумского междуугового прогиба, который разделял Чарскую и Миялинско-Самарскую островодужные вулканические гряды. В гравитационном поле подзона отмечается полосой аномалий отрицательного знака, прослеживающейся в северо-западном направлении на 200 км при ширине 15-20 км вдоль Западно-Калбинского разлома. Южнее с. Мариновка полоса разделяется на две ветви (восточную и западную), облекающие положительную аномалию над Центрально-Калбинским останцом микроконтинента. Западная ветвь характеризуется протяженностью свыше 100 км, шириной 20 км, восточная - соответственно 60 и 10-12 км. На юго-востоке обе ветви вновь сливаются в единую Курчумскую аномалию. По данным количественной интерпретации Казаншункур-Курчумская полоса аномалий фиксирует прогиб, выполненный терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. В своей осевой части, вдоль Западно-Калбинского глубинного разлома, прогиб усложнен группой горст-антиклинальных чешуйчато-пластинчатых структур, которые сложены образованиями девона или позднего визе, а их крылья - верхними частями разреза позднего визе и серпуховского яруса. Эта группа антиклинальных структур также включает две ветви: северо-восточную и юго-западную.

Отложения, выполняющие междууговой прогиб, принадлежат флишоидной, кремнисто-карбонатно-терригенной граувакковой и морской молассовой формациям, плотность пород которых ( $2,69-2,74 \text{ г/см}^3$ ) более низкая в сравнении с плотностью пород комплексов островных гряд и офиолитового основания. По данным количественной интерпретации аномалий  $\Delta g$ , Казаншункур-Курчумская полоса аномалий характеризует прогиб океанического ложа глубиной до 9 км. Внутренние структуры прогиба изучены сейсморазведкой МОВ [118]. Установлено несколько отражающих горизонтов. Один из них, фиксирующий зону Западно-Калбинского разлома, падает к северо-востоку под углом  $40^\circ$ . Большим числом отражающих площадок четко отрисовывается замковая часть усложняющей прогиб горст-антиклинальной структуры. Антиклинальное усложнение осевой части прогиба произошло в коллизионный этап.

Низы разреза прогиба предположительно сложены отложениями аспидной формации фамена (игоревская свита), базальтовой и известняково-терригенно-кремнистой формацией позднего фамена-турне. Образования раннего визе представлены флишоидной известняково-песчанико-алевролитовой формацией мощностью до 300 м, сопоставимой с одновозрастными, близкими по составу, формациями междууговых бассейнов островодужной стадии в Рудном Алтае. После внутривизейского перерыва в прогибе формировалась флишоидная углеродисто-известковисто-терригенная формация среднего-позднего визе мощностью до 500 м. С началом коллизионного этапа бассейн начинал деградировать и заполняться молассоидными терригенными породами граувакковой алевролитопесчаниковой формации серпухова. Граувакковая формация включает многочисленные олистостромы, широко распространенные в пределах всего бассейна, достигая мощности 1500 м.

Формации коллизионного этапа представлены в наложенных мульдах средне-позднекаменноугольными лимническими и угленосными молассами, а также интрузиями габбро-норит-диоритовой и плагиогранит-гранодиоритовой формаций. Позднеколлизионный этап ознаменовался внедрением интрузий гранит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций позднепермского возраста.

Преобладающие в прогибе отложения серпуховского яруса собраны в линейные складки с крутыми углами падения, усложненные мелкой изоклиальной складчатостью, с запрокидыванием складок к юго-западу. Наиболее крупные складки прослеживаются в северо-западном направлении до 30-50 км.

В юго-западной части Западно-Калбинской зоны располагается ряд наложенных вулканических мульд, представляющих собой фрагменты слабо развитого позднепалеозойского вулканического пояса, включающего небольшие интрузивные тела диоритовых порфиритов. Они несогласно перекрывают структуры терригенного прогиба, тяготея к широтным разломам.

### *Миялинско-Самарская подзона*

Разрез земной коры по Алейскому геотраверсу между Чарским и Теректинским разломами в интервале глубин 25-45 км близок по низким значениям электрического сопротивления к таковому Чарского блока и также отождествляется с первым слоем океанической коры. Однако, в верхних горизонтах ЗК рисунок изолиний значений сопротивлений резко различен: все изолинии  $\rho_t$  (от 300 Ом·м на 10 км до 50 Ом·м на 30 км) образуют узкое поднятие (Миялинский блок), а между Чарским и Западно-Калбинским разломами (Казаншункурский блок) - широкий корытообразный прогиб с резким опусканием и сближением изолиний на глубине между 20 и 30 км (см. рис. 32).

На сейсмоскоростном разрезе Миялинский блок резко выделяется подъемом изолиний высоких значений скорости (6,2-6,4 км/с) до глубины 1,5-2 км, в то время как в Казаншункурском блоке изолиния скорости 6,2 км/с опускается до глубины 20 км. Первый блок трактуется как островная дуга, а второй - как междуговой прогиб, разделяющий Чарскую и Миялинскую островные вулканические гряды [87]. Миялинская палеоостровная дуга скрыта под терригенными комплексами, но в геофизических полях она проявлена лучше, чем Чарская, поскольку последняя большей частью уничтожена в процессе последующих тектонических подвижек.

Миялинско-Самарская палеоостровная дуга является тыловой, наиболее удаленной от выхода сейсмофокальной зоны на поверхность, приближена к Восточно-Калбинскому микроконтиненту и по составу близка энсиалическим дугам.

Миялинское поднятие отмечено остаточной гравитационной аномалией интенсивностью 7-8 мГл положительного знака. С поверхности площадь, охваченная аномалией, сложена породами граувакковой формации ( $C_1s$ ) и прибрежно-морской и лимнической угленосной формаций ( $C_2$ ). Плотность отложений граувакковой формации по образцам с поверхности равна 2,69 г/см<sup>3</sup>, по керну скважин - 2,74 г/см<sup>3</sup>, что значительно выше в сравнении с плотностью пород других терригенных формаций (2,64-2,66 г/см<sup>3</sup>). Это объясняется составом обломочного материала граувакковой формации, так как среди исходных пород большой процент составляли эффузивы основного и среднего состава повышенной плотности. Поэтому плотность песчаников и алевролитов довольно высокая. Но даже при повышенных значениях плотности отложения граувакковой формации не могут обусловить наблюдаемого высокого уровня гравитационного поля. К тому же площадь распространения пород данной формации значительно превосходит по размерам полосу гравитационных аномалий. Породы этой формации широко распространены и к юго-востоку от Миялинской аномалии (на расстоянии 40-50 км), тогда как уровень гравитационного поля здесь гораздо более низкий. Площади распространения прибрежно-морской и лимнической угленосной формаций ( $C_2$ ) также никак не коррелируются с площадью, охваченной Миялинской аномалией. Следовательно, Миялинская аномалия обусловлена образованиями не столько выходящими на дневную поверхность, сколько слагающими более глубинные уровни.

Данные сейсморазведки МОВ подтвердили результаты интерпретации гравитационных аномалий. Системой сейсмических профилей на площади между гранитными массивами Дунгалы и Дельбегетей по опорному отражающему горизонту четко зафиксировано поднятие, погружающееся вдоль своей оси с северо-запада на юго-восток. Сейсморазведкой изучены главным образом крылья поднятия и его юго-восточное погружение. В ядерной части устойчивых отражений сейсмических волн не обнаружено.

Методом сейсморазведки поднятие прослежено в северо-западном направлении на 60 км; ширина его составляет 20-30 км. В его юго-западном крыле опорный отражающий горизонт фиксируется на глубине 1-6 км и имеет сравнительно пологие углы падения ( $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ). В северо-восточном крыле углы падения отражающего горизонта более крутые ( $45^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ). Юго-западное крыло осложнено Кызыловским, Западно-Калбинским и Северо-Западным глубинными разломами, которые хорошо трассируются методом отраженных волн по падению до глубины 4-6 км. Северо-восточное крыло исследовано хуже. Опорный отражающий горизонт, прослеженный на глубине 2-5 км, погружается под граниты Дунгалинского массива.

На основе совместной интерпретации данных сейсмометрии и гравиметрии поднятие также подтверждается. Наилучшее совпадение наблюдаемой и расчетной кривых  $\Delta g$  достигнуто при избыточной плотности пород в ядре поднятия, равной  $0,003 \text{ г/см}^3$ .

Разрыв между Миялинской и Самарской аномалиями в единой Миялинско-Самарской полосе аномалий фиксирует ундуляцию оси островодужного поднятия до глубины в 7 км.

Если допустить, что Миялинское поднятие является внутренней структурой морской граувакковой формации ( $C_{1s}$ ), то опорный сейсмический горизонт в этом случае должен отвечать какому-либо пласту (или группе пластов) песчаников, обладающих аномальными упругими свойствами, или внутриформационному перерыву. Этому противоречат два обстоятельства.

Во-первых, поднятие, выявленное сейсморазведкой, подтверждается гравитационной аномалией, и следовательно, в ядре поднятия развиты породы более плотные, нежели на крыльях. Во-вторых, отражающий горизонт, продолжающийся в соседнюю Калба-Нарымскую зону, погружается под отложения аспидной формации, т.е. располагается в отложениях не моложе позднедевонских. Следовательно, отражающий горизонт можно рассматривать в качестве поверхности крупного межформационного несогласия. Это подтверждают сейсморазведочные данные: отмечается высокая "сейсмическая" шероховатость опорного горизонта. Наилучшее отображение его достигается при сравнительно низких частотах регистрации, тогда как гладкие границы (разломы) дают максимальную фиксацию отражений на высоких частотах (Сокол, Шаров, 1971).

Анализ всей суммы геолого-геофизических данных позволяет предполагать наличие ниже опорного отражающего горизонта океанических, либо субокеанических комплексов. Плотность пород в ядре Миялинского поднятия ( $2,74$ - $2,78 \text{ г/см}^3$ ) приближается к плотности образований девонской кремнисто-

андезибазальтовой формации. Океанический комплекс пород несогласно перекрывается отложениями граувакковой формации, мощность которой в ядре Миялинского поднятия не превышает 2 км, а на крыльях 4-5 км. Отложения аспидной формации, по нашему мнению, не распространяются далеко за пределы Калба-Нарымской зоны и из разреза ядерной части Миялинского поднятия выпадают. Такие геологические соотношения подтверждают вывод о том, что отражающий сейсмический горизонт фиксирует поверхность крупного несогласия и обусловлен выпадением из разреза отложений турнейского и визейского ярусов. Это время соответствует этапу функционирования Чарской палеозоны субдукции. Поэтому можно предполагать, что Миялинское поднятие являлось островодужным вулканическим только в позднедевонское время, а в раннем карбоне это было уже эродируемое поднятие.

Непосредственно через Миялинское поднятие (район месторождения Миялы) проложен Алейский глубинный траверс, отработанный методами МОВЗ-ГСЗ и МТЗ. Разрез земной коры между Чарским и Теректинским разломами в интервале глубин 25-45 км близок по низким значениям электрического сопротивления к таковому Чарского блока и также отождествляется с первым слоем океанической коры. Однако, в верхних горизонтах земной коры все изолинии  $\rho_l$  от 300 Ом·м на 10 км до 50 Ом·м на 30 км отрисовывают узкое Миялинское поднятие и Казаншункурский "корытообразный" прогиб с основанием, опущенным на глубину 25 км. На структурно-скоростном разрезе Миялинский блок выделяется подъемом изолиний высоких значений скорости 6,2-6,4 км/с до глубины 1,5-2,0 км, тогда как в Казаншункурском блоке изолиния скорости 6,2 км/с опускается до глубины 20 км. Соответствующая поднятию колонна высокоскоростных пород зафиксирована сейсморазведкой до глубины 40 км. В интервале глубин 2-20 км ее ширина равна 6-10 км, глубже она становится более широкой, расплывчатой. На глубине 40 км ширина поднятия возрастает до 30 км. В современном разрезе поднятие характеризуется общим склонением к северо-востоку: в интервале глубин 2-20 км под углом  $75^\circ$ , глубже -  $50^\circ$ . До глубины 30 км поднятие характеризуется повышенным электрическим сопротивлением, на 100-200 Ом·м превосходящим сопротивление окружающих пород.

Можно предположить, что поднятие в верхней части разреза было конседиментационным, но в целом - это сквозная колонна магматических пород, рассекавшая земную кору и верхнюю мантию, своеобразный магмовод. Северо-восточный склон поднятия осложнен Теректинским разломом, прослеженным на глубину до поверхности М, относительно полого падающим под Калба-Нарымскую зону. Юго-западный склон также осложнен Северо-Западным глубинным разломом, прослеженным на глубину свыше 20 км. Угол падения разлома отрицательный, крутой ( $75^\circ$ ), направление падения - северо-восточное, под поднятие. В целом для Миялинского поднятия характерно общее запрокидывание к юго-западу; в этом же направлении смещены надвиговые пластины, сорванные с его апикальной части. Амплитуда смещения вершины поднятия относительно его основания достигает 40 км.

На структурно-скоростной и геоэлектрической моделях Алейского разреза отрисована ядерная часть Миялинского поднятия, сложенная высокоскоростными породами. На первой модели кровля поднятия отмечена изолиниями 6.2-6.4 км/с, а на более глубоких уровнях высокоскоростной комплекс пород очерчен положительной скоростной аномалией +0.1 км/с и +0.2 км/с. В верхней мантии, непосредственно под поверхностью М, Миялинская колонна положительных скоростных аномалий ограничена снизу отрицательной аномалией -0.2 км/с на глубинах от 40 до 50 км. В геоэлектрическом поле верхняя половина колонны отмечена положительной геоэлектрической аномалией +300 - +200 Ом·м; нижняя - отрицательной. В интервале глубин от 20 км до 50 км колонна ограничена изолинией поля 50-30 Ом·м.

Проведено сопоставление по скоростным параметрам Миялинского палеоподнятия и Большой Антильской современной островной дуги (остров Куба) (рис. 47, 48). Используются скоростные разрезы по двум профилям, пересекающим островную дугу в прибрежной части Атлантического океана. Скоростные модели в интервале глубин от 0 до 15-20 км полностью сходны с таковой Миялинской палеоостровной дуги. Изолиниями скорости от 6.0 до 8.4 км/с выделено ядро островодужного поднятия. По всем показателям и по форме в разрезе оно полностью совпадает с Миялинским поднятием. Такая аналогия подтверждает островодужную природу Миялинского поднятия.

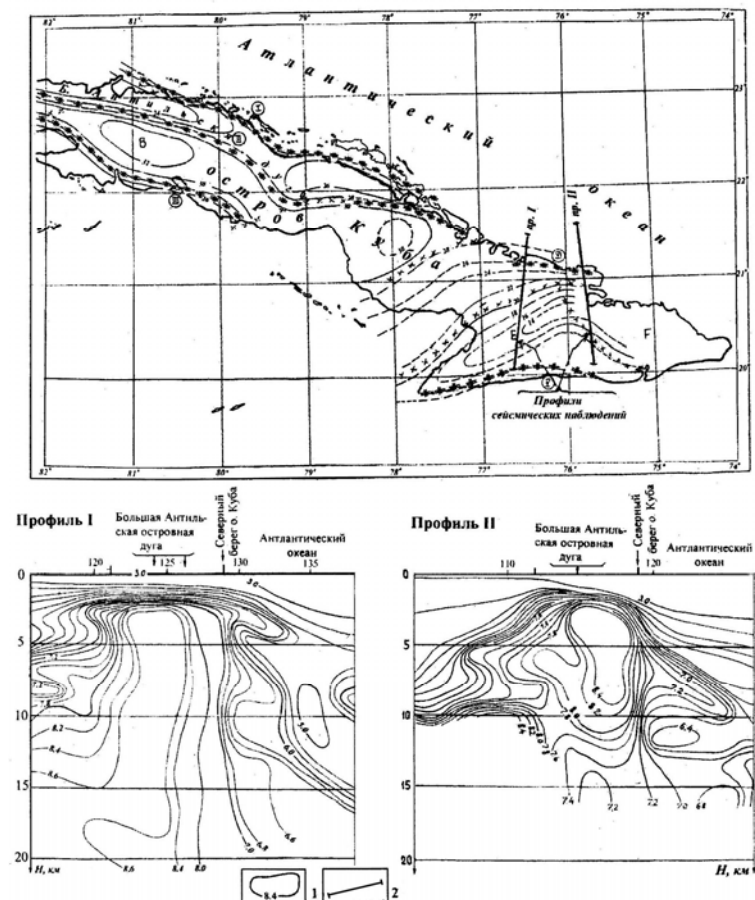
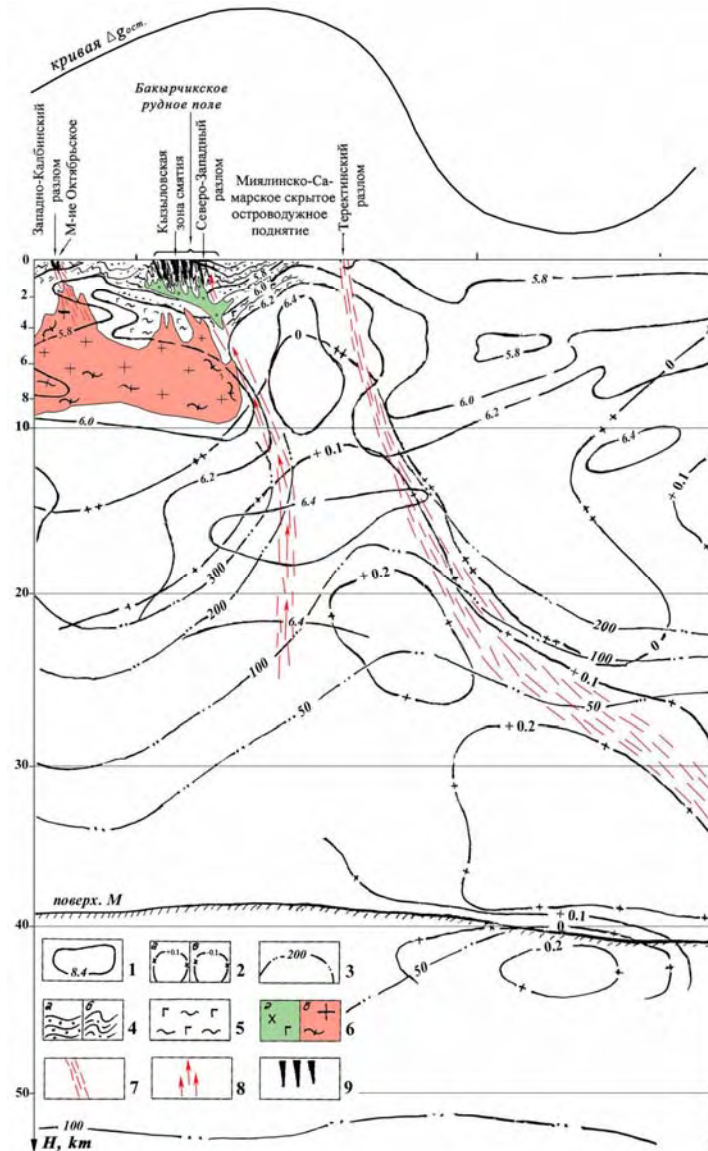


Рис. 47. Схема расположения профилей и структурно-скоростные модели Большой Антильской островной дуги в районе о. Куба (по В.И. Шацлову, 1990)

1 - линии равных скоростей, км/с, по данным МОВЗ-ГСЗ; 2 - линии профилей.





**Рис. 48. Геолого-геофизический разрез флюидно-магматической колонны в литосфере основания Бакырчического рудного поля (по данным В.Н. Любецкого, Н.Н. Беляшовой, К.М. Каримова)**

1- линии равных скоростей, км/с по данным МОВЗ-ГСЗ; 2- контуры скоростных аномалий по данным МПЗ: положительных -а, отрицательных -б; 3- линии равных сопротивлений, Ом·м по данным МТЗ; 4- отложения флишовой и молассовых формаций: в спокойном залегании -а, интенсивно дислоцированные, углеродистые -б; 5- отложения известково-кремнисто-диабазовой формации; 6- интрузии, установленные по геофизическим данным: диоритов, габбро-диоритов -а, гранитоидов гранито-гнейсового купола -б; 7- глубинные разломы; 8- флюидопотоки из мантии, с которыми связан углеродистый метасоматоз; 9- рудные тела месторождений.

Ядро Миялинской структуры предположительно представлено колонной магматического вещества, включающего проявления гомодромно-развивавшейся, последовательно дифференцированной серии вулканитов основного-среднего состава из очаговых промежуточных камер, а также интрузий габбро-перидотитовой формации, сопровождавших протрузии гипербазитов, интенсивно серпентинизированных на глубинах от 20 до 50 км (особо низкие электрические сопротивления). Магматиты ранней стадии прорывались, в свою очередь, флюидопотоками восстановленных газов из мантии и дифференцированными

интрузиями габбро-плагиогранитовой формации из промежуточных очаговых камер в земной коре, на уровне глубин от 10 до 15 км.

В итоге, Миялинское поднятие в субдукционный этап развития ( $D_3fm-C_1v$ ) представляло собой авулканическую размываемую цепь островов, интродуцированную базитовыми интрузиями. В предколлизийный этап островная дуга погрузилась в основание морского бассейна и в короткое время была перекрыта толщей терригенных осадков большой мощности, благодаря близости эродируемой суши и неустойчивости морского режима. Вдоль погрузившейся островной дуги на дне бассейна могли функционировать черные курильщики, приносящие в бассейн углеродистое вещество, за счет чего произошло науглероживание терригенных толщ ( $C_{1s}-C_2$ ), обогащение их азотистыми, хлоридными и другими соединениями металлов.

В коллизийный ( $C_3$ ) этап внедрялись интрузии габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой формации, обогащенные сульфидами железа и мышьяка с золотом, оказавшие регенерационное воздействие на рассеянную фоновую золотую минерализацию в углеродистых терригенных толщах.

### *Иртышская палеозона субдукции*

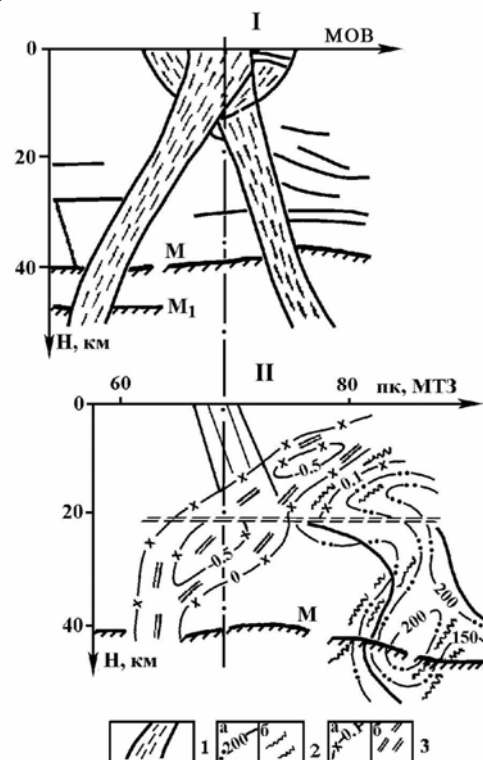
Иртышская зона сдвиговых перемещений (зона смятия), рассматриваемая нами как сохранившийся фрагмент палеозоны субдукции, пространственно не имеет прямого отношения к Западно-Калбинскому золоторудному поясу, но геодинамика ее развития на активной окраине Алтайско-Монгольского континента тесно взаимосвязана с развитием остальных элементов активной окраины, входящих в состав Западно-Калбинского пояса. Некоторые исследователи (В.В. Масленников и др.), изучавшие месторождения золота Алтая, распространяют золоторудный пояс Западной Калбы на территорию Южного Алтая, считая, что имеет место "косое" наложение золоторудной минерализации на разные тектонические и структурно-формационные зоны. Нами Иртышско-Южно-Алтайский золоторудный пояс выделяется в качестве самостоятельной металлогенической единицы, но поскольку развитие Чарской подзоны связано едиными геодинамическими процессами с Иртышской палеозоной субдукции, ниже приведена краткая характеристика последней.

Иртышская палеозона субдукции формировалась в северо-восточном борту Иртыш-Зайсанского палеоокеана в позднем фамене-турне на активной континентальной окраине Алтайско-Монгольского континентального массива. В ее висячем боку располагалась Рудно-Алтайская островная дуга, Маймырский задуговой бассейн, а в лежащем боку - Калба-Нарымский преддуговой прогиб и Вавилонская аккреционная призма. По мере того, как происходила блокировка Иртышской зоны субдукции Калба-Нарымским микроконтинентом, субдукционный режим развития охватил Чарский разлом. Произошел "перескок" зоны субдукции в сторону палеоокеана. Подобный стиль развития характерен для современной Зондской активной континентальной окраины. В висячем боку Чарской зоны Беньюфа сформировалась островная дуга, а в лежащем - Знаменско-Георгиевский преддуговой прогиб.

Со среднего карбона до поздней перми-раннего триаса включительно вся мегаструктура активной окраины Алтайско-Монгольского континента развивалась в коллизионном режиме, поэтому преимущественный облик ее структур постколлизионный.

Поскольку Иртышская палеозона субдукции одного порядка с Чарской палеозоной, можно было предполагать, что и Иртыш-Южно-Алтайский золоторудный пояс одинакового ранга с Западно-Калбинским. Однако, фактически это не так.

В современной структуре Иртыш-Южно-Алтайский золоторудный пояс приурочен к одноименному разлому, сопровождаемому зоной смятия и разграничивающему структуры Иртыш-Зайсанского и Рудно-Алтайского складчатых поясов. Иртышская зона смятия изучалась, начиная с 30-х годов Н.Н. Падуровым (1929), В.Н. Нехорошевым (1938,1956), Г.Д. Ажгиреем, П.Ф. Иванкиным (1957), Б.Я. Хоревой (1963, 1967), Н.И. Стучевским (1974), Г.Н. Щербой (1955, 1975, 1984) и др. В пределах Казахстана Иртышский разлом прослеживается на расстоянии 500 км. Учитывая северо-западное продолжение разлома на территории России и юго-восточное на территории Китая и Монголии, его общая протяженность достигает 2500 км. Разлом характеризуется сравнительно пологим падением в северо-восточном направлении. С юго-запада к нему причленяются ветви, имеющие обратное падение с образованием клиноформ (рис. 49). В плане он имеет дугообразную форму, выпуклой стороной обращенную к юго-западу.



**Рис. 49.** Клиновидная структура Иртышской палеозоны субдукции (по А.Н. Антоненко, В.С. Бикееву, А.Т. Урдабаеву и др., 1998)

1- глубинные разломы, ограничивающие линейные структуры Иртышской зоны по данным сейсмометрии методом промышленных взрывов; 2- геоэлектрические параметры: изолинии сопротивлений,  $\rho_1$ , Ом·м -а, градиенты зон сопротивлений -б; 3- изолинии приращений скорости  $\Delta V_p$ , км/с -а, зоны снижения скорости -б. I- разрез в районе Березовского рудника; II- разрез в 30 км к югу от г. Жезкента.

В процессе многоэтапного тектогенеза вдоль Иртышского глубинного разлома сформировалась зона смятия со сложным внутренним полосчато-линзовидным строением, насыщенная магматическими телами. Современный эрозионный срез вскрывает различные уровни зоны смятия: гипабиссальные на крайнем северо-западе до абиссальных - на юго-востоке. Соответственно по простиранию зоны к юго-востоку увеличивается количество древних кристаллических сланцев и гнейсов.

Осевая часть зоны Иртышского разлома представлена кристаллическими сланцами высоких ступеней метаморфизма, включающими многочисленные тела габбро-диабазов, габбро-плагиогранитов, гнейсогранитов, анатектических и инъекционно-метасоматических гранитоидов. В бортах зоны кристаллические сланцы сменяются зелеными сланцами. Наиболее мощный зеленокаменный метаморфизм пород в Иртышской зоне имел место до внедрения интрузий гранитов калбинского комплекса. В этот период зона была охвачена линейной изоклинальной складчатостью. Позднее она трансформировалась в узкую полосу пластического сдвига [120].

Вдоль Иртышского глубинного разлома наблюдаются фрагменты офиолитового комплекса: лентовидные линзы и будины серпентинитов, тальк-серпентинитовых и антофиллитовых сланцев, амфиболитов, базальтов и диабазов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. По химическому составу серпентиниты двух типов: океанические и альпинотипные. Последние принадлежат к тектоническим отторженцам древнего фундамента континентальной окраины (Лопатников, Исох, 1982).

По данным сейсмических исследований МОВ от промышленных взрывов (Антоненко и др., 1993), в поперечном разрезе Иртышского и Калба-Нарымского блоков отражающие площадки группируются по двум линиям: северо-восточного и юго-западного падения, образующим клиновидную, расширяющуюся с глубиной структуру. С учетом геологических данных, северо-восточная цепочка отражающих площадок трактуется как осевая линия Иртышского глубинного разлома. Природа юго-западных тектонических линий оставалась неясной. Лишь в результате новейших обобщений сейсмотомографических исследований, выполненных В.Е. Хаиным (2002), было установлено, что подобные линии могут соответствовать трещинам отрыва части погружающегося слэба, связанного с нарастанием растягивающих напряжений, возникновению которых способствует дегидратация и дальнейшая метаморфизация (эклогитизация) базальтового и габбрового слоев (рис. 50). По заключению В.Е. Хаина и др., подобный отрыв части слэба представляет достаточно распространенное явление как в недавнем, так и в более отдаленном геологическом прошлом, и имеет одно важное следствие: в зону отрыва снизу проникает материал астеносферы. Образуется астеносферное окно, дающее начало мантийному магматизму, который нередко следует за субдукционным и коллизионным магматизмом [130, 131]. Причина возникновения столь позднего мантийного магматизма ранее не находила удовлетворительного объяснения. Вместе с тем, с ним нередко связано промышленное оруденение: платиноидное оруденение на Урале, золотое - в Альпийском поясе Европы.

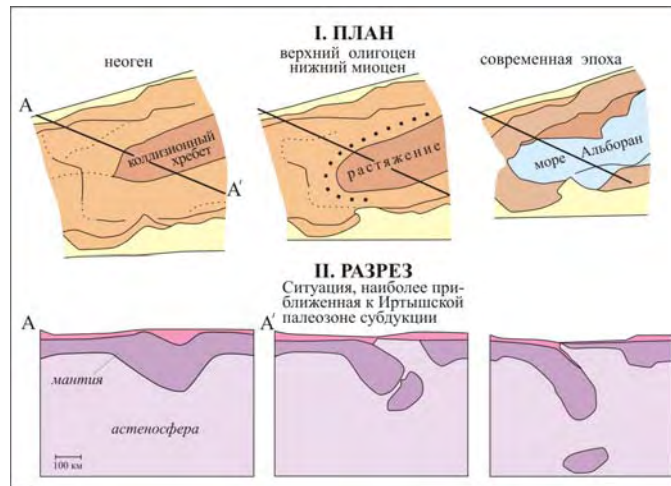


Рис. 50. Схема отрыва нижней части погружающегося слэба Африканской литосферной плиты под морем Альборан: I - в плане, II - в разрезе (Blanco M.J., Spukman W., 1993)

Отрыв связан с нарастанием в нижней части слэба растягивающих напряжений, возникновению которых способствует дегидратация и дальнейшая метаморфизация базальтового и габбрового слоев (по В.Е. Хаину, 2002, с дополнениями авторов).

Поперечные трещины юго-западного падения хорошо отображены в комплексной скоростной и геоэлектрической модели Алейского разреза, пересекающего Иртышский глубинный разлом (рис. 51).

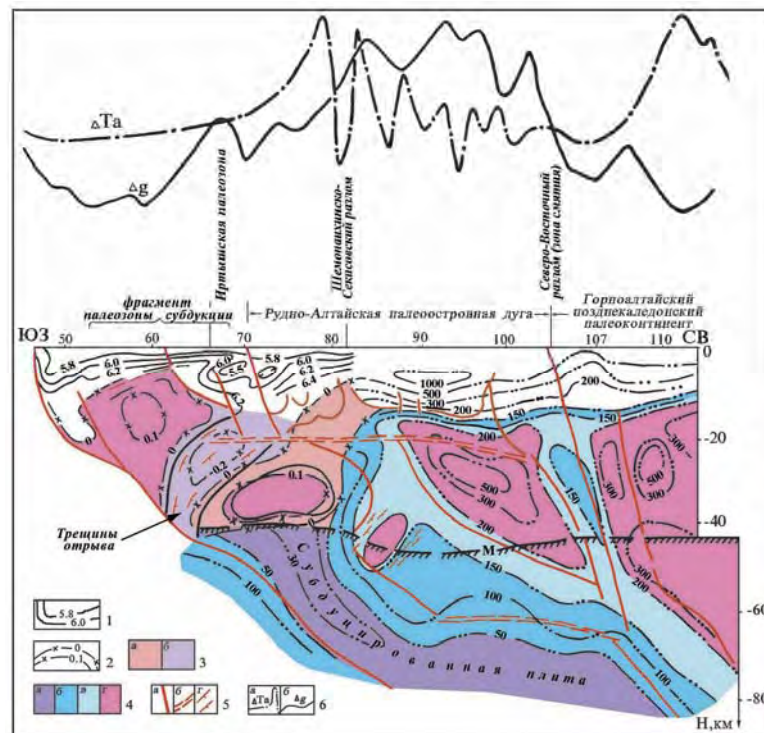
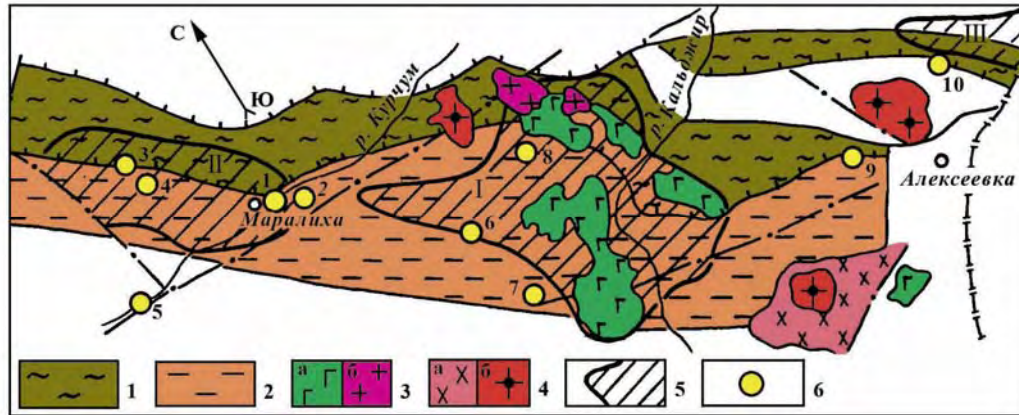


Рис. 51. Комплексная скоростная и геоэлектрическая модели Иртышской палеозоны субдукции (фрагмент в современном выражении)

Линии: 1- равных значений скорости распространения сейсмических волн в км/с; 2- равных значений приращений скорости  $\Delta V$  км/с; 3- блоки земной коры: с  $\Delta V$  от 0 до +0,1 и выше - а, от 0 до -0,2 и ниже - б; 4- области равных значений электрического сопротивления в Ом·м: от 30 до 50 -а, от 50 до 150 -б, от 150 до 200 -в, от 200 и выше -г; 5- крупные разломы глубинного заложения -а, зоны смятия -б, зоны растяжения в местах отрыва и погружения в мантию блоков земной коры -в; 6- графики аномальных полей: магнитного -а, гравитационного -б.



Учитывая эти данные, можно предполагать, что развитие мантийных астеносферных пород в Юго-Западной подзоне Иртышской зоны смятия связано с заполнением трещин отрыва мантийными внедрениями, последовавшими после проявления магматизма коллизионного этапа. С этими внедрениями связано медно-пирротиновое и золотое оруденение (рис. 52).



**Рис. 52. Схема строения южно-алтайской части Иртышской зоны**

1- зеленые сланцы  $O_1$ ,  $D_1$ ,  $D_2$  (без расчленения); 2- кристаллические сланцы  $PR_1(?)$ ; 3- выходы на поверхность массивов раннекаменноугольной габбро-плагиогранитовой серии: габброидов -а, плагиогранитов -б; 4- выходы массивов пермской плагиогранит-гранитовой серии: плагиогранитов -а, гранитов -б; 5- локальные максимумы  $\Delta g$ , фиксирующие крупные слабо вскрытые массивы габброидов (I- Карагаш-Кальджирский, II- Маралдинский, III- Манкинский); 6- месторождения золота коренные и россыпные без расчленения (1- Маралихинское, 2- Текень, 3- Стефаньевское, 4- Покровское плато, 5- Курчумское, 6- Май-Капчагай, 7- Бала-Кальджир, 8- Карагач, 9- Алкабек, 10- Манка).

В целом Иртышский блок выделяется полосой пониженных значений продольной скорости распространения сейсмических волн: 5,5-6,0 км/с до глубины 10 км, 6,2-6,4 км/с - на 20 км, 6,6 км/с - на 30 км. В плане на разных глубинных срезах форма Иртышской отрицательной скоростной аномалии - линейная, вытянутая в северо-западном направлении. К востоку от Иртышского разлома на сопоставимых глубинах наблюдается повышение скорости до 6,4 км/с и общий подъем к поверхности в направлении ядра Алейского антиклинория изолиний ее равных значений (см. рис. 51).

До глубины 20 км сохраняется крутое северо-восточное падение Иртышского разлома. В интервале глубин 20-45 км двумя субгоризонтальными сдвигами он смещен на 25-30 км и как бы вдавлен в тело Рудно-Алтайского блока. В результате западная, Прииртышская, часть Рудно-Алтайской зоны в форме покрова перекрывает глубинную часть Иртышской зоны пластического течения пород и метаморфические комплексы Вавилонской зоны. Нижний сдвиг совмещен с поверхностью М. Ширина зоны разлома увеличивается до 40 км. В верхней мантии (45-90 км) угол падения разлома составляет  $45^\circ$ , ширина зоны - 50 км. По-видимому, коровая часть разлома по суммарной амплитуде двух уровней смещена к западу на 80-100 км. Направление субгоризонтальных подвижек ориентировано с востока на запад.

Если края дуги, образованной Иртышским разломом в плане соединить прямой линией, то расстояние до самой удаленной точки дуги будет эквивалентно максимальному значению горизонтальной амплитуды сближения Алтайско-Монгольской плиты и Калба-Нарымского палеомикроконтинента, расположенного в основании одноименного преддугового прогиба. Сближение произошло в результате субдукции и последующей коллизии. Амплитуда латерального сближения не менее 500 км. В процессе субдукции, вероятно, закрылась часть (>500 км) Иртыш-Зайсанского палеоокеана между Алтайско-Монгольской плитой и Калба-Нарымским палеомикроконтинентом, названная нами Вавилонско-Иртышской.

Таким образом, Западно-Калбинский золоторудный пояс приурочен к Калбинской мегасинформе, выполненной морскими отложениями визе-серпухова и осадками более поздних реликтовых бассейнов, сохранявшихся до конца среднего карбона. Терригенные отложения перекрывают и маскируют структуры основания прогиба, представленные единичными останцами блоков докембрия и структурами в форме вулканических поднятий и прогибов, сформированных в островодужный этап на скученной и аккретированной коре океанического типа. Структуры основания, продолжавшие влиять на условия формирования верхних структурных этажей, во многом предопределили металлогеническую зональность пояса на уровне рудных зон и рудных полей.

В целом ранне-среднекаменноугольный автохтон перекрывает область коллизионного сочленения Казахстанского и Алтайско-Монгольского континентов. Как следствие, Западно-Калбинский золоторудный пояс формировался на месте трех структурно-морфологических единиц: активной окраины Казахстанского континента, активной окраины Алтайско-Монгольского континента и разделявшего их океанического бассейна. В состав активной окраины Алтайско-Монгольского континента входит Иртышская палеозона субдукции, вдоль которой в приразломной части сформировался Иртышско-Южно-Алтайский золоторудный пояс. Осевой структурой Западно-Калбинского золоторудного пояса является Знаменско-Георгиевский прогиб, сформированный на месте палеоокеанического бассейна, разделявшего окраины вышеназванных континентов. В качестве самостоятельной структурно-геодинамической единицы он выделен по геофизическим данным. В настоящее время прогиб ограничен сутурными швами двух зон: Горностаевско-Аркалыкско-Боконской на юго-западе и Чарской - на северо-востоке. В гравитационном поле прогиб характеризуется полосой отрицательных аномалий. Его фундамент океанического типа образует асимметричный прогиб с крутым северо-восточным и более пологим юго-западным склонами. Фрагменты этого фундамента выведены на дневную поверхность в серпентинитовом меланже Чарского коллизионного шва. С поверхности Знаменско-Георгиевский прогиб почти полностью перекрыт рыхлыми отложениями. Отдельные выходы коренных пород представлены терригенными породами каменноугольного возраста. В северо-восточном борту прогиба находятся офиолиты Чарского пояса в аллохтонном залегании на отложениях среднего палеозоя. По физическим параметрам Знаменско-Георгиевский прогиб сопоставим с современными глубоководными желобами. В его основании



находится большой объем "скупенного" вещества земной коры океанического типа.

Глубинная характеристика Горностаевско-Аркалыкско-Боконской шовной зоны, рассматриваемой как фрагмент погребенной палеозоны субдукции, основана на данных МОВЗ-ГСЗ и МТЗ. Палеозона субдукции выражена градиентами удельного сопротивления пород, отражающими ее падение в юго-западном направлении под углом  $45^\circ$ . В тыловой части зоны субдукции в среднем-верхнем девоне и нижнем карбоне формировалась островная дуга, а в среднем карбоне-перми - наземный вулкано-плутонический пояс. В северо-западной части района Горностаевский разлом фиксируется двумя эшелонами аллохтонных покровов, надвинутых в направлении с северо-востока на юго-запад. Этот факт дает основание предполагать, что развитие указанной шовной зоны связано не только с субдукцией, но и с обдукцией океанической коры на юго-западный борт Иртыш-Зайсанской системы. Об этом свидетельствует развитие щелочных рибекитовых гранитов, что является характерным признаком обдукции.

Предполагаемой проекцией Чарской палеозоны субдукции на эрозионный срез в современных структурах является одноименный глубинный разлом, фиксирующий сутуру крупнейшего офиолитового шва. По характеру проявления в геоэлектрическом и скоростном разрезах разлом сходен с палеозонами субдукции.

Система островных дуг возникла в позднем девоне (фамене) в тылу Чарской зоны субдукции и развивалась до визе включительно. Она представлена фрагментами двух вулканических гряд: Чарской и Миялинско-Самарской, разделенных Казаншункур-Курчумским междуговым прогибом. Островодужные комплексы Чарской вулканической дуги сохранились лишь в форме реликтовых фрагментов, сгруженных в зоне коллизионного шва. Большая часть Чарской гряды и полностью Миялинско-Самарская перекрыты терригенными отложениями обширных молассовых прогибов. В основании Чарской гряды и междугового прогиба установлен океанический тип коры.

В строении Чарской вулканической дуги участвуют андезибазальтовые и андезитовые порфириты и их туфы, принадлежащие дифференцированной серии толеитовых пород, а также щелочно-земельной серии (высококалийевые андезиты). Значительная часть андезибазальтов принадлежит океаническим и переходным к континентальным разностям. В коллизионный этап в результате аккреции островодужные комплексы были перемешаны с офиолитами.

Миялинско-Самарская островная дуга скрыта под терригенными комплексами, но в геофизических полях она проявлена лучше, чем Чарская. Сейсморазведкой МОВ по опорному отражающему горизонту скрытая вулканическая гряда фиксируется как поднятие. В гравитационном поле она выделяется положительной аномалией. На структурно-скоростной модели по Алейскому геотраверсу отражена не только островная гряда, но и смещение ее верхней части.

Казаншункур-Курчумский междуговой прогиб отмечается полосой локальных отрицательных аномалий. В южном направлении полоса разветвляется, огибая положительную аномалию от Центрально-Калбинского останца микроконтинента. Полоса отрицательных аномалий фиксирует прогиб океанического ложа, выполненный терригенными и терригенно-карбонатными

отложениями глубиной до 9 км. В островодужную стадию в прогибе накапливались отложения известняково-песчанико-алевролитовой формации раннего визе, флишеидной углеродисто-известковисто-терригенной среднего-верхнего визе. С началом коллизионной стадии бассейн деградирует и заполняется молодыми терригенными породами граувакковой формации с многочисленными олистостромами. Формации коллизионного этапа представлены в наложенных мульдах средне-позднекаменноугольными лимническими и угленосными молассаами, а также интрузивными габбро-диоритовой и плагиогранит-гранодиоритовой формациями. Постколлизионный этап ознаменовался внедрением интрузий гранит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций позднепермского возраста.

Иртышская палеозона субдукции является одним из главных составных элементов активной окраины Алтайско-Монгольского континента. В ее висячем боку расположены островные дуги Рудно-Алтайской зоны, в лежащем - Калба-Нарымский преддуговой прогиб. После блокирования этой палеозоны Калба-Нарымским террейном докембрийской коры произошел перескок зоны субдукции в сторону палеоокеана, развитие активной окраины осуществлялось по "зондскому" типу.

В итоге, Горностаевско-Аркалыкско-Боконский, Чарский и Иртышский пояса разломов представляют собой сложную мегасистему, сформированную в результате сближения континентальных окраин Сибири и Казахстана. По существу, это широкая сутура, маркирующая систему смыкания названных выше континентов. Золоторудные зоны и рудные узлы подчинены скрытому островодужно-коллизионному плану строения основания терригенного прогиба мегасинформы Западной Калбы, поэтому изучение структур этого основания позволяет расширить глубинные критерии прогноза золотого оруденения.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТА**

Месторождения золота Западно-Калбинского пояса группируются в четыре золоторудные зоны: Суздальско-Акжальскую, Кедей-Баладжальскую, Эспе-Жанаминскую, Бакырчик-Кулуджунскую. Они тяготеют к определенным рудоподводящим структурам преимущественно северо-западного направления, включающим границы блоков ЗК разного типа, глубинные разломы, надинтрузивные зоны, островодужные структуры и др. К ним тесно примыкают золоторудные зоны пограничных структурно-формационных зон: Кемпир-Жананская - в краевой части Кояндинско-Аркалыкской подзоны Жарма-Саурской зоны и Иртышско-Южно-Алтайская, тяготеющая к южной части Иртышской зоны.

Внутри каждой из зон месторождения распределены неравномерно: безрудные пространства сменяются рудными узлами, в которых размещены группы неравных по объему металла месторождений. Зачастую размещение рудных узлов определяется пересечением рудоподводящих структур разломами других направлений.

### *Суздальско-Акжальская золоторудная зона*

Месторождения Суздальско-Акжальской золоторудной зоны в региональном плане приурочены к юго-западному борту Знаменско-Георгиевской структурной подзоны. Последняя представляет собой глубокоководный преддуговой прогиб, сформированный на стадии развития активных окраин Казахстанского и Алтайско-Монгольского континентов, разделенных Зайсанским океаническим бассейном. Месторождения формировались вблизи палеограницы Казахстанского континента, на его шельфе и подводном склоне, о чем свидетельствует широкое развитие в составе рудовмещающей аркалыкской свиты кремнисто-углеродисто-карбонатных и олистостромовых фаций. Они располагаются в лежащем боку Горностаевско-Акжал-Боконской палеозоны субдукции, след которой условно отождествляется нами с одноименным глубинным разломом. Указанный разлом разграничивает блоки ЗК (подзоны) с резко различной физической характеристикой.

На юго-западе и западе это Кояндинско-Аркалыкская подзона, представлявшая собой в среднем-позднем палеозое краевую подзону Казахстанского континента с мощной зрелой интенсивно расслоенной корой существенно фемического (гнейсо-гранулит-амфиболитового) состава, что подчеркивается высокими значениями скоростей прохождения сейсмических волн и высокими значениями электрического сопротивления. На востоке располагается Знаменско-Георгиевская подзона с континентальной корой, новообразованной на месте коры океанического либо переходного типа.

Границам континентов и океанических бассейнов (транзиталям) свойственно развитие длительно существующих мобильных зон глубинных разломов, транспортирующих из мантии тепло, глубинные флюиды, металлы. Такие мобильные зоны являются своеобразными энергетическими центрами, поэтому к зонам перехода континентов и океанов тяготеет огромное количество разнообразных полезных ископаемых [113]. Обычно в областях транзиталей рассеянное эндогенное оруденение начинает формироваться еще на стадии пассивного развития континентальных окраин (на их шельфах, континентальных склонах, в глубокоководных впадинах), а в активную стадию происходит привнос новых металлических компонентов, ремобилизация и переотложение руд в более богатых концентрациях. Чем длительно функционируют энергетические центры, тем разнообразнее структурные условия локализации оруденения, его связи с осадконакоплением, магматическими и метаморфическими процессами, и тем масштабнее рудные концентрации [113, 131, 132].

Система глубинных разломов, разграничивающих Кояндинско-Аркалыкскую и Знаменско-Георгиевскую подзоны, представлена региональными нарушениями значительной протяженности, с которыми тесно связаны более короткие локальные системы разнонаправленных дизъюнктивов, сопровождаемых интенсивным дроблением и рассланцеванием.

Статистика размещения крупных золоторудных месторождений (Некрасов, 1988) показывает, что подавляющее большинство их размещается в масштабных зонах трещинных нарушений, в том числе и выраженных межслоевыми срывами. Нарушения могут выступать как каналы-проводники растворов и как их

концентраторы. В этом плане Акжал-Боконская система разломов отвечает всем параметрам рудоподводящих и рудолокализирующих глубинных зон [102].

Последующими позднепалеозойскими и мезозойскими подвижками (главным образом, правосторонними сдвигами по широтным разломам) юго-западная граница Знаменско-Георгиевской подзоны приобрела "ломаный" характер: была расчленена на отдельные отрезки, смещенные относительно друг друга и постепенно сменяющие северо-западную ориентировку на меридиональную. Южный и центральный отрезки получили название Акжал-Боконского разлома, северный - Аркалыкского и Горностаевского.

Граница подзон усложнена и масштабными надвигами, направленными своим фронтом в юго-западном направлении. Один из таких крупных аллохтонных покровов, сложенный отложениями аркалыкской свиты, фиксируется гравиметрией юго-западнее Аркалыкского разлома. Линия надвига в данном случае практически сближается с Байгузин-Булакским разломом. Большинство геологов роль границы Кояндинско-Аркалыкской и Знаменско-Георгиевской подзон на этом участке отводится именно Байгузин-Булакскому разлому, трассирующемуся цепочкой мелких тел серпентинизированных ультрабазитов. По геофизическим данным ультрабазиты не имеют корней, они лишь подчеркивают глубинный характер зоны надвига.

При всех трансформациях гравитационного поля максимумом градиентов силы тяжести, разграничивающим разные по своим параметрам области поля, проявляется Аркалыкский разлом.

Есть все основания предполагать и масштабное проявление процессов обдукции океанической коры на краевую область Казахстанского континента. По геофизическим данным основанием Знаменско-Георгиевской подзоны (ее северо-западной части) являются комплексы Кояндинско-Аркалыкской подзоны. Этот факт находит отображение как в аномальном гравитационном поле, так и в геоэлектрических разрезах в пределах Семипалатинского полигона. Об этом же свидетельствуют и проявления мезозойского внутриплитного магматизма, характерного обычно для блоков зрелой континентальной коры.

Суздальско-Акжальская золоторудная зона включает ряд месторождений. Часть из них (Суздальское, Суурлы, Акжал) удалены на некоторое расстояние от Акжал-Боконского глубинного разлома и тяготеют к оперяющим нарушениям северо-восточного, широтного и реже - меридионального направлений. Вторая группа месторождений приурочена непосредственно к выходу на дневную поверхность зоны Горностаевско-Аркалыкско-Боконского глубинного разлома, рассматриваемого нами как реликтовый фрагмент палеозоны субдукции.

Центральная часть этого разлома, известная под названием Аркалыкской зоны смятия (Севрюгин, 1960), контролирует золоторудные месторождения Аркалык, Жетык, Жайма I, Жайма II. В 80 км к юго-востоку от этой группы месторождений расположен еще один рудный узел, представленный месторождениями Васильевское, Боко, Жолпак-Тобе и др. Наиболее крупным является первое из них.

Знаменско-Георгиевской подзоне свойственны крупные батолитообразные скрытые массивы пермских гранитоидов с монцонитоидным уклоном (Сорокинский и др.). К юго-западному борту подзоны тяготеют более мелкие массивы

позднекаменноугольных диоритов и кварцевых диоритов, аналоги кунушского комплекса. В северо-западной части подзоны активно проявлен мезозойский магматизм внутриплитного типа. Типичным и наиболее изученным представителем мезозойского щелочного магматизма является Семейтауская вулканоплутоническая структура, вокруг которой группируются многочисленные проявления золота, и общая золотоносность которой оценивается весьма высоко [92].

Наиболее значительным объектом в пределах золоторудной зоны является *Суздальское месторождение*, которое принадлежит классу суперкрупных. Месторождение располагается вблизи юго-восточного экзоконтакта Семейтауской триасовой вулканоплутонической структуры, в узле пересечения Суздальской тектонической зоны северо-восточного направления системой близширотных и северо-западных разломов.

По данным А.А. Малыгина и др. [92], золотое оруденение вблизи Семейтауской вулканоплутонической структуры образует ближнюю, среднюю и дальнюю зоны, характеризующиеся последовательной сменой золото-кварц-пирит-арсенопиритовой (Суздальское) минерализации на золото-пирит-арсенопиритовую (Жерек, Май-Шеку, Майбулак и др).

Площадь месторождения сложена углеродисто-карбонатно-вулканогенно-терригенными отложениями аркалыкской свиты ( $C_{1V1-2}$ ) и моласоидными серпуховского яруса ( $C_{1s}$ ). По пологому надвигу (аз. простирания  $290^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ ) они надвинуты к северо-востоку на континентальные образования майтюбинской свиты ( $C_3$ ), образуя покров мощностью до 260 м. В зоне надвига встречаются мелкие ( $40 \times 200$  м) протрузии серпентинизированных ультрабазитов, преобразованных у поверхности в бирбириты. Западная часть рудного поля перекрыта покровом вулканитов Семейтауской структуры [92].

Основной тектонической структурой, в которой локализуется месторождение, является Суздальская зона разломов, выраженная серией субпараллельных разломов северо-восточного простирания, сопровождаемых зонами дробления и повышенной трещиноватости. Ширина зоны 700-1300 м, падение юго-восточное под углом  $40-60^\circ$ . Разломами северо-западного направления Суздальская тектоническая зона разделена на несколько блоков.

Первичное оруденение в зонах штокверков кварц-карбонатно-сульфидного состава, развитое среди раздробленных и трещиноватых известняков, углеродистых и известково-углеродистых алевролитов, подчинено серии разрывов северо-восточного ( $45-50^\circ$ ) направления в полосе шириной 160-400 м. Этой же тектонически ослабленной зоной контролируется большинство даек гранит- и гранодиорит-порфиров, протяженность которых от 100 до 1500 м, мощность - 2-100 м. Наиболее золотоносные участки связаны с известняковыми и углеродисто-сланцевыми литофациями. В область надвига оруденение не распространяется. Дайки повсеместно березитизированы, содержат сульфидную минерализацию с золотом, что наиболее характерно для малых интрузий кунушского комплекса (Н.В. Стасенко и др., 2006).

Вблизи поверхности породы слагающие месторождение, превращены в кору выветривания каолинового профиля площадного, линейно-трещинного и контактового типов. Мощность кор, в зависимости от типа, колеблется от 20 до 120

м. В окисленных рудах коры выветривания золото находится в самородном состоянии.

Первичные прожилково-вкрапленные руды локализованы в рудных зонах на границах перехода углеродисто-глинистых алевролитов в углеродистые известняки. По данным магниторазведки, на участке месторождения на глубине 600-800 м находится интрузия диорит-гранодиоритового состава, переходящая вверх по восстанию в дайкообразные тела гранит- и гранодиорит-порфиров с золотом.

По данным Л.А. Мирошниченко, Т.М. Жаутикова и др., Суздальское месторождение является типичным примером регенерации прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализации в процессе трахириолитового вулканизма и внедрения комагматических субвулканических интрузий гранит-порфиров и сиенитов  $T_1$  [10].

В.Д. Борцовым, М.С. Рафаиловичем и др., Суздальское месторождение отнесено к золото-мышьяк-полиметаллическому типу и рассматривается как типичное для прифронтальной надинтрузивной зоны в общей рудной колонне, расположенной на расстоянии 0,8-2,0 км от кровли интрузии. По мнению указанных авторов, Суздальское месторождение является аналогом крупного месторождения золота в США - Карлин, которое считается мировым эталоном месторождений с субмикроскопическим золотом в углеродисто-терригенно-карбонатных отложениях [20].

Таким образом, Суздальское месторождение сконцентрировано в зоне северо-восточного Суздальского разлома, в 27 км северо-восточнее узла пересечения последнего с северо-западным Аркалыкским разломом. Рудные тела ориентированы параллельно разлому; склоняются в юго-западном направлении в плоскости разлома, а также в южном направлении - в наднадвиговую часть рудовмещающей толщи. По склонению рудных тел на глубине 2-3 км выявлена скрытая интрузия диорит-гранодиоритового состава ( $\delta C_3$ ), с которой парагенетически связывается золотое оруденение. Суздальское месторождение тяготеет к зоне экзоконтакта Семейтауской триасовой вулканоплутонической структуры, которой отводится активная роль в регенерации и обогащении рудных концентраций золота, как своеобразной "горячей" точке, обусловившей внутриплитный магматизм.

Месторождение Акжал тяготеет, главным образом, к зоне Северо-Акжальского разлома северо-восточного направления, располагаясь в 5 км северо-восточнее узла его пересечения Горностаевско-Аркалыкско-Боконским разломом, вблизи близширотного Сарджальского разлома и меридионального скрытого разлома, контролирующего протрузии гипербазитов.

Разломы северо-восточного направления (Северный, Жанаминский, Северо-Акжальский и др.), детально изученные в горных выработках, как правило, не вмещают промышленных рудных тел, хотя вдоль них и наблюдается дробление, смятие, окварцевание пород, нередко вкрапленность пирита и арсенопирита с золотом. Эти разломы дорудные и выполняли роль экранов, стимулируя отложение руд в трещинах и разрывах других направлений. Широтные разрывы образуют самостоятельную протяженную трансрегиональную систему. По простиранию они прослежены на расстоянии 40 км в восточном направлении [100].

Рудному полю Акжал отвечает изометричной формы магнитная аномалия размером в плане 20×20 км, с несколькими экстремумами до 400-800 нТл. Местоположению месторождения соответствует эпицентр этой аномалии. Этот факт свидетельствует о том, что месторождение сформировано в надинтрузивной зоне крупной интрузии диорит-гранодиоритового состава, лишь частично выходящей на эрозионный срез в северном блоке рудного поля.

Ряд более мелких месторождений золота (Аркалык, Жетык, Жайма I, Жайма II) приурочены непосредственно к зоне смятия, развитой вдоль Аркалыкского разлома. Зона смятия в осевой части сложена отложениями  $C_{1v2}$ , в северо-восточной -  $D_3fm$ , в юго-западной -  $C_{1t1}$ . С юго-запада она ограничивается Байгузин-Булакским разломом, контролирующим протрузии гипербазитов, но не проявленным ни в гравитационном, ни в магнитном полях. Северо-восточным ограничением зоны является система надвигов, обращенных своим фронтом в северо-восточном направлении. Висячий бок надвигов сложен отложениями  $D_3fm$ , лежащий -  $C_2$ . Зона надвигов в аномальном гравитационном поле фиксируется высокими градиентами  $\Delta g$ , следовательно, с линией надвига пространственно совпадает проекция Аркалыкского глубинного разлома на дневную поверхность.

Аркалыкский разлом отмечается полосой высоких градиентов силы тяжести шириной до 10 и более км. На всем протяжении он фиксируется цепочками магнитных аномалий интенсивностью в первые сотни гамм, протяженностью от 10-15 до 40-50 км. Аномалии отвечают приразломным интрузиям, дайкам и участкам интенсивных метасоматических изменений вмещающих пород с выносом минералов железа, титана, марганца, а также зонам их окисления. Наиболее глубокие части Аркалыкского разлома, отмечаемые продольными экстремумами градиентов, не контролируют месторождений. Последние локализованы в местах резких изменений интенсивности продольных градиентов поля  $\Delta g$  над разломами, что соответствует участкам изменений глубины их проникновения в литосферу, или выклинивания вблизи пересечения с разломами других направлений.

Месторождение Суздальское пространственно расположено вблизи участка снижения продольных градиентов Аркалыкского разлома в близширотном направлении, в узле пересечения его с северо-восточным разломом. В аномальном магнитном поле отчетливо проявлены цепочками линейных максимумов поля даек северо-западного направления, "срезаемых" меридиональными аномалиями от зоны экзоконтакта Семейтауской вулканоплутонической структуры.

Месторождение Аркалык локализовано вблизи Аркалыкского разлома, на участке снижения в юго-восточном направлении интенсивности продольных градиентов поля  $\Delta g$ , фиксирующих этот разлом. Судя по характеру магнитного поля, месторождение приурочено к юго-восточной выклинивающейся части приразломной интрузии. Протяженность интрузии порядка 25 км, ширина - первые километры.

Месторождениям Жетык, Жайма I, Жайма II в гравитационном поле также отвечает участок резкого снижения уровня продольных градиентов поля  $\Delta g$  в



северо-западном направлении. В структурном плане они приурочены к узлу пересечения Аркалыкской зоны смятия разломом северо-западного направления под углом 30-40°. Группа указанных месторождений характеризуется положительной магнитной аномалией  $\Delta Z_a$  протяженностью 25 км, шириной 3 км, что дает основание предполагать их локализацию в надинтрузивной зоне магматического тела среднего состава, приуроченного к разлому. Вмещающими для месторождений Аркалык, Жетык, Жайма I- II являются отложения фаменского яруса верхнего девона.

Месторождения, расположенные юго-восточнее объекта Жайма II (Васильевское, Боко, Жалпак-Тобе), контролируются Акжал-Боконским разломом, усложненным Восточно-Боконским надвигом. Последний в гравитационном поле проявлен также как и Аркалыкский разлом – зоной градиентов поля  $\Delta g$ . В магнитном поле зоне надвига, вдоль которой сосредоточена группа указанных месторождений, отвечает не эпицентр, а лишь юго-западный сектор положительной аномалии. Учитывая изометричную форму аномалии (15x20 км), можно предполагать, что месторождения концентрируются в краевой части надинтрузивной зоны интрузии среднего состава.

Подобные скрытые интрузивные тела по геофизическим данным имеют место в пределах всех месторождений Суздальско-Акжальской золоторудной зоны.

На основании интерпретации магнитных аномалий предполагается, что положительные магнитные аномалии фиксируют крупные слабо вскрытые интрузивные тела типа батолитов. Таков, в частности Акжальский плутон гранитоидов, в экзоконтактовой зоне которого находятся рудные тела месторождения. Эти батолитические интрузивные тела тяготеют к юго-западному борту Знаменско-Георгиевского прогиба и располагаются в лежащем боку Акжал-Боконского разлома. Крупные по объему интрузии диорит-гранодиоритового состава могли ассимилировать приразломные магматические тела, включая ультрабазиты. Последние присутствуют в них в форме ксеноблоков. Золотое оруденение здесь, по-видимому, также частично ассимилировано из приразломных интрузий и субвулканических тел и переотложено в надинтрузивных зонах.

В этом процессе существенную роль мог сыграть скрытый Сенташ-Асубулакский гранито-гнейсовый купол (ГГК), реликт которого фиксируется геофизическими методами в основании всего Западно-Калбинского пояса - поперек его центральной части. В коллизионный этап сжатия, в связи с активизацией ГГК, возникшие гранитоидные расплавы могли взаимодействовать с базитовыми комплексами основания Кояндинско-Аркалыкской зоны и Желдыкарского палеорифта и обеспечить формирование магматических комплексов, с которыми золотое оруденение имеет парагенетическую связь. В пользу такого вывода свидетельствует тот факт, что золоторудные проявления золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций локализованы только на тех участках, которые расположены над глубинными контактами вулканической гряды Желдыкарского палеорифта и скрытых гранитоидных интрузий в глубинной приконтактовой части Сенташ-Асубулакского ГГК. Наблюдается тесная

пространственная связь оруденения с мелкими телами и дайками гранодиоритов, плагиопорфилов, плагиогранит-порфиоров.

В этом плане интересна позиция золото-сурьмяного рудопроявления Суурлы, расположенного ближе к осевой части Знаменско-Георгиевского преддугового прогиба, в северо-восточной приконтактной части Сорокинского гранодиорит-гранитного массива, на участке пересечения последнего разломами близширотного и близмеридионального направлений. В полном объеме массив оконтурен только по гравиметрическим данным. Площадь его выходов под кайнозойскими отложениями составляет  $23 \times 30$  км. Протяженная апофиза массива ориентирована в северо-западном направлении по оси прогиба. Золотопроявление Суурлы и ряд других более мелких проявлений расположены вблизи этой апофизы в меланжированной вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенной толще аркалыкской свиты ( $C_{1V2-3}$ ). Тип оруденения прожилково-вкрапленный аполиственитовый золото-сурьмяный. Благоприятным фактором является приуроченность минерализованных пород к экзоконтактной части массива гранитоидов с многочисленными дайками, создававшими в период внедрения тепловое термоградиентное поле. Оруденение золото-сульфидной формации сопоставимо с суздальским типом.

В 35 км северо-западнее Сорокинской интрузии выявлен еще один скрытый Аккудукский массив, условно гранодиоритового состава, фиксируемый локальным максимумом  $\Delta g$  и положительной магнитной аномалией интенсивностью до 200 нТл. В надинтрузивной зоне этого массива также могут находиться аналогичные проявления золота.

Месторождения Васильевское, Боко, Жалпак-Тобе приурочены к отрезку Акжал-Боконского разлома, заключенному между двумя разломами близширотного направления: Боко-Ашалинским на севере и Южно-Ашалинским - на юге. В целом этот рудный узел тяготеет к участку резкого выклинивания продольной зоны градиентов Акжал-Боконского разлома в юго-восточном направлении.

Таким образом, главным организующим элементом Суздальско-Акжалской золоторудной зоны является Горностаевско-Аркалыкско-Боконский разлом, вдоль которого локализовано большое число рудных объектов. Однако в коллизионный этап произошла структурная перестройка района в связи с активизацией глубинных широтных разломов. Главную организующую роль в районе сохранила зона разломов северо-западного направления, представленная в разных своих частях зонами смятия, надвигами, сдвига-надвигами и т.п. С ними сопряжены северо-восточные поперечные разломы, обусловившие блоковое строение главных рудных полей. Широко развитые на рудных полях многочисленные широтные и субширотные разломы принадлежат системе трансрегионального Чингиз-Нарымского глубинного разлома. По мнению В.И. Наливаева, именно они имели определяющее значение в формировании структурного облика района в период рудообразования [100].

В отличие от большинства исследователей, считающих главной рудоконтролирующей структурой района Боконский разлом, трансформировавшийся в верхних горизонтах в крупный надвиг, В.И. Наливаев ведущую роль в локализации золотого оруденения отводит широтным разломам.

Изучение им внутреннего строения и структурно-морфологических особенностей Боконского разлома, к которому тяготеет Васильевское месторождение, показало, что вдоль разлома практически безрудные участки зоны смятия закономерно чередуются с участками максимальных дислокаций и концентраций золото-сульфидного оруденения. Такие участки, как правило, приурочены к узлам пересечения Боконского надвига с северо-восточными и особенно широтными разломами. Так, Боконское рудное поле приурочено к участкам пересечения Боконской зоны Южно-Акжальским и Боко-Ашалинским региональными широтными разломами и более локальными северо-восточными - Северо-Аркалыкским и Жанаминским.

Ведущая роль субширотных дизъюнктивов в размещении золоторудных месторождений и рудопроявлений особенно четко подчеркивается структурной позицией промышленных рудных тел и обогащенных золотом столбов внутри рудных тел. Рудное тело 2, при наличии на этом участке пяти систем разрывных нарушений, локализовано не в северо-западной Боконской зоне, как считалось ранее, а в субширотной Боко-Ашалинской. Положение рудных тел 1, 3, 5, 6 в узлах пересечения разнонаправленных нарушений также контролируется субширотными разломами. Структурная позиция рудных столбов в рудных телах определяется ведущей ролью субширотных разломов, а не северо-западных [100].

Есть и другие месторождения, расположенные на значительном удалении от Горностаевско-Аркалыкско-Боконской зоны, непосредственно в субширотной Боко-Ашалинской зоне (Южные Ашалы), либо в других широтных разрывах (Даубай). На всем протяжении зона широтного разлома фиксируется массой субвулканических тел и малых интрузий, субширотными зонами пропилитизации в эффузивах даубайской свиты, развитием в них золото-кварцевых жил. Последнее рассматривается как индикатор возможного присутствия под эффузивами промышленного прожилково-вкрапленного оруденения в черносланцевой толще буконьской свиты.

По данным В.И. Наливаева, субширотные разломы в коллизийный этап являлись магмоподводящими для золотоносных интрузий, проницаемыми для рудно-магматических расплавов и одновременно рудо локализуемыми. Исходя из этого, наиболее перспективными на поиски золотого оруденения являются участки пересечения широтными разломами (в сопряжении с северо-западными и северо-восточными) углеродистых отложений буконьской свиты (СЗ фланг Боконского рудного поля, Акжальское рудное поле) [100].

Таким образом, главными глубинными факторами локализации золотого оруденения в Суздальско-Акжальской зоне являются:

- мобильная палеограница Казахстанского континента и Зайсанского океанического бассейна;
- присутствие важнейшего элемента активной палеоокраины Казахстанского континента - Горностаевско-Аркалыкско-Боконской палеозоны субдукции;
- определяющая для всей зоны рудоподводящая роль Горностаевско-Аркалыкско-Боконского глубинного разлома, разграничивающего зоны с различным палеотипом земной коры и, соответственно, с резко различной физической характеристикой;

- позиция оруденения на юго-западном шельфе Знаменско-Георгиевского преддугового прогиба, благоприятном для формирования потенциально золотоносных вулканогенно-кремнисто-карбонатно-углеродистых толщ;

- высокопроницаемые камеры в узлах пересечения разломов Горностаевско-Аркалыкско-Боконской системы дизъюнктивами широтного, северо-восточного и, в меньшей мере, меридионального направления, благоприятные для локализации оруденения золота в рудных столбах;

- присутствие скрытых, потенциально золотоносных, интрузий диорит-гранодиоритового состава вблизи зоны Горностаевско-Аркалыкско-Боконского глубинного разлома, надинтрузивные зоны которых благоприятны для формирования рудно-магматических пучков по восстанию разломов;

- присутствие в приосевой части преддугового прогиба большей частью скрытых изометричных батолитообразных тел гранитоидов, возможных генераторов тепла и источников ассимиляции золотой минерализации из океанических и островодужных комплексов бортов Знаменско-Георгиевской глубинной зоны и его последующей регенерации;

- Семейтауская вулканоплутоническая структура, являющаяся продуктом мезозойской тектоно-магматической активизации структур северо-востока Казахстана под воздействием Сибирского мантийного плюма [21], потенциально способная обеспечить регенерацию золотого оруденения.

Дальнейшие перспективы Суздальско-Акжальской зоны связываются, в первую очередь, с площадью развития олистостромового комплекса пород аркалыкской свиты между Суздальским рудным полем и месторождением Жайма. Здесь выявлены скрытые интрузии гранитоидов и пояса даек, участками березитизированных, с золотой минерализацией. На значительной части этой площади развиты золото- и марганцевоносные коры выветривания мощностью до 20-50 м, а также многочисленные рудопроявления золота. Площадь перспективна на открытие крупных месторождений суздальского типа.

Сохраняет свое значение в качестве одного из важнейших золоторудных районов Западной Калбы Аркалык-Васильевская площадь. Перспективы прироста ее золоторесурсов связываются с изучением кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного оруденения флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей: Токум, Васильевское, Акжал.

Целесообразно продолжить изучение глубоких горизонтов золотоносных зон на Ашалы-Даубайской площади - на северном крыле наложенной Сарджальско-Даубайской вулканотектонической структуры: месторождение Южное Ашалы, Родниковые жилы, Белая горка и др.

## Кедей-Баладжальская золоторудная зона

Кедей-Баладжальская золоторудная зона приурочена к надсубдукционной области Чарской палеозоны субдукции, представленной сгруженными фрагментами Чарской островной дуги, с офиолитами в основании островодужных комплексов. Зона тяготеет к северной и центральной частям Чарского скрытого палеоостроводужного поднятия, располагаясь в висячем боку Чарского глубинного разлома. Поскольку сутурная зона Чарской палеозоны субдукции и приближенная к ней энсиматическая островная дуга расчленены последующими сдвиго-надвиговыми подвижками на отдельные смещенные относительно друг друга отрезки и предельно сжаты, то приуроченная к борту сутуры золоторудная зона также невыдержанна по простиранию. Она представлена группой пространственно разобщенных рудных полей и месторождений, объединенных нами в определенной мере условно в единую золоторудную зону. Структурная позиция рудных полей, наряду с главными общими региональными особенностями, имеет и ряд принципиальных различий.

В северо-западной части золоторудной зоны расположено Мукурское рудное поле, включающее месторождения Мукурское, Жерек, Таскудук, Скак. Своеобразием структурной позиции Мукурского рудного поля является его положение в экзоконтактовой части Семейтауской вулкано-тектонической структуры, в широтной зоне разрывов, ограничивающей с юга Мукурское палеоостроводужное поднятие (часть Миялинской вулканической гряды). Последнее на этом участке резко сближено с широтным подворотом Чарской островной дуги. Это весьма сложный тектонический узел резкого поворота и смещения в широтном направлении всех глубинных подзон Западно-Калбинского пояса, их сжатия и широкого развития процессов позднепалеозойской триасовой тектоно-магматической активизации. Для этого участка характерна новообразованная континентальная кора, сформированная по коре океанического типа.

Месторождения Жерек, Таскудук, Скак приурочены к мощной зоне близширотных разрывов, причем Скак располагается на пересечении широтного разлома с северо-восточным Таскудукским дизъюнктивом.

Четко проявлена связь золотого оруденения с северо-западной Мукурской тектонической зоной, в которую входят три сближенных крупных разлома - Северо-Мукурский, Центральнo-Мукурский, Южно-Мукурский и ряд мелких тектонических нарушений. Мукурское месторождение локализовано в зоне Южно-Мукурского разлома, на участке усложнения его широтными разрывами. В пределах этой же тектонической зоны располагаются месторождения Центральный Мукур, Жерек, участок Восточный Мукур и ряд рудопроявлений и зон минерализации.

Наиболее перспективным среди Мукурской группы является месторождение Жерек золото-мышьяково-углеродистой формации, к которой принадлежит и месторождение Бакырчик. Также как и вся группа золотопроявлений этого района месторождение Жерек по отношению к

структурам основания располагается на южном периклинальном замыкании Мукурского островодужного поднятия, ограниченного с юга зоной широтного разрыва. Формирование оруденения золото-мышьяково-углеродистой формации увязывается с позднекаменноугольным этапом развития района – с периодом осушения бассейна седиментации и накопления сероцветных моласс, лимнических и болотных углеродистых литофаций. Остальные золотопроявления принадлежат золото-кварцево-жильной и золото-кварц-березитовой (Скак) формациям.

По данным Л.М. Кучуковой (1980), Мукурский район сложен известняками, пиритизированными углеродистыми алевролитами верхневизейского подъяруса и песчано-сланцевыми отложениями серпуховского яруса раннего карбона, несогласно перекрытыми риолитами и туфами риолитов семейтауской свиты триаса.

Магматические образования в районе представлены средне-позднекаменноугольными интрузиями диоритов и габбро-диоритов ( $v\delta$   $C_{2-3}$ ), позднекаменноугольно-раннепермскими интрузиями и дайками гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, аплитов, фельзит-порфиров, близких по составу магматическим образованиям кунушского комплекса ( $C_3-P_1$ ); субвулканическими и гипабиссальными телами монцонит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и гранит-порфиров, ассоциирующими с вулканитами семейтауской свиты; посттриасовыми дайками диабазовых и диоритовых порфиритов, долеритов, секущими вулканиты семейтауской свиты.

Устанавливается тесная пространственная связь оруденения с малыми интрузиями и дайками кунушского комплекса. Наиболее четко это проявлено на рудопроявлениях Кедейского рудного узла, а также на месторождении Жерек. Золоторудная минерализация концентрируется здесь либо в экзоконтактах этих тел, либо в самих телах. Отмечается также пространственная связь золота с интрузиями среднего и основного состава бижанского комплекса, к экзоконтакту которых тяготеют рудные зоны рудопроявления Центральный Кедей. Сами же интрузивные тела часто лиственитизированы и содержат аномальные концентрации золота. Примером таких нескрытых эрозией массивов является интрузия кислого состава на восточном фланге Кедейского рудного узла, в районе озера Кереванколь.

Мелкие интрузивные тела и дайки позднего карбона-ранней перми образуют протяженный пояс северо-западного направления вдоль Южно-Мукурского разлома. Наиболее хорошо изучено жилообразное тело плагиогранит-порфиров на месторождении Жерек. Конфигурация интрузии в плане и в разрезе сложная; контакты ее с вмещающими породами рвущие, активные. Интрузивное тело падает к северо-востоку; мощность колеблется от 10 до 90 м. Скважинами в плагиогранит-порфирах вскрыта золотая минерализация. Оруденение концентрируется в секущих магматиты кварцевых жилах, зонах серицитизации и окварцевания. Вмещающие терригенные породы интенсивно изменены и содержат повышенные количества золота и молибдена.

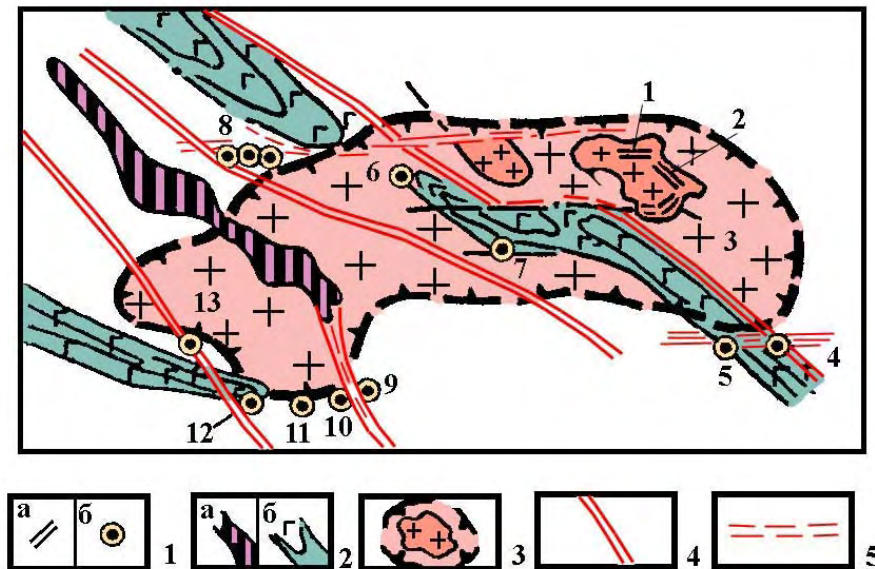
С посттриасовым комплексом даек пространственно связано золото-сурьяно-мышьяковое оруденение. Дайки этого комплекса также группируются в пояса северо-западного направления, фиксируемые узкими линейными

положительными аномалиями  $\Delta T_a$  интенсивностью до 1000 нТл. Мощность даек варьирует от 5 до 15 м, протяженность - первые км. Падение даек - северо-восточное, под углом  $30^\circ$ . Химический состав пород отвечает щелочно-земельному типу. Дайки диабазов и долеритов прорывают риолиты и кварцевые сиенит-порфиры семейтауского комплекса.

Месторождение Кедей по отношению к структурам основания располагается на северо-западном замыкании Чарского палеоостроводужного поднятия (восточнее проявления Скак), на продолжении зоны широтного разлома, в узле пересечения последнего разломом северо-восточного направления. Месторождение находится в зоне влияния скрытого Кереванкольского массива гранитов, по геофизической характеристике сходного с Делбегетейским массивом ( $\gamma P_2$ ). По данным А.М. Мысника (2000), оруденение приурочено к узлу пересечения поясов крутопогружающихся даек меридионального и широтного простирания, прорывающих прибрежно-морские песчано-алевролитовые отложения среднего карбона и хорошо проявленных в магнитном поле. Дайки и мелкие тела позднекаменноугольных гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров, габбро и габбро-диабазов занимают около 30 % площади. В осадочных толщах, вдоль контактов магматических пород, в березитизированных дайках гранитоидов развиты зоны прожилкового окварцевания с вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией и золотоносные кварцевые жилы.

Месторождение Баладжал занимает весьма своеобразную структурную позицию. Оно приурочено к северо-восточному склону Чарского палеоостроводужного поднятия, к участку его погружения в юго-восточном направлении и смещения к западу зоной широтного Сарджальского разлома. Месторождение располагается над западной краевой границей Центрально-Калбинского останца сиалической коры и скрытого Сенташ-Асубулакского гранито-гнейсового купола (рис. 53), в зоне юго-западного экзоконтакта Тастауской кольцевой вулканоплутонической базит-гранитоидной структуры ( $C_2-P_1$ ). В ее строении участвуют гипабиссальные гранитоиды тастауской ассоциации (лейкограниты, граниты, лейкограносиениты, кварцевые сиениты), габброиды максутского комплекса, субвулканические фельзиты и гранит-порфиры, дайки диабазовых порфиритов, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров [49]. Месторождение Баладжал локализовано на визейском стратоуровне, в зональном массиве диоритов кунушского комплекса размером  $500 \times 400$  м и в зоне экзоконтактовых роговиков. Оно сформировалось на глубине более 3 км от палеоповерхности в парагенетической связи с кунушским интрузивным комплексом  $C_3-P_1$ . Верхняя и средняя части месторождения срезаны эрозией. На современном срезе сохранились нижняя и корневая части месторождения. Характерна приуроченность месторождения к флексурному развороту регионального Чарского глубинного разлома, игравшего рудоконтролирующую, рудоподводящую и рудовмещающую роль.





**Рис. 53. Схема размещения оруденения по отношению к Сенташ-Асубулакскому ГК**

1- оруденение: редкометалльное, преимущественно пегматитового типа -а, золотое без расчленения -б; 2- главные линии деструкции: Чарская -а, Миялинско-Самарская и Жельдыкарская -б; 3- массивы перемещенных гранитов, в гранито-гнейсовом куполе, контролирующее редкометалльное оруденение; 4- наиболее крупные разломы; 5- зоны смятия.

Месторождения редкометалльные: Асубулакское -1, Белогорское -2, Баймурзинское -3; золоторудные: Лайлы -4, Кулуджун -5, Мыншункур -6, Сенташ -7, Бакырчик -8, Баладжал -9, Даубай -10, Южное Ашалы -11, Васильевское (Боко) -12, Акжал -13.

Район месторождения сложен вулканогенно-терригенными породами аркалыкской свиты визейского яруса. Складчатость северо-западного простирания осложнена флексурной складкой, играющей важную структурную роль в локализации месторождения. Резкое изменение простирания слоистой толщи при образовании флексуры привело к возникновению упругих сжимающих деформаций и заложению радиальной системы сколовых трещин при максимальной нарушенности в центре сходящихся сколов. Такая среда оказалась благоприятной для внедрения Баладжальского рудовмещающего массива диоритов кунушского комплекса ( $C_3-P_1$ ) и проникновения гидротермальных флюидов.

Породы Баладжальского массива подвержены процессам березитизации и лиственитизации в контактах кварцевых жил (мощностью до 20 м) и в виде самостоятельной зоны северо-восточного простирания в центральной части массива с промышленным вкрапленным оруденением. Вмещающие породы в экзоконтактах преобразованы в роговики мощностью 200-250 м.

Гидротермальные метасоматиты представлены березитами и лиственитами. Центральная часть рудовмещающего массива, сложенная кварцевыми диоритами и диоритами, подверглась процессам березитизации; габбро-диабазы периферийной зоны - слабо лиственитизированы, что в конечном итоге, предопределило избирательное размещение вкрапленного оруденения.

Золотое оруденение месторождения представлено четырьмя морфогенетическими типами: золото-кварц-полисульфидным жильным, золото-сульфидно-березитовым прожилковым, золото-сульфидным шовной зоны

рассланцевания, золото-кварц-карбонатно-теллуридным каркасно-прожилковым. Оруденение формировалось в температурном интервале 100-330° С.

Основную промышленную ценность составляет третий золото-сульфидно-березитовый вкрапленный тип, представленный мощной зоной (60-140 м) значительной протяженности по простиранию (500 м) и падению (250 м) с содержанием золота 4-12 г/т. Является самостоятельным геолого-промышленным типом и требует постановки поисково-оценочных работ.

Определенный интерес на вкрапленное оруденение представляет Чарский рудоконтролирующий разлом на участке приращения к нему Баладжальского массива протяженностью свыше 500 м. В шовной зоне разлома кварцшлагом V горизонта на глубине 130 м пересечены гидротермально-измененные породы аркалыкской свиты мощностью до 5 м с содержанием золота от 3 до 8 г/т. На V горизонте скважиной № 4 в косом сечении зоны разлома встречены гидротермальные метасоматиты мощностью 25 м с промышленным содержанием золота.

Зона Чарского глубинного разлома представляет собой корневую часть месторождения. Чарский глубинный разлом играл роль не только рудоконтролирующей структуры, но также рудоподводящей и рудовмещающей, что требует его детального изучения, в первую очередь, в интервале флексурного разворота в районе месторождения Баладжал. Здесь впервые в Казахстане представляется возможность изучить и оценить золотоносность глубинного регионального разлома.

Общими глубинными факторами локализации оруденения в Кедей-Баладжальской золоторудной зоне являются:

- позиция зоны в надсубдукционной области Чарской палеозоны субдукции, представленной фрагментами разрушенной коллизионными процессами энсиматической островной дуги;
- тяготение к шовной зоне Чарского глубинного разлома, особенно к участкам его смещения широтными разломами и флексурообразных изгибов;
- приуроченность оруденения к малым интрузиям (большей частью скрытым) и дайкам диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров кунушского комплекса (С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>).
- пространственная близость к поясу гипабиссальных гранитоидов щелочного уклона тастауской вулканоплутонической ассоциации (Р<sub>1</sub>-Р<sub>2</sub>), вытянутому вдоль Чарского офиолитового шва;
- положение Баладжальского рудного узла вблизи западной границы Центрально-Калбинского останца древней континентальной коры и юго-западной границы скрытого Сенташ-Асубулакского гранито-гнейсового купола, ориентированного в основании Западно-Калбинского золоторудного пояса поперек к главному направлению структур;
- пространственная близость Мукурского рудного узла к Семейтауской вулканоплутонической структуре триасового возраста, способной обеспечить процессы ремобилизации и переотложения золота;
- приуроченность золоторудных проявлений к зонам глубинных разломов близширотного и северо-восточного направлений, особенно к участкам их пересечений.

## Эспе-Жанаминская золоторудная зона

Эспе-Жанаминская золоторудная зона тяготеет к осевой части Казаншункур-Курчумского междугового палеопрогиба, осложненного группой горст-антиклинальных структур вдоль Западно-Калбинского разлома. В осевой части палеопрогиба А.М. Мысником (2000) выделяется мощная термоградиентная зона повышенной проницаемости, в которой наряду с поступлением тепловой энергии глубинных зон происходил дополнительный разогрев под воздействием экзотермических эффектов при окислении восстановленных газов и флюидов мантийного уровня. К зоне Западно-Калбинского разлома приурочен пояс скрытых интрузий диорит-гранодиоритового состава, а также малых тел и даек кунушского комплекса ( $C_3-R_1$ ).

Золоторудная зона включает ряд мелких месторождений кварцево-жильного типа: Эспе, Казаншункур, Чиили, Жанатас, Жанама, Жумба.

По гравиметрическим данным месторождения Казаншункур и Чиили расположены в надинтрузивной и экзоконтактной зонах массивов диорит-гранодиоритов в приосевой части Казаншункур-Курчумского междугового прогиба. Сходную позицию занимают месторождения Жанатас и Жанама, которые концентрируются в надинтрузивной зоне массива Дирижабль. Месторождение Мыншункур также тяготеет к надинтрузивной зоне одноименного скрытого массива, несущего редкометалльную и золотую минерализацию. Судя по локальной гравитационной аномалии, к апофизам этого же массива, вытянутым вдоль разлома в северо-западном направлении, приурочено и месторождение Канайка. В пределах золоторудной зоны многочисленные мелкие интрузии кунушского комплекса на глубине объединяются в более крупные тела.

Месторождение Жумба расположено на северо-восточном борту Казаншункур-Курчумского прогиба, над скрытым Центрально-Калбинским останцом древней сиалической коры, т.е. в несколько иной геотектонической позиции, в сравнении с остальными месторождениями рассматриваемой золоторудной зоны. Месторождение тяготеет к разлому, непосредственно продолжающему Западно-Калбинский дизъюнктив в юго-восточном направлении. Оно локализовано на участке пересечения вышеуказанного разлома с ветвями Чингиз-Нарымского и Сарджальского глубинных разломов близширотного направления.

Структурная позиция проявлений и месторождений золота в Эспе-Жанаминской зоне наиболее отчетливо отображена на карте экстремальных значений минимумов поля силы тяжести. Месторождения Казаншункур, Чиили, Жанатас, Жанама тяготеют к единой линии экстремумов, соответствующих Западно-Калбинскому разлому, и единой надинтрузивной зоне скрытых массивов диорит-гранодиоритов, расположенных в приосевой части Казаншункур-Курчумского междугового палеопрогиба. Месторождение Жумба тяготеет к той же линии экстремумов, но уже в пределах Центрально-Калбинского останца древней коры и располагается в сложном узле пересечений разломов северо-западного и близширотного направлений.

Эспе-Жанаминская золоторудная зона на уровне среднепалеозойских структур основания пояса приурочена к осевой части Казаншункур-Курчумского междугового прогиба, наложенного на разнородные комплексы склонов с юго-запада Чарской энсиматической островной палеодуги, с северо-востока – энсиалической Миялинско-Самарской. По данным количественной интерпретации аномального гравитационного поля, указанные комплексы характеризуются различной расчетной избыточной плотностью –  $0,07 \text{ г/см}^3$  и  $0,03 \text{ г/см}^3$ , соответственно. Указанные блоки разграничены Западно-Калбинским разломом, к которому тяготеет золоторудная зона. Разлом являлся своеобразным барьером при осадконакоплении в раннекаменноугольное время: к северо-востоку от него превалируют углеродистые тонкообломочные фации, к юго-западу, по направлению к Чарскому шву – увеличивается количество карбонатных разностей, туффитов. Вдоль Западно-Калбинского разлома сформировалась группа локальных горст-антиклинальных поднятий и внедрились крупные линейные интрузии диорит-гранодиоритового состава.

На уровне верхней мантии прогибу соответствует апикальная часть резкого поднятия астеносферного слоя. В то же время гранулит-базитовый слой здесь резко сокращен в мощности и увеличен гранитно-метаморфический. Последний в своей нижней части характеризуется существенно меланократовым составом, в верхней – интенсивно гранитизирован. В область Казаншункурской части прогиба продолжается скрытый Сенташ-Асубулакский гранито-гнейсовый купол.

В целом глубинные факторы локализации оруденения Эспе-Жанаминской золоторудной зоны сводятся к следующему:

- приуроченность зоны к осевой части Казаншункурско-Курчумского междугового палеопрогиба;
- тяготение к зоне Западно-Калбинского глубинного разлома, сохранившего высокое остаточное термоградиентное поле до настоящего времени;
- приуроченность к единой надинтрузивной зоне скрытых массивов диоритов-гранодиоритов, образующих протяженный линейный пояс вдоль Западно-Калбинского разлома;
- пространственная приуроченность на уровне структур основания к Центрально-Калбинскому останцу древней континентальной коры, подверженному процессам ультраметаморфизма и гранитизации;
- приуроченность к узлам пересечений глубинных разломов генерального северо-западного направления с зонами региональных близширотных разломов;
- пространственная связь с золотоносными малыми интрузиями кунушского комплекса.

На большей части территории Эспе-Жанаминской золоторудной зоны можно ориентироваться на открытие объектов кварцево-жильного и штокверкового типов в песчаниках раннего карбона, в надинтрузивных зонах массивов диоритов-гранодиоритов. Основные перспективы месторождения Жумба связаны с предполагаемой промышленной золотоносностью слабоминерализованных тектонически нарушенных зон среди молассоидных отложений, развитых в надинтрузивной зоне скрытого массива гранитоидов, расположенного, по геофизическим данным, на глубине 2-4 км от поверхности. На золото-арсенопирит-пиритовый вкрапленный тип в углеродисто-терригенных толщах перспективны также зоны Южные.

## Бакырчик-Кулуджунская золоторудная зона

Бакырчик-Кулуджунская золоторудная зона тяготеет к скрытому Миялинско-Самарскому палеоостроводужному поднятию, выделяемому по геофизическим данным в основании Западно-Калбинского терригенного прогиба, к надсубдукционной части Чарской палеозоны субдукции, к узлам пересечений поднятия разломами близширотного направления. Зона включает ряд месторождений, приуроченных к Кызыловской зоне смятия – Бакырчикский рудный район, а также месторождения Миялы, Сенташ, Кулуджун и др.

Главный объект золоторудной зоны – суперкрупное месторождение Бакырчик изучалось многочисленными производственными и научно-исследовательскими коллективами и многократно освещалось в литературе П.Ф. Иванкиным, В.А. Нарсеевым, Л.Г. Марченко, М.М. Старовой, В.И. Зенковой, В.С. Шибко, Т.М. Жаутиковым, Г.Н. Щербой, Б.А. Дьячковым, А.А. Шигановым, М.С. Рафаиловичем, А.Ф. Коробейниковым, В.В. Масленниковым, М.М. Константиновым, А.М. Мысником и др.

По данным А.М. Мысника (2000), Бакырчикский рудный район охватывает площадь около 3 500 км<sup>2</sup>, где сконцентрировано 123 проявления золота разной формационной принадлежности. Рудное поле включает несколько структурно связанных участков: Большевик, Холодный Ключ, Центральный, Бакырчик, Промежуточный, Глубокий Лог, Сарбас и др. (рис. 54). Их размещение контролируется широтно ориентированной Кызыловской зоной надвигов и смятия на участке ее сопряжения с Западно-Калбинским и Северо-Западным региональными глубинными разломами северо-западного простирания (320°). Протяженность рудного поля вдоль Кызыловской зоны смятия превышает 17 км. Месторождение Бакырчик тяготеет к южному борту позднекаменноугольного приразломного палеопргиба, рудные тела локализованы непосредственно в теле разлома и согласны с ним; некоторые из них обнаруживают слабое склонение в западном направлении под углом 80-70°. В висячем боку Кызыловского разлома на расстоянии 2 км от него находится еще одно дизъюнктивное нарушение - зона Параллельная, вмещающая месторождения Дальний-1, Дальний-2. Разлом Северо-Западный контролирует еще два рудных объекта - Дальний и Дальний-3. В лежащем боку Кызыловского разлома находится большое количество золоторудных месторождений кварцево-жильного типа: жилы Сороковая, Километровая, Есентай-1, Есентай-2, Зависть, Татарская, Кресты, Лесть, Фабричная, Капитальная и др.

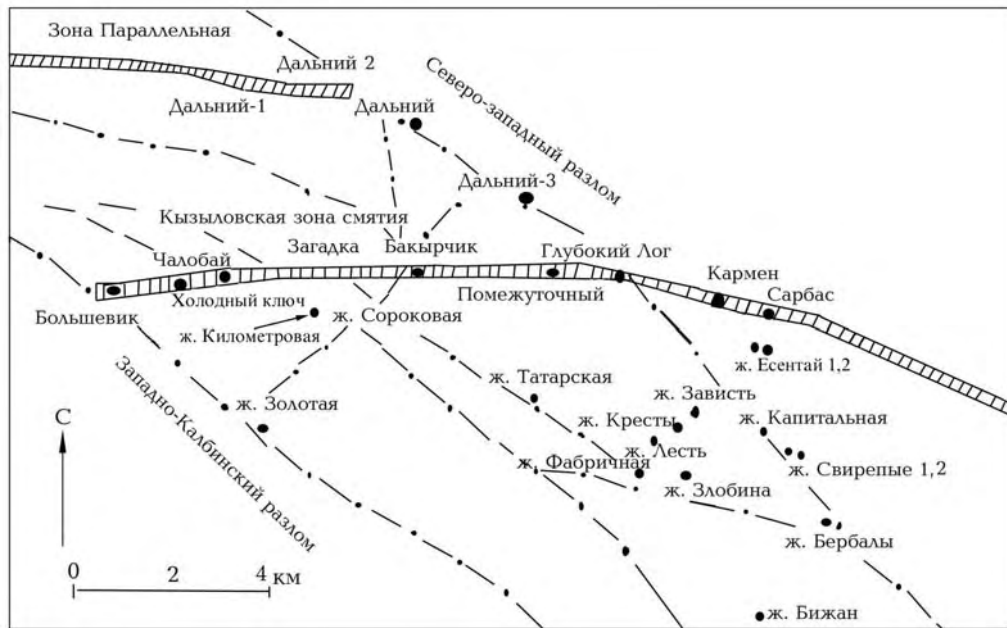


Рис. 54. Схема размещения месторождений и рудопроявлений золота Бакырчикского рудного района (по В.А. Глобе, 2005)

В строении рудного поля участвуют дислоцированные осадочные толщи, разделенные межфациальными перерывами: морские молассоидные отложения серпуховского яруса ( $C_{1s}$ ), мощностью до 3000 м; прибрежно-морские сероцветные молассоиды буконьской свиты среднего карбона ( $C_{2bk}$ ), мощностью 1100 м; рудовмещающая континентальная моласса - углеродистые черносланцевые отложения бакырчикской свиты верхнего карбона ( $C_{3bkr}$ ), мощностью до 500 м [98].

В.И. Зенковой (1978) бакырчикская свита подразделялась на три пачки (снизу-вверх): 1) хемогенно-осадочную (45 м), сложенную пелитами и углеродисто-глинисто-карбонатными алевролитами; 2) туфогенно-осадочную (40 м), для которой характерны карбонатно-фосфатные, углисто-кремнистые и кремнистые образования, переслаивающиеся с туфориолитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, в верхней части покровы туфолав, трахитов и трахиандезитов, конгломератовидных пород с вулканическим материалом, приближающихся к взрывным брекчиям; 3) терригенную (200 м), представленную чередованием углисто-глинистых алевролитов, алевролитов, песчаников.

Рудовмещающей является вторая пачка: к ней приурочены основные золоторудные тела. Она содержит до 20 % вулканического материала, обогащена карбонатами Mg-Fe группы, фосфатами, кремнеземом, гематитом, сульфидами; характеризуется повышенной концентрацией As (112-6537 г/т), Ag (0,02-1,07 г/т), Pb (11-13 г/т), Zn (20-45 г/т), Cu (13-16 г/т), Ni (34-40 г/т), Co (22-27 г/т), Mo (3,3-4,5 г/т). Процессы подводного вулканизма проявлены локально в приразломном прогибе вдоль зоны Кызыловского разлома.

В.А. Нарсеевым и др. [101] в составе бакырчикской свиты выделены пять пачек общей мощностью 1600 м. Роль продуктивной отводится второй снизу

пачке мощностью 350-500 м, содержащей среди алевролитов, песчаников и "мусорных" пород рудоносные отложения фации микститов мощностью до 150 м: неотсортированные грубокластические образования с тонкозернистой основной массой, с высоким содержанием флоры и растительного углеродистого вещества, с включениями железо-марганцевых и сидеритовых конкреций. К фации микститов приурочены золоторудные тела. Горизонты микститов занимают в разрезе три уровня, что определяет многоэтажность промышленного золотого оруденения. Образование золотоносных микститов, по мнению В.А. Нарсеева и др., связано с проявлением скрытого подводного вулканизма в период осадконакопления в застойных условиях иловых впадин с привносом сульфидной минерализации гидротермально-осадочной природы [101].

По данным А.М. Мысника, в конце позднего карбона в результате коллизионного сжатия произошли складчато-покровные деформации. На I-ом этапе вдоль Кызыловского разлома сформировался надвиг с чешуйчатым перемещением толщ северного блока на южный, образовалась лежащая синклиналь, породы подверглись послойному рассланцеванию, развальцеванию и плейчатости.

Во II-й этап произошли повторные взбросо-надвиги и сдвиги в юго-западном направлении по системе разрывов Западно-Калбинского разлома, частично был перекрыт восточный фланг рудного поля, включающий золотоносные участки Сарбас, Загадка, Глубокий Лог. В это же время внедрились мелкие штоки и дайки плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиров и порфировых риолитов, а также слепая интрузия гранодиоритов сечением 7×3 км, фиксируемая геофизическими методами на глубине 2-5 км. В направлении выступов этой интрузии погружаются дайки, надвиговые швы Кызыловской зоны и все рудные залежи месторождения Бакырчик [97, 98].

Таким образом, структура Бакырчикского рудного поля и самого месторождения была сформирована в конце карбона. После мезозой-кайнозойской денудации рудовмещающая бакырчикская свита сохранилась только в Кызыловской зоне надвигов, на месторождении Костобе и севернее в долине р. Кызылсу.

В отношении состава слепой интрузии, в надинтрузивной зоне которой расположено месторождение Бакырчик, единого мнения нет. Большинство исследователей считают его кислым, близким к среднему составу гранодиоритов. По геофизическим данным, состав интрузии более основной и близок габбро-диоритам (Багишева, 1961; В.Н. Любецкий, 1975). Эти данные были подтверждены Ю.А. Овечкиным, изучавшим по керну скважин аналогичные массивы Костобе, Южные Куелы, Северо-Восточный. Им выделено семь сближенных интрузивных фаз: 1 - габбро, микрогаббро, габбро-диориты, диориты и кварцевые микродиориты; 2 - дайки диабазовых порфиритов; 3 - диориты, кварцевые микродиориты, гранодиориты; 4 - плагиограниты, дайки плагиогранит-порфиров, натриевых сиенитов, сиенито-диоритов; 5 - дайки диоритовых порфиритов и альбититов; 6 - дайки фельзит-порфиритов; 7 - дайки полевошпатовых порфиритов и альбититов. Ю.А. Овечкин относил их к кунушскому (C<sub>3</sub>) и калбинскому (P<sub>1</sub>) комплексам.



В Миялинско-Самарской подзоне нами ранее (Любецкий, Полевая, 1975) выделен протяженный линейный пояс небольших по размеру тел габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитного состава, весьма слабо вскрытых эрозией. В магнитном поле ему соответствует резко выраженная протяженная (до 200 км) полоса многочисленных локальных положительных аномалий высокой интенсивности. Наиболее четко она проявлена в своей северо-западной части, в районе месторождений Бакырчик и Миялы [105].

П.И. Полторыхиным (1971) для этого же района выделена группа малых интрузий габбро-диоритового, диоритового, гранодиоритового, плагиогранитового и гранит-порфирового состава и тесно связанных с ними даек габбро-диабазов, микродиоритов, гранодиоритов, сиенито-гранитов, альбититов, натровых сиенитов, граносиенитов, плагиогранитов, гранит-порфиров.

В.С. Шибко (1969) в пределах Бакырчикского рудного поля выявлены дайки габбро-диоритов, габбро-диабазов, плагиогранитов, гранит-порфиров, лампрофиров и др. Массив Лесть на участке Алайгыр, по его данным, имеет гранодиорит-плагиогранит-гранит-порфировый состав и сопровождается дайками сиенито-диоритов, порфиров и лампрофиров. Он относит эти образования к кунушскому комплексу.

На основе количественной интерпретации магнитной и гравитационной аномалий Т.Н. Багишевой (1961) выделена Миялинская скрытая интрузия габбро-диоритового состава, верхняя кромка которой залегает на глубине 1,5 км.

Бакырчикская интрузия габбро-диоритов по геофизическим данным (В.П. Михайлов, Д.Я. Кудрявцев, 1969; В.Н. Любецкий и др., 1975) имеет площадь сечения 150 км<sup>2</sup>, изометричную форму в плане и лакколитообразную - в разрезе. В районе Восточного Куелы на глубине 0,3 км фиксируется вертикальный шток, который трактуется как сателлит глубинного плутона. В северо-восточной части плутона его верхняя кромка приближена к поверхности до глубины 2 км, а юго-западная – погружена на 3 км.

Аналогичные, но меньшие по размерам интрузии выявлены вблизи Кызыловского разлома (Бурсакский массив), в районе пос. Сенташ. Однако значительная часть локальных магнитных и гравитационных аномалий, предположительно отвечающих малым интрузиям сложного дифференцированного состава, осталась не проверенной.

В Бакырчикском рудном поле протяженностью более 17 км и шириной выхода на поверхность рудоконтролирующей зоны от 50 до 350 м известно более 70 рудных тел. Из них 35 залежей со средним содержанием золота 8-10 г/т разведаны на глубину до 1000-1500 м (1,8-2,0 км по погружению), 42 % запасов золота сосредоточено в рудном теле № 1 (см. рис. 9.14). Выклинивания оруденения по склонению не наблюдается. По данным сейсморазведки МОВ, рудовмещающие структуры со средними углами погружения 35-40° на север прослеживаются до 3 км от поверхности (5,0-5,5 км по погружению).

Рудные тела залегают субсогласно, большей частью в лежачем боку толщи, имеют сравнительно простую линзовидную, пластообразную или лентовидную форму. Протяженность их до 1-2 км в направлении погружения, ширина - от 40 до 150 м, мощность - от 1-2 до 10-12 (37) м. Размещение оруденелых тел в плоскости рудоносной зоны струйчатое и веерное.

Оруденение сформировано в два этапа: вулканогенно-осадочно-диагенетический и эндогенный эпигенетический. На первом этапе оруденение формировалось при подводном вулканизме и осадконакоплении в застойных условиях иловых впадин с привносом сульфидной минерализации гидротермально-осадочного типа. Золото концентрировалось в своеобразных кластических образованиях: эксплозивных брекчиях по В.И. Зенковой, или микститах по В.А. Нарсееву. По мнению В.А. Нарсеева и др. [101], огромные массы микститов обогащались рудоносными растворами с Au, As, Co, Ni, P и другими элементами при фоновом содержании золота 0,3; 0,6; 1,1 г/т.

Второй этап рассматривается как гидротермальный ремобилизационный - под влиянием гидротермальных потоков со стороны гранитоидного массива (Мысник, 2000), структурно-тектонических и метаморфических факторов (Нарсеев и др., 1986). Этот этап сопровождался автоберезитизацией, образованием серицит-карбонат-кварцевых фаций и золото-арсенидно-сульфидного оруденения, включая ремобилизацию золота из осадочной толщи. Происходили перераспределение, гидрогенизация углеродистого вещества, образование шунгитовых ореолов вокруг рудных залежей.

Вертикальная и горизонтальная зональность выражены относительно слабо, но метасоматическая и минеральная зональности достаточно отчетливы.

Метасоматическая зональность детально разработана М.С. Рафаиловичем, М.М. Старовой и др. [27, 107], А.Ф. Коробейниковым и др. [73] и др.

Вопросам формирования *месторождения Бакырчик* посвящено большое количество работ. Практически его геолого-генетическая модель начала разрабатываться с момента открытия месторождения. Одна из первых графических моделей месторождения приведена П.Ф. Иванкиным и К.А. Рабиновичем в "Атласе структур рудных полей" (1970). Структура месторождения трактовалась как рудный пучок, корнями связанный с предполагаемой малой интрузией среднего состава. В.А. Нарсеевым, В.С. Шибко, В.И. Зенковой и другими длительное время разрабатывалась модель, основанная на вулканогенно-термальном источнике золота в период осадконакопления и седиментогенеза бакырчикской свиты. По В.И. Зенковой (1978) этап седиментогенеза завершился формированием промышленных стратиформных гидротермально-осадочных руд. В более поздней модели В.А. Нарсеева и др. [101], этот этап рассматривался как рудоподготовительный, а продуктивное рудообразование увязывалось с последующими этапами литогенеза - метаморфизмом рудоносных микститов и перераспределением первичного гидротермально-осадочного золота без дополнительного привноса. Л.Г. Марченко (1980, 1984) обосновывалась связь золотого оруденения с субаэральным магматизмом  $S_{2-3}$ , близким по возрасту бакырчикской свите.

Вторая группа исследователей придерживалась модели, основанной на парагенетической связи золотого оруденения с кунушским комплексом малых интрузий и даек пестрого состава, которые характеризуются высоким кларком золота (6,3 мг/т). По геофизическим данным (Багишева, 1961; [105]), в зоне Кызыловского разлома на глубине 4-5 км выявлен скрытый массив габбро-диоритов, с которым связывалось оруденение месторождения Бакырчик. В.Д. Борцовым и П.С. Ревякиным (1981) оруденение увязывалось с надрудными

зонами скрытых батолитов гранитоидов калбинского комплекса, выделяемых в осевой части Западно-Калбинского терригенного прогиба.

На основе надинтрузивной позиции золотого оруденения разработаны эндогенные гидротермально-метасоматические модели месторождения Бакырчик: четырехуровневая модель со вторым сверху продуктивным уровнем [73], надинтрузивный рудный пучок с корневой частью в апикальной части интрузива на глубине 3,0-3,5 км [72] и др. Согласно модели А.М. Мысника, оруденение золота Бакырчикского района сформировано в два этапа: синседиментный осадочно-диагенетический и эндогенный эпигенетический [97, 98].

Несколько отличной модели рудообразования придерживается Т.М. Жаутиков (2000-2002). Согласно его точке зрения, золото-сульфидное оруденение также сформировано в два этапа: седиментогенно-раннедиагенетический и тектоно-метаморфогенный. В первый этап происходило накопление геохимически специализированной углеродисто-терригенной толщи, обогащенной углеродистым веществом, пиритом, линзами сидерита и углей, пропластками слоистых седиментогенных руд.

Второй, тектоно-метаморфогенный, этап совмещен с диагенетическим преобразованием слаболитофицированных осадков. В этот период вдоль покровно-надвиговых нарушений происходил интенсивный динамометаморфизм рудовмещающих пород, совмещенный с региональным метаморфизмом. В таких условиях из слаболитофицированных осадков отделялись флюидно-водные компоненты и формировалась рудоносная гидротермальная система с последующим отложением прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд. Перераспределялось органическое вещество пород, образуя над- и околорудные ореолы углеродистых метасоматитов.

В модели месторождения Бакырчик, составленной В.И. Фомичевым [129], обосновываются три этапа формирования оруденения: 1) седиментный осадочно-диагенетический, 2) тектоно-метаморфогенный, 3) интрузивно-термально-метаморфогенный.

М.С. Рафаиловичем и др. [20, 108-110], в развитие представлений о связи золотого оруденения Западной Калбы с интрузиями гранитоидов, рассмотрена метасоматическая, минералогическая и геохимическая зональности рудно-магматической колонны золотых месторождений всей Калбы и конкретно месторождения Бакырчик. В указанной колонне протяженностью 3,0-3,5 км в направлении от интрузивного очага к палеоповерхности выделены: 1) тыловая интрузив-надинтрузивная зона, охватывающая апикальную часть интрузии и прилегающую к ней полосу терригенных пород мощностью 0,3-0,5 км с золото-мышьяк-редкометалльным и оловянным оруденением; 2) промежуточная Au-As-Sn зона выше кровли интрузива на расстоянии 0,3-0,8 км; 3) прифронтальная Au-As - полиметаллическая зона, отстоящая на 0,8-2,0 км от интрузии; 4) фронтальная зона, максимально удаленная от интрузива (2-3,5 км) с Au-As рудами бакырчикского типа.

По Х.А. Беспяеву и В.А. Глобе [16] прогнозно-поисковая модель оруденения бакырчикского типа представляет собой многофакторную пространственно-временно-связанную систему. Она включает палеогеографическую, палеоглубинную, магматическую, структурно-тектоническую, литологическую

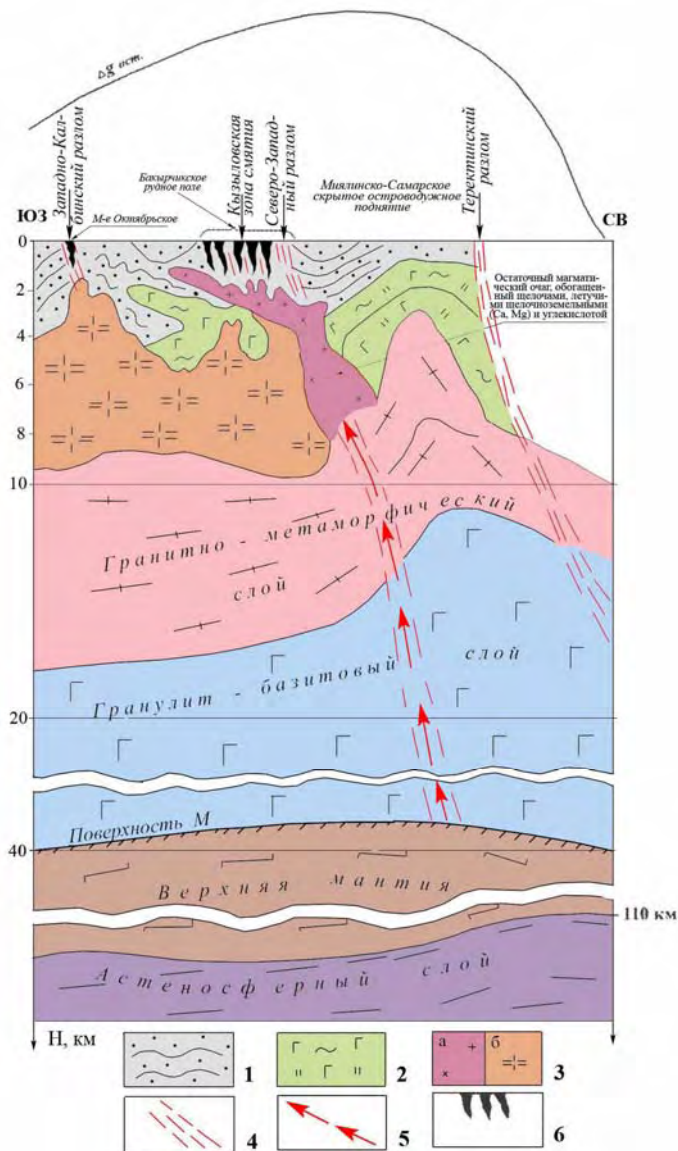
обстановки и гидротермально-метасоматические процессы. Рудообразование полигенное, двухэтапное. Первый этап рудоподготовительный, экзогенный сингенетический вулканогенно-гидротермально-метасоматический, с осадочной формой отложения золота в вулканогенно-терригенных лимнических образованиях фации микститов в концентрациях 0,3-1,1 г/т. Второй этап - эпигенетический эндогенный гидротермально-метасоматический, связанный с интрузивным и дайковым магматизмом, сопровождаемый формированием промышленных золоторудных тел в надинтрузивной шовной зоне разлома за счет ремобилизации и переотложения сингенетического первично-осадочного золота и дополнительного привноса глубинного эндогенного золота [16].

В структурном плане во всех приведенных моделях рудоконтролирующая роль отводится широтной Кызыловской зоне смятия, а также узлам пересечения последней северо-западными зонами вязких разрывов. Характерной чертой большинства моделей месторождения Бакырчик является их малая "глубинность", ограниченная положением верхней кромки скрытой интрузии (3,5-4,0 км).

Первая глубинная модель месторождения Бакырчик разработана Л.Д. Полевой [105] и В.Н. Любецким [85]. На основе интерпретации материалов гравиметрической, магнито- и сейсморазведки были впервые реставрированы структуры основания терригенного прогиба Западной Калбы, вмещающего месторождения золота, а также основные неоднородности земной коры. В 90-е годы, глубинные построения по гравимагнитным данным были дополнены материалами МОВЗ-ГСЗ и МТЗ по Алейскому траверсу (Каримов, Любецкий и др., 1994).

**Глубинная модель месторождения Бакырчик.** В настоящее время модель глубинной рудообразующей структуры месторождения Бакырчик представляется в следующем виде (рис. 55).

Месторождение Бакырчик размещается в пределах линейного Западно-Калбинского золоторудного пояса, в Иртыш-Зайсанской сутурной зоне смыкания двух континентов - Алтайско-Монгольского и Казахстанского. Пояс охватывает два офиолитовых шва и приофиолитовые прогибы, формировавшиеся в три стадии: океаническую ( $O_2-D_3$ ), переходную ( $D_3-C_1$ ) и континентальную ( $C_2-T_1$ ). В современных структурах месторождение приурочено к терригенному прогибу, выполненному отложениями флишоидной формации ( $C_{1v-s}$ ), морской лимнической ( $C_{2b}$ ) и континентальной углеродистой ( $C_{2-3}$ ) моласс. Комплекс терригенных отложений перекрывает структуры активных окраин сблизившихся континентов. Слагающие эти структуры комплексы представлены меланократовыми метаморфическими породами в ассоциации с кремнисто-базальтовыми и рифогенными карбонатными образованиями океанического дна, карбонатно-терригенно-вулканогенными образованиями островных дуг. Эти комплексы наблюдаются в мегамеланже Чарской и Горностаевско-Аркалыкско-Боконской аккреционно-шовных сутурных зон, где находятся в аллохтонном залегании.



**Рис. 55. Глубинная модель месторождения Бакырчик**

1- углеродистые отложения базальт-андезит-известняково-терригенной, флишоидной и молассоидной формаций междугового прогиба ( $C_{1V1-2}$ ;  $C_{1S}$ ,  $C_{2-3}$ ); 2- отложения морской известняково-кремнисто-диабазовой (?) формации островной дуги ( $D_1$ ,  $D_{2-3}$  с офиолитовой ассоциацией пород в основании островной гряды); 3- скрытые интрузии: габбро-диоритов, диоритов -а, гранитоидов гранито-гнейсового купола -б; 4- зоны глубинных разломов; 5- флюидопотоки из мантии, с которыми связан углеродистый метасоматоз.

Изучение изотопного состава свинца в золотосодержащих сульфидных минералах ( $Pb/U > 50$ ; Сыромятников, 2002) показало, что процесс формирования оруденения месторождения Бакырчик охватывает интервал времени в 300 млн. лет и включает пять возрастных уровней: 574, 380, 300, 250 и 210 млн. лет. Большинство уровней отвечает главным стадиям геодинамического развития пояса. Начало рудного процесса (574 млн. лет) относится к рифтогенному этапу ( $E_3-O_1$ ), о котором пока мало что известно, так как возраст самых древних доступных наблюдению вулканогенно-осадочных образований в пределах пояса составляет 478 млн. лет. Второй возрастной уровень оруденения (380 млн. лет) связан с океанической стадией - с регрессивной ветвью развития палеоокеана ( $D_{1-2}$ ). Влияние островодужного этапа развития ( $D_{3fm}-C_{1v}$ ) на рудный процесс

изотопным анализом не отмечено, хотя его роль в формировании рудоконтролирующих структур установлена определенно. Уровень в 300 млн. лет отвечает ранней коллизии, совпадает по времени ( $C_3-P_1$ ) с внедрением предбатолитовых золотоносных интрузий кунушского комплекса, крупных батолитов гранитоидов и формированием основного объема оруденения. Уровни в 250 млн. лет ( $T_{1-2}$ ) и 210 млн. лет ( $T_{2-3}$ ) характеризуют время регенерации золотого оруденения в поздний тафрогенный этап развития пояса.

Строение структур основания Западно-Калбинского терригенного прогиба грубо симметричное. Осью симметрии является Знаменско-Георгиевская зона, представлявшая собой на этапе растяжения обширный океанический бассейн. В процессе коллизии, активно проявившейся в позднем палеозое, бассейн сильно сузился и преобразовался в преддуговой прогиб, являвшийся таковым для активной окраины как Казахстанского, так и Алтайско-Монгольского континентов.

Активная окраина Казахстанского континента представлена в редуцированном виде сближенными в результате коллизии фрагментами. Выделяются фрагменты Горностаевско-Аркалыкско-Боконской палеозоны субдукции и надсубдукционная Кояндинско-Аркалыкская система энсиматических островных дуг. С островными дугами связано формирование Кемпир-Жананской золоторудной зоны; к активной окраине Казахстанского континента тяготеет Суздальско-Акжальская золоторудная зона, располагающаяся, в основном, в борту Знаменско-Георгиевского прогиба.

Наиболее полно представлены структуры активной окраины Алтайско-Монгольского континента. Главной организующей структурой являлась Чарская сутурная зона, зафиксированная офиолитовым швом и зоной меланжа, рассматриваемая как сохранившийся фрагмент палеозоны субдукции. На ее фронте располагался Знаменско-Георгиевский преддуговой прогиб, а в тылу - система двойных островных дуг. Система островных дуг формировалась в интервале времени от позднего девона (франа) до середины раннего карбона (визе). Она представлена двумя вулканическими грядами: Чарско-Олеговской фронтальной и Миялинско-Самарской тыловой, разделенными Казаншункур-Курчумским междуговым прогибом. На поверхности сохранились лишь реликты островодужных комплексов Чарской вулканической дуги, сгруженных в зоне коллизионного шва. Миялинско-Самарская дуга полностью перекрыта терригенными отложениями серпуховского яруса. Однако в гравимагнитных полях, структурно-скоростных и электрических разрезах она выражена предельно четко и по своим физическим параметрам аналогична современной Большой Антильской островной дуге (Шапилов, 1991). Судя по наличию большого объема магнитовозмущающих масс и их высокой электропроводимости глубинная часть палеоостровной дуги представлена колонной мантийного и корового вещества, обусловившего формирование в промежуточных очагах гибридных магм - источников вулканитов последовательно дифференцированной серии и золотоносных гипабиссальных интрузий габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитового состава. В субдукционный этап ( $D_3fm-C_{1v}$ ) это была цепь размываемых островов, которая перед началом коллизии погрузилась и в короткое время была перекрыта мощной толщей терригенных осадков. Наблюдаемая

углеродистость терригенных толщ ( $C_{1V}-C_{2-3}$ ) и обогащение их азотистыми, хлоридными и другими соединениями металлов могли быть связаны с функционированием "черных курильщиков" вдоль склонов погружавшейся островной гряды. С внедрением на этапе коллизии интрузий габбро-диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов кунушского комплекса ( $C_3-P_1$ ), обогащенных сульфидами железа и мышьяка с золотом, связана регенерация золотой минерализации, рассеянной в углеродистых толщах, и ее переотложение в богатых концентрациях.

В центральной части золоторудного пояса в меланократовое основание "впаян" реликтовый останец древней (докембрийской?) сиалической коры, включающий Сенташ-Асубулакский гранито-гнейсовый купол. На этом участке все структуры пояса сжаты и подплавлены (гранитизированы) в зоне влияния гранито-гнейсового купола. Миялинско-Самарская тыловая островная дуга разорвана на две части - северную Миялинскую и южную Самарскую. В разрезе Миялинское поднятие ограничено крутопадающими разломами с запада - Северо-Западным, с востока - Теректинским.

Кызыловская зона смятия является оперяющей по отношению к Северо-Западному разлому. Поднадвиговая часть расположена в области влияния скрытого гранито-гнейсового купола, вблизи северной границы Центрально-Калбинского останца сиалической коры. По-существу, Северо-Западный разлом разграничивает два резко различных блока земной коры: Миялинский с мощным гранулит-базитовым слоем и резко сокращенным гранитно-метаморфическим и Казаншункурский с сокращенным в мощности гранулит-базитовым и мощным гранитизированным гранитно-метаморфическим слоями.

Месторождение Бакырчик тяготеет к указанной мобильной глубинной границе. По отношению к структурам основания терригенного прогиба месторождение располагается над юго-западным бортом Миялинского палеоостроводужного поднятия, ограниченным Северо-Западным разломом, на участке сопряжения последнего с пологопадающей к северу широтной Кызыловской зоной сдвига-надвиговых деформаций. В зоне Северо-Западного разлома на глубине 4,5-5,0 км от поверхности локальными гравитационными максимумами фиксируется интрузия габбро-диоритов. Рудные тела Бакырчикского рудного поля располагаются в Кызыловской зоне смятия, образуя веерный односторонний пучок с корневой частью в апикальной части интрузии.

Расстояние от нижней границы рудных тел до кровли интрузива по склонению составляет около 4 км. Рудные тела падают на север под углами  $30-40^\circ$ , а склоняются по азимуту  $320-360^\circ$  под углом  $25-30^\circ$ . Рудные тела в совокупности с интрузией габбро-диоритов представляют единую рудно-магматическую систему - односторонний асимметричный рудно-магматический пучок. Расхождение рудно-магматических струй веерное, размер пучка в горизонтальном сечении порядка 7 км. Его пространственное положение определяется положением Кызыловской зоны, контролирующей размещение рудных тел. В связи с этим рудные тела пространственно располагаются в Казаншункур-Курчумской подзоне, но структурно связаны с глубинными структурами и интрузиями Миялинско-Самарской подзоны.



К Миялинской части островной дуги тяготеют также месторождения Миялы, Жерек и др., к Самарской - Сенташ, Аганакты, Кулуджун и Лайлы. Гранитоиды ГГК в местах подплавления пород островных дуг контролируют месторождения Бакырчик, Большевик, Акжал, Васильевское, Даубай, Баладжал, Кулуджун и Лайлы.

Важную роль в локализации оруденения играют также разломы, зоны смятия, надвигов и продольных сдвигов северо-западного, близширотного и северо-восточного направлений и узлы их пересечений.

На уровне верхней мантии Бакырчикскому району отвечает поднятие астеносферного слоя (до глубины 65 км от поверхности против 130 км в прилегающих структурах) типа мантийного плюма, эпицентр которого располагается под Миялинской палеовулканической дугой.

Характерно резкое линзообразное увеличение мощности гранулит-базитового слоя, сокращение гранитно-метаморфического и существенно меланократовый состав последнего. Линза метабазальтового слоя подчеркивается на электрической модели высокоамплитудным подъемом границ с низким электрическим сопротивлением (50 Ом·м). В поверхности М району месторождения отвечает склон прогиба глубиной до 47,5 км; в региональном гравитационном поле - полоса высоких градиентов силы тяжести, разграничивающая положительную и отрицательную аномалии от соседних металлогенических зон.

Таким образом, главными элементами глубинной модели месторождения Бакырчик являются:

- поднятие астеносферы типа мантийного диапира, обеспечившего длительное поступление в земную кору тепла и мантийных флюидов;
- линейный прогиб поверхности Мохоровичича глубиной 47,5 км, и, соответственно, наиболее мощная в пределах пояса земная кора;
- линза "метабазальтового" слоя резко увеличенной мощности за счет активных процессов базификации (амальгамации) нижней коры, насыщения ее базальтовым веществом и приращения коры снизу;
- сокращенный в мощности гранитно-метаморфический слой повышенной меланократовости;
- мобильная крутопадающая зона (Северо-Западный разлом), разграничивающая разнородные блоки земной коры: Миялинский и Казаншункурский;
- глубинные разломы (Северо-Западный, Западно-Калбинский), по которым осуществлялась связь верхней мантии и коры – проводники тепло- и флюидопотоков, до настоящего времени фиксирующиеся остаточными термоградиентными зонами.
- узел сопряжения продольных Северо-Западного и Западно-Калбинского разломов с поперечной широтной Кызыловской зоной сдвиго-надвиговых перемещений, обеспечивших формирование вязких пластичных деформаций, создавших своеобразные локальные структурные ловушки;
- экзоконтакт скрытого Сенташ-Асубулакского гранито-гнейсового купола, заключенного в Центрально-Калбинском останце древней сиалической коры, с

которым связаны процессы ультраметаморфизма и гранитизации в поднадвиговой части Кызыловской зоны смятия;

- Миялинское палеоостроводужное поднятие, сложенное преимущественно базальт-андезитовыми комплексами, сформированное в надсубдукционной области Чарской палеозоны субдукции;

- глубинная нескрытая интрузия габбро-диоритового состава, прорывающая склон Миялинского палеоостроводужного поднятия на участке пересечения последнего Кызыловской широтной зоной сдвиго-надвиговых перемещений.

Охарактеризованная выше глубинная модель суперкрупного месторождения Бакырчик использована для сопоставления с другими суперкрупными месторождениями Казахстана (Васильковским), а также месторождениями Центрально-Кызылкумской и Ленской золоторудных провинций.

Модели известных месторождений-гигантов приобретают все большее значение в качестве эталонов для прогнозирования крупных и суперкрупных месторождений, в связи с возрастающей актуальностью поисков в Казахстане новых золоторудных объектов. Многочисленные опубликованные модели месторождений золота являются, главным образом, геолого-генетическими и охватывают широкий круг вопросов, характеризующих геологические условия локализации оруденения, уровень эрозионного среза рудно-магматической колонны, метасоматическую, геохимическую и минералогическую зональности и т.д. При этом скрытые глубинные структуры большей частью остаются вне поля зрения, и, таким образом, разрывается связь коровых и близповерхностных процессов с глубинными мантийными источниками. На золоторудных месторождениях Казахстана вскрыты лишь отдельные уровни рудно-магматических систем, поэтому весьма важно при прогнозировании опираться на полные типовые модели, разработанные на примере других, лучше вскрытых и изученных, золотоносных провинций (Центрально-Кызылкумской, Ленской и др.). Однако, и в этих регионах геофизические данные по глубинному строению коры и мантии практически не задействованы. Вместе с тем, сопоставление золоторудных поясов и месторождений золота Казахстана и других провинций показало, что глубинные части их рудно-магматических систем сходные, несмотря на разный возраст оруденения, вмещающей среды и условия локализации [91]. Так например, глубинные модели Бакырчикского и Васильковского месторождений объединяет высокое положение аномальной астеносферной мантии, обусловившей активные мантийно-коровые взаимодействия: интенсивный метасоматоз верхней мантии и нижней коры, плавление и насыщение коры мантийным материалом, формирование очагов выплавления базальт-андезитовых магм, линзообразное приращение базальтового слоя, интенсивная гранитизация и сокращение гранитно-метаморфического слоя. Общим фактором является приуроченность месторождений к мобильным границам разнородных блоков земной коры и узлам пересечения этих границ поперечными глубинными разломами, которые длительное время являлись каналами поступления в верхние горизонты коры восстановленных газов, тепло- и флюидопотоков, гидротермальных растворов.

Характерно формирование на границе блоков фемического и сиалического состава многофазных гибридизированных интрузий, по отношению к которым Бакырчик располагается в максимально удаленной надинтрузивной зоне, а Васильковское месторождение непосредственно в теле интрузии.

Приведенные выше общие черты глубинных моделей двух наиболее крупных месторождений золота Казахстана свидетельствуют о сходстве их глубинных золотообразующих систем. Дальнейшее изучение глубинного строения золоторудных поясов позволит увязать глубинные модели с геодинамическими обстановками их формирования, оценить роль рифтогенных, островодужных, коллизионных процессов в образовании рудно-магматических систем, с которыми связаны суперкрупные концентрации золота.

Сопоставление геофизических и глубинных характеристик месторождения Бакырчик с таковыми золоторудных месторождений-гигантов в черносланцевых толщах (Мурунтау, Сухой Лог и др.), изученных с поверхности в более высокой степени, показало полное сходство их глубинного строения. Это в определенной мере подтверждает объективность глубинных построений по Бакырчикскому району.

Центрально-Кызылкумский пояс, вмещающий месторождение Мурунтау, в своей центральной части представлен террейном древней сиалической коры, выступавшим предрифтовым сводовым поднятием рифейского возраста (рис. 56). В фанерозойское время он претерпел многократную гранитизацию с образованием очагов генерированных гранитных магм. С севера и юга террейн окружен рядами скрытых островодужных поднятий, отмеченных полосами положительных гравитационных и магнитных аномалий, сформировавшихся в раннекембрийское-раннесилурийское время на месте областей растяжения и образования рифтовых впадин с кремнисто-карбонатно-вулканогенным выполнением. Вдоль бортов впадин формировались островные гряды и вулканокупольные сооружения с вулканитами натриевой и калиево-натриевой базальтовой субщелочной ассоциации. Островодужные и квазиостроводужные сооружения представляют собой концентрически-зональные постройки, обращенные к центральной части золоторудного пояса. К средней и верхней частям разреза  $S_2$ -D-C<sub>2</sub> приурочены крупнейшие золоторудные месторождения Узбекистана (Исахаджаев, Голованов, 2003).

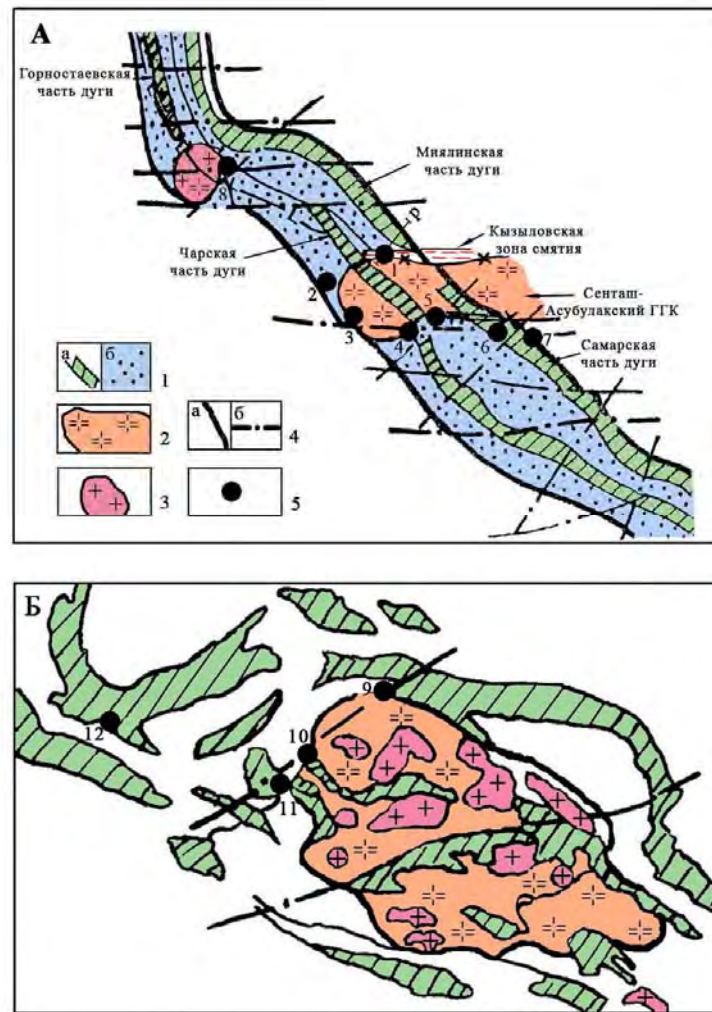


Рис. 56. Схемы структур основания золоторудных поясов: Западно-Калбинского - А, Центрально-Кызылкумского - Б

1 - островодужные, квазиостроводужные палеоподнятия (а), преддуговой, междуговой палеопрогибы (б); 2 - скрытый гнейсовый купол, вмещающий массивы перемещенных гранитоидов, 3 - скрытый Семейтауский массив гранитоидов  $T_{1-2}$ ; 4 - разломы: ограничивающие золоторудный пояс (а), скрытые поперечные разломы (б); 5 - месторождения золота (1-Бакырчик, 2-Акжал, 3-Васильевское, 4-Даубай, 5-Баладжал, 6-Кулуджун, 7-Лайлы, 8-Суздальское, 9-Мурунтау, 10-Даугызтау, 11-Высоковольтное, 12-Кокпатас).

Мурунтауский и Даугызтауский районы тяготеют к крыльям квазиостроводужных поднятий, рассеченным разломом северо-восточного простирания, вблизи контактов массивов перемещенных гранитов Центрально-Кызылкумского террейна. Глубинные условия локализации этих месторождений сходны с таковыми Бакырчика.

По данным Б.Б. Таль-Вирского и др. (1984), Центрально-Кызылкумский район резко выделяется по глубинному строению от остальных районов Южного Тянь-Шаня. Для него характерны неоднородная верхняя мантия с участками пониженной скорости распространения продольных волн, мощный астеносферный слой, залегающий на значительных глубинах (100-200 км) и имеющий высокую электропроводимость, что связано со значительным плавлением вещества верхней мантии; погружение подошвы магнитоактивного слоя до глубины 40 км. Мощность земной коры увеличена на 15-20 км, причем наращивание коры

происходило снизу путем присоединения к ней нерасслоенного линзовидного тела, представляющего собой продукт дифференциации и последующих изменений вещества верхней мантии.

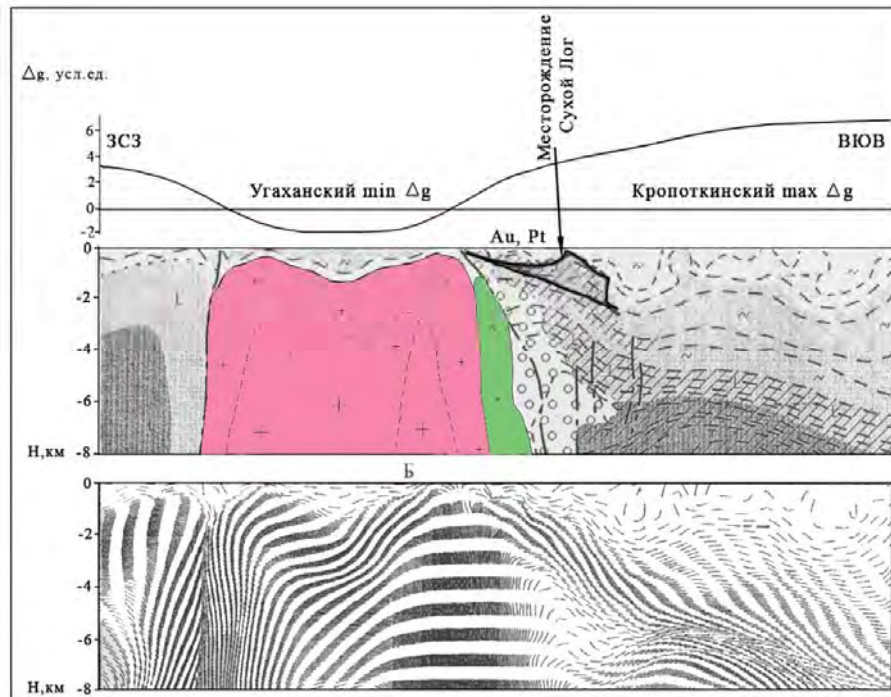
Южному Тянь-Шаню в целом отвечает региональный широтно вытянутый минимум силы тяжести, корытообразный прогиб поверхности Мохоровичича глубиной от 40 до 52 км и выпуклый подъем кровли "базальтового" слоя до глубины 18 км.

Н.Н. Беляшовой, В.М. Хейфецем и др. (1994) по данным МОВЗ-ГСЗ в Центрально-Кызылкумском районе также выявлено резкое увеличение (раздув) мощности metabазальтового слоя в форме линзы северо-восточного направления, мощность которой в пределах Мурунтауского рудного поля достигает 27 км. Нижнюю часть слоя порядка 10 км занимает коро-мантийная смесь. Поверхность Мохоровичича на этом участке образует прогиб глубиной до 47,5 км. Поверхность линзы metabазальтового слоя усложнена поднятиями. Метагранитный слой над линзой metabазальтового слоя сокращен в мощности и отжат на периферию линзы, где фиксируются крупные плутоны гранитоидов вертикальной мощностью до 10 км. По мнению Н.Н. Беляшовой и др., границами линзы базальтового слоя определяются границы Центрально-Кызылкумского района, а выступами ее поверхности, трактуемыми как аномальные участки повышенной базификации коры - границы рудных полей. Для рудного района в целом характерен высокий современный тепловой поток ( $7,95-10,47 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ ).

Месторождение супер-гигант Сухой лог находится в Ленской провинции, имеющей региональное концентрически-зональное строение. В центре расположены Северо- и Южно-Муйские поднятые блоки, представленные гнейсовыми комплексами дорифеид и массивами гранитоидов. Выступы фундамента буквально "обжаты" ветвями Байкало-Муйского зеленокаменного пояса рифеид и сопровождающими их поясами интрузий базитового состава, протрузиями гипербазитов. К одной из ветвей пояса приурочено месторождение. Принципиальная схема положения последнего по отношению к глубинным структурам, вычисленным по аномалиям гравитационного поля (Тараканов, 2005) сходна с таковым перечисленных выше месторождений. Сухой Лог находится висячем боку разлома, полого падающего в основание зеленокаменного пояса и квазиостроводужного поднятия. Разлом, по-видимому, представляет собой крупный надвиг, перекрывающий плутон перемещенных гранитоидов (рис. 57).

Сопоставление Западно-Калбинского пояса с Центрально-Кызылкумским и Нуратинским золоторудными районами показывает, что по особенностям глубинного строения, геодинамике развития и многоэтапности формирования оруденения они имеют много сходных черт. Они формировались в аккреционно-шовных зонах сближения активных окраин континентов на разрушенной процессами деструкции и спрединга зрелой докембрийской континентальной коре. Разрушение континентальной коры и формирование океанического бассейна обусловлено активными мантийно-коровыми процессами, что фиксируется сохранившимися до настоящего времени поднятиями астеносферного слоя, прогибами поверхности Мохоровичича, линзообразными "раздувами" базальтового слоя, сокращением мощности и меланократовым составом "гранитного" слоя, высоким геотемпературным полем. В том и другом

случаях в океаническую и новообразованную континентальную кору "впаяны" останцы древней коры с фрагментами гранито-гнейсовых куполов, с которыми связаны процессы ультраметаморфизма и гранитизации. Сходным образом активно проявлены островодужные и коллизионные этапы развития.



**Рис. 57. Разрез района месторождения Сухой лог (по К.В. Тараканову, 2005)**

А - геологический разрез, Б - грави-структурная модель разреза.

Четко устанавливается связь золотого оруденения с островодужными поднятиями, в том числе и приуроченными к активным окраинам континентов - вулканоплутоническим поясам. Характерна огромная роль в локализации оруденения глубинных разломов как продольных - проводников тепла, восстановленных газов, мантийных флюидов, так и поперечных, обусловивших сдвиго-надвиговые перемещения, формирование пологих экранов и структурных ловушек. Со становлением плутонов коллизионных гранитоидов связано термальное и регенерационное воздействие на ранее сформированное оруденение и образование более крупных концентраций комплексного оруденения.

Вместе с тем, по типу тектонического строения и масштабности всех процессов Западно-Калбинский пояс наиболее близок к линейному Нуратинскому району. Специфика Западно-Калбинского пояса заключается в том, что он представляет собой линейную структуру, относительно слабо искаженную процессами сжатия. Процессы коллизии, сопровождавшиеся окислением восстановленных флюидов и регенерацией оруденения в надинтрузивных зонах гранитоидов здесь были менее полными и привели к формированию оруденения меньших масштабов в сравнении с Мурунтау.

Золоторудно-магматическая система месторождения Мурунтау достаточно хорошо вскрытая вплоть до своей корневой части, может служить эталоном для оценки других регионов сходного структурного типа на предмет прогнозирования суперкрупных концентраций золота.



Вторым наиболее крупным объектом рассматриваемой золоторудной зоны является *Кулуджунское рудное поле*. По данным А.М. Мысника [97, 98] рудное поле локализовано в узле пересечения Западно-Калбинского и субмеридионального Кулуджунского разломов. Рудовмещающими являются флишоидные отложения калбинской (аганактинской) свиты серпуховского яруса ( $C_{1s}$ ). Рудное поле размещается в надинтрузивной зоне массива гранитоидов кунушского комплекса ( $C_3-P_1$ ), расположенного на глубине 2-3 км. Его штоковидные выступы местами выведены на поверхность. В рудном поле сосредоточено более 30 рудных тел (часть из них в ранге месторождений) кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типов. Рудные тела локализованы в двух структурных обстановках: в зоне надвиговых нарушений (Ретивое и др.) и в зонах сколовых разрывов и взбросов (Сомнительное, Нагорное, Центральный Кулуджун и др.).

К Ретивенской зоне надвигов, имеющей северо-западное простирание и северо-восточное падение, приурочено 10 крупных рудных тел кварцево-жильного типа, прослеживающихся на глубину до 320 м. Из них семь месторождений (Варяг 1,2, Ретивое, Владимирское, Праведное, Рюрик, Александровское) образуют единую жильно-прожилковую систему. Кварцевые жилы кулисообразного залегания, изменчивой мощности (0,1-2 м) и протяженности (первые десятки – первые сотни метров) по простиранию и на глубину переходят в зоны прожилково-вкрапленного оруденения (Александровское и др.). При этом в массивных песчаниках преобладают плитовидные кварцевые жилы, в алевролитах – зоны минерализации. Большинство жил сопровождаются широкими зонами метасоматитов (анкеритизация, окварцевание, пиритизация) с высоким содержанием золота (до 5-6 г/т) и мощностью до нескольких десятков метров.

Наиболее перспективным из них является Александровское месторождение, представленное двумя типами оруденения: золото-кварц-сульфидным и зоной минерализации пирит-арсенопиритового состава с антимонитом и шеелитом (до 0,48 %), свободным и сульфидным золотом. Здесь, на юго-восточном продолжении Ретивенской надвиговой зоны, выявлены две зоны минерализации (азимут падения СВ,  $\angle 50-65^\circ$ ) протяженностью до 2,5 км, шириной 50-400 м, с повышенным содержанием золота.

Жильные объекты южной части площади подчинены трещинам скола и отрыва висячего крыла Коншубайского взброса. Это крутопогружающиеся системы коротких (50-250 м) жил с совмещенными минеральными парагенезисами разных стадий: золото-пирит-арсенопиритовой, полисульфидной, кварц-шеелитовой, теллуридной и золото-ртутно-сурьмяной с халцедоновидным кварцем жильного, штокверкового и вкрапленного оруденения. Золото в них самородное, в сульфидах и теллуридах невысокой пробыности (640-850), столбового и кустового распределения. Не исключается, что эти объекты разные по формационной принадлежности, генезису и возрасту (В.А. Глоба, 2004). В отдельных рудных телах содержание шеелита достигает 10 %, сурьмы 26 % (жила Колчеданистая), сурьмы и киновари 10 % (жила Вознесенская).

Среди жильных объектов особого внимания заслуживает мелкое месторождение Кулуджун, которое принадлежит золото-сульфидной формации



пирит-антимонит-киноварь-арсенопиритового минерального типа. Оно приурочено к сочленению Кулуджунского и Кокшубайского разломов и представлено серией кварцевых жил в песчано-алевролитово-сланцевой толще.

Золотое оруденение Кулуджунского рудного поля, по А.М. Мыснику (1998), формировалось в сложных геологических и физико-химических условиях. Связь оруденения с магматизмом парагенетическая. Оруденение представлено кварцево-жильными и штокверковыми системами надинтрузивной зоны при глубине рудообразования 3,0-1,5 км. Горизонтальная мощность зоны окolorудных преобразований достигает 500-700 м, в т.ч. подрудной зоны - 30-400 м, рудной - 8 м, надрудной - до 300 м; вертикальный размах оруденения от 200 до 720 м; протяженность рудных зон от 80-200 м до 9 км.

Минеральный состав руд представлен золото-кварц-сульфидной, золото-полиметаллической и золото-сурьяно-ртутной ассоциациями; из нерудных минералов присутствуют кварц, анкерит, кальцит, барит, антраксолит, шунгит. Рудный процесс полистадийный с телескопированием минеральных ассоциаций. Форма выделения золота самородная и дисперсная (на глубоких горизонтах), в сульфидах и теллуридах.

Околорудные изменения выражены окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией, пиритизацией, ремобилизацией УВ в керит-антраксолит-шунгит, кварц-альбитовыми жилами.

Таким образом для месторождений Кулуджунского рудного поля характерен многостадийный процесс формирования, полиформационный состав оруденения, глубинный и коровый источники, контрастный металльный состав (от Hg, Sb до W, Mo), разные морфологические типы оруденения (жильный, зоны минерализации, штокверковый), формы нахождения золота (свободная, в сульфидах, теллуридная), морфологическая зональность (кварцево-жильная в верхних частях колонны, зон минерализации на глубине), значительный вертикальный размах оруденения (до 750 м), что характерно для крупномасштабного золоторудного процесса.

Наиболее перспективной в отношении поисков оруденения бақырчикского типа представляется северо-восточная часть золоторудного пояса - скрытое Миялинско-Самарское палеоостроводужное поднятие, а в пределах последнего - зоны поперечных разрывов, склоны поднятия на более глубоких уровнях и участки скрытых малых интрузий габбро-диоритового состава.

Используя модель глубинной структуры месторождения Бақырчик в качестве своеобразной матрицы, в пределах Миялинско-Самарского поднятия выявлен ряд перспективных площадей со сходной ситуацией. В первую очередь выдвинуты участки, приуроченные к юго-западному склону поднятия.

Долоньская площадь расположена в северной части золоторудного пояса; охватывает северный и частично южный борта долины р. Иртыш. Площадь полностью закрыта отложениями кайнозоя мощностью от 10 до 70 м. Структурно она приурочена к Миялинско-Самарской палеоостровной дуге, располагаясь в той же позиции, что и месторождение Бақырчик. Площадь тяготеет:

- к узлу пересечения Долоньского разлома северо-западного направления и широтного Курчатовского разлома (аналогичного узлу пересечения Западно-Калбинского и Кызыловского разломов);

- к участку пересечения Курчатовским разломом переклиналильного замыкания локального Владимирского поднятия, аналогично пересечению периклиналильного замыкания Миялинского поднятия Кызыловским разломом.

Кинематика Курчатовского разлома сходна с таковой Кызыловского разлома. Лежащий бок потенциально рудоконтролирующего Курчатовского разлома сложен гранитоидами  $P_1$  и вулканоплутоническими ассоциациями  $T_{1-2}$ .

Геологическое строение Долоньской площади не изучено, но по глубинным критериям она высокоперспективна на открытие здесь объекта бакырчикского типа.

В сходной структурной ситуации находится и перспективная, но закрытая Букенчинская площадь. Ее сходство с районом месторождения Бакырчик определяется следующими признаками. Площадь приурочена:

- к Миялинско-Самарской островной палеодуге, как и месторождение Бакырчик;

- к узлам пересечений Долоньского разлома северо-западного направления и широтных Семипалатинско-Лениногорского, Северо-Семейтауских I и II разломов;

- к участку пересечения системой широтных разломов периклиналильного замыкания локального Букенчинского поднятия островной дуги.

Кинематика системы разломов широтного направления аналогична таковой Кызыловского разлома: лежащий бок потенциально рудоконтролирующих разломов сложен вулканоплутоническими ассоциациями, свидетельствующими о широко проявленном процессе глубинной гранитизации. Над палеоподнятием расположена региональная магнитная аномалия, свидетельствующая о распространении базитовых комплексов в ядре поднятия; отмечен ряд линейных магнитных аномалий, свидетельствующих о развитии на участке мелких интрузий и даек.

В итоге, глубинные факторы локализации оруденения в Бакырчик-Кулуджунской золоторудной зоне сводятся к следующему.

- Бакырчик-Кулуджунская зона по отношению к структурам верхней мантии располагается над апикальной частью выступа астеносферы типа мантийного диапира, верхняя граница которого фиксируется на глубине 60-65 км от поверхности. Функционирование мантийного плюма обеспечивало длительное поступление в земную кору тепла и мантийных флюидов по наиболее ослабленным зонам. Такими каналами являлись Западно-Калбинский и Северо-Западный разломы.

- В поверхности М золоторудной зоне соответствует северо-восточный борт прогиба глубиной до 47,5 км. Зона располагается на участке ЗК меланократового состава, наиболее мощной в пределах Западно-Калбинского пояса.

- По отношению к структурам гранулит-базитового слоя золоторудная зона занимает позицию над юго-западным бортом резкого поднятия слоя и резкого увеличения его мощности под островной палеодугой.

- Золоторудная зона располагается в области крутопадающего Северо-Западного разлома, разграничивающего Миялинско-Самарский блок земной коры с мощным гранулит-базитовым слоем и резко сокращенным гранитно-метаморфическим и Казаншункур-Курчумский с сокращенным в мощности

гранулит-базитовым и мощным гранитизированным гранитно-метаморфическим слоями, т.е. на границе двух блоков с различными типами ЗК.

- Бакырчикское золоторудное поле расположено вблизи северного экзоконтакта скрытого Сенташ-Асубулакского гранито-гнейсового купола, с которым связаны процессы ультраметаморфизма и гранитизации в поднадвиговой части Кызыловской зоны смятия.

- На уровне структур осадочного слоя золоторудная зона тяготеет к скрытому Миялинско-Самарскому островодужному поднятию, к надсубдукционной части Чарской палеозоны субдукции.

- Характерна тесная пространственная связь оруденения с глубинными (2-4 км), не выходящими на эрозионный срез, интрузиями габбро-диоритового состава.

- Установлена структурная приуроченность указанных интрузий и оруденения к палеоостроводужным поднятиям; интрузии тяготеют к склонам поднятий, усложненных поперечными полого падающими зонами разрывных нарушений.

- Рудные тела локализуются в зонах широтных разрывов, полого падающих навстречу склонам поднятий, на участках локальных перегибов и отслоений, возникших в процессе характерных для этой системы разломов левосторонних сдвига-надвиговых перемещений.

Учитывая перечисленные глубинные факторы локализации оруденения, перспективными на поиски золоторудных объектов являются:

- участки вулканических поднятий основания терригенных прогибов, отмечаемые локальными положительными аномалиями силы тяжести;

- места усложнения склонов палеоостроводужных поднятий пологопадающими поперечными разрывами, представляющими собой зоны повышенной проницаемости для магматических расплавов и гидротермальных растворов;

- скрытые глубинные малые интрузии, проявленные в физических полях положительными магнитными и гравитационными аномалиями, приуроченные к участкам структурных усложнений на склонах указанных выше поднятий;

- зоны поперечных разрывов, полого пересекающих склоны поднятий при наличии в узлах их пересечения скрытых малых глубинных интрузий.

Весьма высоко оцениваются перспективы Мукур-Таскудукской площади, занимающей по глубинному строению уникальную позицию в северо-западной интенсивно сжатой и деформированной части золоторудного пояса.

В районе Мукур-Таскудукской площади, к северу и северо-востоку от нее Миялинско-Самарская палеоостровная дуга испытывает резкий левосторонний разворот, возможно, под воздействием расширявшегося в позднем палеозое Шульбинского гранито-гнейсового купола и сдвига-надвиговых перемещений в юго-западном и южном направлениях. При этом Суздальский и Таскудукский разломы играли роль левосторонних сдвига-надвигов, диагонально-расположенных по отношению к островодужному поднятию, т. е. играли примерно такую же тектоническую роль, как и Кызыловская зона смятия, вмещающая месторождение Бакырчик.

За счет сдвиго-надвиговых смещений структуры Западно-Калбинского золоторудного пояса приобрели здесь близширотное направление, сильно сжаты и сближены между собой. Мукурское локальное островодужное поднятие причленено непосредственно к Знаменско-Георгиевскому прогибу, а Казаншункур-Курчумский прогиб выклинивается вблизи Таскудукского разлома. В связи с этим Суздальский разлом осложняет южный борт Знаменско-Георгиевского прогиба, вблизи которого локализовано Суздальское месторождение, и одновременно северный борт Казаншункур-Курчумского прогиба, где в крыле Мукурского поднятия располагаются месторождения Жерек, Мукур и др. На Мукур-Таскудукской площади на сравнительно малой территории сконцентрировано несколько крупных рудоконтролирующих структур, большое число рудопроявлений и точек минерализации, что резко повышает перспективы рассматриваемой площади. В первую очередь целесообразно провести поиски в зонах Суздальского и Таскудукского разломов в северной части площади, где можно прогнозировать открытие месторождений, равноценных Бақырчыку.

Заслуживает внимания Буконьская площадь, расположенная вдоль северной границы скрытого Центрально-Калбинского останца древней континентальной коры, представленной одним из наиболее крупных широтных разломов Западной Калбы - Чингиз-Нарымским. Зона разлома включает несколько параллельных ветвей в полосе шириной в 15-20 км. По средней ветви разлома Миялинско-Самарская островная гряда испытала левостороннее сдвиговое смещение, горизонтальная амплитуда которого составляет порядка 30 км. Северный блок гряды перемещен к западу и образует локальное Актастинское поднятие. Островодужные комплексы в его ядре расположены на глубине 2-4 км. Юго-западное крыло поднятия и Центрально-Калбинский останец рассечены Центрально-Калбинским разломом северо-западного направления, фиксируемым на большом расстоянии зоной высоких градиентов  $\Delta g$ .

Таким образом, при широком развитии левосторонних сдвиговых перемещений по широтным разломам образован ряд узлов пересечений разломов северо-западного и широтного направлений. В таких узлах размещаются месторождения Актасты, Жумба, Кулуджун, Лайлы и др, что указывает на возможное наличие здесь крупного рудного района, ориентированного в близширотном направлении. Разломы широтного направления сопровождаются мощными зонами смятия, повышенного расланцевания и гидротермального изменения пород (серицитизация, интенсивная пиритизация, местами с арсенопиритом).

Практический интерес представляют широтные зоны, расположенные в 10 км к югу от месторождения Сенташ, вдоль левого притока ключа Кожабулак. Долина притока перемыта старателями на россыпное золото. Отвалы представлены ржаво-бурыми заохренными песчаниками и алевролитами, участками с тонкой вкрапленностью пирита. Местами скальные борта ключа расчищены карьером глубиной до 20 м и шириной 100-120 м. Вскрыты интенсивно ожелезненные и расланцеванные песчаники с тонкими прослоями черных углеродистых сланцев. Падение зоны расланцевания пологое:  $30^\circ$ - $35^\circ$  к северо-западу. По дну расчистки видна лимонитовая сыпучка. Возможный аналог

месторождения типа минерализованных зон предполагается нами вблизи горы Викторовка.

В целом Буконьская площадь по своей структурной позиции, обилию золотопроявлений должна восприниматься в качестве района, сходного по масштабам золотопроявлений с Бакырчикским районом.

Определенными перспективами на обнаружение золоторудных объектов прожилково-вкрапленного (бакырчикского) типа характеризуются Курчумская и Каратагайская площади, расположенные в левом борту долины р. Курчум. Здесь имеют место широтные смещения Миялинско-Самарского островодужного поднятия, узлы пересечения крупных систем разломов северо-западного и широтного направлений, мелкие скрытые интрузии средне-кислого состава; углеродистые терригенные отложения морской молассы ( $C_{1s}$ ) и терригенные углеродистые отложения буконьской свиты ( $C_2$ ) прорваны интрузиями гранит- и гранодиорит-порфиров позднекаменноугольного возраста и пермскими гранитами калбинского комплекса. Широко развиты приразломные близширотные грабен-синклинали, выполненные углеродистыми отложениями буконьской свиты. Рудопроявлений золота на указанных площадях не выявлено, но при обследовании железо-марганцевого рудопроявления О.М. Чугуевской и др. (1968) установлено, что в логах и врезях по берегам р. Курчум и Бухтарминского водохранилища железо-марганцевая шляпа сменяется рыхлыми обеленными окварцованными породами с жилами кварца, в которых отмечены повышенные содержания золота и мышьяка. Указанные площади заслуживают опосредованного опосредования.

### **Кемпир-Жананская золоторудная зона**

Кемпир-Жананская золоторудная зона расположена в пределах Кояндинско-Аркалыкской структурно-формационной подзоны, сформировавшейся в краевой части Казахстанского континента, в надсубдукционной части Горностаевско-Аркалыкско-Боконской палеозоны субдукции. В пределы золоторудной зоны входят месторождения Жанан, Кемпир, рудопроявления Восточное, Болдыколь и др.

Кояндинско-Аркалыкская подзона представляет собой своеобразный пояс, сформировавшийся на докембрийском цоколе, представленном породами высокотемпературной субфации гнейсогранулитовой фации существенно меланократового состава. Важным признаком надсубдукционного положения Кояндинско-Аркалыкской подзоны является непрерывное проявление андезитовидного магматизма островных дуг и наземных вулканических поясов ( $D_{2-3}$ ,  $C_{IV}$ ,  $C_{2-3}$ ,  $P_1$ ). Золоторудная зона тяготеет к области относительно слабой деструкции докембрийского цоколя, в пределах которой золотопроявления связаны с энсиалическим андезибазальт-риодацитовым туфотерригенно-карбонатным комплексом приразломных островных дуг ( $D_3$ - $C_3$ ). Энсиматические и энсиалические островодужные комплексы, сформированные в области интенсивной полной деструкции докембрийского цоколя, золотопроявлений не содержат. Области относительно слабой деструкции докембрийского основания, определяющие позицию Кемпир-Жананской золоторудной зоны, выделяются понижением интенсивности гравитационных аномалий положительного знака.

Важным фактором локализации оруденения в Кемпир-Жананской зоне является приуроченность рудоносных комплексов и золотопроявлений к глубинным разломам и узлам их пересечений. Главным рудоконтролирующим является Жарминский разлом протяженностью свыше 500 км, падающий в юго-западном направлении под углом 40-70°. Он отделяет Кояндинско-Аркалыкскую подзону от собственно Жарминской подзоны, основанием которой является докембрийский гранито-гнейсовый субстрат, насыщенный интрузиями гранитов. Следовательно, по разлому приведены в соприкосновение базитовые комплексы первой зоны и гранитоидные - второй.

Месторождение Жанан тяготеет к узлу пересечения Жарминского разлома с близширотным Мола-Кудукским разломом, отчетливо проявленным на карте градиентов гравитационного поля. Месторождения Кемпир, Восточное тяготеют к узлу сочленения Жарминского, Байгузин-Булакского и Болдыкольского разломов (последний близмеридионально-северо-восточного направления).

Разломы близмеридионального направления параллельны Горностаевскому разлому и контролируют протрузии гипербазитов, а также фрагменты офиолитовых ассоциаций. С ними связаны золотопроявления листовенитовой формации, перспективы которых повышаются в надинтрузивных зонах скрытых массивов гранитоидов, где тепловое воздействие последних способно обеспечить ремобилизацию первичной золотой минерализации.

Золотое оруденение размещено в осевой части приразломной Жананской грабен-синклинали, ограниченной продольными Жананским и Чинрауским региональными разломами северо-западного направления (315-320°). В узлах их пересечения выявлены двадцать четыре золоторудных тела, расположенные в зонах гидротермально-измененных пород с сульфидной минерализацией - на контакте вулканогенно-осадочной толщи с углеродистыми графитизированными алевролитами.

Жананский разлом является составной частью Жарминского разлома, ограничивающего Кояндинско-Аркалыкскую подзону с запада. Месторождение Жанан тяготеет к узлу пересечения названных выше разломов северо-западного направления и Кызыловско-Серебрянского разлома близширотного направления. Вблизи Чинрауского разлома прослеживается островодужное поднятие, сложенное вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями  $C_{2-3}$  и  $C_3$ , отмеченное локальным максимумом силы тяжести и локальными положительными и знакопеременными аномалиями  $\Delta T_a$ , фиксирующими субвулканические тела и дайки.

Рудовмещающими являются образования сероцветной молассы майтюбинской серии  $C_{2-3}$  и несогласно налегающие вулканогенные образования трахидацит-андезитовой формации  $C_3$ . Им комагматичны субвулканические интрузии дацитов, диабазов и диоритовых порфиритов. Наиболее поздними по времени образования являются штоко- и дайковидные тела березитизированных гранодиорит-порфиритов и плагиогранитов, с которыми в парагенетической связи находится золотое оруденение поздних этапов. Оруденение сосредоточено либо непосредственно в субвулканических телах диоритовых порфиритов и дацитовых

порфиров (преимущественно в их апикальных частях), либо в осадочных высокоуглеродистых породах (Мысник, 1980).

По возрастным соотношениям и минеральным особенностям выделяются два типа оруденения: ранний золото-мышьяковый в минерализованных зонах осадочных толщ (бакырчикский тип) и поздний золото-сурьмяный (с ртутью) в субвулканических интрузиях лиственитизированных и окварцованных дацитов (алимбетский тип).

Золотосульфидный тип первичного и остаточного оруденения в корях выветривания в минерализованных пиритом и арсенопиритом зонах расланцевания и брекчирования осадочных пород широко развит на Жананском рудном поле, южном участке месторождения Алимбет и других участках. Пиритизированные красноцветные гравелиты и седиментационные брекчии Южно-Жананского участка принадлежат осадочному и гидротермальному типам. Протяженность золотоносных минерализованных зон с кварц-анкерит-хлорит-серицитовым и изменениями вмещающих пород колеблется от сотен метров до 2,5-3 км; ширина их выхода на поверхность - от 50 до 400 м, содержание золота от 0,3-0,5 до 40 г/т. В зонах встречаются стержневые кварцевые жилы с золото-шеелитовой минерализацией. Рудные тела имеют субширотное и северо-восточное простирание.

Золото-сурьмяное оруденение известно на месторождении Алимбет, в центральной зоне Жананского рудного поля, на участках Чинрауском, Пикетном. На Жананской перспективной площади практический интерес представляют пока только окисленные руды кор выветривания в среднем до глубины 50 м.

Положительным фактором для расширения перспектив всей площади является выявленное в последние годы (Р.И. Кужахметов, П.А. Валитов, 2001) золотое оруденение в двух выдержанных горизонтах конгломератов, которые распространяются далеко за пределы известных золотоносных структур.

Месторождение Кемпир расположено в структурной позиции, сходной с таковой месторождения Жанан. Здесь системой Жананского и Байгузин-Булакского региональных разломов северо-западного направления (300-320°) контролируются линейно вытянутые рудоносные зоны минерализации с прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным оруденением разной формационной принадлежности.

В центральной части площади с зонами расланцевания Жананского разлома связана Кемпирская золотоносная зона, приуроченная к тектонизированным углеродистым песчано-алевролитовым молассовым отложениям  $C_{2-3}$ , прорванными отдельными штоковидными интрузиями березитизированных гранитоидов  $C_3$ . Зона включает многочисленные проявления золота, из которых наиболее крупными являются Кемпир, Болдыколь, Восточное, Мышьяковое, Сурьмяное с золото-мышьяковым и сурьмяным оруденением жананского типа.

Северо-восточная часть перспективной площади представлена золотоносными зонами минерализации аполиственитового типа среди "золотоматеринской" олистостромовой кремнисто-карбонатно-терригенной формации  $C_{1V2-3}$  с протрузиями серпентинитов по ультрабазитам Горностаевского пояса. Характер минерализации аналогичен суздальскому типу.



## Иртышско-Южно-Алтайская золоторудная зона

Иртышско-Южно-Алтайская зона на протяжении всей истории золотого промысла в Казахстане являлась главным поставщиком россыпного золота. Основная его часть поступала из Курчумской группы россыпей, перспективы которых оцениваются высоко и в настоящее время. Коренные месторождения золота, наоборот, занимали в золотодобыче подчиненное место.

По представлениям В.А. Глобы и др. (1991, 1997, 1999, 2004), главные перспективы этой зоны связаны с новыми нетрадиционными типами золотого оруденения - джаспероидным карлинско-суздальского типа в карбонат-содержащих породах, золото-теллуридным и кор выветривания [31, 32]. Определенного внимания заслуживает линейно-штокверковое оруденение типа зон кварц-карбонат-сульфидной минерализации в терригенных и карбонатных комплексах пород (Бородаевский, 1954).

В традиционных металлогенических построениях главной золотоконтролирующей структурой Иртышско-Южно-Алтайской зоны является Иртышская зона смятия, сформировавшаяся в процессе многоэтапного тектогенеза. По представлениям В.А. Глобы [31], важную роль в контроле золотого оруденения в регионе, наряду с Иртышской зоной смятия, играет также Курчумско-Кальджирский выступ докембрийских кристаллических сланцев, представлявший собой микроконтинент в герцинский этап тектогенеза. В его пределах сосредоточены главные месторождения золота (Маралиха, Акалбек, Манка и др.), группа россыпей Курчумского и Кальджирского бассейнов.

В пределах Иртышско-Южно-Алтайской зоны золоторудные проявления представлены несколькими главными типами: 1) сопутствующее золото в медно-пирротиновых месторождениях; 2) медно-золотое оруденение в формации мигматитов и анатектических гранитов; 3) золото-теллуридное оруденение, связанное с коллизионным дайковым комплексом.

В юго-западной полосе Иртышской зоны проявлены фрагменты древнего офиолитового комплекса: небольшие лентовидные тектонолинзы и будины серпентинитов, тальк-серпентинитовых и антофиллитовых сланцев среди метатерригенных пород и метавулканитов амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По химическому составу серпентиниты двух типов: океанические и альпинотипные. Последние, возможно, принадлежат тектоническим отторженцам древнего фундамента континентальной окраины (Лопатников, Изох, 1982).

Оруденение золота в полосе кристаллических сланцев в юго-восточной части Иртышской зоны смятия представлено Маралихинским месторождением. Руда вкрапленного типа в золотосодержащих листовенитах, серпентинитах по дунитам и перидотитам. Мобилизация и концентрация золота в пологих зонах лестничного типа обязана процессам амфиболизации, листовенитизации, серпентинизации и окварцевания пород. В итоге сформирована своеобразная штокверково-кварц-лиственитовая зона с избирательной приуроченностью золото-сульфидного оруденения к полосам амфиболовых сланцев, прослеживающаяся на глубину до 500 м. Кристаллические сланцы образуют

антиклинальную складку с острым сводом, к юго-западному крылу которой приурочены пластообразные интрузии ультрабазитов и габбро.

Тела лиственитов и золотоносные кварцевые жилы тяготеют к разломам северо-западного (аз.  $\sim 340-350^\circ$ ) направления сбросового характера. Промышленное оруденение концентрируется на участках пересечения сбросами пологих надвиговых зон. Сбросы смещают надвиговые зоны, и, в свою очередь, пересекаются системами поздних золоторудных кварцевых жил. Наиболее подвержены трещиноватости прослой зеленых актинолитовых сланцев среди слюдисто-полевошпатовых сланцев. Там, где их пересекают надвиговые зоны, наблюдается большое количество трещин и апофиз, выполненных кварцем, и резко увеличивается мощность золотосодержащих лиственитов. Прослой хлорит-актинолитовых сланцев содержат повышенное количество сульфидов, в частности пирротина, поэтому золотоносность лиственитов также повышенная. Наиболее богатые золотом участки кварцевых жил тяготеют к дайкам сиенит-порфиров.

Широким распространением в пределах осевой части Иртышской зоны смятия пользуется медно-золотое оруденение в формации мигматитов и анатектических гранитов.

Мигматиты и анатектические граниты сопровождаются гидротермальными высокотемпературными рудопроявлениями кварц-турмалиновой медно-золоторудной формации и метаморфогенно-гидротермальными рудопроявлениями железа. Золоторудные проявления (Авроринское, Полеваевское, Предгорненское и др.) приурочены к узкой полосе рассланцованных зеленокаменных пород, интенсивно метаморфизованных в областях выклинивания гнейсовидных гранитов. Они представлены жилами и штокверками золотоносного кварца с турмалином, анкеритом, пиритом, халькопиритом, реже сфалеритом и галенитом, которым сопутствуют золото и серебро. Рудоносные жилы располагаются в виде кулис в кварц-серицитовых сланцах. Местами им предшествуют скарны и скарноиды.

На Южном Алтае известны также золотопроявления, связанные с коллизионным и дайковым комплексами ( $P_2-T_1$ ). Примером является золото-теллуридное месторождение Манка. Ранее оно рассматривалось как кварцево-жильное. В.А. Глобой и др. (1991, 1997) месторождение отнесено к золото-сульфидно-теллуридной формации, что значительно расширяет его перспективы.

В пределах юго-западного борта Иртышской зоны смятия и в Курчумо-Кальджирском блоке среди палеозойских метасланцев и гнейсов допалеозоя распространены синколлизионные габбро-диабазовый вавилонский комплекс ( $C_1V_{2-3}$ ) и иртышская габбро-плагиогранитовая серия ( $C_1V_{2-3-s}$ ): массивы Актобе, Глубоковский, Чечек, Аблакет, Сыра, Кумурза, Бесбугу, описанные Э.К. Конниковым и др. [68].

Интрузии иртышской серии включают два комплекса: габброидный и плагиогранитоидный. С габброидами связаны золото-медно-пирротинные (Вавилонское, Карчигинское) месторождения и хромитовые проявления; с гранитоидами - золоторудные проявления кварцево-жильного типа.

Согласно [68], становление габбро-плагиогранитовой серии произошло за счет внедрения габброидного материала в сиалическую земную кору и

длительной остановки в ней не менее чем на  $1 \cdot 10^6$  лет. Происходило плавление осадочно-метаморфической оболочки в коронарных частях базальтового резервуара. Первые порции расплава характеризовались слабой насыщенностью водой, и в верхние оболочки земной коры внедрялась, в основном, магма базальтового состава; в последующем выплавлялись большие массы гранитоидного расплава. Происходил тепло-массообмен между очагами базальтовой и гранитной магм и изменение геохимической и металлогенической специализации той и другой. В габброидных породах появляются концентрации бериллия, в гранитоидах - Ni, Co, Cr, V, Cu.

Главное золотое оруденение Иртышско-Южно-Алтайской зоны связывается с проявлениями коллизионного мантийного магматизма и внедрением в земную кору больших объемов мантийного вещества, за счет раскрытия "астеносферного окна" при отрыве погружающегося в мантию субдуцированного слэба.

Если признать эту точку зрения правильной, то золотопроявления Южного Алтая должны тяготеть, в первую очередь, к площадям, отмеченным гравитационными аномалиями положительного знака, поскольку базитовое и базит-ультрабазитовое вещество мантии обладает высокой плотностью ( $2,95-3,15 \text{ г/см}^3$ ) и должно отмечаться положительными аномалиями значительной интенсивности.

Наиболее крупный гравитационный максимум - Карагаш-Кальджирский (с эпицентром вблизи места впадения притока Карагаш в реку Кальджир) характеризуется размерами в плане  $50 \times 30$  км, интенсивностью до 30 мГл. Его "расширение", отвечающее в плане меридиональному отрезку течения р. Кальджир, достигает 50 км и подчеркивает дискордантность его положения по отношению к структурам Иртышской зоны.

На площади, охваченной Карагаш-Кальджирским максимумом, на поверхность выходят два массива габбронорит-диоритов - Бесбугинский и Сарытауский, - составляющие не выше 10-15 % общих размеров скрытой интрузии (порядка  $3 \cdot 000 \text{ км}^2$ ). Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами, метагаббро-амфиболитами, эпидозитами, линзовидными телами серпентинитов по дунитам и перидотитам, дайками диабазовых порфиритов и плагиогранит-порфиров. На основании количественных расчетов можно предполагать, что скрытое интрузивное тело габбронорит-диоритов определяет форму и размеры аномалии и является постскладчатым, дискордантным по отношению к вмещающим структурам.

Характерно, что все известные россыпные месторождения золота района - Карагаш, Май-Капчагай, Бала-Кальджир и коренные месторождения Алкабек и Манка - расположены по периферии Карагаш-Кальджирской интрузии, несогласной со структурами зоны смятия. Месторождение Манка приурочено одновременно к северо-западному выклиниванию Манкинской интрузии габбронорит-диоритов.

К северо-западу от Карагаш-Кальджирской аномалии расположена еще одна крупная положительная гравитационная аномалия - Маралдинская. Ее протяженность 37 км, ширина 12-15 км, интенсивность до 18 мГл. Ориентирована она в северо-западном направлении, параллельно структурам зоны смятия и четко

совпадает по ориентировке с полосой кристаллических сланцев Кальджирско-Курчумского горста, с ограничивающим разломом и надвигом вдоль него, отделяющими структуры горста от грабена, выполненного отложениями ордовика и пугачевской свиты раннего девона ( $D_{1l-p}$ ). К зоне надвига приурочена цепочка месторождений: Стефаньевское, Покровское плато, Маралиха, Текень, которым соответствует эпицентр Маралдинской аномалии. В то же время крупным россыпным месторождением - Курчумскому, Тасшанскому и Кыстав-Курчумскому отвечает западная периферия этой аномалии, поскольку они частично смещены по рекам в Калба-Нарымскую зону.

Периферийные части Карагаш-Кальджирской аномалии фиксируют многочисленные выходы плагиогранитных интрузий, находящихся в тесной пространственной и временной ассоциации с габбронорит-диоритовыми мантийными внедрениями. Не исключено, что соотношение тех и других фазовое; происхождение бимодальное - мантийно-коровое: внедрения умеренно-кислых гранитоидов происходили в ассоциации с внедрениями мантийных гипербазит-базитовых пород.

Таким образом, золотопроявления Южного Алтая тяготеют к глубинным контактовым зонам интрузий. Многие из них приурочены к боковым ветвям зон глубинных разломов. Месторождения Манка, Алкабек, Май-Капчагай располагаются на удалении от зон глубинных разломов, в ядрах складчатых структур.

Согласно Н.И. Стучевскому, Н.В. Полянскому и др., большое рудоконтролирующее значение придается стволу зоны северо-западного глубинного разлома с протрузиями гипербазитов. При сдвигении блоков выдавливались пластины серпентинитового меланжа, формировалась сложная система складчатых и разрывных структур (взбросо-сдвиги, сдвиги и надвиги) с метаморфогенно-гидротермальным изменением вмещающих пород (амфиболизация, лиственитизация, серпентинизация, окварцевание), сопровождавшимся мобилизацией и концентрацией золота в пологих зонах сдвигов лестничного типа. Сформировалась своеобразная штокверковая кварц-лиственитовая зона с избирательной приуроченностью золото-сульфидного оруденения к полосам амфиболитовых сланцев, прослеживающаяся на глубину более 500 м, что повышает перспективы месторождений. Геофизические данные дополняют схему взаимосвязи тектоники, магматизма и оруденения, включив в модель рудообразования массивы гибридных корово-мантийных магм, их формы, контакты, соотношения с разломами.

В частности, есть реальные перспективы переоценки месторождения Манка из кварцево-жильного малосульфидного в штокверковый геолого-промышленный тип с многопрофильной золотой минерализацией и прогнозными ресурсами в масштабах крупного месторождения.

Перспективной на поиски месторождений джаспероидного карлинского (суздальского) типа представляется Курчумская площадь, включающая группу проявлений золота: Курчумское, Поисковое, Диковское, Чулак-Булак, Аксерке I, II, III. Все они контролируются системой сближенных северо-западных и северо-восточных разломов; располагаются в карбонат-углеродсодержащих алевролитах, сланцах и известняках девонского возраста в экзо-эндоконтактных зонах

позднепалеозойских гранитоидных массивов; характеризуются широким проявлением процессов окварцевания, березитизации, лиственитизации и серицитизации с сульфидной минерализацией. К ним пространственно тяготеют россыпи золота Кыстав-Курчумской группы разных морфогенетических типов. Преобладают кварцево-жильный и джаспероидный типы золотопроявлений.

Заслуживает внимания также площадь в низовье р. Бас-Теректы, сложенная песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями пугачевской свиты эйфеля, рассеченными Теректинским разломом северо-западного направления и Манкинским - северо-восточного. К узлу пересечения указанных разломов, осложненному флексурным изгибом вмещающих толщ, приурочено месторождение Манка. Магматические образования представлены Манкинским рудовмещающим штоком гранодиоритов и более поздними ( $P_2-T_1$ ) дайками кислого состава, образующими протяженный пояс северо-западного простирания шириной до 5 км.

С дайками пространственно тесно ассоциирует золотое оруденение. Главной рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой является Теректинский разлом. В зоне этого разлома вмещающие породы подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим процессам с образованием хлорито-слюдяно-карбонатных, слюдяно-карбонатных сланцев, вторичных кварцитов, яшмоидов и сидеритов ранних стадий, лиственитов, березитов и грейзенов поздних предрудных стадий метасоматоза. Метасоматиты слагают протяженные линейно-штокверковые зоны, с которыми в тесной пространственной связи находится многостадийное золото-кварц-карбонат-сульфидно-теллуридное оруденение.

Северо-восточнее Манкинской зоны (в 50 м) располагается Медвежская зона с проявлениями Медвежье и Дерэль, а еще далее к северо-востоку - Приконтактная зона, включающая проявления Басты, Контактное, Придорожное.

На юго-восточном продолжении Бас-Теректинской площади на территории Китая, в 12 км от границы, обрабатывается среднее по масштабу месторождение золота Долонасай, где золото концентрируется, в основном, в дайках диоритов и гранодиоритов, развитых в зоне контакта известняков и терригенных отложений (Беспаяв и др., 1997).

На Бас-Теректинской площади возможно выявление месторождений типа Манка и Долонасай, а также месторождений нетрадиционных типов с золото-кварц-карбонат-полисульфидным оруденением в линейно-штокверковых зонах минерализации.

В итоге изучения глубинного строения Западно-Калбинского пояса уточнено структурное районирование, отображающее сложную геодинамику развития пояса в качестве аккреционно-коллизонной сутурной зоны, формировавшейся вблизи сближения континентальных массивов Сибири и Казахстана. Получили глубинную характеристику палеозоны субдукции и связанные с их функционированием надсубдукционные структуры (островные гряды, пред- и междуговые прогибы), находящиеся большей частью в скрытом залегании в основании Калбинского терригенного прогиба. Выявлено неоднородное строение ЗК в пределах пояса: выделены участки континентальной

коры, новообразованной по коре океанического типа, и сохранившиеся останцы древней сиалической коры с реликтами гранито-гнейсовых куполов.

Особенностями глубинного строения обусловлена специфика золоторудных зон в пределах пояса. Выявленные глубинные факторы локализации золоторуденения частично являются общими для всех золоторудных зон, частично - индивидуальными, присущими только конкретным зонам.

Выявлена приуроченность золоторудного пояса к области активных мантийно-коровых взаимодействий над резким поднятием астеносферного слоя типа мантийного плюма, обусловившим широкое развитие процесса базификации, линзообразное приращение гранулит-базитового слоя, сокращение мощности гранитно-метаморфического слоя и меланократовый состав последнего. Остаточное влияние мантийного астенолита фиксируется общим повышенным геотемпературным фоном и термоградиентными зонами, приуроченными к крупнейшим глубинным разломам.

В пределах Западно-Калбинского пояса выделены Суздальско-Акжальская, Кедей-Баладжальская, Эспе-Жанаминская, Кулуджун-Бакырчикская золоторудные зоны и обрамляющие пояс - Кемпир-Жананская и Иртышско-Южно-Алтайская зоны.

Главным глубинным фактором Суздальско-Акжальской зоны по авторам является приуроченность оруденения к мобильной палеогранице Казахстанского континента и Зайсанского океанического бассейна. Месторождения располагаются вблизи Горностаевско-Аркалыкско-Боконской системы разломов, представляющей собой сохранившийся "след" зоны субдукции, разграничивающей зоны с различным палеотипом земной коры и соответственно, с различной физической характеристикой, являющейся главной рудоподводящей структурой зоны. Золоторудная зона приурочена к надинтрузивной зоне крупных скрытых плутонов гранитоидов, образующих протяженный пояс вдоль юго-западного борта Знаменско-Георгиевского преддугового прогиба. Суздальско-Акжальская зона оценивается как наиболее перспективная в золоторудном поясе на обнаружение крупного объекта суздальского (карлинского) типа.

Кедей-Баладжальская золоторудная зона приурочена к надсубдукционной области Чарской палеозоны субдукции, представленной фрагментами разрушенной коллизионными процессами энсиматической островной дуги. Оруденение приурочено к малым интрузиям и дайкам диоритов, кварцевых диоритов кунушского комплекса  $C_3-P_1$ . Наиболее перспективной представляется северо-западная часть зоны, расположенная в области сжатия и сближения Чарского и Миялинско-Самарского палеоостроводужных поднятий, на участке активного проявления мезозойских коллизионных процессов (тектоно-магматической активизации).

Эспе-Жанаминская золоторудная зона по отношению к глубинным структурам основания тяготеет к осевой части Казаншункур-Курчумского междугового палеопргиба, осложненного группой горст антиклинальных структур вдоль Западно-Калбинского разлома. В Эспе-Жанаминской зоне целесообразно ориентироваться на обнаружение объектов кварцево-жильного и штокверкового типов в надинтрузивных зонах скрытых массивов диоритов-гранодиоритов, в терригенных толщах раннего карбона. Рекомендуются переоценка рудных зон в

углеродисто-терригенных толщах месторождения Жумба на крупнообъемное оруденение.

Бакырчик-Кулуджунская золоторудная зона располагается в области крутопадающего Северо-Западного разлома, ограничивающего с востока Миялинско-Самарский блок земной коры с мощным гранулит-базитовым слоем, на границе двух блоков с различными типами ЗК. Бакырчикское золоторудное поле расположено вблизи северного экзоконтакта скрытого Сенташ-Асубулакского гранито-гнейсового купола.

На основе глубинных факторов наиболее перспективной представляется северо-восточная часть зоны с аналогичной Бакырчику глубинной структурной позицией. В юго-западной части Бакырчик-Кулуджунской зоны выделены Долоньская, Букенчинская, Курчумская, Буконьская и другие площади. Буконьская площадь перспективна на открытие объектов не только бакырчикского, но и суздальского типов в углеродисто-кремнисто карбонатных отложениях.

К золоторудному поясу Западной Калбы тесно примыкают с запада Кемпир-Жананская, с востока - Иртышско-Южно-Алтайская золоторудные зоны, расположенные в принципиально иной структурной позиции в сравнении с золоторудными зонами Западной Калбы.

Важным фактором локализации оруденения в Кемпир-Жананской зоне является приуроченность рудоносных островодужных комплексов и золотопроявлений к глубинным разломам и узлам их пересечений. Золотое оруденение сосредоточено либо непосредственно в субвулканических телах диоритовых порфиров и дацитовых порфиров, либо в высокоуглеродистых терригенных породах и, соответственно, представлено двумя типами: ранним золото-мышьяковым в минерализованных зонах расланцевания и брекчирования углеродистых толщ (бакырчикский тип) и поздним золото-ртутно-сурьмяным - в субвулканических интрузиях. Расширение перспектив связывается с золотым оруденением в горизонтах конгломератов.

Золотое оруденение Иртышско-Южно-Алтайской зоны связывается в основном с проявлениями коллизионного мантийного магматизма. В этой зоне, наряду с Иртышской зоной смятия, важное значение имел Курчум-Кальджирский выступ докембрийских кристаллических сланцев, представлявший собой микроконтинент в герцинский этап тектоногенеза. В его пределах сосредоточены главные месторождения золота разного типа. Перспективы этой зоны определяются поисками новых нетрадиционных типов золотого оруденения - джаспероидного карлинско-суздальского в карбонат-содержащих породах и золото-теллуридного.



## СЕВЕРО-БАЛХАШСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС

### ПОЛОЖЕНИЕ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ

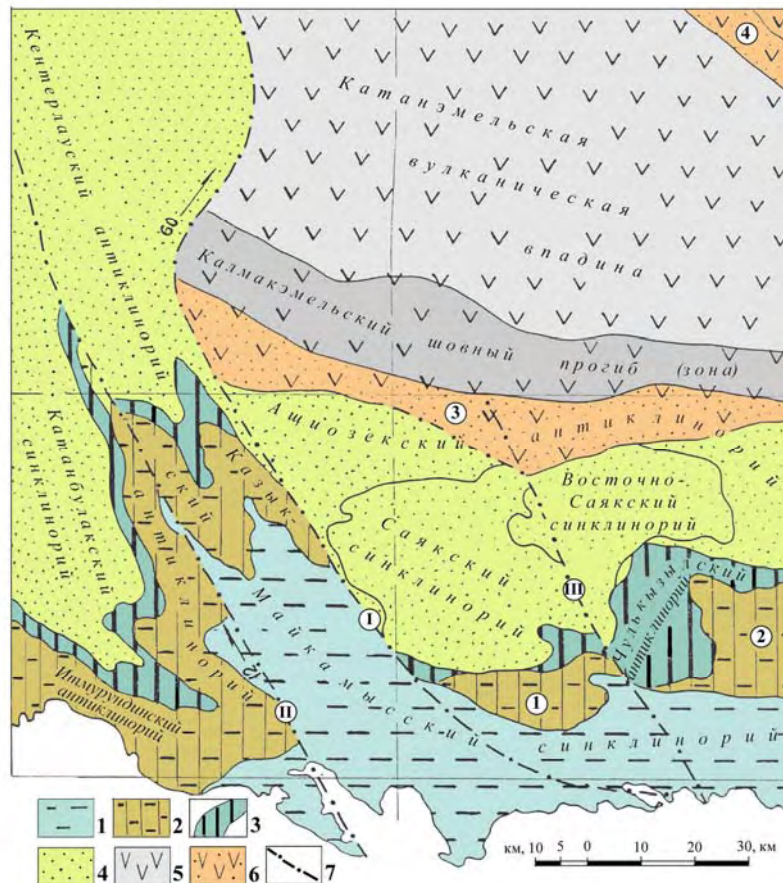
Под Северным Прибалхашьем понимается территория к северу от оз. Балхаш до Причингизья - на востоке и Каркаралинского района на севере, от долины р. Моинты на западе до границы КНР на востоке. Геологическое строение этой области сложное; история ее развития прослеживается от раннего ордовика до триаса включительно. Северное Прибалхашье, являясь важнейшим горнопромышленным районом Казахстана, привлекало внимание многочисленных геологов Союза и Казахстана, поэтому степень его изученности исключительно высокая.

Северное Прибалхашье охватывает северную краевую часть герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой области. Традиционно здесь выделялись тектонические структуры первого ранга: Северо-Джунгарский мегасинклиниорий, Северо-Балхашский мегантиклинорий, Котанэмельский сегмент Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса [13]. В свою очередь, они подразделялись на более мелкие структурные элементы: синклинии и антиклинории, наложенные впадины. Так, в осевой части Северо-Балхашского мегантиклинория выделялись Итмурундинский, Казыкский, Карашашский и Чулкызылский антиклинории, а на его северном борту - Котанбулакский, Саякский, Восточно-Саякский синклинии, Кентерлауский и Ащиозекский антиклинории (Кошкин, 1997) (рис. 58). Общей для всех структур является их полная складчатость, линейная или брахиформная. Складки разбиты разломами, смещены по сбросам, сдвигам и надвигам, нередко образуя пакеты покровов. "Сжатость" складок и деформация структур резко увеличиваются вблизи зон глубинных разломов, таких как Иткудук-Бактайская, Жаманшурук-Кокбайтал-Кайрактинская, Молалыбулакская, Бесобинская и др.

В современной структуре региона значительную роль играют позднетриасовые правосторонние сдвиги северо-северо-западного направления. Главным из них является Центрально-Казахстанский сдвиг, амплитуда перемещения по которому составляет 60-65 км (Кошкин, 1965).

В геодинамическом плане Северное Прибалхашье охватывает активную континентальную окраину Казахстанского континента, обрамлявшего с севера, запада и востока палеоокеанический бассейн. Однако многие детали ее строения не выяснены.

По В.Я. Кошкину и В.А. Сушкову (1995), структура района в конце перми была представлена: 1) наложенными брахисинклиналями позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканического пояса; 2) Котанбулак-Саякским флишевым прогибом; 3) внешней авулканической островной дугой, фиксируемой на значительном протяжении поясами офиолитов, антиклинориями и телами гипербазитов вдоль Алакольско-Джунгарского разлома; 4) частью океанического бассейна, присоединившегося в позднем силуре к внешней дуге; 5) Северо-Джунгарским палеобассейном; 6) догерцинскими структурными комплексами [76].



**Рис. 58. Схема тектонического районирования Северного Прибалхашья (по В.Я. Кошкину, 1997)**

1-6- Геодинамические зоны: 1- океаническая ( $O_{2,3}$ ); 2- океаническая ( $O_2-S_1$ ), преобразованная во внешнюю невулканическую дугу в  $S_2, -D_2, -C_2$ ; 3- океаническая  $O_2$ , внешняя дуга  $O_3-C_3$ , островная вулканическая дуга  $O_3$ ; 4- междуговый флишево-молассовый прогиб  $S_1-C_3$ ; 5- вулcano-плутонический пояс  $S_{1v}-P_2$  ( $T_1$ ); 6- морские вулканические дуги и преддуговые прогибы; 7- трансформные постколлизийные сдвиги  $T_2$ : Центрально-Казахстанский -I, Актасский (Солдатсайский) -II, Майкамысский -III.

Антиклинории: Итмурундинский, Казыкский, Карашатский (1), Турангинский (2), Чулькызылский, Кентерлауский, Ащизекский; синклинории: Майкамысский, Котанбулакский, Саяжский, Восточно-Саяжский; Котанэмльская вулканическая впадина; Калмакэмльский шовный прогиб; морские вулканические дуги: Тюлькулийская  $D_3fm-C_{1v2}$  (3), Кикунтайская  $D_2zv-D_3f$  (4).

Согласно их данным, осевая часть Северо-Балхашского мегантиклинория как геоантиклиналь внешней авулканической дуги, отделявшая северную часть океанического бассейна и ограничившая его с севера, сформировалась в среднем-позднем ордовике и продолжала существовать до начала перми. Отдельные антиклинории последовательно включались в общую структуру. Строение мегантиклинория периодически усложнялось надвиганием северного борта к югу, амплитуда шарьяжей достигала десятков километров. На всем протяжении тектонические движения локализовались в осевой зоне, создавая серию последовательно наложенных складчато-разрывных структур. Так, в Итмурундинском антиклинории, по его осевой части, представленной среднеордовикским меланократовым фундаментом и офиолитами итмурундинской свиты, проходит надвиговый шов, по которому сближены структурно-формационные зоны северного и южного бортов осевой зоны. На северном (аллохтонном) борту на меланократово-офиолитовом фундаменте резко

несогласно залегают наложенные вулканогенно-островодужные формации верхнего ордовика, затем флишевого силура, фамена-турне, среднего-верхнего карбона. На южном борту, на таком же основании, с резким структурным несогласием залегают океанический комплекс верхнего ордовика-силура, на который наложены морские флишево-молассовые формации фамена-турне и среднего-верхнего карбона.

Основание представлено полимиктовым меланжем с серпентинитовым матриксом и рассланцованными смятыми базальтоидами. Степень дислоцированности толщ последовательно уменьшается от верхнеордовикских к фамен-турнейским и средне-верхнекарбоновым, но вблизи разломов (в зонах рассланцевания) пласты имеют крутое падение. Средне-позднекарбоновые толщи часто выполняют наложенные синклинали - мульды.

Южный борт осевой зоны мегантиклинория сложен верхнеордовикско-силурийской серией отложений иного типа. Яшмово-базальт-терригенная формация казыкской, тюретайской и ащиозекской свит образует непрерывную серию, слагающую протяженную, интенсивно деформированную, синформу. Характерна система сигмоидных изгибов линейной субширотной структуры в процессе сдвигового сжатия в конце позднего карбона. Так, Итмурундинско-Казыкский антиклинорий представляет собой гигантский сигмоидный изгиб-складку с вертикальным шарниром и опрокинутым, с волочением к западу, Казыкским крылом.

По южному крылу Итмурундинского антиклинория проявилось предлудловское складкообразование, изменившее структуру океанического бассейна и обусловившее образование наложенных мелководно-рифовых фаций  $S_2$  и  $D_2$ .

По данным В.Я. Кошкина (1997), сложная складчато-разрывная мегаструктура Северного Прибалхашья окончательно сформировалась на границе карбона и перми в коллизионную саякскую фазу складчатости. В это время замкнулись океанический и преддуговой морские бассейны, а разрывные и складчатые структуры субширотного плана были сложно деформированы. Особая роль отводится границе между осевой зоной мегантиклинория (внешней островной дугой) и междуговым флишевым прогибом. Она рассматривается как зона крупного глубинного разрыва, по которой в ордовике-силуре формировался надвиг, в девоне и карбоне происходили вертикальные движения разного знака. В структуре Северо-Балхашского антиклинория и Саякского синклинориев нередко существенную роль играют мощные зоны сдвигового смятия и рассланцевания, связанные с саякским тектоногенезом. Таковы Молалыбулакская зона смятия и рассланцевания на границе Ащиозекского антиклинория и Восточно-Саякского синклинория, распадающаяся на серию сдвигов; Бесобинская зона - граница Чулкызылского антиклинория и Восточно-Саякского синклинория. К системе разрывов Бесобинской зоны приурочены дайки и все рудные зоны Саякского рудного узла.

Северо-Джунгарский мегасинклинорий формировался в обширной северной части Джунгаро-Балхашского океанического бассейна ордовикско-каменноугольного возраста. Лишь его северный край был включен во фронтальную островную дугу: Турангинский блок - в верхнем силуре,

Краснооктябрьский прогиб - в девоне (до фамена). Внутреннее строение силурийско-девонских толщ палеоокеанического синклинория резко отличается от такового флишевого прогиба. Здесь складчатость хаотическая, плохо выражена, картируется фрагментарно, что по мнению В.Я. Кошкина, является результатом аккреции.

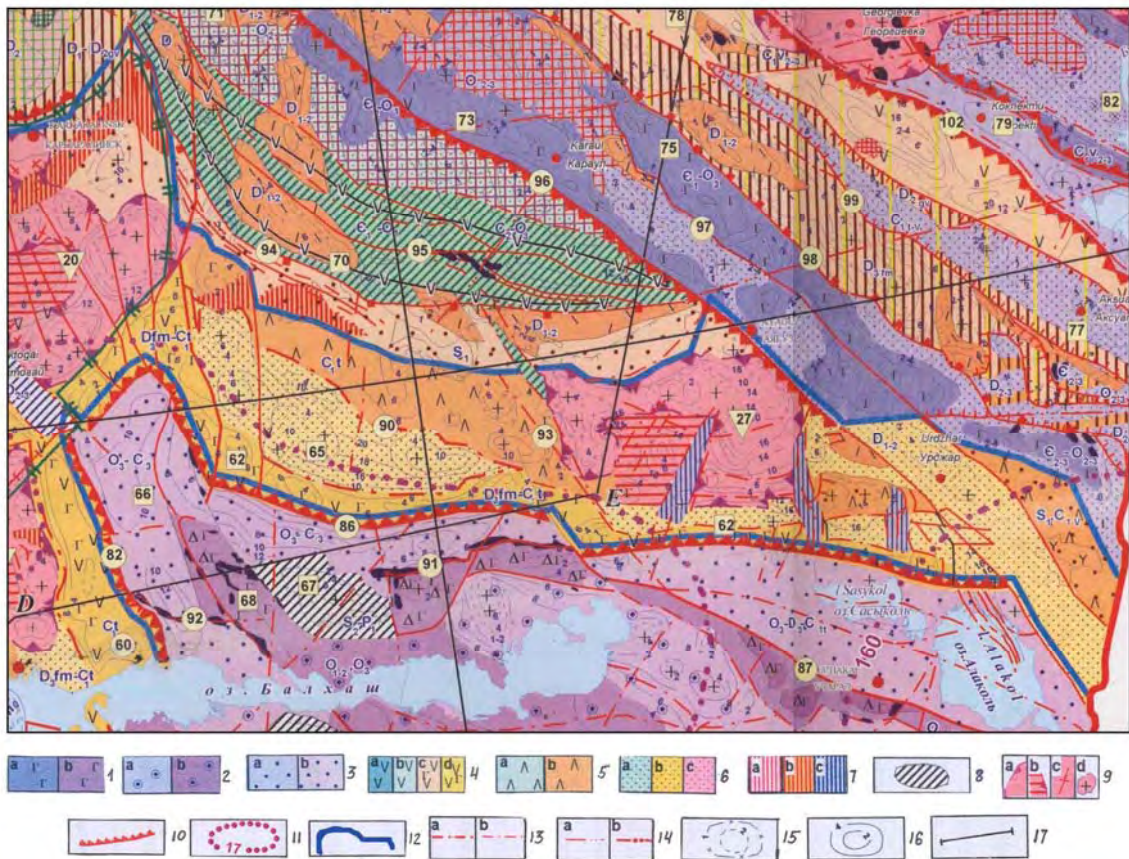
Нами предлагается несколько иная тектоническая схема (рис. 59). Котанбулак-Саякский флишеидный прогиб выступал в качестве преддугового, Итмурунды-Тюлькуламская сутура представляла собой чешуйчатые надвиги-фрагменты зоны субдукции (о чем свидетельствуют также высобарические комплексы пород в Итмурундинском меланже). На фронте активной окраины располагался Джунгаро-Балхашский палеоокеанический бассейн, в ее тылу – наземный Балхаш-Илийский вулканический пояс. Основанием последнего являлись Токрау-Ортасу-Калмакэмель-Актогайское фронтальное вулканическое поднятие, Новалы-Кызылэспинский блок, Жоргинское тыловое авулканическое поднятие и Котанэмельский междуговой прогиб, расположенные в тылу зоны Беньофа.

Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканоплутонический пояс принадлежит к типу наземных окраинно-континентальных поясов, формирующихся на заключительном этапе развития активных окраин континентов, на границе с океаническими бассейнами. Для них характерна медная, редкометалльная, золотая и нередко урановая минерализация. В этом плане не является исключением и Балхаш-Илийский вулканический пояс, который включает большое количество месторождений, рудопроявлений и геохимических ореолов меди, редких металлов, полиметаллов и золота.

Окраинно-континентальные вулканические пояса (ОКВП) понимаются как гигантские, длительно функционировавшие, зоны проницаемости в земной коре, возникшие на границах стабильных блоков зрелой сиалической коры и новообразованной океанической коры. Они представляют собой структуры переходного типа, фиксирующие крупные тектонические швы, разделяющие разнородные блоки литосферы. Подобные условия возникают на активных окраинах континентов на этапе сжатия и закрытия разделяющих их субокеанических бассейнов. Элементами активных окраин являются зоны Беньофа, островодужные поднятия, преддуговые и задуговые бассейны, собственно континентальные структуры.

Вулканические пояса одним краем (фронтом) наложены на островодужные структуры, нередко наследуя вулканические формирования островодужной стадии. Другим (тыловым) краем пояса накладываются на собственно континентальные структуры - блоки неоднородного вещественного состава, островодужные поднятия энсиалического типа. Вулканические комплексы локализуются преимущественно по краю континента, сменяясь по латерали внутрь континента тыловыми грабенами, выполненными вулканогенно-осадочными и осадочными молассовыми комплексами.





**Рис. 59.** Карта глубинного строения Северного Прибалхашья, м-б 1:2 500 000 (по В.Н. Любецкому, 2000)

1 - энсиалические фронтальные островные дуги с включениями офиолитовых кремнисто-базальтовых и меланжевых комплексов: в линейных - а, овально-ячеистых - б структурах; 2 - остаточные прогибы - а, в том числе на месте океанических впадин - б; 3 - преддуговые прогибы на месте захороненных океанических впадин, в том числе над срединно-океаническими хребтами: в линейных - а, овально-ячеистых - б структурах. Отрицательные аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$ . 4 - энсиалические фронтальные островные дуги: рифейские - а, каледонские - б, герцинские в линейных - с, овально-ячеистых - д структурах. Положительные аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$ . 5 - энсиалические тыловые островные дуги, в том числе авулканические: каледонские - а, герцинские - б. Положительные аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$ . 6 - междуговые прогибы: каледонские - а, герцинские - б, в том числе на базифицированном сиалическом основании - с. Отрицательные аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$ . 7 - внутри- и межконтинентальные палеорифты: венд-кембрийские - а, герцинские - б, мезокайнозойские - с. Отрицательные аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$ . 8 - мульды на месте остаточных морей. Отрицательные аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$  высокой интенсивности. 9 - гранито-гнейсовые купола: внешние границы - а, границы негранитизированных останцов - б, гнейсовый субстрат - с, перемещенные граниты - д. 10 - зоны Беньофа-Заварицкого (субдукции). Значки (полуокружности) отражают направление падения зоны. 11 - предполагаемые границы кровли мантийных плюмов; глубина в км. 12 - граница Балхаш-Илийского верхнепалеозойского вулканоплутонического пояса. 13 -разломы, разграничивающие блоки земной коры разного вещественного состава (структурно-формационные зоны, подзоны и пр.): первого порядка - а, более высоких порядков - б. 14 - поперечные и кососекущие разломы в линейных покровно-складчатых поясах - а, трансформные разломы - б. 15 - линии равных глубин залегания интрузивных массивов. 16 - линии равных глубин залегания аномалиеобразующих комплексов. 17 - линия Северо-Балхашского разреза, помещенного на рис. 67.

Морфология вулканических поясов определяется формой мобильных границ микроконтинентов и океанических бассейнов. Балхаш-Илийский пояс имеет форму разомкнутой на юго-востоке подковы, повторяющей юго-восточный внешний контур Казахстанского континента в начале раннего карбона. Как

единое целое пояс развивался в течение карбона, перми и, очевидно, первой половины триаса.

На значительном протяжении границами пояса служат крупные тектонические нарушения. На складчатый фундамент образования вулканического пояса наложены в виде пологого относительно слабо дислоцированного чехла, отделенного поверхностью структурного несогласия. Балхаш-Илийский пояс изучался геологами многих организаций в течение длительного времени как в процессе геолого-съёмочных (К.А. Азбель, В.А. Аристов, М.К. Бахтеев, В.Ф. Беспалов, М.Р. Борукаева, В.Я. Кошкин, А.К. Мясников и др.), геолого-разведочных (Г.М. Бурдуков, Б.С. Зейлик, М.И. Жуков, Ю.П. Москалев, Н.Д. Скляр, В.А. Сушков и др.) так и научно-исследовательских работ (А.А. Абдулин, Н.А. Афоничев, Г.Л. Добрецов, П.К. Жуков, А.С. Кумпан, Ю.И. Лялин, Г.Ф. Ляпичев, Э.Ю. Сейтмуратова, Л.И. Скринник, А.Е. Шлыгин, Г.Н. Щерба и др.).

Вопросы геологии, тектонического строения и металлогении пояса освещались в печати достаточно широко. В последние годы они рассматривались в свете геодинамических режимов развития этого региона при составлении сводных карт Казахстана: минерагенической, глубинного строения, тектонической, рудоносных магматических формаций, а также в докторской диссертации Э.Ю. Сейтмуратовой (2004), освещающей геологические формации и историю развития Джунгаро-Балхашской складчатой области в позднем палеозое.

По характеру основания, времени формирования и петрохимическому составу вулканитов Балхаш-Илийский пояс четко подразделяется на две части: фронтальную и тыловую, которые некоторыми исследователями (А.В. Пейве и др., 1982; Э.Ю. Сейтмуратова, 2004) выделяются в ранге самостоятельных поясов - окраинно-континентального и внутриконтинентального. Фронтальная часть пояса более узкая, наложена на островодужные комплексы фамен-турнейского возраста, причлененные к Казахстанскому континенту вдоль его границы с внутренним Джунгаро-Балхашским палеобассейном. Для этой части пояса характерны незрелая земная кора переходного типа, последовательная смена раннепалеозойских комплексов палеобассейна среднепалеозойскими островодужными, а затем позднепалеозойскими наземными вулканическими комплексами. Вулканизм охватывает в основном ранний карбон; вулканиты по составу относятся к базальтам и андезибазальтам натриевого типа щелочности, перемежаются с осадочными отложениями и приближаются к островодужным комплексам.

Тыловая часть пояса формировалась на зрелой континентальной коре Казахстанского континента, неоднократно в разной степени подвергавшейся разрушению, тектоно-магматической переработке, гранитизации и новой консолидации в процессе завершающей складчатости каледонского и раннегерцинского коллизионных этапов. Эта часть пояса сложена преимущественно кислыми вулканитами позднего карбона, перми и, в меньшей мере, триаса. Натриевый тип щелочности сменяется нормальным, а затем - калиевым. Вулканический покров ложится здесь на разнородный фундамент: останцы дорифейского Актау-Джунгарского микроконтинента с реликтами

гранито-гнейсовых куполов и гранулит-амфиболитовых комплексов зеленокаменных поясов, переработанных метаморфическими процессами; каледонские и герцинские складчатые комплексы.

Каледонские комплексы, подстилающие пояс, сложены в тыловой части, главным образом, карбонатными фациями платформенного чехла ( $PR_2-O_{1-2}$ ,  $S_{1-2}$ ), а во фронтальной - углеродисто-кремнистыми отложениями в ассоциации с базальтоидами, формировавшимися в глубоководных условиях зоны спрединга. В конце ордовика-начале силура здесь формировались олистостромовые комплексы в туфо-терригенном матриксе. В силуре-раннем девоне на площади тыловой части пояса существует устойчивое Актау-Джунгарское поднятие, а во фронтальной части - в прибрежных условиях мелкого моря накапливаются мелкообломочные отложения. В фамене на большей части территории, соответствующей фронтальной части Балхаш-Илийского пояса, в связи с общей морской трансгрессией, продолжается накопление терригенных осадков, периодически сменяющееся вулканической деятельностью (Сейтмуратова, 2004). По периферии внутреннего морского бассейна, начиная с фамена, в турне и раннем визе формируются островные гряды, сложенные терригенными, карбонатно-терригенными и терригенно-вулканогенными комплексами. Таким образом, основанием фронтальной части пояса являются островодужные комплексы, в состав которых входит ряд дифференцированных вулканитов известково-натрового типа щелочности.

Э.Ю. Сейтмуратовой, вслед за А.В. Пейве, С.Г. Самыгиным и др. (1982), фронтальная и тыловая части Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса понимаются как самостоятельные пояса: окраинно-континентальный и внутриконтинентальный [115-117].

Окраинно-континентальный (Тасты-Кусак-Котырассан-Алтынэмельский по Э.Ю. Сейтмуратовой) пояс протяженностью около 1000 км и шириной от 15-20 до 50-60 км располагается вдоль береговой линии морского палеобассейна на границе его с Казахстанским континентом. Формирование пояса связывается с ограничивающими глубинными разломами мантийного заложения сбросово-сдвигового характера, типа зон Бенъофа. Характерной чертой пояса является непрерывное наращивание формационных комплексов ранних этапов развития Джунгаро-Балхашской области комплексами собственно вулcano-плутонического пояса. Начальный комплекс пояса представлен отложениями кусакской свиты, в разрезе которой, наряду с прибрежно-морскими осадками, значительный объем занимают вулканиты основного и среднего состава с натриевым типом щелочности. По направлению к тыловой части натриевый тип щелочности постепенно сменяется натриево-калиевым. В целом поперечная петрохимическая зональность проявлена слабо. Заложение и становление пояса ограничиваются каменноугольным временем. Кусакская свита ( $C_1V_2-s_1$ ) классифицируется как базальт-андезибазальт-дацит-риолитовая формация, но с широкой вариацией осадочных пород (от 30 до 70%). Границей окраинно-континентального пояса с внутриконтинентальным предположительно являются скрытые разломы, к которым приурочены интрузии балхашского и музбельского комплексов. Эта граница является и петрохимическим барьером, так как к ней приурочена резкая смена щелочности магматитов с натриевой на нормальную и калиевую.

Внутриконтинентальный (собственно Балхаш-Илийский) вулкано-плутонический пояс характеризуется еще большей протяженностью, чем окраинно-континентальный, - 1600 км при ширине от 50 до 200 км (в северном сегменте). Пояс полностью формировался на континенте в коллизионный позднепалеозойский этап. В его строении участвуют продукты всех циклов позднепалеозойского вулканизма, хотя наиболее проявлен кислый вулканизм ранней перми. Характерная особенность пояса - наложенность его на консолидированные структуры фундамента, специфические магматогенно-тектонические структуры, тесная парагенетическая связь вулканитов и интрузивных образований. Внешняя тыловая граница пояса неровная, с резкими смещениями по поперечным разломам.

Наряду с индивидуальными чертами, оба пояса имеют и много общего: главным образом, это многократная ритмичная смена вулканитов андезитового и риолитового состава [115-117].

Наземный вулканизм в пределах пояса сопровождается интенсивным интрузивным магматизмом, представленным рядом разнообразных по возрасту и составу формаций, комагматичных вулканическим комплексам. По данным Э.Ю. Сейтмуратовой (2003), раннекаменноугольная габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитная формация (балхашский, музбельский, алтынэмельский, центрально-джунгарский комплексы) приурочена к фронтальной части пояса и является комагматом вулканизма визе-серпуховского времени. Преобладают гранодиориты, но в целом вариация состава пород широкая: от габбро до адамеллитов. Характерно резкое преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , т.е. тот же натриевый тип щелочности, который свойственен вулканитам этого времени.

В среднем карбоне сформировались две формации: габбро-диорит-гранодиорит-гранитная (топарский, кокдалинский комплексы) и биотит-рогово-обманковых и нормальных биотитовых гранитов (калдырминский, бесобинский, кумжальский, койтасский комплексы). Первая формация характеризуется сложным неустойчивым составом с широкой вариацией щелочей от калиево-натриевых до калиевых разностей и повышенным против кларков содержанием  $\text{Cu}$ ,  $\text{Mo}$ , а также таких мантийных элементов как  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{V}$  и др. Пространственно интрузии этой формации тяготеют к фронтальной части пояса и ее границе с тыловой частью. Вторая формация чаще входит в состав сложных плутонов, ассоциируя с более молодыми гранит-лейкогранитовыми комплексами. Граниты известково-щелочные, с повышенными концентрациями  $\text{Zn}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Mo}$  и др.

Раннепермские интрузивные образования представлены тремя формациями: гранит-лейкогранитовой (акчатауский, катбарский, ащисуйский, лепсинский комплексы), монцонитоидной (кокдомбакский, умитский, актогайский и др.), гранит-граносиенитовой (тарангалыкский, кунгисаякский, кызылкайнарский и др.). Состав гранит-лейкогранитовой формации устойчивый с тенденцией превышения  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ , с повышенной концентрацией редкометалльных элементов. Монцонитоидная формация представлена гранитоидами неустойчивого состава с высокими содержаниями  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ; тесно ассоциирует с диорит-гранодиорит-гранитными и гранит-граносиенитовыми комплексами. Гранит-граносиенитовые комплексы представлены ассоциацией кислых и субщелочных порфировидных гранитоидов, зачастую образующих единые



вулкано-тектонические структуры с раннепермскими вулканитами. По петрохимическому составу они соответствуют калиевым гранитам с высоким индексом общей щелочности (8,9 %).

В поздней перми внедрялись монцонитоидные (кадырский, таскоринский и др.) и калиево-гранит-граносиенитовые (кызыладырский и др.) интрузивные комплексы с резко выраженным щелочным составом пород. Обычно это мелкие тела и дайки, крупные массивы - редки. Самые молодые раннетриасовые лейкогранит-аляскитовые интрузивные комплексы (кызылрайский, баканасский и др.), соответствующие по составу щелочным гранитам, прорывают все более ранние стратифицированные и интрузивные образования пояса.

По данным Э.Ю. Сейтмуратовой, в процессе интрузивного магматизма наблюдается повторяемость гетерогенных габбро-диорит-гранодиоритовых (или монцонит-монцодиорит-монцогранодиоритовых) ассоциаций и относительно гомогенных гранитовых (калиево-гранит-граносиенитовых) реже щелочно-гранитовых [117].

Нами Балхаш-Илийский пояс рассматривается как единая структура с фронтальной и тыловой частями. В его составе в пределах рассматриваемой территории Северного Прибалхашья выделяются Токрауская, Северо-Балхашская и Баканасская брахисинклинальные вулканические впадины. Они разделены между собой по оси пояса Коунрад-Борлинским, Бешпокинским поперечными вулканическими поднятиями, а последние две впадины разделены между собой Баршатасским разломом.

Токрауская вулканическая впадина своей тыловой частью наложена на Новалы-Кызылэспинский блок и Жаман-Сарысуйский антиклинорий, а фронтальной - на Токрау-Ортасуйское островодужное поднятие. Северо-Балхашская впадина фронтальной частью наложена на Тюлькули-Калмакэмельское фронтальное островодужное поднятие, а тыловой - на Жоргинское авулканическое поднятие.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ

Для изучения Северного Прибалхашья неоднократно привлекались материалы геофизических исследований. Обобщение этих материалов позволило глубже понять особенности строения и металлогении региона с учетом специфики его глубинных слоев. В частности, получена характеристика тех глубин, на которых зарождаются и формируются рудно-магматические системы.

Методами ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ, МТЗ в Северном Прибалхашье подтверждены все элементы палеозойской активной континентальной окраины Казахстанского континента и граничащей с ней периферии зоны рассеянного спрединга, располагавшейся в центральной части Джунгаро-Балхашского палеоокеана: глубинные разломы мантийного заложения (фрагменты зон Беньофа), полого падающие под континент; преддуговые прогибы во фронтальной части этих разломов и палеоостровные гряды - в тыловой; реликты сателлитов мантийных плюмов в основании зоны рассеянного спрединга.

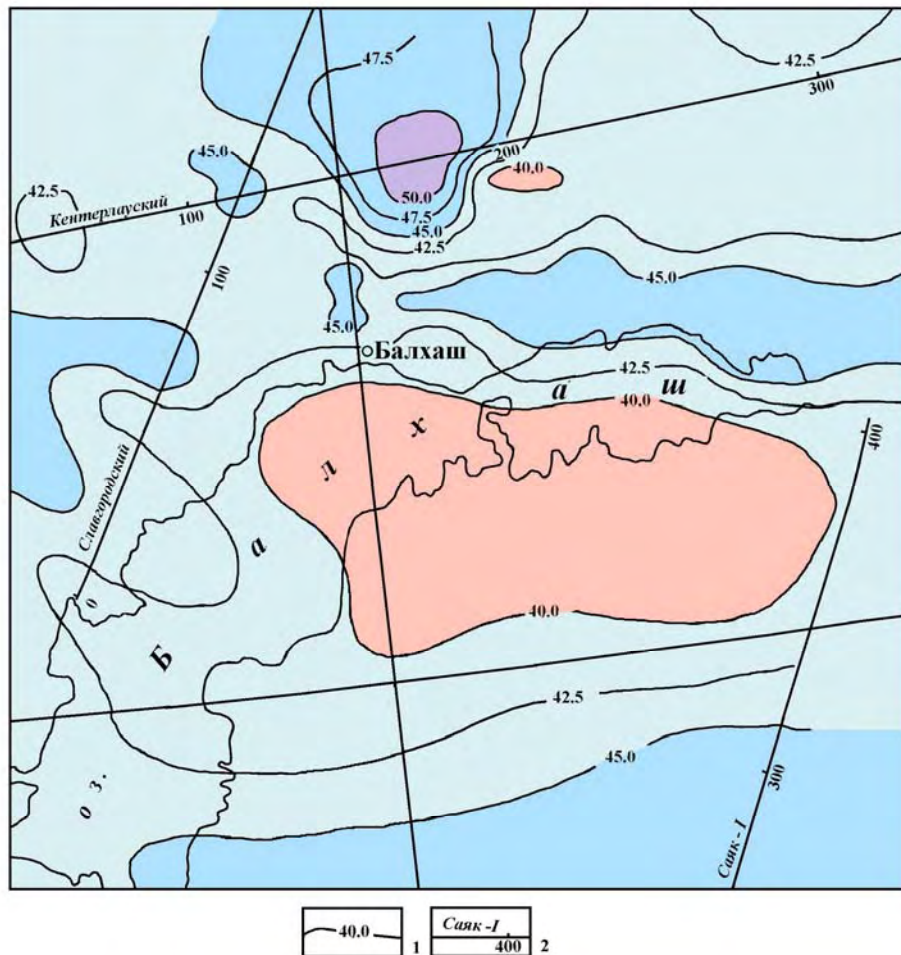
Глубинное строение изучалось по данным грави-, магниторазведки, сейсморазведки и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Геофизическая изученность этого района чрезвычайно высокая.

Интерпретация магнитометрических материалов позволила уточнить границы распространения позднепалеозойских наземных вулканических комплексов, их мощность и внутреннюю структуру. В гравитационном поле образования вулканического пояса не проявлены, но хорошо выражены структуры основания пояса. По данным сейсморазведки и МТЗ изучены глубинные слои земной коры и верхней мантии.

**Сведения о верхней границе астеносферного слоя** в пределах Северного Прибалхашья получены магнитотеллурическим зондированием по двум точкам на профиле "Балхаш-Темиртау". Эта граница уверенно зафиксирована в районе г. Балхаш на глубине 100 км, а г. Темиртау - на глубине 150 км. Следовательно, она полого (под углом  $10^\circ$ ) погружается в северном направлении. Д.А. Альмуханбетов (1972) отождествляет эту границу с кровлей волноводного слоя верхней мантии (астеносферного слоя).

Эти данные хорошо согласуются с общеизвестными сведениями о том, что кровля астеносферного слоя в пределах континентов располагается обычно на глубине 100-120 км, а его подошва - на глубине 250 км.

**Поверхность Мохоровичича**, построенная по ряду профилей ГСЗ, МОВ-ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ для Северного Прибалхашья имеет сложное строение (рис. 60). Средней (фоновой) глубиной границы М в районе является изолиния 42 км. На этом фоне отчетливо выделяются: поднятие широтного направления, охватывающее Южное Прибалхашье и акваторию оз. Балхаш с глубиной до поверхности М - 40-42 км, затем сменяющий поднятие к северу широтный прогиб с глубиной в эпицентре до 45-47 км. Ширина этого прогиба порядка 30-60 км, протяженность - до 450 км.



**Рис. 60. Схема поверхности Мохоровичича Прибалхашского района**  
1- изолинии равных значений в км; 2- линии профилей ГСЗ.

Широтный прогиб выявлен сейсмическими исследованиями с регистрацией сейсмических волн от промышленных взрывов (А.Н. Антоненко и др., 1983) В плане он совпадает с предполагаемым Актогай-Коунрадским глубинным разломом. В контур проекции этого прогиба на поверхность попадает большое количество месторождений (с запада на восток): Коунрад (медно-порфировое), Восточный Коунрад (редкометалльное), Долинное, Пустынное (золоторудные), Тесиктас (медно-колчеданное), Саяк (скарновое золото-медное), Актогай (медно-порфировое). К северу от широтного прогиба поверхность М испытывает плавный подъем до 42 км.

Меридиональный прогиб на площади Коунрадского района относительно узкий, с глубиной до поверхности М - 45 км. К северу прогиб, получивший название Кенькудукского, резко расширяется, достигает глубины 50 км, но сохраняет свою меридиональную ориентировку. Коунрадский район тяготеет к участку пересечения прогибов поверхности М широтного и близмеридионального направлений. Кенькудукский прогиб также носит региональный характер. В пределах Коунрадского района к нему тяготеют месторождения и рудопроявления Кенькудук-Каскырказганского и Коунрадского рудных узлов.

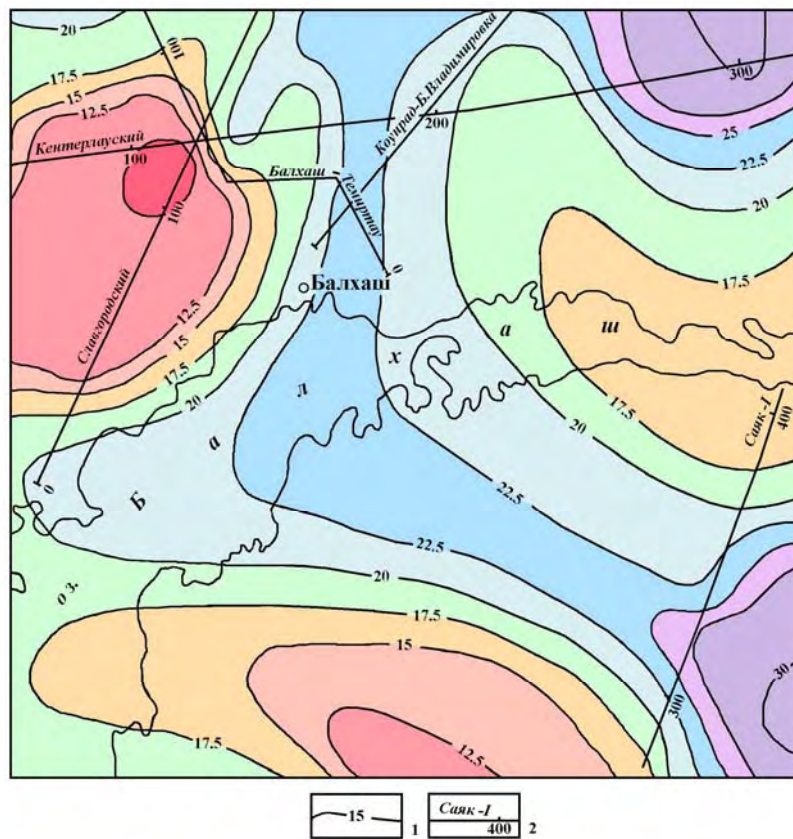
К востоку от Кенькудукского прогиба, на широте месторождения Таскора, расположено южное пологое крыло Мизек-Акбастауского прогиба поверхности М.

В целом прогиб имеет извилистое в плане строение: западная его часть характеризуется меридиональным простиранием, центральная - близширотным, а восточная - юго-восточным. В пределах рассматриваемого района простирание изолиний поверхности М близширотное с увеличением глубин в северном направлении. Глубина до поверхности М в районе месторождения Таскора - 43 км.

К западу от Кенькудукского прогиба расположен Западно-Прибалхашский прогиб поверхности М. Этот прогиб в плане имеет сложную амебообразную форму. Глубины до поверхности в центре прогиба достигают 45 км. Предположительно прогиб соответствует Новалы-Кызылэспинскому антиклинорию. К северу от широты рудника Акчетау глубины до поверхности М превосходят 45 км. Здесь сближены два прогиба близмеридионального - северо-восточного направлений: Кенькудукский и Жарык-Вишневский.

Ранее проведенные исследования природы линейных прогибов поверхности М (Любецкий и др., 1997, 2000) позволяют сделать вывод о том, что прогибы являются фиксированными "следами" пересечения поверхности М крупными глубинными разломами, по которым осуществлялась дегазация верхней мантии и поступали мантийные флюиды, обусловившие в процессе эволюции метасоматические преобразования вещества верхней мантии и нижних горизонтов земной коры.

***Рельеф поверхности metabазальтового слоя*** (рис. 61). В metabазальтовом слое резкое утолщение мощности и поднятие его кровли до 12,5 км характерно для Новалы-Кызылэспинской зоны, в то время как Майтас-Коунрад-Илийская зона характеризуется максимальным погружением этой поверхности до глубины 22,5 км. Поднятие и прогиб ориентированы в близмеридиональном направлении согласно общему простиранию указанных зон. Восточная часть района (палеозона рассеянного спрединга) характеризуется поднятием поверхности metabазальтового слоя в северо-северо-западном направлении до глубины 15,0 км. Токрау-Ортасуйской палеоостроводужной зоне отвечает переходный склон от близмеридионального прогиба к поднятию. Южный склон поднятия характеризуется близширотным направлением изолиний.



**Рис. 61. Схема поверхности metabазальтового слоя Коунрадского района**  
1- изолинии равных значений в км; 2- линии профилей ГСЗ.

**Кровля гранитно-метаморфического слоя** отождествляется с первой преломляющей границей, выделенной по профилю "Балхаш-Темиртау" Д.Н. Казанли и А.А. Поповым. В центральной части Токрауской впадины она образует прогиб глубиной до 16 км и вертикальной амплитудой до 9 км. Глубина до этой границы в районе рудника Конрад составляет 7 км, горы Бектауата - 12 км, горы Майтас - 16 км. Значения граничной скорости в ее пределах колеблются от 5,8 до 6,7 км/с при среднем значении - 6,27 км/с.

Тождеству этой границы с поверхностью раннепалеозойского (каледонского) фундамента противоречат геологические данные. Так, севернее горы Майтас отложения раннего палеозоя выведены на эрозионный срез, а преломляющая граница фиксируется на глубине 16 км.

В состав гранитно-метаморфического слоя нами включается кристаллическое ядро Актау-Джунгарского террейна. Верхняя часть этого слоя в первом приближении отвечает разрезу докембрия, частично выходящему на поверхность в отдельных блоках, а на большей части территории перекрытому образованиями осадочно-вулканогенного слоя мощностью от 1-2 до 30 км и диагностируемому по геофизическим данным. Вещественный состав верхней части слоя изучен непосредственно, а средней и нижней предполагается по косвенным данным.

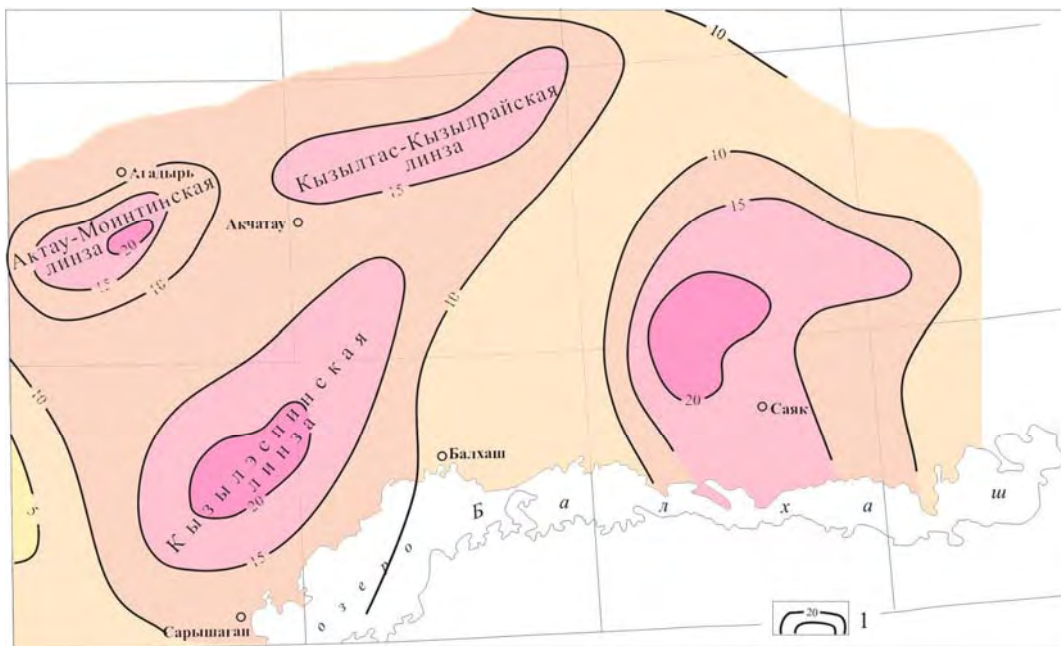
В гранитно-метаморфическом слое преобладают метаморфические породы гнейсового облика, близкие по составу к мигматитам и гранитам, измененные до зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В общем ряду



метаморфических фаций гранито-гнейсы являются завершающим звеном, продуктом наибольшего метаморфизма.

Н.С. Ярославцевой (1998) на примере Кокшетауского террейна рассмотрена регрессивная направленность процессов метаморфизма архейских гранулитов до уровня амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Поэтому нами условно принято, что в состав нижней части рассматриваемого слоя включены, наряду с другими породами, и гранулиты кислого состава.

Для оценки неоднородностей строения составлена схема мощности гранитно-метаморфического слоя Северного Прибалхашья на основе материалов сейсмометрии и гравиметрии (рис. 62). По сейсмическим профилям, принятым в качестве опорных, оценивалась мощность слоя в интервале скорости 6,2-6,5 км/с, а интерполяция этих данных между профилями осуществлялась на основе корреляции параметров мощности слоя с особенностями аномального гравитационного поля. В основании Токрауской вулканической впадины выделены три разобщенные линзы высокой мощности гранитно-метаморфического слоя: Актау-Моинтинская, Кызылтас-Кызылрайская и Кызылэспинская, которые характеризуются выходами кровли гранитно-метаморфического слоя на поверхность.



**Рис. 62. Схема мощности гранитно-метаморфического слоя земной коры**  
1- изолинии равных значений в км.

*Актау-Моинтинская линза* характеризуется мощностью гранитно-метаморфического слоя от 20 км в ее центральной части до 10 км – по периферии. На поверхности ей отвечает Актау-Моинтинский антиклинорий, сложенный образованиями позднего протерозоя. Согласно данным Р.Д. Евсеенко (1997), А.В. Авдеева (1976, 1986) и др., нижняя часть разреза представлена сулуманакской свитой [5]. Это метаморфизованные терригенные породы, преимущественно сланцы по аргиллитам, алевролитам и мелкозернистым полимиктовым песчаникам, в основании - углеродистые сланцы, доломитизированные и

мраморизованные известняки. Углеродистый материал сланцев обогащен ванадием и молибденом. Выше по разрезу они сменяются бластопсаммитовыми кварцитами таскоралинской свиты (низы позднего рифея) мощностью до 1500 м.

В составе отложений верхней части позднего рифея в Актау-Моинтинском антиклинории выделена алтынсынганская свита, сложенная мелано- и лейкократовыми порфироидами риолитового состава с хорошо выраженной крупнопорфировой структурой. Они с несогласием налегают на породы таскоралинской свиты и, в свою очередь, с несогласием перекрываются отложениями байэпшинской свиты позднего рифея-венда. Мощность алтынсынганской свиты в западной части блока достигает 4100 м, в восточной – снижается до 50 м. Возможно, что в восточной части вулканиты замещаются кварцитопесчаниковой толщей, которая выделяется в самостоятельную кенелинскую свиту. Вулканиты алтынсынганской свиты и их субвулканические разности имеют щелочной калиевый уклон.

В Актауском антиклинории встречаются также останцы, сложенные тектонически-раздробленными вулканогенно-кремнистыми образованиями с телами серпентинитов, относимые к уртынжальской серии ордовика-силура.

Под отложениями рифея сейсмическими и гравиметрическими методами фиксируется Узунжал-Моинтинский гранито-гнейсовый купол (ГГК), входящий в состав докембрийского фундамента. Форма ГГК в плане близка к треугольной. Купол вытянут в близширотном направлении на 200 км, при ширине от 30 до 150 км. Ядро купола вскрыто эрозией и представлено не полностью гранитизированным останцом пород в апикальной части купола и массивом перемещенных гранитов - по его периферии. Останец сложен породами алтынсынганской и таскоралинской свит. В состав первой свиты входят мелано- и лейкократовые порфироиды субщелочного риолитового состава, второй – кварциты, метаморфизованные кварцевые песчаники, кварцевые и серицит-хлоритовые сланцы. Этот комплекс отложений вмещает линейные и изометричные тела мигматит-гнейсов, гранито-гнейсов, постепенно переходящих в нормальные и существенно калиево-полевошпатовые граниты узунжальского комплекса ( $\gamma PR_{3uz}$ ). Преимущественным развитием пользуются гранито-гнейсы микроклин-альбитового состава; в меньшей мере встречаются граносиенито- и монцонито-гнейсы ортоклаз-альбитового состава.

Более поздние перемещенные интрузии в составе Узунжал-Моинтинского купола представлены калиевыми гранитами позднего девона, калиевыми и щелочными гранитами раннего карбона, гранодиоритами и гранитами нормальной щелочности позднего карбона, калиевыми гранитами раннего триаса.

Узунжал-Моинтинский купол пересечен двумя профилями МОВЗ-ГСЗ - Кентерлауским и Центрально-Казахстанским. Общая мощность гранитно-метаморфического слоя в горах Актау колеблется от 10 км по периферии блока до 20 км в его эпицентре. Актау-Моинтинская линза верхней коры по форме и размерам в плане совпадает с утолщением в нижней коре.

*Кызылтас-Кызылрайская линза* увеличенной мощности верхней коры расположена в северной части Прибалхашья. Мощность линзы составляет в среднем 15 км. В нижней коре ей также соответствует своеобразный раздув, по мощности в два раза превышающий утолщение мощности верхней коры.



Выходов пород докембрия на дневной поверхности здесь не установлено, но они прослеживаются сейсмическим методом. Предположительно докембрийскими образованиями сложен скрытый Сарыоленский ГКК. С поверхности купол перекрыт мощной толщей вулканитов позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканического пояса. Форма его сечения в плане овальная, вытянутая в близширотном направлении. Радиус купола меняется от 50 до 70 км. В центральной части купола, по гравиметрическим данным, выделяется негранитизированное ядро. По периферии купола широко развиты перемещенные позднепалеозойские гранитоиды. Наиболее распространены интрузии нормальных и калиевых гранитов; гранитоиды повышенной щелочности тяготеют к негранитизированному останцу в апикальной части купола.

Сарыоленский купол пересечен в центральной части двумя профилями МОВЗ-ГСЗ: Центрально-Казахстанским и Славгородским. По данным сейсморазведки купол формировался в земной коре на значительных глубинах. Подошва купола отчетливо фиксируется границей обменов волн на глубине около 20 км. Негранитизированный останец подчеркивается купольным поднятием этих границ до глубины 6-7 км.

Узунжал-Моинтинский и Сарыоленский гранито-гнейсовые купола являются самыми северными в полосе куполов, слагающих кристаллическое ядро Актау-Джунгарского микроконтинента.

*Кызылэспинская линза*, характеризующаяся мощностью от 15 до 20 км, расположена в запад-северо-западной части Прибалхашья. Здесь, по данным Р.Д. Евсеенко, Г.Н. Филатова, Э.Ю. Сейтмуратовой и др., образования докембрия представлены сулуманакской свитой среднего рифея (слюдисто-плагиоклазовые сланцы, амфиболовые сланцы, мраморы, кварциты мощностью до 1800 м), таскоралинской свитой позднего рифея (кварциты, кварцитовидные песчаники, серицит-кварцевые сланцы, графитистые филлиты мощностью до 1000 м). В состав образований позднего рифея (1300 м) входят аркозовые и кварцевые песчаники, алевролиты, прослой конгломератов, гравелитов. Образования вендранного кембрия (1000 м) представлены босагинской серией (доломиты, известняки, вверху прослой кремнистых пород, внизу графитистые сланцы).

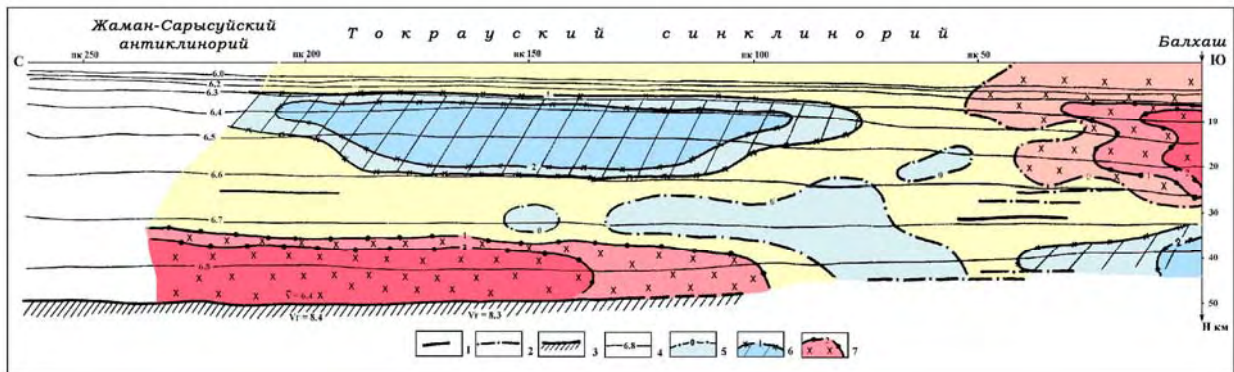
Выше со стратиграфическим перерывом залегают отложения турнейского яруса нижнего карбона: кассинский горизонт - известняки, известковистые песчаники, известковистые конгломераты (500 м), русаковский горизонт - известняки, известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты (100 м).

Общая мощность земной коры в пределах Актау-Моинтинского антиклинория достигает 45-50 км, мощность гранитно-метаморфического слоя - 17 км, гранулит-базитового - 26 км. Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев коры как  $17:7=2,43$  - значительно больше единицы. Следовательно, седиментация и формирование вулканогенно-осадочного слоя происходило здесь на зрелой коре сиалического типа. Увеличение общей мощности коры происходило за счет наращивания снизу гранулит-базитового слоя.

*Поверхность каледонского фундамента*, отстроенная по материалам грави- и сейсморазведки (МОВ), расположена гораздо выше преломляющей границы и несогласно к последней. В районе рудника Коунрад они почти

пересекаются, а севернее преломляющая граница резко погружается, и расстояние между ними возрастает до 14 км.

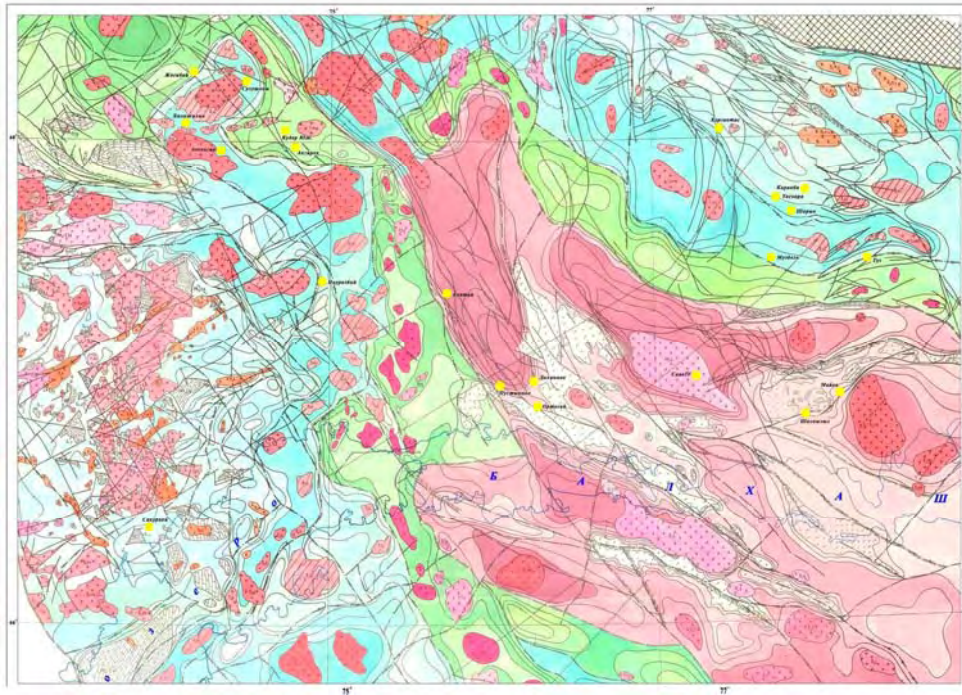
Преломляющая поверхность ограничивает снизу положительную скоростную аномалию, выделяемую А.Н. Антоненко и др. (1983) по данным метода пространственных зондирований (МПЗ) в центральной части Токрауской впадины (рис. 63), а слой заключенный между этой границей и поверхностью раннепалеозойского фундамента является, по-видимому, тем плотностным комплексом, который обусловил эту аномалию, так как по форме они весьма близки.



**Рис. 63. Скоростная модель разреза по южной части профиля Балхаш-Караганда (по А.Н. Антоненко и др., 1983)**

Отражающие горизонты: 1- уверенно прослеживаемые, 2- прерывистые; 3- поверхность М; 4- изолинии равных скоростей; аномалии скоростей: 5- нулевые, 6- положительные, 7- отрицательные.

Строение и состав каледонского фундамента в пределах вулканического пояса резко разнородны (рис. 64). По геофизическим данным каледонское основание тыловой части пояса представлено тремя типами блоков. Первый - это консолидированные малопроницаемые блоки, сложенные гранулитовыми и амфиболитовыми комплексами, способствовавшие задержке базальтовых расплавов в основании гранитно-метаморфического слоя земной коры, вызвавших плавление сиалического материала с формированием сининверсионных габбро-гранитных серий и отсадкой в основании этого слоя базальтового вещества мощностью от 1 до 5 км. Подобные блоки отмечаются региональными положительными аномалиями силы тяжести. Примером блоков этого типа является Новалы-Кызылэспинское поднятие, ориентированное в меридиональном направлении. Для него характерен зрелый каледонский фундамент с хорошо выраженной поверхностью несогласия. Выходы этого фундамента на дневную поверхность наблюдаются лишь в ядре поднятия.



**Рис. 64. Карта каледонского фундамента Северного Прибалхашья (по В.Н. Любецкому, 1986)**

1-9- выходы каледонского фундамента на поверхность в пределах герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой области, сложенные формациями Внешней зоны: 1- карбонатно-вулканогенно-терригенной ( $S_{1-2}$ ), 2- известняковой ( $O_{1-2}$ ), 3- яшмо-диабазовой ( $O_{2-3}$ ), 4- доломитовой ( $PR_3-C$ ), 5- красноцветной терригенной молассовой ( $PR_3$ ), 6- кварцево-песчаниковой (нижней морской молассовой,  $PR_3$ ), 7- риолитовой молассовой ( $PR_3$ ), 8- амфиболито-карбонатно-кварцито-сланцевой ( $PR_3$ ); Внутренней зоны: 9- офиолитовой ассоциацией ( $O_{it}$ ); 10-13 – скрытые структуры каледонского фундамента, представленные комплексами континентального массива на глубинах: 10- 0-2 км, 11- 2-6 км, 12- свыше 6 км, 13- граница районов с незначительной мощностью карбонатных отложений; 14-15- глубины залегания отложений яшмо-диабазовой формации, сформированной на складчатых комплексах континентального массива: 14- 0-2 км, 15- 2-6 км, 16- свыше 6 км; 17-19- глубины залегания структур Внутренней зоны, где зрелый каледонский фундамент отсутствует: 17- 0-2 км, 18- 2-6 км, 19- свыше 6 км; 20-31- глубинные срезы интрузий (формаций): 20 – гранитовой (узунжалский комплекс  $PRu$ ), 21- диорит-плагиигранитовой (мыншукурский,  $O_{3mn}$ , акжалский,  $O_{3ak}$ , комплексы), 22- лейкократовых и аляскитовых гранитов (кызылэспинский комплекс,  $D_{3ks}$ ), 23- габбро-диорит-гранодиоритовой (музбельский комплекс,  $C_{1m}$ ), 24- габбро-диорит-гранодиоритовой (топарский  $P_{1tp}$ , саякский  $P_{1s}$  комплексы), 25- габброидов ранней фазы топарского комплекса, 26- гранитоидов пестрого состава (кокдалинский комплекс,  $P_{1kl}$ ), 27- габбро-монцит-сиенитовой (кокдомбакский комплекс,  $P_2k$ ), 28- лейкократовых и аляскитовых гранитов (акчатауский комплекс,  $P_2a$ ), 29- нормальных гранитов (катбарский комплекс  $P_2kb$ ), 30- аляскитовых и лейкократовых гранитов (баканасский комплекс,  $P_2-T_1b$ ), 31- щелочных гранитов (кызылрайский комплекс  $T_1kz$ ); 32-33- линии равных глубин залегания каледонского фундамента по данным: 32- гравиразведки, 33- сейсморазведки; 34-39- разломы: 34- ограничивающие Внутреннюю и Внешнюю зоны области, 35- границы структурно-формационных зон, 36- зоны смятия, 37- прочие разломы, установленные: по геологическим данным -а, по геофизическим - б.

В состав каледонского фундамента здесь входят и докембрийские складчатые комплексы Актау-Джунгарского микроконтинента.

В тектоническом блоке у ст. Новалы Л.С. Калининым и Э.Ю. Сейтмуратовой (1975) выявлена толща амфиболитов, отнесенная ими к нижней пачке среднего протерозоя. В этом же поднятии широко развиты континентальные кварцито-сланцевые толщи платформенного чехла Актау-Джунгарского микроконтинента.

Комплекс образований докембрия, особенно меланократового состава, является основным аномалиеобразующим объектом, создающим главную

составляющую гравитационного поля. В Новалы-Кызылэспинском поднятии метаморфический комплекс приближен к поверхности, а в пределах центральной части Коунрадского рудного узла по данным МОВ - погружен на глубину 10-12 км. Он же составляет и основу скоростного (плотностного) слоя под образованиями вулканического пояса, где фронт региональной гранитизации расположен глубоко. В краевых частях пояса, характеризующихся более высокой степенью гранитизации, этот комплекс переработан и входит в состав метагранитного слоя.

Четко зафиксирована сейсморазведкой подошва наземных комплексов Балхаш-Илийского вулканического пояса, глубина залегания которой колеблется от 500 до 3000 м. Группой разрозненных отражений фиксируется поверхность несогласия между кремнисто-терригенными отложениями силура и вышележащими - девона.

Ко второй группе принадлежат блоки пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, испытавших метаморфизм и многоэтапную гранитизацию с образованием гранито-гнейсовых куполов (ГГК) и массивов перемещенных гранитоидов. Блоки второго типа группируются в близмеридиональную полосу параллельно (восточнее) блокам первого типа и включают цепочку крупных гранито-гнейсовых куполов (Сарыюленский, Майтас-Коунрад-Борлинский, Жидели-Куйганский, Или-Баканасский, Жетыжолский). На севере и юго-востоке полоса расширяется, на широте Коунрада - сужается за счет бокового сжатия со стороны Новалы-Кызылэспинского блока.

Своеобразной осью полосы блоков второго типа является Майтас-Коунрад-Илийская зона, которая формировалась, начиная с силура, вдоль линии продольных сдвиговых нарушений в качестве зоны, контролирующей крупные массивы перемещенных гранитов, очаги которых зародились в гранито-гнейсовом субстрате. Нами эта структура рассматривается в качестве междугового палеопрогиба в составе основания вулканического пояса.

Майтас-Коунрад-Илийская зона располагается вблизи границы тыловой части пояса с фронтальной, где дорифейско-каледонское основание погружено на глубину 6-7 км, и прогиб заполнен кремнисто-терригенными глубоководными осадками.

В поверхности Мохоровичича этой зоне отвечает узкий меридиональный прогиб, который отождествляется нами с зоной дегазации верхней мантии и метасоматических преобразований в земной коре вдоль глубинного разлома мантийного заложения.

Блоки второго типа характеризуются региональными аномалиями  $\Delta g$  отрицательного знака. Большинство гранито-гнейсовых куполов являются скрытыми и выделены на основе геофизических данных.

Третью группу составляют граничные и переходные блоки (Токрауский, Ортасуйский и др.), сформированные на месте скупивания сиалического вещества краевых частей микроконтинента и офиолитового меланжа в основании островной дуги, зеленокаменного перерождения пород вдоль окраин континента, включающих крупные плутоны габбро-гранодиоритового состава. Блоки третьего типа фиксируются положительными аномалиями  $\Delta g$  высокой интенсивности.

Поверхность каледонского фундамента в Прибалхашье, отстроенная по данным количественной интерпретации аномалий силы тяжести и сейсморазведки МОВ, в целом испытывает погружение в восточном направлении. Если в западной части района эта поверхность располагается на глубине от 0 до 2 км, то в его центральной части, характеризуемой Майтас-Коунрад-Илийской отрицательной гравитационной аномалией, она образует прогиб глубиной до 6 км, ограниченный с востока Аблан-Каркаралинским глубинным разломом. По простиранию прогиб усложнен локальными поднятиями.

Восточнее Аблан-Каркаралинского разлома каледонский фундамент качественно иной. Здесь относительно слабо переработанные складчатые комплексы Актау-Джунгарского микроконтинента перекрыты яшмо-диабазовыми комплексами ордовикского возраста. Вдоль этой границы сформировалось Токрау-Ортасуйское островодужное поднятие энсиматического типа. В пределах этого поднятия аккреционные блоки каледонского фундамента сохранились в современном разрезе. Небольшая часть их выведена на поверхность (у рыбзавода и др.), остальные фиксируются на глубине от 1 до 2 км.

Токрау-Ортасуйское островодужное поднятие ограничено с востока Коянбасским глубинным разломом, восточнее которого зрелый складчатый каледонский фундамент отсутствует.

Таким образом, по гипсометрическому уровню залегания каледонского фундамента выделяются три области: Новалы-Кызылэспинская (Сарыкум-Тасаралская), Токрау-Ортасуйская - с высоким уровнем и Майтас-Коунрад-Илийская - с низким.

Указанные зоны резко различаются спецификой магматизма. В Новалы-Кызылэспинской зоне широко развиты интрузии аляскитовых гранитов позднего девона и щелочных гранитов позднего карбона, в Токрау-Ортасуйской - интрузии габбро-диорит-гранодиоритового состава раннекаменноугольного балхашского комплекса и гранитоиды позднего карбона. Для Майтас-Коунрадской зоны более характерны штоки гранодиоритов позднего карбона и аляскитовые граниты ранней перми, которые являются перемещенными интрузиями скрытого гранито-гнейсового купола.

**Строение и состав герцинских структур.** Золотое оруденение имеет тесную пространственно-временную и структурную связь с вулканоплутоническими комплексами позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканического пояса, который распадается на две ветви: северную и южную. Северная ветвь представлена Токрауской, Северо-Балхашской (Калмакэмельской) и Баканасской впадинами, южная - Илийской. Первые две впадины разделены между собой Коунрад-Борлинским вулканическим поднятием, ориентированным поперек к общему простиранию вулканического пояса.

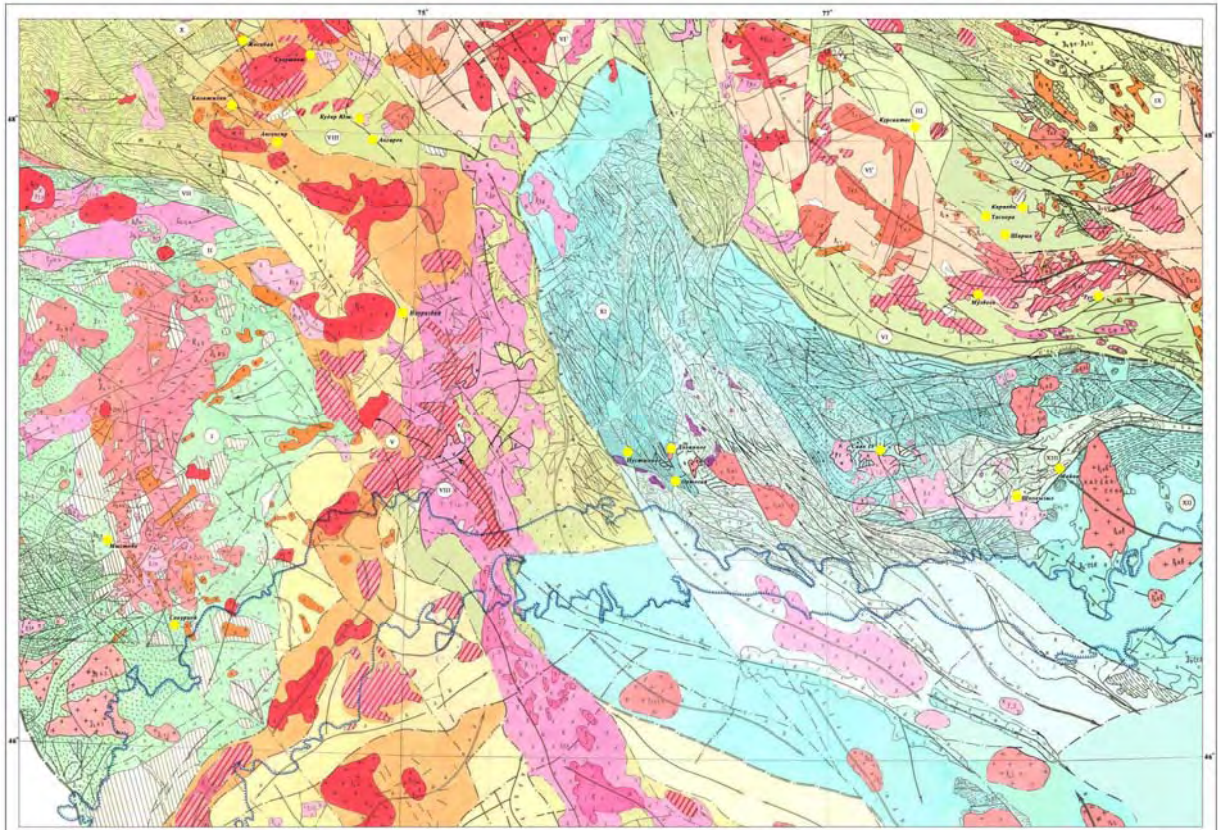
Структуры основания вулканического пояса достаточно разнородны (рис. 65).

На уровне фундамента поясу отвечают складчатые комплексы Актау-Моинтинского микроконтинента, в разной степени разрушенные и переработанные в каледонский и герцинский тектоно-магматические этапы. В докембрии, вероятно, это был единый микроконтинент. В раннем палеозое в центре микроконтинента, в пределах влияния Балхашского астенолита произошло растяжение коры, и



сформировалась Кентерлау-Матайская зона рассеянного спрединга. Остаточное воздействие астенолита фиксируется в надастеносферном слое аномально-высокими значениями давления и температуры под Токрауской вулканической впадиной, Котанбулак-Саякским преддуговым прогибом и Северо-Джунгарским палеоокеаническим бассейном (рис. 66).

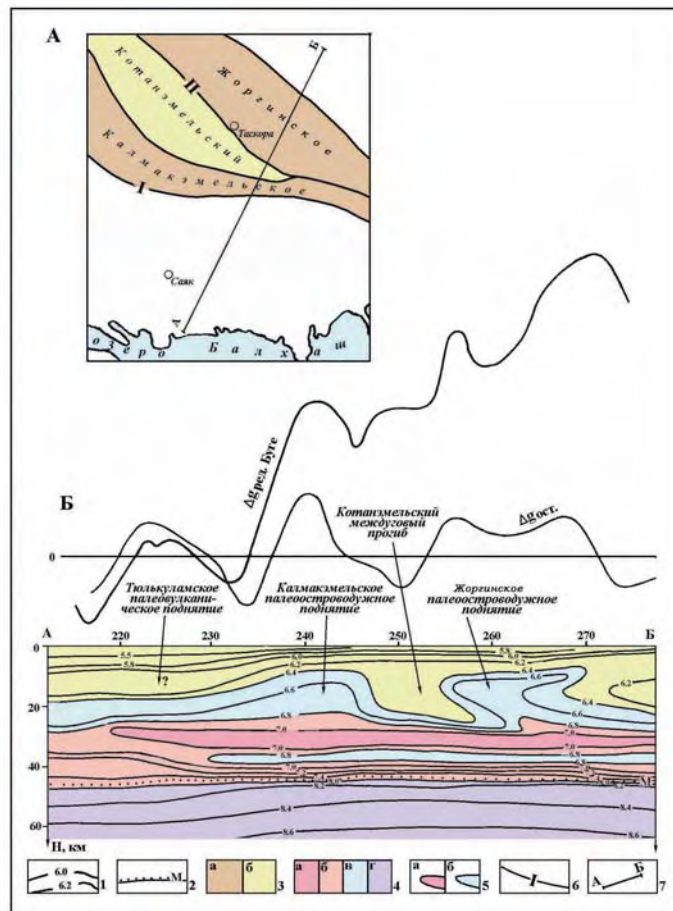
На уровне раннегерцинских структур Балхаш-Илийскому вулканическому поясу соответствует активная окраина Казахстанского континента разрушенная вдоль границы последнего с палеоокеаном.



**Рис. 65. Карта герцинских структур основания Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканно-плутонического пояса**

Усл. к рис. 65





**Рис. 66. Структурно-скоростная модель разреза основания Балхаш-Илийского вулканического пояса (по В.И. Шацлову, 1993)**

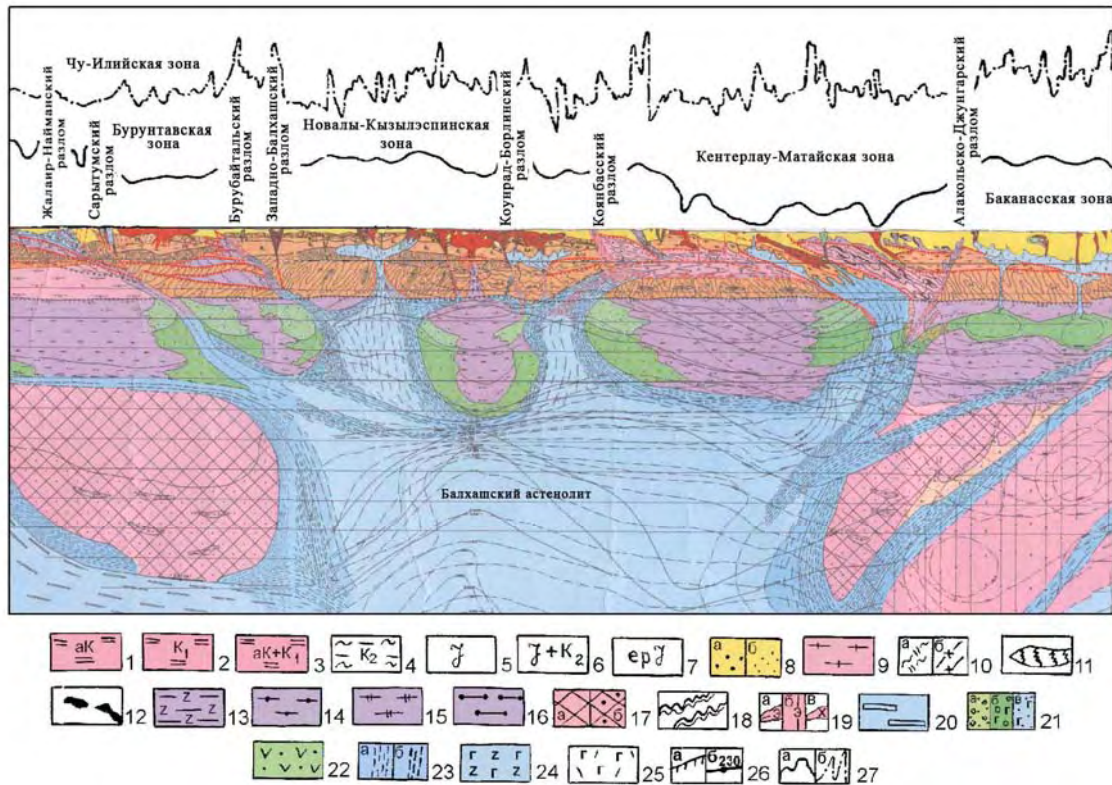
А - схема расположения профиля в плане; Б - разрез.

1 - линии равных значений скорости распространения сейсмических волн, км/с; 2 - поверхность М; 3 - палеовулканические поднятия - а, прогибы - б; 4 - вещественно-структурные комплексы земной коры и верхней мантии, характеризующиеся скоростью, км/с: < 6,4 - а, 6,4-6,8 - б, 6,8-8,2 - в, > 8,2 - г; 5 - зоны скоростных инверсий: положительные - а, отрицательные - б; 6 - глубинные разломы (I - Калмакэмельский, II - Даулетбайский); 7 - линия разреза.

Данных о зонах субдукции, падающих под активную континентальную окраину, сравнительно немного, поскольку специальных геофизических исследований методами ГСЗ и МТЗ не проводилось. Главные сведения получены по Северо-Балхашскому профилю, пересекающему как Токраускую, так и Баканасскую вулканические впадины [88]. Тектоническая позиция этих частей вулканического пояса отражена на структурно-скоростном и геоэлектрическом разрезах, где зафиксировано поддвижение субокеанической коры под континентальную (рис. 67).

Согласно В.Я. Кошкину и В.А. Сушкову, северная ветвь Балхаш-Илийского пояса, расположенная в пределах активной окраины Казахстанского континента, обрамляет с севера, запада и востока средне-позднепалеозойский океанический бассейн. Современная структура района представлена: 1) средне-позднепалеозойскими складчатыми сооружениями северной и восточной окраин палеоокеанического бассейна; 2) внешней позднеордовикской островной дугой, фиксируемой на значительном протяжении поясами офиолитов, антиклинальными поднятиями и телами гипербазитов; 3) Котанбулак-Саякским флишоидным прогибом; 4) наложенными структурами Балхаш-Илийского

вулканического пояса; 5) Токрау-Ортасуйским и Северо-Балхашским (Калмакэмельским) среднепалеозойскими островодужными поднятиями по внешней периферии Балхаш-Илийского пояса. Названные поднятия частично перекрыты вулканитами пояса и установлены в значительной мере по геофизическим данным.



**Рис. 67. Глубинный геолого-геофизический разрез литосферы Северного Прибалхашья (м-б горизонт. : вертикал. = 1 : 1)**

Гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый слой земной коры: 1-7 - реликты срединных массивов, представленные складчатыми комплексами (по Ю. А. Зайцеву): 1 - докарельским; 2 - раннекарельским; 3 - докарельским и раннекарельским нерасчлененными; 4 - позднекарельским; 5 - исседонским (среднерифейским); 6 - позднекарельским и исседонским нерасчлененными; 7 - эписседонским дислоцированным платформенным чехлом; 8 - палеозойский (а), мезозойский и кайнозойский (б) формационные комплексы без расчленения; 9 - раннедокембрийские комплексы, испытавшие ультраметаморфизм и гранитизацию. Новообразованные в фанерозое гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый слой, сформированные путем метаморфизма и гранитизации: 10 - базальтоидов, образовавшихся при "выдавливании" вещества верхней мантии (зеленосланцевые metabазитовые и глаукофансланцевые комплексы - а, гранулитовые комплексы - б), 11 - серпентинового меланжа, включающего блоки верхней мантии и меланократового фундамента; 12 - протрузии серпентинизированных перидотитов в приповерхностных условиях.

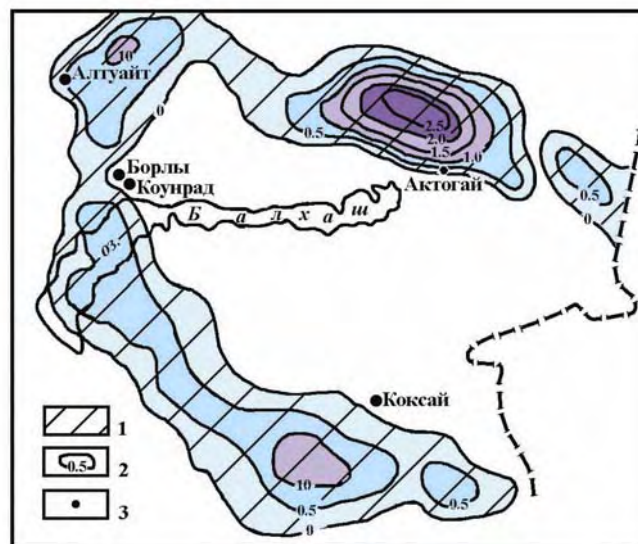
Верхняя мантия. Фации глубинности ниже поверхности М (по Б. Г. Лутцу, сверху вниз): 13 - плагиоклаз-перидотитовая (альпинотипная), 14 - шпинель-перидотитовая (лерцолитовая), 15 - гранат-лерцолитовая, 16 - пироп-диопсид-эклогитовая, 17 - перидотитовая (пироповые перидотиты - а, алмазоносные - б). 18 - скученное вещество океанической литосферы; 19 - эклогиты по породам основного состава (а), ультраосновного состава (б), обладающие высокими кажущимися сопротивлениями алмазосодержащие эклогиты (в). 20 - астеносферный слой. Мантийные очаги плавления и генерации магм: 21 - базальтов толеитовых (а), высокоглиноземистых (б), щелочных оливиновых (в); 22 - андезитов. 23 - зоны миграции мантийных расплавов андезитового, андезитобазальтового (а), перидотитового (б) состава. Коровые очаги в основании срединных массивов, давшие начало формированию: 24 - интрузий контрастного габбро-гранитного состава (на глубинах 5-15 км); 25 - базальтриолитовых магм. 26 - глубинные границы раздела по сейсмическим данным: поверхность М (а), кровля астеносферного слоя по данным МТЗ (б); 27 - графики полей:  $\Delta g$  - гравитационного (а),  $\Delta T$  - магнитного (б).

Зоны чешуйчатых надвигов являлись своеобразным конседиментационным барьером, разделявшим Котанбулак-Саякский флишевый прогиб и Джунгаро-Балхашский палеоокеанический бассейн. Оба прогиба, несмотря на разную

палеогеодинамическую обстановку их развития, характеризуя рядом общих черт: непрерывным осадконакоплением до перми включительно, складчатостью в связи с коллизией в конце карбона, постколлизийным проявлением вулканизма и интрузивного магматизма. Различием их является раннее проявление коллизийного вулканизма в южной части преддугового флишевого прогиба (в форме отдельных вулканотектонических структур), отсутствующего в палеоокеаническом бассейне. Предполагается, что зоны чешуйчатых надвигов в качестве барьеров начали формироваться с силура, за счет начавшейся субдукции. Периодически они подвергались тектоническим деформациям, неравномерным поднятиям и опусканиям [76].

*Токрауская впадина* охватывает территорию Северного и Северо-Западного Прибалхашья (к северу от г. Балхаш) и имеет дугообразную форму. С востока ее ограничивают разрывы, входящие в систему Центрально-Казахстанского глубинного разлома. Южная граница впадины проходит на широте рудника Коунрад. Вулканиды Токрауской впадины в гравитационном поле не выражены, что вообще характерно для наземных вулканических моласс. Гравитационными аномалиями отмечены только структуры герцинского основания вулканического пояса.

В магнитном поле площадь развития вулканитов Токрауской впадины отмечается региональной положительной аномалией высокой интенсивности (рис. 68, 69). Мощность вулканитов в центральной части впадины, по геофизическим данным, составляет 2000-3000 м. Наибольшее опускание складчатого основания установлено в Жаланашском грабене, а поднятие - в Кызылтасском и Уралбайском горстах. Продольная асимметрия впадины выражена увеличением мощности каркаралинской свиты в северном направлении.



**Рис. 68.** Схема региональных магнитных аномалий Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса (по В.Н. Любецкому, 1990)

1- площадь развития вулканического пояса по данным магниторазведки; 2- изолинии региональных положительных магнитных аномалий в миллиэрстедах (пересчет исходного поля  $\Delta T_a$  на высоту 20 км); 3- наиболее крупные месторождения молибден-порфировой формации.



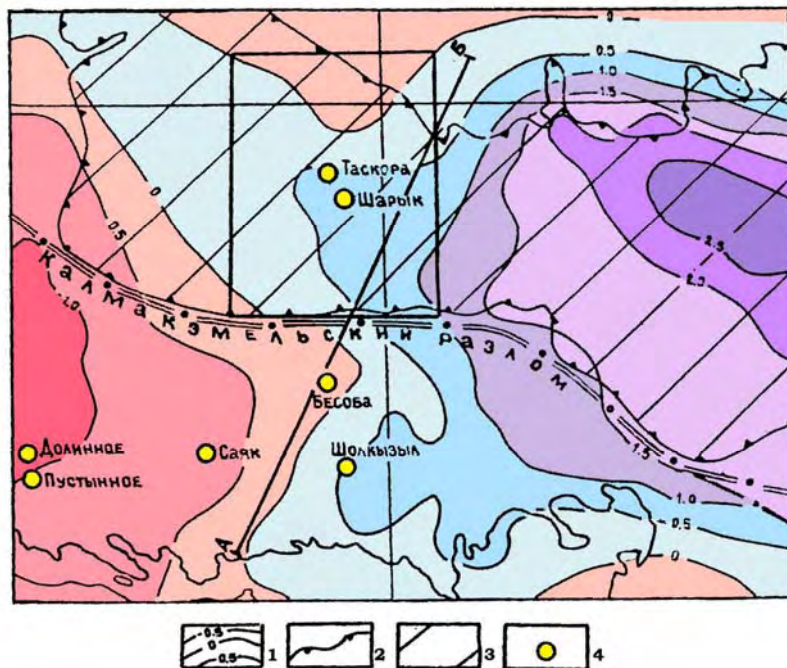


Рис. 69. Схема регионального магнитного поля Северного Прибайкалья (по В.Н. Любецкому, 1997)

1- изогаммы регионального магнитного поля  $\Delta T_a$ , мЭ (пересчет вверх на высоту 2 км); 2- границы Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса; 3- площадь распространения вулканических и вулканоплутонических комплексов карбона и перми; 4- месторождения золота.

Главными морфологическими элементами Токрауской впадины являются вулканотектонические структуры (кальдеры, вулканокупола) с первичновулканическими формами залегания горных пород. Только в краевых структурах, типа Котырасанского прогиба, развита линейная крутопадающая складчатость. Отложения позднего палеозоя образуют два структурных этажа: среднепозднекаменноугольный и пермский [13, 47].

В южной части Токрауской впадины расположено Коунрадское поднятие, сформировавшееся в средневизейское время. В магнитном поле оно отражено широтным пережимом региональной положительной магнитной аномалии первого порядка. Суммарная мощность вулканических отложений в поднятии сокращается до 500 м. В позднем визе-серпухове Коунрадское поднятие характеризовалось полным отсутствием вулканической деятельности. Продукты размыва каркаралинской свиты накапливались в переходной зоне в виде конгломератов и гравелитов. Вулкаников более позднего возраста здесь также не обнаружено.

Токрауская впадина наложена на разнородное основание. Ее северо-западная часть наложена на структуры раннегерцинской (внутриживетской) консолидации, связанной с этапом предрифтового воздымания Центрально-Казахстанской внутриконтинентальной рифтовой системы; юго-восточная часть - сформирована на основании, консолидированном после ранневизейского времени. В структурах основания распознаются также фрагменты Токрау-Ортасуйского палеоостроводужного поднятия, Майтас-Коунрад-Илийского междугового прогиба и других структур, сформированных в островодужную стадию.

А.М. Курчавовым и К.Н. Шатагиным [80] проведено Rb-Sr и Sm-Nd изотопное изучение валовых проб игнимбритов керегетасской свиты из вулканических структур Аксоран и Коргантас, расположенных в северной части

Токрауской впадины. Игнимбриты массива Коргантас залегают непосредственно на игнимбритах массива Аксоран.

В итоге сделан ряд следующих выводов: возраст образования игнимбритов обоих массивов составляет  $302 \pm 3$  млн. лет, что соответствует границе среднего и позднего карбона. Первичные изотопные составы Sm и Nd указывают на то, что игнимбриты образовались из расплава, материалом которого была позднерифейская (0,8-1,0 млрд. лет) континентальная кора с примитивными изотопными характеристиками. По мнению указанных авторов, изотопные данные не дают основания предполагать на рубеже среднего-позднего карбона наличие *дорифейской* гранитизированной континентальной коры в фундаменте Токрауской зоны.

По нашему мнению, гетерогенность фундамента Токрауской впадины не дает основания распространять полученные в двух сближенных точках данные изотопных исследований на всю территорию впадины, где степень переработки коры весьма различна.

Северная и северо-западная части Токрауской впадины на уровне герцинских структур наложены на образования Ткенектинского и Жаман-Сарысуйского антиклинориев, южная - на редуцированные ранне-среднепалеозойские комплексы, перекрывающие Актау-Джунгарский континентальный массив, и наложенный Акжал-Аксоранский синклиорий.

Разрез герцинского основания в северной части Токрауской впадины представлен отложениями среднего-позднего девона мощностью до 1300 м: пестроцветные полимиктовые песчаники, тефроиды, туффиты дацитового состава, редкие прослои гравелитов. Отложения франского яруса представлены ортауской и обинской свитами. В состав первой входят зеленоцветные лавы, туфы андезитов и дацитов (760 м), второй - сероцветные игнимбриты риолитов (250 м). В составе отложений фаменского яруса (мейстеровские, сульфидеровые, симоринские слои, 950 м) преобладают песчаники, алевролиты и известняки; турнейского (1800 м) - алевролиты, песчаники, туфопесчаники с линзами известняков. Разрез ранневизейского подъяруса (700 м) в своей нижней части сложен известняками, алевролитами, песчаниками, в верхней - лавами тефроидов, дацитов, песчаниками с прослоями углистых алевролитов.

Выше со значительным угловым и азимутальным несогласием разрез наращивается наземными вулканическими комплексами. В отличие от южной части впадины, в ее северной части увеличивается мощность отложений керегетасской (до 1000 м) и колдарской (до 2000 м) свит, но резко сокращается разрез ранней перми и полностью отсутствует поздняя пермь [13].

На более глубоких уровнях северной части Токрауской впадины отвечают разнородные блоки ЗК. В пределах Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы ею перекрываются два блока. Более крупный из них - Кызылтас-Кызылрайский террейн. Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев здесь  $18:5=3,6$ , т.е. значительно больше единицы. Следовательно, рассматриваемая часть впадины формировалась на блоке сиалической коры, испытавшей в среднем палеозое частичную деструкцию.

Второй террейн состоит из спаянных между собой аккретированных блоков коры, представленных в основном фрагментами комплексов Токрау-Ортасуйской и

Южно-Кызылрайской фронтальных островных дуг, Майтас-Коунрад-Илийского междуугового прогиба, а также коллизионных сутур Ткенектинской и Казык-Итмурундинской зон, сформированных на палеоокеанической коре ранне-среднеордовикского возраста.

В пределах второго террейна параметры земной коры свойственны палеозойской коре, сформированной на месте островной дуги энциалического типа в течение среднего-позднего палеозоя (мощность вулканогенно-осадочного - до 8 км; гранитно-метаморфического слоя меняется от 5 до 10 км, гранулит-базитового - 23 км). Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев  $7:8=0,87$  - меньше единицы, то есть в раннем и среднем палеозое кора была близка к океанической.

К югу от Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы Токрауская вулканическая впадина наложена, главным образом, на палеоостроводужные структуры и Кызылэспинский блок сиалического типа. Глубина до фундамента колеблется от 0 до 10 км; мощность гранитно-метаморфического слоя достигает 15 км, гранулит-базитового - 18-22 км. Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев здесь  $15:5=3$ , значительно больше единицы, то есть кора представляла собой реликт докембрийского сиалического террейна.

Токрау-Ортасуйское островодужное поднятие выявлено геофизическими методами по внешнему восточному краю Токрауской впадины. Оно сложено отложениями терригенной андезитовой формации турне- раннего визе, прорванными гранодиоритами балхашского комплекса ( $\gamma\delta C_2$ ).

Майтас-Коунрад-Илийский среднепалеозойский междууговой прогиб, пространственно отвечающий центральной части Токрауской впадины, полностью перекрыт вулканитами поздневизейско-позднепалеозойского возраста. Герцинский комплекс ложится здесь на каледонский фундамент, составляющий единое целое с каледонским основанием Новалы-Кызылэспинского поднятия, но погруженный на большую глубину.

Прогиб формировался в островодужную стадию, предположительно, с силура по визе включительно. На бортах прогиба, на склоне Токрау-Ортасуйского островодужного поднятия, выделены нерасчлененные отложения среднего-позднего девона, фаменского (нижняя морская сероцветная моласса), турнейского (морская карбонатно-терригенная и островная эффузивная контрастная формации) и визейского ярусов (лагунная угленосная формация). Для прогиба характерно резкое увеличение мощности отложений по сравнению с прилегающими островными грядами. В отличие от последних здесь накапливались относительно глубоководные морские терригенные фации - песчаники и алевролиты.

В герцинский этап развития района, начиная со второй половины живета и до конца нижнего визе, здесь накапливались эффузивы среднего состава, затем континентальные красноцветные, вулканогенно-осадочные морские и угленосные отложения. Мощность этого комплекса отложений резко колеблется от 1100 м в Новалы-Кызылэспинском поднятии до 6500 м - в Токрауском прогибе. В конце нижнего визе происходит общее поднятие и внедрение интрузий карабулакского комплекса. В дальнейшем накопление отложений происходит только в континентальных условиях. В течение позднего визе, намюра и частично среднего

карбона накапливаются континентальная молассовая и наземная андезит-дацитовая формации. Вулканическая деятельность сопровождается внедрением интрузий балхашского комплекса.

В среднем карбоне вновь наступает региональный перерыв в осадконакоплении, сменяющийся формированием наземных андезит-риолитовой и красноцветной формаций. В этот период образуются многочисленные мульды и внедряются интрузии кокдомбакского комплекса [55]. В поздней перми интенсивное поднятие сопровождается образованием плутонов гранитоидов калдырминского и акчатауского комплексов. С началом мезозоя повсеместно устанавливается платформенный режим [53].

Ткенектинский антиклинорий отмечается положительной гравитационной аномалией второго порядка на фоне Центрально-Казахстанского гравитационного минимума первого порядка. Судя по размерам аномалии, антиклинорий прослеживается на некотором расстоянии под вулканитами Токрауской впадины. Ограничивающий антиклинорий с юга Ткенектинский разлом по сейсмическим данным падает в юго-западном направлении под углом 30-40°. В его висячем боку образования гранитно-метаморфического слоя выведены на дневную поверхность, в лежащем - погружены на глубину до 22 км; мощность слоя также резко меняется от 15-20 км в висячем боку до 5 км - в лежащем. Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев коры в лежащем боку разлома  $5:22=0,23$  - значительно меньше единицы, следовательно в раннем палеозое кора была океанической. Отложения кремнисто-базальтовой ассоциации ордовика затянута по разлому в юго-западном направлении на глубину свыше 20 км и перекрыты надвиговыми пластинами.

Реликты Ткенектинского раннепалеозойского рифта фиксируются в юго-западной части Жаман-Сарысуйского антиклинория - в Агадырском районе. В основании разреза здесь присутствует рифтогенный кремнисто-базальтовый комплекс ордовика, представленный, наряду с терригенными и кремнистыми породами, вулканитами основного состава.

Жаман-Сарысуйский антиклинорий ограничен Ткенектинским разломом на западе и Токрауской вулканической впадиной - на востоке. По данным Ю.А. Васюкова, В.С. Карандышева, Ю.П. Ненашева и др., антиклинорий сложен главным образом терригенными отложениями силура. Ранний-поздний силур представлен мергембайской свитой (ритмично-слоистые песчаники и алевролиты с прослоями кремнистых туффов; 1000 м), поздний силур - каратоктинской свитой (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, линзы известняков; 600 м).

Силурийский разрез согласно перекрывается отложениями жамансарысуйской серии раннего-среднего девона (5400 м), включающей зеленосерые песчаники, ритмично переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами; редкие линзы гравелитов, конгломератов, известняков. Жамансарысуйская серия пород несогласно перекрывается отложениями живетского яруса среднего девона: сероцветными и красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, туфами риолитов мощностью около 400 м. На них также несогласно залегают отложения франского яруса позднего девона, представленные ортауской и обинской свитами, общей мощностью до 2300 м.



Отложения фаменского яруса позднего девона с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают все нижележащие части разреза. Они представлены мейстеровским и сульциферовым горизонтами. По составу это глинистые узловато-слоистые известняки с пластами железо-марганцевых руд, мергели, кремнистые породы, базальты, чередующиеся с туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, линзами известковистых песчаников и известняков. Мощность этих слоев 1100-1300 м. Разрез фамена согласно наращивается отложениями турне-раннего визе. В Кайрактинской подзоне это известняки, гравелиты, конгломераты, мощностью 300 м, в Уралбайской - известняки, песчаники, конгломераты, туфы кислого состава, песчаники, углистые алевролиты, мощностью до 600 м. Суммарная мощность разреза отложений среднего палеозоя в Жаман-Сарысуйском антиклинории превышает 10 000 м.

Формирование Жаман-Сарысуйского антиклинория в качестве крупной положительной структуры относится к середине девона и связано с поднятием, которое произошло на месте крупного прогиба. Последующие тектонические движения в конце раннего-начале среднего карбона проявились в форме складчатых деформаций и разрывных нарушений. При одностороннем давлении с юга в северном направлении произошло надвигание антиклинория на Успенскую синклинорную зону при косом (транспрессивном) сдвиге.

Одновременно с этим, по данным геофизического моделирования, произошло надвигание Кызылтас-Кызылрайского купольного поднятия докембрия на нижнюю часть разреза Жаман-Сарысуйского антиклинория и его перекрытие по латерали на 20 км, а по вертикали на 12-15 км.

В западной части Жаман-Сарысуйского антиклинория палеокора субокеанического типа, сформировавшаяся на месте Ткенектинского раздвига рифтогенного типа. Общая мощность ЗК здесь достигает - 47-50 км, поскольку антиклинорий расположен над эпицентром прогиба поверхности М; мощность гранулит-базитового слоя 22 км, гранитно-метаморфического - 5 км, вулканогенно-осадочного - 23 км; соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев  $5:23=0,22$ , значительно меньше единицы, т.е. кора первоначально была океанической.

Акжал-Аксоранский синклинорий расположен в пределах Актау-Моинтинского блока Актау-Джунгарского террейна и представляет собой систему приразломных грабенов, формировавшихся в герцинский этап тектогенеза по рифтогенному типу вдоль Акжалского и Аксоранского глубинных разломов. Основание разреза этой структуры составляют отложения эспинской серии раннего-среднего девона, подразделяющиеся на три части (В.М. Бекман, Ю.П. Ненашев, Н.А. Пупышев и др., 2002). Нижняя часть серии (750 м) сложена зеленосерыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами и линзами известняков; средняя (850 м) - тонко переслаивающимися зеленоцветными алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками, известняками, конгломератами; верхняя (250 м) - зеленоватосерыми известковистыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами. Выше согласно залегают отложения живетского яруса среднего девона (600-800 м): пестроцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, горизонты туфов кислого состава, прослой глинистых известняков. С угловым и азимутальным несогласием они перекрываются отложениями ортауской и обинской

свит франского яруса позднего девона. В состав первой (100-200 м) входят андезиты, андезидациты, дациты и их туфы, прослой туфопесчаников, песчаников и алевролитов, второй (1200-3200 м) - риолитовые и дацитовые туфы, риолитовые игнимбриты, конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты, горизонты андезитов и андезибазальтов. Несогласие фиксируется на границе франского и фаменского ярусов. Фамен представлен пестроцветными кремнистыми алевролитами, туффитами, конгломератами, андезибазальтами, андезитами, туфопесчаниками, песчаниками (500 м), органогенными комковатыми глинистыми известняками с желваками кремней, прослоями известковистых песчаников (500-700 м). В состав кассинской свиты турнейского яруса (370 м) входят темносерые искристые известняки, а русаковской свиты (100 м) - алевролиты, песчаники аргиллиты. Завершают разрез Акжал-Аксоранского синклиория несогласно лежащие отложения поздневизейского подъяруса - серпуховского яруса, представленные угленосной толщей углисто-глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, мергелей и известняков мощностью до 340 м, замещающиеся по простиранию толщей конгломератов с прослоями глинистых сланцев, мощностью до 700 м. Общая мощность видимой части геологического разреза порядка 9000 м.

Золотое оруденение Северо-Восточно-Прибалхашской золоторудной зоны имеет тесную пространственно-временную и структурную связь с вулканоплутоническими комплексами Северо-Балхашской по А.Б. Диарову (Котанэмельской - по В.Я. Кошкину) наземной вулканической впадины. Однако, на основании геофизических данных нами установлено, что большую роль в размещении золотого оруденения здесь играют островодужные структуры в основании наземных вулканических формаций Балхаш-Илийского пояса: Калмакэмельское фронтальное островодужное поднятие, Котанэмельский междуговой прогиб и Жоргинское тыловое островодужное поднятие.

Специфика района состоит в том, что Северо-Балхашская вулканическая впадина доминирует над всеми структурами, почти полностью перекрывая их. Вулканические комплексы впадины, расположенной восточнее Центрально-Казахстанского глубинного разлома, в гравитационном поле не проявлены, гравитационный эффект наблюдается, в основном, от островодужных структур, составляющих основание пояса.

В магнитном поле Северо-Балхашской вулканической впадине соответствует региональная положительная аномалия пониженной интенсивности, обусловленная относительно слабой намагниченностью пород вулканического комплекса. Впадина формировалась на земной коре островодужного типа, поэтому андезитовые и андезибазальтовые толщи  $C_1V_3-s-C_2$ , накапливавшиеся в субаэральных условиях, подверглись процессу спилитизации и были вовлечены в складчатые деформации. В этих условиях происходило разрушение, вынос, переотложение ферромагнитных минералов и общее снижение их намагниченности. Поэтому аномальное магнитное поле пестрое, знакопеременное, но общий его фон пониженный.

Островодужные поднятия фиксируются гравитационными аномалиями положительного знака, прогибы – отрицательного. По этому признаку они выделены даже в скрытом залегании под отложениями вулканического пояса. В частности, в основании Северо-Балхашской ветви пояса по комплексным

гравиметрическим и сейсмометрическим данным установлены две линии островодужных вулканических поднятий - Калмакэмельское фронтальное и Жоргинское тыловое, а также разделяющий их Котанэмельский междуговой прогиб (см. рис. 66).

По внешнему краю Северо-Балхашской синформы выявлена Калмакэмельская фронтальная островная дуга, сложенная отложениями терригенной базальт-андезитовой формации фамена, прорванными гранодиоритами музбельского комплекса. Большинство выявленных геофизическими методами островодужных структур находятся в "скрытом" залегании. Вместе с тем, они играют важную рудоконтролирующую роль.

А.В. Тевелевым [124] выделяется единая Котырасан-Калмакэмельская фамен-раннекаменоугольная палеоостровная дуга, распадающаяся на три фрагмента: широтный северный (собственно Котырасан-Калмакэмельский) меридиональный западный (Токрау-Ортасуйский) и широтный южный (Илийский). Согласно его данным, вулканическая дуга широкой полосой оконтуривает Джунгаро-Балхашскую складчатую область, консолидированную в результате саякской фазы складчатости. Образования фамена представлены коянбасской свитой, распространенной по левобережью долины р. Токрау (в районе ее слияния с р. Кентерлау). Здесь она с резким несогласием залегает на ордовикском кремнисто-базальтовом комплексе. Мощность свиты переменная: от 80 до 2000 м. Складки - линейные и изометричные. Основание свиты сложено пачкой крупногалечных и валунных конгломератов, в гальке которых резко преобладают яшмы и кремнистые породы ордовика. Выше следует чередование красно-, зелено- и сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с отдельными прослоями конгломератов, гравелитов, вулканогенных пород, желтых органогенных и черных битуминозных известняков. В сокращенных разрезах сохраняются базальные конгломераты, песчаники, дациты и их туфы.

В горах Кызыл-Тюлькули в основании фаменского разреза залегают краснолиловые грубообломочные туфы андезитов, сменяющиеся туффитами и тефроидами, постепенно переходящими в песчаники. Выше следуют туфы андезитов, риолитов, риодацитов, пачка терригенных пород, горизонт автомагматических брекчий риодацитов. Завершается разрез фамена толщей чередующихся риодацитовых туфов, туфопесчаников, туффитов, алевролитов с прослоями и линзами органогенных известняков.

Отложения турне-раннего визе в пределах палеоостровной дуги представлены мортайской свитой - непрерывной толщей вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород. Нижняя (вулканогенная) часть разреза разделена на три пачки: риолитовую (200-500 м), андезитовую (до 1000 м) и риодацитовую (900 м). В верхней части свиты преобладают разнообразные туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты.

Каркаралинская свита средневизейского-серпуховского ярусов как стратотип выделена в северной части Токрауской впадины и в Успенской зоне смятия. Второй ареал ее распространения выделяется в пределах собственно Котырасан-Калмакэмельского широтного фрагмента палеоостровной дуги. По данным В.Я. Кошкина (1991), ареалы разделены авулканическим поднятием. В Котырасан-Калмакэмельской зоне свита с размывом залегает на мортайской свите; сложена

континентальными вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными породами мощностью до 1500 м.

По данным А.В. Тевелева, Котырасан-Калмакэмельская вулканическая островная дуга наложена на гетерогенный фундамент: в Илийском фрагменте - на ранние каледониды и вулканиты девонского пояса, в меридиональном Токрау-Ортасуйском - на дислоцированный тельбесский преддуговой прогиб (возможно на аккреционную призму тельбесид), в собственно Котырасан-Калмакэмельском - согласно на эйфельские терригенные толщи [124].

В.Я. Кошкиным (1997) изучена часть Северо-Балхашской вулканической впадины, которая выделяется им как Котанэмельский сегмент вулканического пояса, ограниченный с запада Центрально-Казахстанским сдвигом. Согласно его данным, вулканический пояс наложен здесь на флишевые комплексы флишево-молассового прогиба, перекрывающие в свою очередь офиолитовое основание и кору океанического типа.

Граница между Северо-Балхашским мегантиклинорием (северное крыло Ащизекского антиклинория) и вулканическим поясом в фамене-раннем карбоне проводится по системе промежуточных зон, разделенных разломами надвиго-поддвигового типа. Одной из таких промежуточных зон является Бастыйская подзона. Основание подзоны составляют смятые в пологие складки отложения фамена и турне- раннего визе, на которых в позднем серпухове сформировалась узкая приразломная синклинали, позднее рассеченная правосторонними сдвигами на ряд сегментов и пододвинутая своим северным крылом под Калмакэмельский шовный прогиб. Вторая, переходная, Гастыйская подзона, сложенная туфовыми, осадочными и, в малом объеме, флюидпорфировыми породами, представляла локальную вулканическую дугу из мелких жерловин.

Вдоль Калмакэмельского глубинного разлома образовалась зона одноименного шовного прогиба. В этой зоне предполагаются активные вулканические процессы и в фамен-ранневизейское время, продукты которых перекрыты более молодыми вулканитами. Вдоль глубинного граничного разлома в визе-серпухове образуются центры мощных андезитовых и дацитовых извержений, а после саурской фазы тектогенеза в середине серпухова - грабен-синклинали. Наиболее значительная из них Калмакэмельская грабен-синклинали длиной в 30 км и шириной около 20 км характеризуется асимметричным строением: крутым (45°) южным крылом и пологим (10°-20°) - северным. В калмакэмельский и керегетасский вулканические циклы здесь накапливались огромные массы (до 4 км) вулканического и осадочного материала, сносимого с севера. Западнее расположена группа Сайкылинских грабен-синклиналей, но менее прогнутых. Вулкано-плутонические центры в шовной зоне отсутствуют.

Для собственно вулканического пояса, наоборот характерно сложное сочетание вулкано-тектонических структур разного возраста – от визейских до позднепермских. Наиболее типичны полигенные системы депрессионного и купольного типов. Вулканические структуры тесно связаны с системой разломов, заложенных фаменско-саурскими тектоническими движениями. Главными сдвиговыми зонами на севере была Каиндинская (Жоргинская) зона смятия и расланцевания (продолжающая Баканасский сдвиг), а на юге - Калмакэмельская.

Вектор напряжений распространялся с востока на запад - от Баканасского исходного сдвига, образуя структуру типа "конского хвоста". К этим сдвигам приурочены цепочки вулканов, дайковые пояса, интрузии гранитоидов. Помимо близширотных разрывов, наблюдается Котанэмель-Канжайляуская зона северо-восточного простираения (протяженностью 40 км, шириной 12-18 км) и Кикунтай-Тассуйская - северо-западного. Западнее Котанэмель-Канжайляуской зоны субширотный план разрывов отступает на второе место, и превалирует субмеридиональная ориентировка вулcano-тектонических структур. Севернее Калмакэмельской и Сайкылинской вулканических грабен-синклиналей выделяется ряд крупных вулcano-тектонических центров: Шолканбек-Кызылский, Караирский, Ушкызылский, Елтакора-Эспинский и др. Они включают огромное число разновозрастных аппаратов разного типа. В тесном сочетании с вулcano-тектоническими структурами существовали вулканические мульды (межвулканические поля), где шло накопление и переотложение продуктов извержения: Архарлинская, Сарыобинская, Таскоринская.

Таким образом, Котанэмельский сегмент вулканического пояса представляет сложную полихронную вулcano-плутоническую область с переменными режимами вулканизма и миграцией вулканических центров.

Жоргинское поднятие в гравитационном поле отметилось сближенной парой аномалий - собственно Жоргинской положительной, интенсивностью до 8-10 мГл и Котанэмельской отрицательной - до 12 мГл, вытянутых на 200 км в северо-западном направлении от долины р. Баканас на востоке, до Центрально-Казахстанского разлома - на западе. Возможно, что положительная аномалия фиксирует продолжение структур Спасского пояса в юго-восточном направлении со смещением их к югу на 100 км вдоль Центрально-Казахстанского разлома, а отрицательная - продолжение Успенского преддугового прогиба.

Жоргинская зона характеризуется общим антиклинорным строением, наличием высокоплотных пород в основании, морским и прибрежно-морским режимами в раннем-среднем девоне, рифтогенно-вулканогенным режимом развития в живете, ослабленным проявлением фамен-турнейского рифтогенеза, напряженной тектоникой, выразившейся в формировании зоны смятия, надвиговых зон и т.п. По сейсмическим данным глубина до гранитно-метаморфического слоя в ядре поднятия 4 км, а его мощность - 10 км; глубина до гранулит-базитового слоя 14 км, мощность 32 км; общая мощность земной коры - 46-48 км.

Отложения среднего палеозоя с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются образованиями Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса.

Котанэмельская зона продолжает в восточном направлении систему преддуговых прогибов. Прогиб полностью перекрыт отложениями Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса. По сейсмическим данным мощность вулканогенно-осадочного слоя достигает здесь 15 км, мощность гранитно-метаморфического - 10 км, гранулит-базитового слоя - 15 км. Общая мощность земной коры достигает 44 км. Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев земной коры  $10:15=0,67$  - значительно меньше единицы, т.е. кора являлась океанической и ее превращение

в кору континентальную произошло в среднем и позднем палеозое, за счет магматического приращения гранулит-базитового слоя снизу и вулканогенно-осадочного сверху.

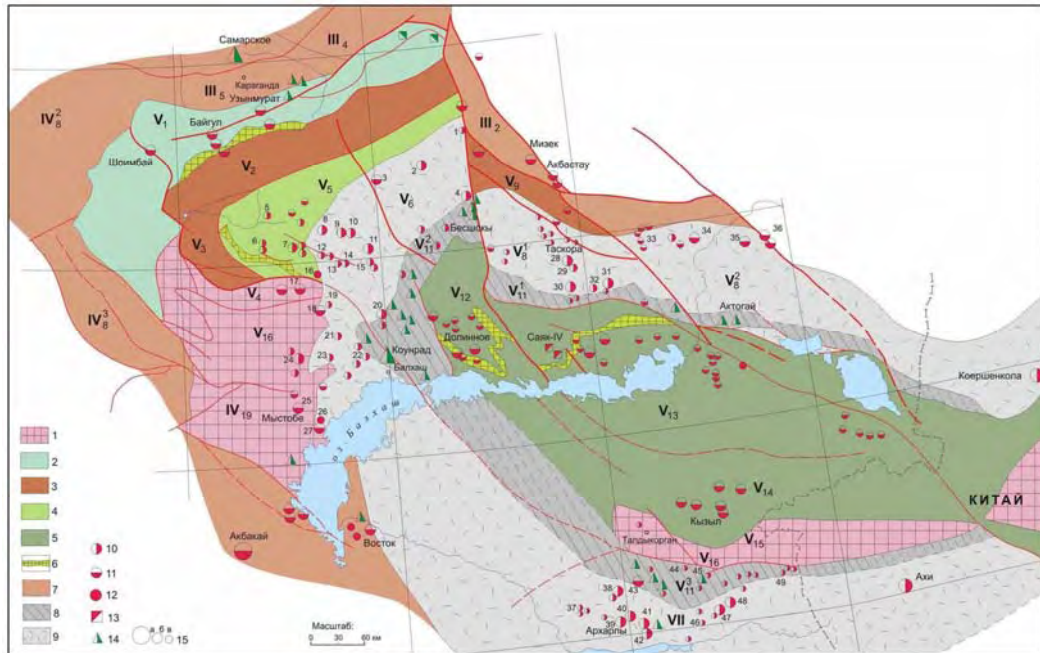
Низы разреза Северо-Балхашской (Котанэмельской) зоны затянуты в "поднадвиговую" часть Даулетбайского разлома на расстояние 15 км по латерали. Плоскость надвига падает к северо-востоку под углом  $45^\circ$ . Интенсивность гравитационного минимума над прогибом превосходит по амплитуде таковую гравитационного максимума над Жоргинской зоной: такое контрастное сочетание гравитационных аномалий свойственно активным континентальным окраинам, а точнее тектонопарам окраинно-континентальных поясов и преддуговых прогибов.

Токрауская и Северо-Балхашская (Котанэмельская) вулканические впадины сопрягаются по зоне Центрально-Казахстанского глубинного разлома. Вулканический пояс испытывает здесь резкий излом и меняет направление с северо-восточного на юго-восточное. На участке сопряжения установлено Бешокинское позднепалеозойское вулканическое поднятие, разделяющее Кызылрайский и Котанэмельский междуговые вулканические прогибы.

Сочленение Северо-Балхашской и Баканасской вулканических впадин более плавное: гранито-гнейсовый купол, составляющий основание Баканасской впадины, достаточно далеко распространяется в пределы Северо-Балхашской зоны. Этой области в магнитном поле отвечает западная периферия Баканасской региональной магнитной аномалии. Локальными положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности отмечаются глубинные гранитоидные интрузии сложного гибридного состава.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

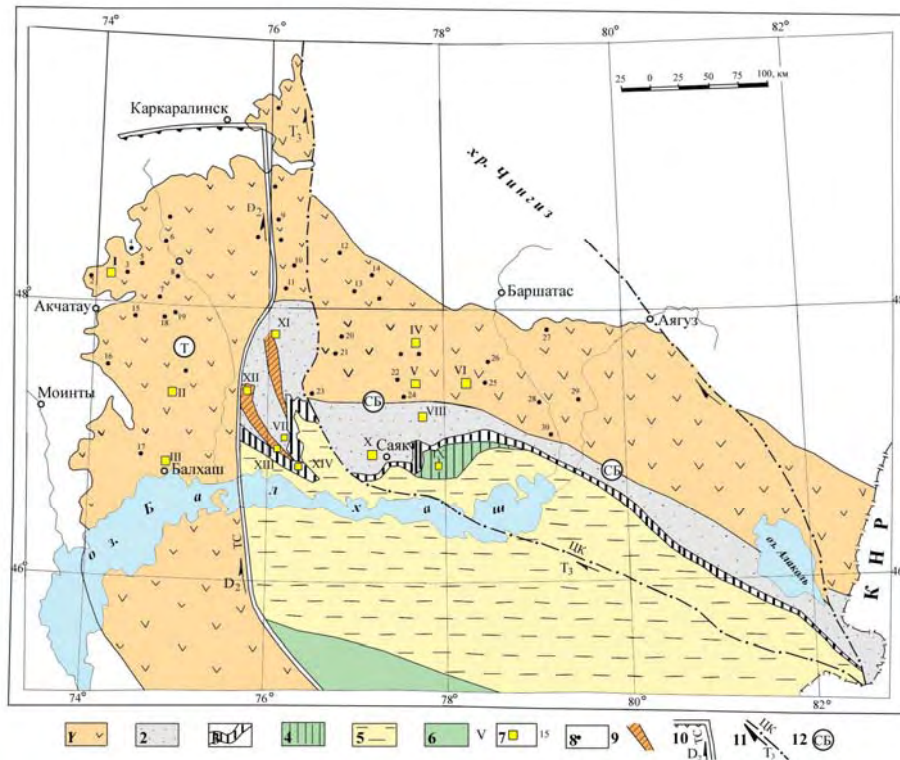
В пределах Северного Прибалхашья месторождения и рудопроявления золота сконцентрированы в пределах северного сегмента Балхаш-Илийского вулканического пояса (Токрауская и Северо-Балхашская (Котанэмельская) вулканические впадины) и в Котанбулак-Саякском преддуговом флишево-молассовом прогибе (рис. 70, 71).



**Рис. 70. Схема размещения золото-серебряных и медно-порфировых месторождений и рудопроявлений в пределах Балхаш-Илийского ВПП (по П.К. Жукову, Э.Ю. Сейтмуратовой, И.И. Усольцеву, 2004)**

Условные обозначения: 1 - фрагменты Актау-Джунгарского докембрийского микроконтинента (зоны: V<sub>4</sub> - Атасу-Моинтинская, V<sub>16</sub> - Кызылэспинская, IV<sub>19</sub> - Западно-Моинтинская, V<sub>15</sub>, V<sub>16</sub> - Центрально- и Южно-Джунгарская); 2-4 - внешняя окраинная область ДБСС с зонами континентального склона (Є<sub>3</sub>-O<sub>2</sub>), задугового бассейна (O<sub>2</sub>-S<sub>2</sub>), островных дуг (D<sub>1-2</sub>): V<sub>1</sub> - Атасу-Нурина, V<sub>2</sub> - Успенская, V<sub>3</sub> - Акжал-Аксоранская, V<sub>5</sub> - Жаман-Сарысуйская; 5 - внутренняя окраинная область ДБСС с зонами океанических котловин (O<sub>1-3</sub>, O<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>), континентального склона (D), междуговых и островодужных бассейнов (D-C), зон коллизии (C<sub>3</sub>-P): V<sub>12</sub> - Северо-Балхашская, V<sub>13</sub> - Северо-Джунгарская, V<sub>14</sub> - Саркандская; 6 - сутурные зоны с тектонизированными офиолитами и кремнисто-базальтовыми комплексами; 7-9 - вулканоплутонические пояса: 7 - девонский с Чингизским и Сарысу-Тенизским сегментами и зонами: III<sub>2</sub> - Акчатауской, III<sub>4</sub> - Баянаульской, III<sub>5</sub> - Карагандинской, IV<sub>8</sub><sup>2</sup> - Приатасуйской, IV<sub>8</sub><sup>3</sup> - Жарминской, 8-9 - верхнепалеозойские: 8 - Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский окраинный с ветвями (зонами): V<sub>11</sub><sup>1</sup> - Тасты-Кусакской, V<sub>11</sub><sup>2</sup> - Котырасанской, IV<sub>11</sub><sup>3</sup> - Алтынэмельской, 9 - Балхаш-Илийский континентальный с ветвями: V<sub>6</sub> - Токрауской, V<sub>8</sub><sup>1</sup>, V<sub>8</sub><sup>2</sup> - Калмакэмель-Баканасской, VII - Илийской; 10-14 - месторождения и рудопроявления: 10 - эпитермальные золото-серебряные, 11 - золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые, 12 - золото-медно-порфировые, 13 - золото-медно-скарновые, 14 - медно-порфировые (с золотом); 15 - масштабы объектов: крупные (а), средние и мелкие (б) месторождения, рудопроявления (в). Цифрами указаны месторождения и рудопроявления ВПП, которые оценены запасами и ресурсами: **Токрауская ветвь:** 1 - Аиртас, 2 - Кайнарбулак, 3 - Беркара, 4 - Енбекши, 5 - Жаркомбай, 6 - Кишкбай-Сайдальская гр., 7 - Толагай-Торгайская гр., 8 - Жосабай, 9 - Айлы, 10 - Сулушоки, 11 - Кудер, 12 - Балажилан-Актайская гр., 13 - Аксенгир, 14 - Жаумен, 15 - Акгирекская гр., 16 - Жакедуан., 17 - Мухтар, 18 - Акжартас Южн., 19 - Косе, 20 - Наурызбай, 21 - Умитская гр., 22 - Кокдомбак-Тортульская гр., 23 - Биркси, 24 - Бирюк (Сарыобинская гр.), 25 - Мыстобе, 26 - Сокуркой, 27 - Прибрежное; **Калмакэмель-Баканасская ветвь:** 28 - Тасгора, 29 - Шарык, 30 - Музбель, 31 - Туз, 32 - Узынтас-Кокдалинская гр.; 33 - Запалат-Койтасская гр., 34 - Акиоки, 35 - Жиланды Вост., 36 - Бутабай-Придорожное; **Илийская ветвь:** 37 - Малайсаринская гр., 38 - Далабай., 39 - Архарлы, 40 - Бетбастау, 41 - Керимбек, 42 - Иглик Центр., 43 - Биже 11, 44 - Котуркаин, 45 - Акжар, 46 - Предгорное, 47 - Сенным, 48 - Вост.Катутау, 49 - Нарын-Чижинская гр.





**Рис. 71. Схема районирования и золотоносности Северного Прибалхашья (по В.Я. Кошкину, В.А. Сушкову, 1995)**

1 - каменноугольно-пермский вулканический пояс; 2 - Котанбулак-Саякский флишевый прогиб ( $O_3-C_3$ ); 3 - внешняя авулканическая дуга - осевая часть Северо-Балхашского мегаантиклинория; 4 - присоединившаяся к внешней дуге в позднем силуре часть океанического бассейна; 5 - Северо-Джунгарский палеоокеанический бассейн ( $O_3-C_3$ ); 6 - догерцинские структурные комплексы; 7 - главные месторождения золота: I - Жосалы, II - Наурызбай, III - Коунрад, IV - Таскора, V - Музбель, VI - Туз, VII - Долинное, VIII - Бесоба, IX - Шолкызыл, X - Саяк, XI - Кайрақты, XII - Бактай, XIII - Пустынное (Иткудук), XIV - Ортасай; 8 - главные и золотоносные массивы вторичных кварцитов: 1) Беркуты, 2) Агирек, 3) Каргалы, 4) Курпетаы, 5) Нуртай, 6) Жиланды, 7) Оидай, 8) Шатырша, 9) Кызылсуран, 10) Бесшоки, 11) Карашоки, 12) Ушкаин, 13) Жаур, 14) Жорга, 15) Ктай, 16) Косе, 17) Кокдомбак, 18) Акирек, 19) Косшоки, 20) Бастуайт, 21) Аяктуайт, 22) Алтынкус, 23) Улькентабаккалган, 24) Сулушоки, 25) Жиланды, 26) Жусалы, 27) Жуантобе, 28) Орто-Караул, 29) Акирек, 30) Аяк-Караул; 9 - минерализованные убогосульфидно-кварцевые золотоносные зоны; 10 - границы Токрауского блока: а - сдвиговая (ТС), б - надвиговая; Л - Центрально-Казахстанский сдвиг; 12 - главные блоки: СБ - Северо-Балхашский, Т - Токрауский.

В результате геофизических исследований в регионе накоплен обширный фактический материал, однако, целенаправленного обобщения и анализа этого материала на золото не проводилось.

Несмотря на то, что золоторудный профиль Северо-Балхашского пояса определился сравнительно недавно (середина 60-х - 90-е годы), усилиями многих исследователей - Г.М. Бурдукова, А.Б. Диарова, П.К. Жукова, Б.С. Зейлика, В.Я. Кошкина, В.А. Сушкова, Э.Ю. Сейтмуратовой, Ю.А. Тарновского и других, эта провинция достаточно хорошо исследована, обеспечена геологическими, тектоническими, металлогеническими картами высокого качества. Получили оценку и частично разведаны отдельные месторождения золота.

В тектоническом плане Северо-Балхашская провинция весьма сложная. Здесь выявлены: зона рассеянного спрединга (палеоокеанический бассейн ордовика-верхнего карбона), Итмуруды-Тюлькуламская амагматическая

островная дуга, сопровождающаяся выходами на поверхность офиолитовой ассоциации пород, преддуговой Котанбулак-Саякский флишево-молассовый прогиб, Северо-Прибалхашская ветвь Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса, в основании которой геофизическими методами выявлены еще два преимущественно скрытых островодужных поднятия – Тюлькулийско-Калмакэмельское, Жоргинское и разделяющий их Котанэмельский междугуовой прогиб.

Благодаря глубоким петрологическим исследованиям офиолитовой ассоциации пород - гипербазитов, базитов и метаморфитов, содержащихся в качестве включений в серпентинитовом меланже, получены данные о вероятностном составе протолитов основания [51]. Сформировались представления о значительных перемещениях по латерали меланжевых покровов и эволюции океанической коры на этапе превращения ее в кору континентальную. В целом - это типичная приофиолитовая зона, развивавшаяся в качестве провинции островодужного типа и сопряженной с ней наземной вулканической впадиной на этапе закрытия палеоокеана.

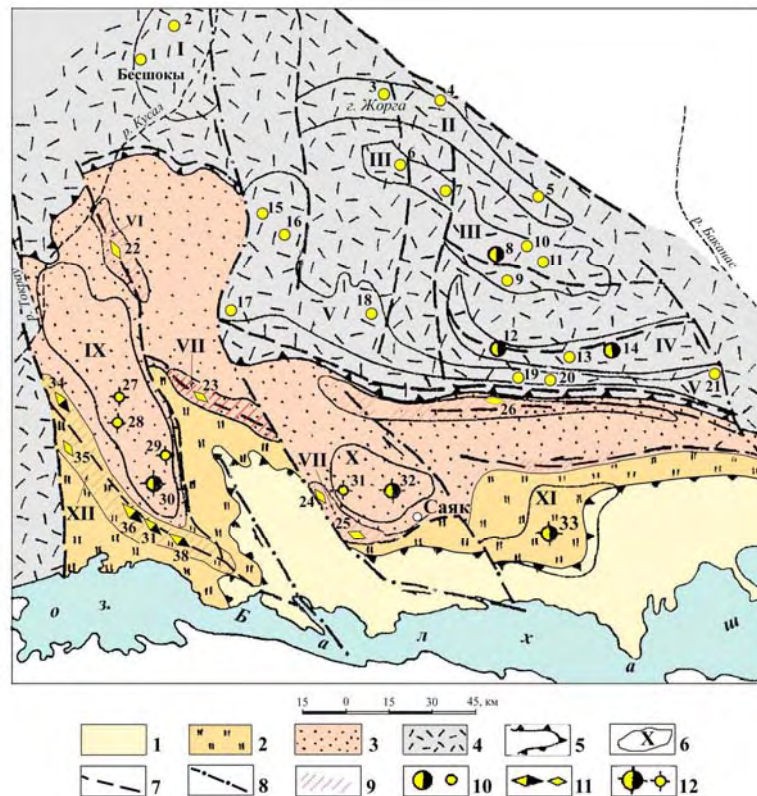
Все перечисленные структуры, за исключением палеоокеанического бассейна, перспективны на выявление месторождений золота нескольких генетических типов. Наиболее промышленно-важные из них: 1) тектоногенно-метасоматический золото-сульфидный, 2) плутоногенный золото-кварцевый, 3) метасоматический золото-молибден-медный и золото-кобальтовый, наложенный на скарны, 4) приповерхностный вулканогенный и субвулканических интрузий - вторично-кварцитовый и золото-адуляр-кварцевый. Пространственное размещение оруденения над склонами скрытых островодужных поднятий бесспорно установлено для оруденения первого, второго и четвертого типов; третий тип тяготеет к Саякской мульде, расположенной в пределах Котанбулак-Саякского флишево-молассового прогиба.

Закономерности размещения золотого оруденения в Северном Прибалхашье и специфика рудного процесса наиболее полно изучены А.Б. Диаровым, В.Я. Кошкиным и В.А. Сушковым (рис. 72). Эти вопросы освещаются, в основном, по их данным.

В Котанбулак-Саякском прогибе месторождения локализованы на его южном крыле, являющемся одновременно северным крылом Казык-Итмурундинского и Кентерлауского антиклинориев (Долинное, Саяк, Пустынное (Иткудук), Ортасай и др.), и в приосевой части (Бесоба, Кайракты, Бактай и др.). В структурах, сформированных на месте палеоокеанического бассейна, месторождения практически отсутствуют. Известно только одно месторождение Шолкызыл, которое тяготеет к внешнему поднятию, причлененному в верхнем силуре к амагматической островной дуге.

В пределах южного крыла Котанбулак-Саякского прогиба промышленные месторождения представлены двумя генетическими типами золоторудных формаций: 1) тектоногенно-метасоматической золото-сульфидной, 2) плутоногенной золото-кварцевой. Обе формации связаны с коллизионным этапом замыкания океанической и островодужной зон Джунгаро-Балхашского герцинского палеобассейна. На этом этапе в главную фазу складчатости возникли зоны тектонических деформаций, обусловленные сменой растяжения сжатием.

Сдвиговые системы приурочены к границе флишевого прогиба и осевой части мегантиклинория (островной дуги). Они явились зонами повышенной проницаемости для флюидов, давших тектоногенно-метасоматическую золото-сульфидную минерализацию. В то же время синклинорные структуры флишевого палеопрогиба, в связи со сдвиговыми сигмоидальными деформациями всей области, оказались в обстановке умеренного сжатия, создавшего закрытые системы, благоприятные для внедрения гранитоидных интрузий и связанной с ними плутоногенной золото-кварцевой формации.



**Рис. 72. Схема размещения рудных зон, месторождений и проявлений золота в центральной части Северного Прибайкалья (по В.Я. Кошкину, 1998)**

1- Северо-Джунгарский мегасинклиорий - палеоокеанический бассейн (O<sub>1</sub>-C<sub>3</sub>); Северо-Балхашский мегантиклинорий 2-3: 2- осевая зона - внешняя тектоническая дуга; 3- северный борт - междуговой флишевый Котанбулак-Саякский прогиб; 4- каменноугольно-пермский вулканический пояс; 5 - границы мегантиклинория; 6 - контур и номер золоторудной зоны; 7- главные палеозойские разломы; 8- поздне триасовые сдвиги; 9- минерализованные тектонические зоны; 10- золоторудные зоны, месторождения и основные рудопроявления. I- Бесшокинская: 1- Бесшоки, 2- Каиндышоки; II- Жоргинская: 3- Жорга, 4- Кызылтас, 5- Тассу; III- Таскоринская: 6- Кургантас, 7- Алтынтас, 8-Таскора, 9- Шарык, 10- Караоба, 11- Беркудук; IV- Музбельская: 12- Музбель, 13- Узунтас, 14- Туз; V- Калмакэмельская: 15- Пойтак, 16- Аяктуайт, 17- Улькен-Табак, 18- Керегетас, 19- Жалтас, 20- Шолактас, 21- Акоба; VI- Кайрактинская: 22- Кайракты; VII- Шоинтас-Саякская: 23- Родниковое, 24- Шат, 25- Шагалы; VIII- Молалыбулакская: 26- Каракудук; IX- Котанбулакская: 27- Андреевское, 28-Чинрау, 29- Турмалиновое, 30- Долинное; X- Саякская: 31- Актас, 32- Саяк четвертый; XI- Шолкызыльская: 33- Шолкызыл; XII- Иткудук-Бактайская: 34- Бактай, 35- Атбас, 36- Пустынное-Западный, 37- Карьерное, 38-Ортасай.

Золото-сульфидная (пирит-арсенопиритовая) формация минерализованных зон не обнаруживает связи с интрузивными проявлениями, но в области ее развития наблюдается присутствие даек лампрофир-керсантитов и диоритов. В структурном плане она тяготеет к зонам разломов.

По данным В.Я. Кошкина и В.А. Сушкова, главной минерализованной мегазоной является Иткудук-Бактайская протяженностью 110 км. Она распадается на ряд частных зон, каждая из которых прослеживается на 10-15 и более км. Наиболее выразительной из них является Иткудук-Ортасайская зона, которая приурочена к границе Котанбулакского синклинория и Кентерлауского массива ультрабазитов, расположенного на северном борту Кентерлауского антиклинория. Золотоносные метасоматиты развиты вдоль Иткудукского разлома по терригенным породам силура, фамена, карбона и частично - по базальтоидам итмурундинской свиты ордовика; по ультрабазитам развиты золотоносные листовениты. Иткудукский разлом представляет собой один из главных элементов долгоживущей системы дизъюнктивов глубокого заложения, служивших границами зон. Его северное крыло сброшено в предрудную фазу на 3 км с последующими сдвиговыми перемещениями, сопровождающимися дроблением, рассланцеванием, сигмоидным смятием толщ. В итоге, в пределах Иткудук-Ортасайской зоны сформировалась листовенит-березитовая малосульфидная пирит-арсенопиритовая формация. Эталоном месторождений этого типа является Иткудук (Пустынное), расположенное на северном крыле Итмудундинского антиклинория в краевой части флишевого прогиба. Кроме Иткудук-Ортасуйской, авторами выделены сходные по строению и минерализации зоны: Бактайская, Батыкызылская и др. Кварцево-жильный тип представлен месторождениями Долинное, Шолкызыл и рядом более мелких проявлений. Кварцево-жильные месторождения парагенетически связаны с малыми интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации раннепермского саякского комплекса, становление которых происходило в закрытой системе Котанбулакского синклинория. Эталонным объектом золото-кварцево-жильной формации является месторождение Долинное, которое приурочено к штокообразному плутону габбро-диорит-гранодиоритового состава, прорывающему отложения среднего и верхнего карбона.

В восточной части синклинория рудоносные интрузии развиты в Саякском районе, где они образуют ряд крупных (Кунгисаяк, Умит, Жамбас) и мелких (Акшоки, Шунжир, Барак, Шолкызыл и др.) массивов. Пространственно несколько обособлены интрузии Бесобинской группы. Рудоносные интрузии саякского комплекса гипабиссального типа: глубина их становления не превышает 1,0-1,5 км. Рудоносные зоны, представленные малосульфидными березит-кварцевыми метасоматитами, образуют серии протяженных жил, не выходящих за пределы плутонов.

Для Саякского рудного узла характерно мышьяково-золото-кобальтовое (Саяк I, II, IV) и золото-молибден-медное (Саяк I, II, III, Тастау) оруденение, наложенное на скарны [76, 77].

Золотоносность верхнепалеозойского вулканоплутонического пояса (ВПП) и обрамляющих его структур, входящих в Северо-Балхашский пояс, изучена еще слабо. Проведенными геолого-съемочными и поисковыми работами (К.А. Азбель, М.Р. Борукаева, А.Д. Диаров, Б.С. Зейлик, В.Я. Кошкин, В.А. Сушков, Г.Т. Скублов, А.В. Тевелев и др.) и специализированными исследованиями (А.Б. Диаров, П.К. Жуков, Э.Ю. Сейтмуратова, О.М. Тюгай, Х.А. Яковлев и др.) за

более чем 50-летний период выявлены месторождения четырех золоторудных формаций, локализованные в различных геодинамических обстановках.

Наиболее многочисленная группа месторождений эпитептермального золото-серебряного типа представлена мелкими объектами: Таскора, Шарык, Музбель, Туз, Кургантас, (Северо-Балхашская зона), Науразбай, Жосабай, Кудер Южный, Балажилян, Сулушоки, Аксенгир, Акгирек, Мыстобе, Сокуркой (Токрауская зона).

Рудные узлы и поля всех золоторудных зон ограничены системами крупных разрывных нарушений четырех направлений: северо-западной, северо-восточной, близмеридиональной и близширотной. Наиболее отчетливо и широко проявлены региональные разломы северо-западной ориентировки, выраженные протяженными и выдержанными по простиранию мощными зонами расланцевания, смятия и роями даек. Разломы северо-восточной системы сопровождаются менее протяженными зонами смятия и в Токрауской впадине фиксируются геофизическими методами. Они образуют "лестничную" серию нарушений, отдельные фрагменты которых ограничены разломами северо-западного направления. Широтные разломы выделяются только геофизическими методами. Наиболее крупным из них является Бектаутинский разлом, прослеженный на сотни километров. Близмеридиональная система разломов представлена региональным Центрально-Казахстанским сдвигом и рядом параллельных ему крупных ветвей, ограничивающих Токраускую впадину с востока.

Взаимное пересечение отмеченных систем разломов образует довольно выдержанную регматическую решетку, отображающую блоковое строение территории. Блоки трапециевидной формы имеют размеры 30×50 км. По всем признакам разломы относятся к глубинным, долгоживущим, существенно влияющим на распределение позднепалеозойского магматизма и рудной минерализации. По Центрально-Казахстанскому разлому крупные горизонтальные перемещения (более 100 км) происходили неоднократно и в более позднее время. В пределах влияния региональных разломов северо-западного и северо-восточного направлений расположены узкие линейные грабены и центрально-кольцевые постройки. Многие из этих разломов, в частности, Даулетбайский, Музбельский, являются рудоконтролирующими.

Внутреннее строение вулканического пояса определяют широко развитые центрально-кольцевые структуры. На площади Токрауской и Северо-Балхашской зон выделено более 100 кольцевых структур разных групп: вулканотектонической, вулканно-плутонической и плутонической (А.В. Авдеев, Г.Т. Скублов, Э.Ю. Сейтмуратова, Л.Н. Шарпенюк и др.).

В пределах северного сегмента Балхаш-Илийского пояса оруденение золота связано в основном с гидротермально-метасоматическими образованиями вулканических комплексов керегетасского этапа (С<sub>2</sub>), близких к калмакэмельскому комплексу и образующих с ним единую серию. Вулканические комплексы представлены андезитами, дацитами и риолитами примерно в равных соотношениях. По данным А.Б. Диарова, перерыв в вулканической деятельности перед началом этого этапа ознаменовался размывом калмакэмельских порфиритов и отложением в образовавшихся лагунах базальных конгломератов с



углистым цементом. Базальные слои с поисковой точки зрения являются важным маркирующим горизонтом, так как являлись прекрасным адсорбентом на пути рудных растворов [37, 40].

Для северного сегмента пояса характерна деструкция сиалического цоколя в среднем палеозое, которая сопровождалась развитием островодужных терригенно-кремнисто-вулканогенных комплексов энсиматического типа. На них накладывались верхнепалеозойские вулканиты. В составе вулканических формаций островных дуг преобладают базальты и андезибазальты низкощелочной толеитовой серии, характеризующиеся повышенным (против кларкового) содержанием золота. Терригенные и особенно кремнистые породы островодужных комплексов обогащены золотом в еще большей степени. Поэтому с известной долей вероятности можно предполагать, что оруденение золота в составе вулканических формаций Балхаш-Илийского вулканического пояса является ремобилизованным и переотложенным из пород основания.

В.Я. Кошкиным [77] выделяется несколько металлогенических золотоносных зон первого ранга, в которых размещены месторождения золота разного типа (см. рис. 71, 72).

Золотое оруденение Северного сегмента вулканического пояса парагенетически связано со средне-позднекаменноугольным вулканизмом. Предполагается, что оно начало формироваться в раннем карбоне (в каркаралинское время) и продолжалось в перми. Основная часть золоторудных метасоматитов парагенетически связана с калмакэмельским и керегетасским вулканизмом андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой формации известково-щелочной серии.

Все месторождения и проявления золота этой металлогенической зоны относятся к вулканогенному близповерхностному классу, подразделяемому на 3 типа: 1) вторично-кварцитовый, 2) кварц-адуляровый жерловый, 3) кварцит-кварц-адуляровый приразломный. Геолого-промышленным типом в настоящее время является кварц-адуляровый, к которому относятся месторождения Таскора, Музбель, Туз. С кварц-адуляровым типом парагенетически связаны вторично-кварцитовые золоторудные массивы. Сами вторичные кварциты имеют низкие содержания золота, не образующие промышленные концентрации. Это связано с тем, что вторично-кварцитовые метасоматиты, в значительной мере дорудные. По данным В.Я. Кошкина, по тем же каналам в последующий этап происходил подъем более высокотемпературного рудоносного флюида, образующего золоторудные тела под экраном вторичных кварцитов и частью проникая в них [77].

В этом плане все массивы вторичных кварцитов рекомендуется целенаправленно изучить на выявление признаков оруденения кварц-адулярового типа.

Вторично-кварцитовые и кварц-адуляровые золоторудные проявления и месторождения приурочены к жерловым и околожерловым вулканическим структурам, которые концентрируются в зонах протяженных глубинных разломов сдвигово-раздвигового типа.

Изучением геохимической специализации Северного Прибалхашья занимались А.Б. Диаров, К.И. Ким, В.В. Югин. Согласно их данным,

Калмакэмельская подзона специализирована на серебро, золото, молибден, медь, свинец, никель, висмут. Характерные для нее рудно-эксплозивные сооружения отмечаются относительно постоянным составом главных (золото, серебро) и сопутствующих (молибден, свинец, мышьяк, селен, теллур, медь) рудных элементов. Отношение золота к серебру варьирует в широких пределах от 2:1 (на западе) до 1:15 (на востоке) [39].

Котанэмельская подзона специализирована на широкий круг элементов: медь, молибден, золото, серебро, ртуть, висмут, вольфрам, бериллий, ниобий и др. В западной части подзоны преобладают свинец, серебро, редкоземельные элементы, в восточной - молибден, центральной - медь. Прослеживаются две разновозрастные ассоциации элементов: позднекарбонная халькофильная и более поздняя (пермская) редкометалльно-редкоземельная. Жоргинскую подзону отличают пониженные концентрации молибдена, серебра, висмута, ртути и повышенные - мышьяка. Соотношение золота и серебра в рудных объектах здесь возрастает до 5:1.

В антиклинорных поднятиях тесную пространственную и генетическую связь с золотом обнаруживают средне-позднекаменноугольные сложно дифференцированные гипабиссальные интрузии. Однако основная масса золоторудных месторождений и рудопроявлений ассоциирует с вулканоплутонической формацией среднего-верхнего карбона. Наиболее крупные объекты принадлежат золото-адуляр-кварцевой формации.

Рудные тела имеют теснейшие пространственно-временные соотношения с эксплозивными брекчиями, генерирующимися на участках высокой проницаемости, во фронтальных частях эпизональных плутонов [40].

В целом общая структура Северо-Балхашского золоторудного пояса характерна для провинций, тяготеющих к островодужным поясам и офиолитовым швам. Месторождения располагаются над захороненными структурами островодужного типа – в вулканических поднятиях, ограничивающих их глубинных разломах и междуговых прогибах.

Вместе с тем, в вопросах связи золотого оруденения с островодужными комплексами единого мнения нет.

Например, по данным В.А. Сушкова и В.Я. Кошкина, главная Иткудук-Бактайская минерализованная зона, сопровождающаяся золотоносными метасоматитами, наложена на терригенные породы силура - карбона и, частично, на базальтоиды ордовика. По этой причине время формирования метасоматитов поднимается, по крайней мере, до карбона, тогда как активный этап формирования Итмурунды-Тюлькуламской островной дуги завершился в ордовике. Вместе с тем, руды принадлежат здесь малосульфидной пирит-арсенопиритовой формации и порой выглядят как черная углеродистая "сыпучка" в терригенных породах и наложенных на последние березитах с редкими прожилками кварца. Подобный облик руд показывает, что процесс становления золотого оруденения здесь тесно связан с восстановительным метасоматозом, щелочно-кварцевой флюидизацией и гранитизацией метапелитов. Предположительно он мог протекать по следующей схеме:



- развитие рассеянной минерализации в метапелитах при их карбонатно-сульфидно-углеродистом замещении, перерастающее в рудообразование в участках кварцево-жильной флюидизации высокоуглеродистых метасоматитов;
- отложение вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд в углеродистых метапелитах на фронте окислительного метасоматоза, прогрессивного метаморфизма и кварцевых флюидизитов;
- переотложение золота и локальное рудообразование при внедрении в углеродистые метапелиты и кварцевые флюидизиты малых интрузий и даек базитовых и гранитоидных пород;
- поздне- и постмагматическое пневматогидротермальное рудообразование в контактовых зонах гранитоидных плутонов, сформированных среди углеродистых метапелитов.

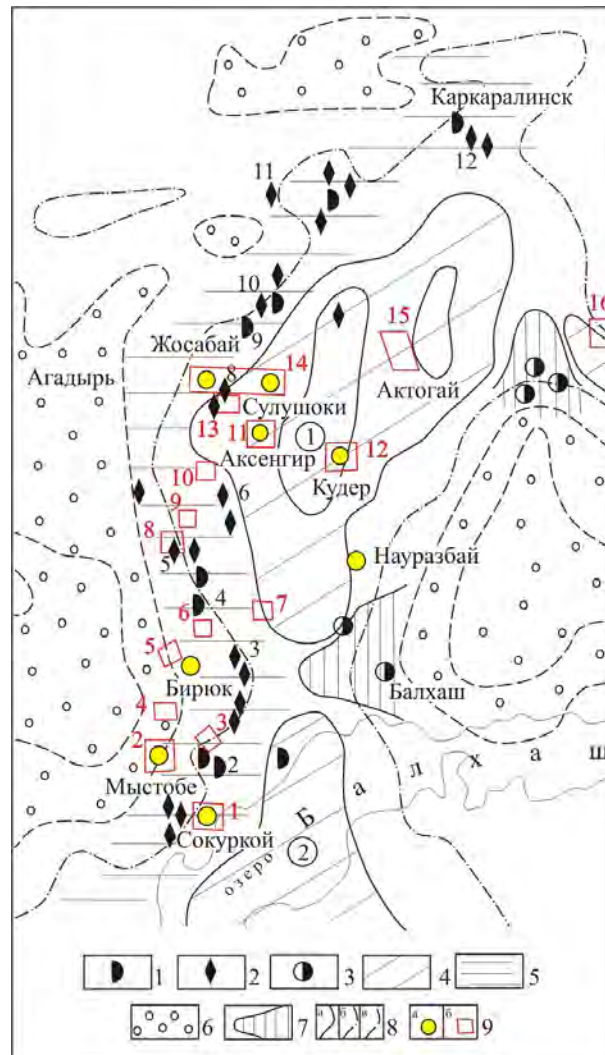
Эти процессы, как правило, активно проявлены в "приофиолитовых миогеосинклиналиях", в предколлизийную и раннеколлизийную стадии их развития. Оруденение пространственно тесно ассоциирует со структурами островодужной стадии, однако детально эти связи в Северо-Балхашской провинции не исследованы. В их изучении заключается потенциальный резерв открытия новых более крупных месторождений в черносланцевых толщах.

### **Токрауская золоторудная зона**

Токрауская золоторудная зона тяготеет к одноименной вулканической впадине, составляющей западный и северо-западный сегменты Балхаш-Илийского наземного вулканно-плутонического пояса. Работами Э.Ю. Сейтмуратовой, П.К. Жукова, Б.С. Зейлика обоснованы перспективы зоны на золотое оруденение [58, 115].

По результатам обобщений материалов указанных исследователей в пределах рассматриваемой золоторудной зоны выделено 19 золотоперспективных объектов, из которых 15 объектов тяготеют к западной и – северо-западной периферии Токрауской вулканической впадины, названной нами Уралбай-Гульшадской золоторудной подзоной. Два объекта тяготеют к осевой части вулканической впадины (Токрауская приосевая золоторудная подзона), а еще два объекта - к восточной периферии впадины (Токрауская восточная краевая золоторудная подзона) (рис. 73).

**Уралбай-Гульшадская золоторудная подзона** тяготеет к западной-северо-западной границе Токрауской вулканической впадины, несогласно наложенной на Актау-Джунгарский террейн, расположенный в основании каледонских и раннегерцинских структур Джунгаро-Балхашской покровно-складчатой системы. Вначале подзона выделялась в качестве перспективной на медно-молибден-порфировое, молибден-порфировое и вольфрам-молибден-порфировое оруденение [14]. Затем оказалось, что широко распространенные в подзоне вторичные кварциты содержат золото.



**Рис. 73. Схема строения токрауской золоторудной зоны (по В.Н. Любецкому, 1997)**

Месторождения и рудопроявления: 1 – скарновый медно-магнетитовый, полиметаллический тип; 2 – вулканогенно-плутоногенный тип, жильный и в метасоматически-переработанных зонах; 3 – медно-порфировый тип. Региональные магнитные аномалии: 4 – положительные, отвечающие вулканическим впадинам: 1-Токрауской, 2-Илийской; 5 – зоны высоких градиентов поля (ΔВa); 6 – отрицательные за пределами вулканического пояса; 7 – "пережимы" магнитных аномалий, отвечающие средне-позднекаменноугольным поднятиям, рудным узлам; 8 – изолинии поля (ΔВa) (а-положительные, б-нулевые, в-отрицательные). Месторождения и рудопроявления комплексных молибден-порфировых, скарновых железорудных, полиметаллических и др. руд: 1-Гульшад, 2-Кокзабой, 3-Трудный, 4-Аккемир, 5-Кызыладыр, 6-Акжал, 7-Акбулак, 8-Жосабай, 9-Каратоганбай, 10-Уралбай, 11-Алайгыр, 12-Атабай-Дугулы; 9 – месторождения и перспективные площади золотых и золотосеребряных руд -а, перспективные площади -б (1-Сокуркойская, 2-Мыстобинская, 3-Западная, 4-Кызылкабыргинская, 5-Сарыюбинская, 6-Карашокинская, 7-Сымбылская, 8-Восточно-Акбастауская, 9-Мухтар, 10-Жакедуан, 11-Аксенгир-Жауменская, 12-Акгирекская, 13-Жамшинская, 14-Жасобай-Сулушокинская, 15-Босагинская, 16-Бесшокинская.

Месторождение золота Сокуркой расположено в Тасарал-Кызылэспинской подзоне на границе с Токрауской зоной. На месторождении совмещены разные типы оруденения - золото-медно-молибденово-порфировый, связанный с кокдомбакским гранодиорит-монцитонитовым комплексом, эпитеpмальный золото-серебряный во вторичных кварцитах и золотой - в зонах вторичного обогащения.

Месторождение Сокуркой приурочено к центральной части массива алунитовых и серицитовых вторичных кварцитов, занимающего жерловину

стратовулкана. До глубины 20-120 м здесь развита зона окисления, ниже от глубин 80 до 200 м - зона вторичного сульфидного обогащения.

Месторождение золота Бирюк приурочено к центральной части Сарыобинской тектоно-вулканической кальдеры. Оруденение представлено кварцевыми жилами, зонами окварцевания и серицитизации среди вулканитов риолит-дацитового состава. Длина кварцевых жил и зон колеблется от 100 до 800 м, мощность 0,5-2,0 м. Содержание золота изменяется от 0,1 до 30 г/т (среднее 17 г/т), серебра от 10 до 130 г/т (среднее 70 г/т).

Месторождение Жосабай расположено в западной части Токрауского синклиория. Оно относится к золото-серебро-полиметаллическому типу; представляет собой серию кварцевых жил и околожилных измененных линейных зон длиной от 40 до 1200 м, мощностью от 0,5 до 40 м.

Месторождение Сулушоки, расположенное в северо-западном крыле Токрауского синклиория, является единственным представителем золото-серебряной скарновой формации. Оно локализовано в северо-восточной части Каргалинской кольцевой структуры, сложенной вулканогенно-пирокластическими образованиями  $S_1-P_1$ , прорванными интрузиями каменноугольного и пермского возраста. В структурном плане месторождение тяготеет к области горст-антиклинального перегиба между Сулушокинской и Караобинской брахисинклиналиями, где широко проявлены субширотные и оперяющие их нарушения и внедрения даек, некков и силлообразных тел. Месторождение приурочено к одной из оперяющих трещин. В строении месторождения участвуют кристаллокластические туфы дацитового и риолит-дацитового состава, субвулканические риолитовые порфиры и диоритовые порфириты предположительно каркаралинской свиты, прорванные среднекаменноугольными биотитовыми гранитами массива Каратал. Широко проявлены процессы скарнирования, окварцевания и ороговикования вмещающих пород, связанные с гранитами. Содержание золота в скарнах - до 10 г/т, серебра - до 400 г/т; во вмещающих породах присутствует только серебро - до 50 г/т.

**Токрауская приосевая золоторудная подзона** тяготеет к осевой части Токрауской вулканической впадины. Общее количество золоторудных объектов здесь сравнительно небольшое; характерный представитель - месторождение Кудер. Месторождение расположено в юго-западной части Кызылтасской вулcano-купольной структуры, в зоне сопряжения разломов северо-западного и северо-восточного простиранья. Наибольший интерес представляет Кудер Южный. В его строении участвуют андезитовые порфириты калмакэмельской свиты, прорванные небольшими телами гранит-порфиров. В центральной части андезиты интенсивно окварцованы, серицитизированы и пропилитизированы. Отмечаются небольшие тела монокварцитов. По данным грави- и магнитометрии в районе месторождения фиксируется не вскрытая интрузия диорит-гранодиоритового состава [29].

Рудные зоны, представляющие собой линейно-вытянутые штокверки кварцевых прожилков и мощных (до 5-8 м) брекчиевых кварцевых жил интенсивно окварцованных пропилитизированных андезитах, локализуются в расколах, оперяющих крупные разломы. Основная масса кварцевых жил

рассечена многочисленными различно ориентированными прожилками более поздних генераций, создающих ячеистую текстуру жил.

**Токрауская восточная краевая золоторудная подзона** тяготеет к восточной краевой части Токрауской вулканической впадины. Общее количество золоторудных объектов здесь также сравнительно небольшое: месторождение Науразбай, Науразбайский рудный узел и Бестобинская золотоперспективная площадь.

В пределах Науразбайского рудного узла развиты вулканиты каркаралинской ( $C_1$ ), калмакэмельской ( $C_{1-2}$ ) свит, гранодиориты балхашского ( $C_1$ ), топарского ( $C_2$ ), граниты кызылрайского ( $P_2$ ) комплексов, а также массивы вторичных кварцитов Науразбай и Итбай-Уштобе. Рудный узел включает базовое месторождение Науразбай, ряд рудопроявлений золота, свинца (Итбай, Уштобе) и пунктов минерализации.

Месторождение относится по типу оруденения к золото-сурьмяно-ртутной формации во вторичных кварцитах. Оруденение приурочено к полю метасоматитов площадью 17 км<sup>2</sup> кварц-серицитового, каолинитового, алунитового состава с зонами окварцевания и лимонитизации. Месторождение Науразбай расположено ближе к восточному крылу Токрауского синклинория. Вмещающими являются туфы каркаралинской свиты и тонкофлюидальные лавы трахириолитов, трахидацитов и трахиандезитов керегетасской свиты, прорванные дайками гранит- и фельзит-порфиров жаксытагалинского комплекса. Фельзит-порфиры секут вторичные кварциты. В структурном отношении месторождение приурочено к восточному крылу Бектауатинской брахисинклинали, осложненному складками более высоких порядков. Широко проявлена трещинная тектоника; преобладают системы трещин северо-западного и северо-восточного направлений. На месторождении Науразбай широко развиты вторичные кварциты (монокварциты, алунитовые, серицитовые), с которыми пространственно ассоциирует рудная минерализация.

Золотое оруденение локализуется в теле монокварцитов Западного участка. В разрезе рудное тело представляет столбообразную залежь, падающую на северо-запад под углом 40-50°. На глубине 40-50 м оно выклинивается, а на отдельных участках срезается дайкой фельзит-порфиров.

По вещественному составу руд месторождение Науразбай не имеет аналогов в Центральном Казахстане. Содержание золота колеблется от 0,1 до 100 г/т, среднее 17 г/т. Присутствуют сурьма (более 1 %), мышьяк (до 1 %), теллур (до 1 %), ртуть (до 0,4 %), висмут, медь, свинец, цинк, молибден.

По данным ГДП-200, рудный узел характеризуется высокой степенью проявления экстенсивности золото-серебряного оруденения: в многочисленных пунктах (более 20) содержание золота по сборно-штуфным пробам (150 проб) колеблется от 0,5 до 5 г/т, серебра 10-30 г/т. На глубину проявления не изучены.

Глубинные факторы локализации оруденения в пределах каждой из подзон Токрауской золоторудной зоны имеют свою специфику.

**Уралбай-Гульшадская золоторудная подзона** прослеживается в близмеридиональном направлении от оз. Балхаш (пос. Гульшад) на юге до гор Кызылтас на севере. Ее общая протяженность достигает 300 км при ширине 30-60

км. Подзона включает свыше 100 месторождений и рудопроявлений полиметаллических, медных и железо-медных руд (см. рис. 73).

Ранее эта подзона как единая структура не выделялась. В ее пределах был установлен ряд отдельных структурно-металлогенических зон преимущественно северо-восточного направления. Так, А.К. Каюповым, В.В. Колесниковым (1974) здесь выделялись Сарысуйская и Токрауская металлогенические зоны, распадающиеся, в свою очередь, на Чийозекскую, Токраускую, Майтас-Каркаралинскую, Жанетскую и другие подзоны.

Уралбай-Гульшадская рудная подзона в качестве единой структуры впервые выделена по геофизическим данным; были установлены общие региональные критерии, отражающие пространственную локализацию известных здесь месторождений. Тектоническая позиция зоны определяется рядом факторов. Она приурочена к внешней западной части Токрауской и Илийской верхнепалеозойских вулканических впадин. Из анализа геологических карт эту закономерность выявить трудно, поскольку очертания отдельных вулканических впадин высокого порядка имеют неправильную форму и различную ориентировку. Такая закономерность четко устанавливается лишь при рассмотрении карты региональных магнитных аномалий. Токрауская и Илийская вулканические впадины отмечаются региональными положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности. Соответственно, западная периферическая часть Балхаш-Илийского вулканического пояса отмечается региональной зоной высокоградиентного аномального магнитного поля. Интенсивность градиентов определяется региональной составляющей аномального магнитного поля вкrest направления западного края вулканического пояса (100 нТ на 50 км) [14].

Западная граница пояса фиксируется нулевой изолинией. При совмещении карты региональных магнитных аномалий с картой размещения месторождений видно, что такая изолиния имеет в плане волнистую форму. Месторождения Сортузского, Каратас-Кокзабойского рудных узлов, Приозерное, Жамантас, Татьянинское, Коктал, Трудный, Аккемир, Кызылэспе, Акчагыл, Кызыладыр, Металлометрическое, Сасыкбай, Куктимас и другие сосредоточены вдоль этой линии. К северу от нее интенсивность региональной магнитной аномалии несколько увеличивается, и участки месторождений Кузюкадыр, Акбулак, Джусабай, Манет и Курпетай отмечаются изолинией магнитного поля + 50 нТ. Расположенный севернее рудный узел, приуроченный к Чийозекской наложенной мульде, также отмечается нулевой изолинией.

В целом рудная подзона характеризуется полосой повышенных градиентов магнитного поля от -50 до +50 нТ. Главным рудоконтролирующим фактором Уралбай-Гульшадской подзоны является ее приуроченность к западной границе Токрауской и Илийской вулканических впадин, так как извилистые очертания рудного пояса полностью повторяют контур вулканических впадин, устанавливаемый по региональным магнитным аномалиям.

При рассмотрении металлогении Балхаш-Илийского вулканического пояса видно, что продуктивность его в разных частях неодинакова. Особенно это относится к полиметаллическому оруденению. На большей части территории Джунгаро-Балхашской области к вулканическому поясу пространственно тяготеют

месторождения медно-порфирового, молибден-порфирового и молибден-вольфрам-порфирового типов и лишь по его западному краю сосредоточены полиметаллические, скарново-полиметаллические, скарново-медные и скарново-железорудные месторождения. Подобная металлогеническая специализация этой части вулканического пояса требует объяснения. В геологической литературе описаны подобные металлогенические провинции, контролируемые вулканическими поясами.

Г.А. Твалчеридзе подчеркивает специфическую металлоносность вулканических поясов андезитового состава. Они обычно представлены сериями "андезит-риолит" с резким преобладанием (до 75 %) андезитов. Площадь распространения этих образований часто захватывает сопредельные с ними террейны и блоки ранее консолидированных структур. Рудопоявления, связанные с наземными вулканическими поясами образуют иной тип, чем телетермальные месторождения, удаленные от магматического очага. Они сложены жильными, штокверковыми и гнездообразными скоплениями ртути и сурьмы, свинца и цинка, марганца и вольфрама, золота и серебра, флюорита, халцедона, опала и др. (Котляр, 1965; Василевский, 1973; Твалчеридзе, 1975 и др.).

Рудные районы рассматриваемого типа тяготеют, в основном, к террейнам и блокам складчатых поясов, испытавших значительно более раннюю складчатость и многократный гранитоидный магматизм, сопровождавшийся разнообразной рудной минерализацией.

Сходное объяснение специфической металлогенической характеристики западной окраины Балхаш-Илийского пояса дается в работе Г.Л. Добрецова и Н.П. Михайлова по тектоно-магматической активизации Казахстана. Согласно их данным, разнообразие металлогенических проявлений этой территории объясняется тектоно-магматической активизацией структур каледонской консолидации вулканическими и плутоническими процессами позднегерцинского этапа.

Вулканиты краевой части Балхаш-Илийского вулканического пояса несогласно наложены на Новалы-Кызылэспинский антиклинорий - структуру каледонской и раннегерцинской консолидации, сформированную на Актау-Джунгарском массиве. В среднем палеозое, после тельбесской фазы складчатости, эта структура пережила субплатформенный этап развития. В фамене-нижнем турне здесь формировалась платформенная карбонатная формация, а в позднем палеозое в краевой восточной части вновь проявился интенсивный наземный вулканизм и внедрились позднепалеозойские гранитоидные интрузии.

По геофизическим данным, каледонский фундамент имеет сложное блоковое строение. Устанавливается система поднятых и опущенных блоков фундамента северо-восточного и близмеридионального направлений. Группу крупных горстовых структур образуют Кызылэспинский, Сарыкум-Кокдомбакский и Тасаралский блоки. Они отмечаются локальными положительными гравитационными аномалиями. Характерно, что верхнепалеозойские вулканические впадины приурочены в основном к опущенным блокам фундамента. Так, например, крупный пережим вулканического пояса на широте месторождений Коунрад и Борлы, а также граница между Токрауской и Илийской впадинами, по-

видимому, обусловлены наличием Сарыкум-Кокдомбакского поднятого блока, далеко выступающего в восточном направлении.

Северная часть Уралбай-Гульшадской подзоны наложена на восточную краевую часть Жаман-Сарысуйского антиклинория, консолидированную в тельбесскую фазу складчатости. В основании Жаман-Сарысуйского антиклинория также расположен террейн докембрийской консолидации, который в нижнем и среднем палеозое подвергся деструкции и на его месте формировалась кремнисто-базальтовая ассоциация пород.

Таким образом, тектоническая позиция Уралбай-Гульшадской подзоны определяется ее приуроченностью к западной краевой части Балхаш-Илийского вулканического пояса, наложенной на структуры каледонской и раннегерцинской консолидации, пережившие к началу позднепалеозойского вулканизма этап коллизии и субплатформенного развития. Те части позднепалеозойского вулканического пояса, которые оказались наложенными на структуры герцинской консолидации (саурская и судетская фазы складчатости), не характеризуются столь разнообразной комплексной рудной минерализацией.

Оруденение Уралбай-Гульшадской подзоны локализуется по западной периферии Балхаш-Илийского вулканического пояса. К западу от осевой линии пояса в местах его глубокой эрозии оруденение иногда наложено непосредственно на структуры основания. Иногда, наоборот, оруденение отступает внутрь вулканического пояса и тяготеет к вулкано-тектоническим структурам. Эти участки рудной подзоны характеризуются сравнительно неглубоким эрозионным срезом. Во внешних частях подзоны оруденение иногда приурочено к окраинным наложенным мульдам.

Для Уралбай-Гульшадской подзоны характерно распространение контактово-метасоматических, скарновых месторождений железа, меди и полиметаллов (скарново-железорудная, скарново-медная и скарново-полиметаллическая формации). Наиболее широко развиты месторождения этого генетического типа в юго-западной глубокоэродированной части вулканического пояса (Гульшад, Дюсень, Мыншункур, Кокзабой, Аккемир и др.), в Акжал-Аксоранской зоне (Аксоран II, Новый Аксоран, Сасыкбай и др.) и в Уралбайской зоне дробления, пересекающей Чийозекскую мульду (Каратоганбай, Александровское, группа Аккемирских проявлений). Месторождения локализованы в контактах интрузий гранодиоритов топарского, гранитов девонского и калдырминского, монцонитов кокдомбакского и других комплексов с известняками босагинской серии венда-ордовика и более поздними известняками фамена-визе.

Во внутренней части Уралбай-Гульшадской подзоны, в области относительно слабой эрозии структур вулканического пояса, комплексное полиметаллическое оруденение отчетливо контролируется вулкано-тектоническими структурами (месторождения Кузюкадыр, Джусабай, Кайнарбулак, Тологай и др.). Вместе с тем, эти месторождения тесно связаны с малыми субвулканическими интрузиями кислого состава, с гипабиссальными интрузиями гранодиоритов-гранитов позднекаменноугольного комплекса, прорывающими вулканиты калмакэмельской и керегетасской свит среднего и позднего карбона. В



свою очередь, интрузии и вмещающие породы пересекаются дайками жаксытогалинского и плутонами акчатауского комплексов.

Уралбай-Гульшадской рудной подзоне свойственно пространственное совмещение полиметаллического, медно-порфирирового и молибден-порфирирового оруденения. Последнее, как известно, достаточно широко проявлено по всей внешней и внутренней периферии Балхаш-Илийского пояса, поэтому в подзоне, наряду с полиметаллическими, медными и железорудными, установлены проявления медно-порфирировых руд (Алтуайт, Алмалы и др.). Встречаются и комплексные месторождения, одни части которых сходны с полиметаллическими и железорудными месторождениями, а другие – с месторождениями медно-порфирирового типа. Характерными представителями подобных комплексных месторождений являются Каратас и Кызылтас. Месторождения этого типа локализованы, как правило, по западному (северо-западному) краю вулканического пояса, в краевых поднятиях.

В Уралбай-Гульшадскую рудную подзону входит также группа полиметаллических месторождений, образованных средне-низкотемпературными гидротермальными растворами во вмещающих карбонатных отложениях верхнего девона-нижнего карбона. Они близки к характерным для Центрального Казахстана стратиформным полиметаллическим месторождениям, но отчетливо тяготеют к северо-западной периферии вулканического пояса. В структурной позиции этих месторождений и характере их оруденения связь с вулканическим поясом проявлена далеко не всегда. К месторождениям этого типа относится Уралбай и весьма близки, судя по характеру регионального магнитного поля, Акжал, Карагайлы и Алайгыр.

Генетическая принадлежность стратиформных полиметаллических месторождений к Уралбай-Гульшадской рудной подзоне сомнительна. А.К. Каюпов, В.В. Колесников (1974) считают, что стратиформные гидротермальные месторождения локализируются в синклинальных структурах и наложенных мульдах, развитых по границам Жаман-Сарысуйского антиклинория. Более поздними исследованиями установлено, что железо-марганцевые и полиметаллические месторождения в углеродисто-кремнисто-карбонатных отложениях фамена-турне характеризуются флюидогенным вулканогенно-осадочным генезисом и связаны с функционированием Центрально-Казахстанской рифтовой системы. Они регенерированы в краевой части Балхаш-Илийского вулканического пояса, о чем свидетельствуют данные Н.Г. Сыромятникова по изотопно-свинцовым исследованиям руд на месторождении Акжал. Старатиформные руды месторождения, залегающие в отложениях фамена, имеют модельный возраст свыше  $230 \pm 15$  млн. лет при  $\mu=9,06$  и  $K=4,15$ , что свидетельствует о позднепермско-триасовой их регенерации под влиянием магматических процессов в вулканическом поясе.

Вопрос о связи золотого и комплексного оруденения в Уралбай-Гульшадской подзоне практически никем не рассматривался, несмотря на то, что простое совмещение объектов на карте подчеркивает их тесную пространственную связь. Многие месторождения и рудопроявления золота практически совпадают или сближены с комплексными многометалльными объектами: месторождение Мыстобе - с Кокзабоем, Кызыладыр - с Восточным

Акбастау. Вторичные кварциты, сопровождающие многие из названных комплексных месторождений, являются либо золотоносными, либо - золото-сереброносными.

Таким образом, главной региональной закономерностью локализации месторождений золота является приуроченность большинства из них к западному краю Балхаш-Илийского вулканического пояса. Месторождения тяготеют к участкам наложения наземных вулканических формаций на структуры основания пояса. Размещение месторождений в виде близмеридиональной полосы почти полностью повторяет по форме границу пояса. Для большинства рудных месторождений характерна латеральная сближенность комплексов основания вулканического пояса и собственно вулканических комплексов, слагающих вулкано-тектонические структуры пояса.

В этих условиях закономерно, что оруденение может существенно меняться по своему типу и проявляться как в породах основания, так и в магматических комплексах вулканического пояса. Э.Ю.Сейтмуратовой и П.К. Жуковым (2002) в рассматриваемом районе установлены факты телескопирования разнотипного оруденения и наличия разноформационного золотого оруденения. В Жосабай-Сулушокинском рудном узле выявлены золото-скарновое месторождение Сулушоки, золото-серебро-полиметаллическое Жосабай и значительное количество слабоизученных серебро-полиметаллических рудопроявлений. В Толагай-Торгайском, Сарыобинском рудных узлах и на месторождениях Жакедуан, Сокуркой зафиксированы золото-серебряные, золото-медно-молибден-порфиновые и золото-редкометалльные типы оруденения. В породах основания пояса известны золото-кварцево-сульфидные проявления (Мыстобе).

Примечательно, что указанные авторы золоторудный объект Акжартас Южный и ряд сближенных с ним перспективных рудопроявлений отнесли к стратиформному прожилково-вкрапленному карлинскому типу. По нашим данным (как будет показано ниже) часть Уралбай-Гульшадского рудного пояса перспективна, в первую очередь, на открытие месторождений именно карлинского типа.

Южная половина Уралбай-Гульшадской золоторудной подзоны в структурах основания наложена на северный край Актау-Джунгарского микроконтинента, сложенного образованиями сиалического ядра (средний-поздний рифей) и чехла. Базовой золотоматеринской формацией могли быть отложения сулуманакской свиты среднего рифея (1000-1500 м), состоящей из филлитовидных и углеродистых сланцев с горизонтами мраморизованных известняков. Углеродистые сланцы обогащены ванадием, молибденом и золотом. Чехол микроконтинента представлен отложениями венда-среднего кембрия: босагинской серией (доломиты, доломитовые известняки, прослой аркозовых песчаников, 850 м) и залегающей выше кызылжарской свитой (известняки, фосфатоносные известняки, песчаники, алевролиты, 850 м). Последние вверх по разрезу и по латерали постепенно сменяются и перекрываются отложениями чижогайской свиты верхнего кембрия-нижнего ордовика (600 м). В ее состав входят кремнистые алевролиты, аргиллиты, тонкослоистые известняки, песчаники, горизонты фосфатоносных углеродисто-кремнистых сланцев с повышенными содержаниями золота.

В верхах разреза широко представлены вулканогенные формации западной краевой части Балхаш-Илийского пояса. Разрезы пояса здесь сокращенные в мощности, но стратиграфически достаточно полные (от  $C_1V_2-s$  до  $P_2$ ) и вмещают многочисленные золото- и золото-серебряные месторождения и проявления.

Интрузивный магматизм в этой части золоторудного пояса интенсивный и многоэтапный. Интрузивный ряд начинается становлением крупных плутонов лейкократовых гранитов узунжалского ( $\gamma R_3$ ) и сиенитов, граносиенитов шунакского ( $\xi R_3$ ) комплексов. Затем последовательно внедряются диориты, гранодиориты, плагиоклазовые граниты акжальского комплекса ( $\gamma\delta-\delta O_3$ ), интрузии гранитоидов позднедевонского кумыстинского комплекса, среднекаменноугольных топарского, кокдомбакского и позднекаменноугольного акчатауского комплексов [53, 54].

В остаточном гравитационном поле Актау-Джунгарскому микроконтиненту соответствует обширная гравитационная аномалия положительного знака. Аномалией фиксируется высоко поднятый блок докембрийской земной коры, испытывавший в нижнем-среднем палеозое лишь умеренные прогибания. На фоне максимума  $\Delta g$  полосой отрицательных гравитационных аномалий меняющейся интенсивности фиксируется крупное батолитообразное тело гранитоидов, рассекающее микроконтинент в меридиональном направлении. С учетом интрузивных тел, выявленных геофизическими методами на уровне фундамента, протяженность батолита с севера на юг достигает 120 км, ширина 25-30 км. Вероятно, это батолитообразное тело, сформированное в результате многоэтапной магматической активизации, приурочено к крупной тектонической линии, определявшей длительную гранитизацию докембрийского ядра микроконтинента и внедрение разновозрастных магматических комплексов. С этой линией совпадает и западная граница Балхаш-Илийского вулканического пояса, отмеченная градиентами аномального магнитного поля. Многие месторождения, рудопроявления золота и выделенные перспективные площади тяготеют к экзоконтактам слепых интрузивных тел, фиксируемых минимумами  $\Delta g$ . Так, месторождения Сокуркой, Мыстобе, площадь Западная локализованы в экзоконтактах крупного, преимущественно скрытого, плутона гранитоидов, отмеченного единым минимумом  $\Delta g$ . Минимум интенсивностью 22 мГл прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении 50 км, при ширине 20-30 км. Пространственно минимум охватывает выходы разновозрастных гранитоидов кумыстинского, топарского и тарангалыкского комплексов. Поэтому не исключено, что минимумом  $\Delta g$  фиксируется не интрузивное тело, а глубинный длительно функционировавший (~10 млн. лет) магматический очаг, давший гранитоиды от умеренно кислых до кислых и щелочных. Возможно, что возбуждение очага было связано с формированием Балхаш-Илийского вулканического пояса.

Второй рудный узел сгруппирован вокруг глубинного плутона гранитов, отмеченного Каражангильским минимумом  $\Delta g$  умеренной интенсивности. В плане минимум ориентирован также в северо-восточном направлении; протяженность его 35 км, ширина - 12-15 км. С запада, востока и юга он охвачен максимумами  $\Delta g$ . Минимуму соответствуют выходы гранитов Каражангильского

массива и гранито-гнейсов Мыншункурского массива. Рифейские и позднедевонские граниты прорываются небольшими, но многочисленными телами гранитов тарангалыкского комплекса. В районе максимумов  $\Delta g$  фиксируются выходы гранодиоритов Шешенькаринского, Сарыобинского, Жуантобинского и других массивов. Вокруг глубинного плутона гранитоидов, состав и время внедрения которых достаточно проблематичны, расположены месторождение Бирюк и перспективные площади - Кызылкабыргинская, Сарыобинская, Карашокинская и Сымбылская.

Третий сходный рудный узел располагается вокруг глубинного плутона, отмеченного Акжартасским минимумом  $\Delta g$ . В плане минимум вытянут в северо-западном - близширотном направлении на 55 км при ширине 15-30 км.

Пространственно Акжартасский минимум соответствует крупным массивам гранодиоритов акжальского комплекса ( $\gamma\delta O_3$  ак), частично перекрытым вулканитами Балхаш-Илийского пояса. В свою очередь они прорываются гранодиоритами топарского комплекса ( $\gamma\delta P_{1tp}$ ), щелочными диоритами кокдомбакского ( $\delta C_2$ ) и щелочными гранитами акчатауского ( $\gamma C_3$ ) комплексов. К этому глубинному плутону приурочены рудопроявление Мухтар и Восточно-Акбастауская площадь, тяготеющие к наложенной вулкано-плутонической структуре.

Рассмотренная западная полоса месторождений и перспективных на золотое оруденение площадей характеризуется многими чертами сходства с районом локализации месторождения Карлин (штат Невада, США). В региональном плане месторождение входит в пояс золоторудных месторождений, прослеживающийся в близмеридиональном направлении на 960 км. Он включает более 20 месторождений с тонкодисперсным золотом (рис. 74). По данным М.М. Константинова и др. [69-72], пояс расположен в пределах устойчивого в палеозое геоантиклинального поднятия, разделяющего палеозойскую эвгеосинклиналь, расположенную восточнее, и миогеосинклиналь, расположенную западнее. Поднятие отвечает древним (докембрийским?) структурам и отмечается широкими аномалиями, преимущественно положительного знака. Золотоарсенидный пояс несогласно пересекает это сводовое поднятие. Центральная часть свода, и, соответственно, золоторудного пояса отмечается крупным минимумом  $\Delta g$ . Эпицентр минимума фиксирует скрытый плутон гранитоидов, к которому приурочена одна из групп месторождений типа Карлин. Рудный узел, вмещающий собственно месторождение Карлин, тяготеет к экзоконтактовой части двух скрытых плутонов гранитоидов, фиксируемых минимумами  $\Delta g$ . Золотоарсенидный пояс пересекает третичную вулканическую провинцию - наземный вулканический пояс, в его краевой выклинивающейся части.

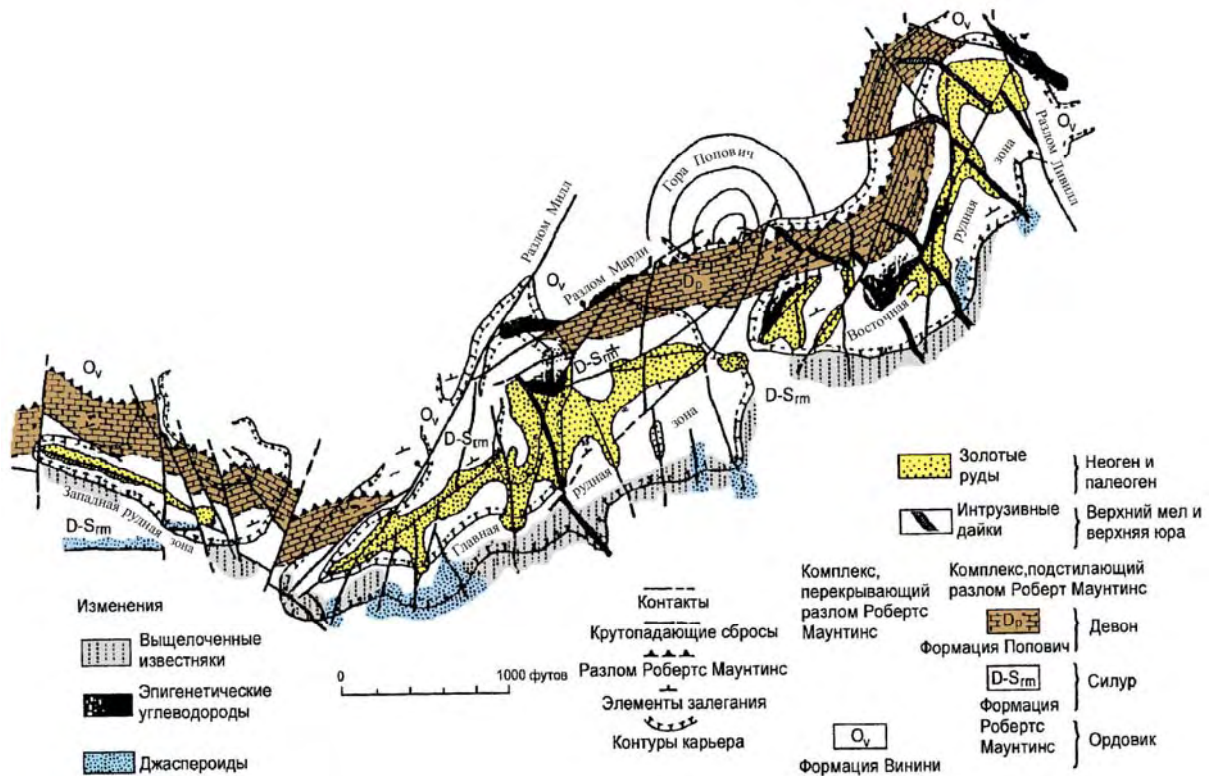


Рис. 74. Геологическая карта месторождения Карлин (Радке, 1973)

Месторождение Карлин является типовым для группы арсенидных месторождений. Их общую особенность составляют наличие мышьяка, высокое золото-серебряное отношение (1:1-1:10), площадные геохимические аномалии мышьяка и бария. Рудные тела представлены залежами пластообразной формы с рассеянной и прожилковой минерализацией. Среднее содержание золота 1,6-3,2 г/т, максимальное - 10-30 г/т.

Помимо пирита, реальгара, арсенопирита и золота месторождения содержат небольшие количества антимонита и киновари, а также сульфосоли серебра. Основные жильные минералы - кварц, барит, флюорит, кальций. Общее количество сульфидов превышает 5 %. Близость вещественного состава руд месторождений сохраняется, несмотря на большое разнообразие вмещающих пород: сланцы, аляскиты, андезиты, риолиты, известняки и известковистые сланцы. Золото - тонкодисперсное. Характерно интенсивное замещение карбонатов вмещающих пород кремнеземом, привнос Fe, Ba, As, Hg, Sb, Zn, Cu, W, Au, Ag и S. В пределах пояса месторождения сконцентрированы в двух зонах северо-западного простирания - в трендах Карлин и Кортес, диагональных к общему простиранию пояса.

В тренде Карлин сосредоточены основные добычные работы на золото в США. Протяженность тренда 65 км, ширина 8 км. Для него характерны месторождения вкрапленного типа с тонкодисперсным золотом в осадочных породах. Прогнозные ресурсы золота оцениваются величиной порядка 10 000 т, подтвержденные ресурсы около 3 000 т, ежегодная добыча 300 т [71].

В размещении золотого оруденения карлинского типа имеет значение стратиграфический контроль: оно приурочено к верхней части среднесилурийской-позднедевонской формации Робертс Маунтинс.

Месторождение Карлин выявлено по геохимической аномалии As и Au в эрозионном окне, вскрывшем лежащий бок надвига. Рудные тела месторождения размещаются в первых ста метрах ниже надвига Робертс Маунтинс. Наиболее вероятный возраст оруденения, по данным многочисленных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определений, - 42-30 млн.лет, т.е. палеогеновый. Не исключено, что это время регенерации первичных руд под влиянием процессов формирования наземного вулканического пояса.

Золото в рудах неравномерно рассеяно по пластам карбонатных пород; присутствует в самородном виде и в виде металлоорганических соединений. Самородный мышьяк образует мелкие (2-30 мкм) сферические выделения. Руды, в основном, высокоуглеродистые. Это отражает связь оруденения с углеродистым веществом. Основной объем занимают кремнистые упорные руды, которые представлены тонкой субмикроскопической вкрапленностью металлического золота или золотоносных сульфидов в матриксе микрокристаллического кварца, халцедона, кремния или аморфных форм опалового кремнезема.

По мере выявления новых однотипных месторождений значение фактора приуроченности оруденения к лежащему боку регионального надвига существенно снизилось. На первый план выступает приуроченность оруденения к сопряженным углисто-глинисто-карбонатной и известково-алевролитовой пачкам отложений силурийского возраста в активизированных блоковых структурах.

Элементы сходства региональной позиции оруденения южной части Уралбай-Гульшадской золоторудной подзоны и района месторождения Карлин сводятся к следующему:

- приуроченность к геоантиклинорным поднятиям фундамента, устойчивым в фанерозое и испытавшим активизацию в связи с формированием и наложением краевых частей наземных вулканических поясов;
- приуроченность к карбонатным и карбонатно-углеродисто-кремнистым образованиям чехла;
- связь с тектоническими линиями длительной и глубокой проницаемости; концентрация оруденения в оперяющих главные линии разломах;
- локализация месторождений в надинтрузивной экзоконтактовой части скрытых плутонов гранитоидов;
- широкое развитие процессов углеродистого метасоматоза, наложенных на карбонатные и терригенно-карбонатные формации.

В Уралбай-Гульшадской подзоне карбонатные и карбонатно-углеродисто-кремнистые толщи опосредованы слабо, в них известно пока только одно месторождение - Акжартас Южный. Месторождение Карлин тяготеет к меридиональной тектонической линии, осложненной двумя северо-западными разломами-трендами Карлин и Кортес. В Уралбай-Гульшадской золоторудной подзоне главная тектоническая линия, параллельная западной границе Балхаш-Илийского вулканического пояса, также имеет меридиональное направление и пересекается разломами северо-восточного направления. На месторождении Карлин процессы углеродистого метасоматоза играют прямую

рудоконтролирующую роль; в Уралбай-Гульшадской подзоне они связаны с двумя эпохами активизации глубинных рудоносных флюидов – среднерифейской и позднекембрийско-раннеордовикской.

Для практической оценки сходства Уралбай-Гульшадской золоторудной подзоны с поясом Карлин целесообразно провести в пределах первой подзоны поиски геохимическими методами с целью выявления ореолов рассеяния металлов-спутников золота и золотопроявлений в углеродисто-карбонатных комплексах сулуманакской ( $R_2$ ) и чажогайской ( $E-O_1$ ) свит, на некотором удалении от вулканогенных комплексов Балхаш-Илийского пояса.

**Токрауская приосевая золоторудная подзона.** Ближе к осевой части вулканического пояса общее количество месторождений резко уменьшается. Встречаются лишь отдельные проявления самородной меди, генетически связанные с основными лавами. Известно небольшое Анненское месторождение медно-шеелитового состава. Из золоторудных объектов к ней приурочены месторождение Кудер, Акгирекская и Босагинская перспективные площади. Согласно количественной интерпретации региональных магнитных аномалий мощность наземного вулканического комплекса достигает здесь 2-3 км. Акгирекская площадь расположена над перекрытым вулканитами наземного комплекса Токрау-Ортасуйским палеоостроводужным поднятием, в энзоконтактной части Майтасского плутонического центра. Размеры последнего в плане 55 км × 35 км; ориентировка - близширотная.

Сходную тектоническую позицию занимает Босагинская перспективная площадь в приконтактной части Кызылрайского скрытого плутонического центра гранитоидов. Размеры последнего 50 км × 30 км, ориентировка близширотная.

С целью выявления закономерностей размещения золото-серебряных месторождений Э.Ю. Сейтмуратовой (2002) составлена схема распространения центрально-кольцевых структур и проанализирована их металлическая специализация. Оказалось, что две трети кольцевых структур являются рудоносными и включают месторождения, рудопроявления и точки минерализации золота и серебра. Наиболее продуктивными являются кольцевые структуры отрицательного знака - кальдеры, мульды, прогибы, которые на начальном этапе подверглись куполообразованию, а затем, по мере опустошения магматического очага - прогибанию, обрушению и кальдерообразованию. Им свойственны проявления многоэтапного вулканизма покровной, жерловой и субвулканической фаций, широкое развитие взрывных брекчий и пирокластических пород. Характерны радиальные кольцевые и полукольцевые расколы, к которым тяготеют малые интрузии и дайковые тела.

**Токрауская восточная краевая золоторудная подзона.** Глубинные факторы локализации золоторудных объектов этой подзоны, аналогичны таковым месторождений молибден-медно-порфирирового типа - Коунрада, Бешпоки, Актогая и др. Оруденение сконцентрировано во внешней краевой части вулканического пояса, ближе к границе с палеозойскими палеоокеаническими структурами; тяготеет к позднепалеозойским палеоподнятиям, поперечным к общему простиранию вулканического пояса и характеризующимся превалированием плутонических комплексов над вулканическими. Золоторудные



месторождения часто соседствуют с молибден-медно-порфировыми месторождениями.

В пределах Токрауской золоторудной зоны выделено четырнадцать перспективных площадей, по сходству с месторождениями Сокуркой, Бирюк, Науразбай, принятыми условно за эталоны. Большая часть прогнозных ресурсов золота заключена в золоторудных объектах Уралбай-Гульшадской подзоны (76 % от общих запасов золота в зоне). По прогнозным ресурсам серебра она несколько уступает суммарным ресурсам двух других подзон (40, 46 %). Высокими являются перспективы поисков в пределах подзоны месторождений карлинского типа.

В Токрауской приосевой и Токрауской восточной подзонах перспективных золоторудных объектов гораздо меньше.

### **Северо-Восточно-Прибалхашская золоторудная зона**

Северо-Восточно-Прибалхашская золоторудная зона почти полностью охватывает северный сегмент Балхаш-Илийского вулканического пояса, представленный Северо-Балхашской (Калмакэмельской) впадиной. В указанной вулканической впадине сосредоточен основной объем известного на сегодняшний день золотого оруденения пояса. Оруденение связано здесь с гидротермально-метасоматическими процессами, сопровождающими становление наземных вулканических и интрузивных комплексов пояса. Характерно оруденение золота близповерхностной золото-адуляр-кварцевой формации, а также связанное с формацией вторичных кварцитов.

Особенность глубинного строения золоторудной зоны определяется формированием наземного вулканического пояса на глубоко разрушенной процессами деструкции и гранитизированной краевой части докембрийского микроконтинента, пережившем в среднем палеозое островодужный этап развития с образованием островодужных терригенно-кремнисто-вулканогенных комплексов энсиматического типа. На них наложены верхнепалеозойские наземные вулканические комплексы сокращенной мощности, которые являются рудовмещающими. Региональный перерыв между наземными и островодужными комплексами отсутствует. В составе вулканических формаций островных дуг преобладают базальты и андезибазальты низкощелочной толеитовой серии, характеризующиеся повышенным (против кларкового) содержанием золота. Терригенные и особенно кремнистые породы островодужных комплексов обогащены золотом в еще большей степени. Поэтому с известной долей вероятности можно предполагать, что оруденение золота в составе вулканических формаций Балхаш-Илийского пояса является ремобилизованным и переотложенным из пород основания. Как указывалось выше, скрытые островодужные структуры Северо-Восточно-Прибалхашской золоторудной зоны представлены Калмакэмельским и Жоргинским вулканическими поднятиями и разделяющим их Котанэмельским междуговым прогибом (рис. 75).

Близповерхностное оруденение золота тяготеет к вулкано-тектоническим постройкам, возникшим на базе вулканов центрального типа. Распределение этих структур контролируется длительно функционировавшими глубинными

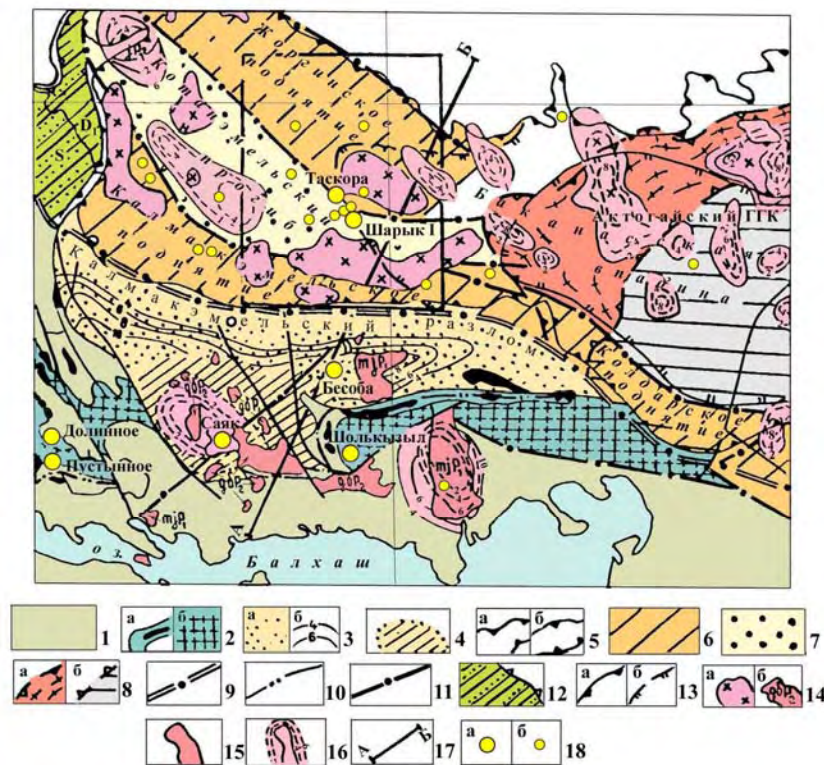
разломами, заложенными в основании. Так, на линии Даулетбайского (Жоргинского) разлома размещаются Шарыкская, Таскоринская и Архарлинская вулcano-тектонические депрессии, а на линии Тассуйского разлома - Сарыобинская. К первым двум структурам приурочен наиболее значимый в промышленном отношении Таскора-Шарыкский рудный узел.

В региональном плане узел тяготеет к сочленению Северо-Балхашской и Баканаской вулканических впадин, к участку, где островодужные структуры основания прорываются гранитоидными массивами западной краевой части скрытого Актогайского гранито-гнейсового купола.

Область взаимодействия фемического основания пояса и гранитоидных интрузий ориентирована поперек по отношению к направлению как островодужных структур основания, так и верхнепалеозойских вулканических поднятий и разделяющего их прогиба. В магнитном поле этой области отвечает краевая часть Баканаской региональной положительной аномалии. Несущими золотое оруденение являются, как правило, ранние неравновесные фазы гранитоидных интрузий диоритового, диорит-монцонитового и диорит-гранодиоритового составов и связанные с ними малые интрузии и дайки.

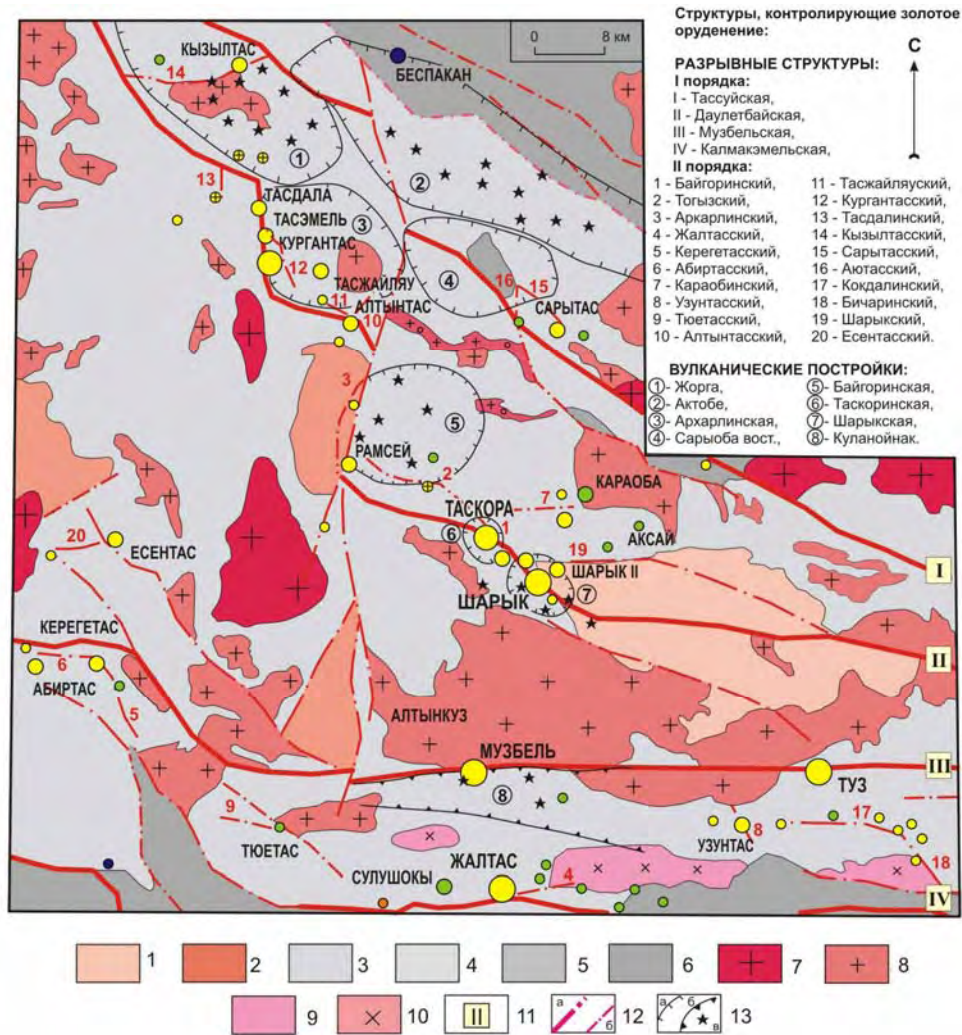
В структурном плане проявления золота Таскора-Шарыкского рудного узла концентрируются вдоль разломов близширотного, близмеридионального и северо-западного направлений (рис. 76, 77). Южная часть узла, включающая месторождения Туз, Музбель, Керегетас, Абиртас, Узунтас, Жалтас, приурочена к Калмакэмельскому вулканическому поднятию близширотной ориентировки и ограничивающим его разломам, поэтому рудные объекты группируются цепочкой в том же направлении. Месторождения северной части рудного узла - Шарык I, Шарык II - тяготеют к Даулетбайскому разлому. Этот разлом относительно плохо картируется с поверхности и установлен, главным образом, на основании геофизических данных. На современной поверхности региональный разлом трассируется мелкими разрывными нарушениями второго и третьего порядков с преобладанием хрупких деформаций; мелкие разрывы сопровождаются дайковыми полями и гидротермалитами. Разломом в целом контролируется размещение позднепалеозойских вулканических построек и золоторудных месторождений.

Подобная картина характерна для крупных глубинных разломов, у которых вскрыт лишь самый верхний структурный этаж, т. е. зона разлома является слабоэродированной. На поверхности для него характерны: 1) большая рассредоточенность маломощных тектонических швов; 2) расчленение вулканогенного комплекса на множество блоков разных форм и размеров; 3) тесная пространственная сопряженность относительно мелких крутопадающих швов, трещин и пологих надвиговых форм. Разлом не имеет отчетливых внешних границ на поверхности. Положение разлома в плане зафиксировано единственно возможным на сегодняшний день способом - по зонам градиентов гравитационного поля, достигающим значительной интенсивности.



**Рис. 75. Схема размещения золоторудных проявлений Северного Прибайалья по отношению к структурам палеозойской консолидации (по В.Н. Любецкому, 1996)**

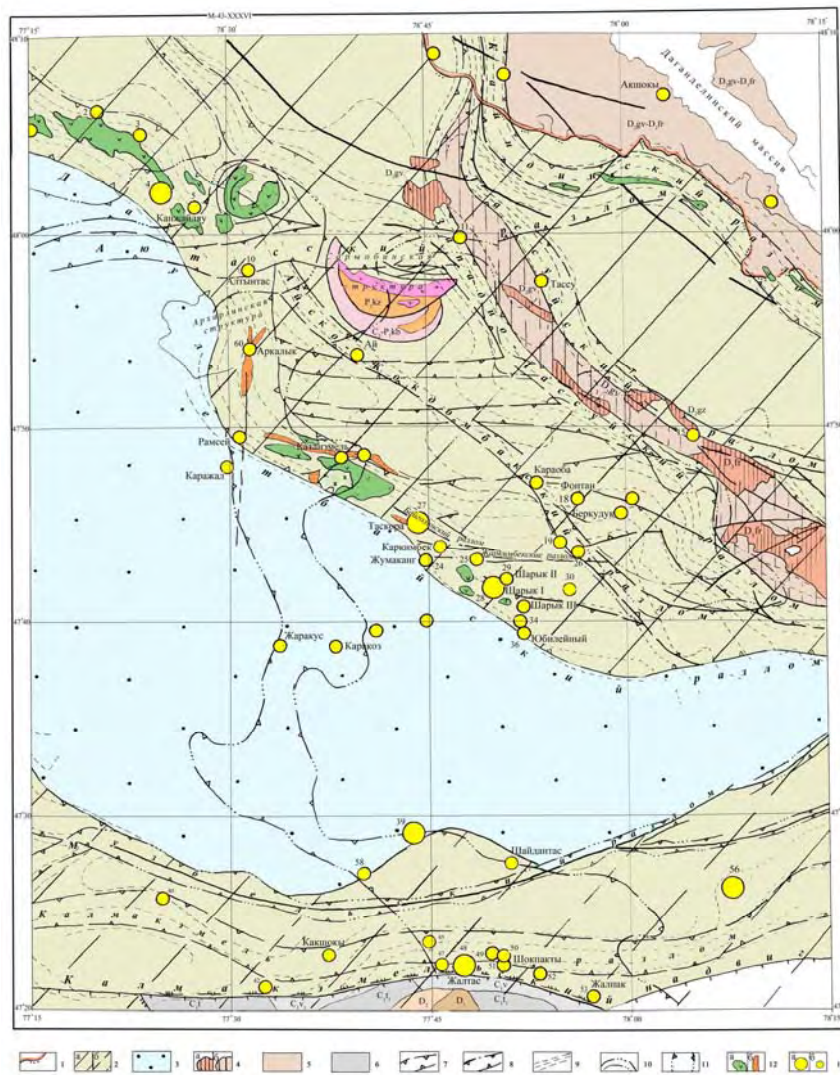
Структуры, которые характеризуются пониженным уровнем поля силы тяжести, сформированные во фронтальной части островодужной области на коре океанического и переходного типов на месте: 1 - палеоокеана ( $O_2$ - $C_3$ ), 2 - внешней авулканической островной дуги офиолитовые комплексы - а, скрытая часть поднятия - б; 3 - Котанбулак-Саякский флишевый прогиб - а, изомощности отложений, км - б; 4 - Саякская синклиналь. Структуры, сформированные в тыловой части островодужной области на коре переходного и континентального типов, которым соответствует повышенный уровень силы тяжести, нарастающей к северу; 5 - Балхашско-Илийский наземный вулканический пояс ( $C_1V_{2-3}$  -  $P_2$  и  $T_1$ ) и его части, наложенные на блоки сиалического цоколя сильно (а), слабо (б) разрушенного. Структуры основания вулканического пояса: 6 - островодужные вулканические поднятия, 7 - междуговые прогибы; 8 - реликты гранито-гнейсовых куполов (гнейсовый субстрат - а, негранитизированное ядро - б). Разломы: 9 - разделяющие фронтальную и тыловую части островодужной области, 10 - контролирующей офиолитовую ассоциацию пород, 11 - прочие скрытые крупные разломы, 12 - аллохтонные покровы; 13 - границы распространения наземных вулканических и вулкано-плутонических комплексов - а, вулканических впадин, отмеченных региональными положительными магнитными аномалиями  $\Delta T_a$  высокой интенсивности - б. Интрузивные массивы: 14 - гранодиоритов - а, в том числе саякского комплекса - б, 15 - гранитов; 16 - изоглубины контактов интрузивных массивов, км; 17 - линия профиля глубинных сейсмических зондирований (Саяк II); 18 - золоторудные проявления: месторождения - а, рудопроявления - б.



**Рис. 76. Схематическая геологическая карта Таскоринского золоторудного района (по А.Б. Диарову, 2003)**

1 - нижняя пермь, кызылкинская свита: трахидацитовые порфиры, туфы, туфоконгломераты; 2 - верхний карбон-нижняя пермь, колдарская свита: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы риолитов и андезитов; 3 - вмещающие золото вулканические комплексы средне-верхнекаменноугольно возраста: лавы и туфы андезидацитов, андезибазальтов, трахириолитов, субвулканические интрузии диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров; 4-5 - свиты: 4 - керегетасская, 5 - калмакэмельская; 6 - породы фундамента верхнесилурийского-нижнекаменноугольного возраста: песчаники, алевролиты, конгломераты, туффиты, туфы и лавы андезитов, дацитов и риолитов; 7-10 - интрузивные комплексы: 7 - постверхнепермский - аляскитовые граниты, 8 - верхнепермский - гранит-порфиры, сиенит-порфиры, 9 - нижнепермский - кварцевые монзониты, диориты, 10 - нижнекаменноугольный - гранодиориты; 11 - номера рудных зон; 12 - разломы: регионального плана (а), более высокого порядка (б); 13 - вулканические структуры: кольцевые (а), вулканические грабены (б), вулканические центры (в).





**Рис. 77. Карта глубинного тектонического строения Таскоринского золоторудного района (по В.Н. Любецкому, 2006) м-б 1:200 000**

1- граница северного сегмента Балхаш-Илийского пояса; 2-3- наземные вулканические комплексы, расположенные над скрытыми среднепалеозойскими ( $S_2-C_1v_1$ ) структурами: 2- поднятиями, сложенными базитовыми, метабазитовыми и метаграувакковыми комплексами (а- Жоргинское, б- Калмакэмельское); отмеченными региональными положительными аномалиями  $\Delta g$  (мГл); скорости распространения сейсмических волн  $\Delta V_p$  (+0,2 1/с); 3- прогибами, выполненными терригенными комплексами, вмещающими крупные массивы гранитоидов; отмеченными региональными отрицательными аномалиями  $\Delta g$ ; скорости распространения сейсмических волн (-0,2 1/с). 4- комплексы среднепалеозойского основания в ядрах антиклинорий: а- выходящие на эрозионный срез, отмеченные гравитационными аномалиями положительного знака. Комплексы среднепалеозойского основания в структурах, ограничивающих Северо-Балхашский мегасинклиорий: 5-  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_2gv-D_3fr-fm$ , б-  $C_1t$ ,  $C_1v_1$ . 7-8- проекции выходов разломов глубокого заложения на дневную поверхность, имеющих рудоконтролирующее значение, установленных: 7- на основании градиентов гравитационного поля, 8- на основании магнитных аномалий. 9- изоаномалы  $\Delta g$  в зонах разломов; 10- характерные изодинамы региональных магнитных аномалий  $\Delta T_a$  в зонах разломов. 11- проекция глубинного разлома, контролировавшего проявление вулканизма колдарского ( $C_3-P_1$ ) времени, установленного на основании региональных магнитных аномалий отрицательного знака. 12- линейные магнитные аномалии в зонах разломов: положительного знака, условно интерпретируемые как связанные с интрузиями среднего состава -а, с зонами гидротермально-измененных пород -б. 13- месторождения золота -а, проявления -б.

Генеральное направление Даулетбайского разлома СЗ-ЮВ (аз. 300-310°). На отдельных участках он испытывает широтные подвороты. В частности, в районе Таскора-Шарыкского рудного узла разлом испытывает плавный разворот в широтном направлении, расщепляясь при этом на несколько ветвей.

Даулетбайский разлом ограничивает юго-западное крыло Жоргинского островодужного поднятия, отделяя последнее от расположенного южнее Котанэмельского междугового прогиба. В интервале глубин 0-8 км разлом сейсмическим методом не отмечен; здесь характерна расслоенность земной коры, зафиксированная скоростью распространения сейсмических волн от 5,4 км/с на глубине 1 км до 6,3 км/с на глубине 8 км. Положение разлома вблизи поверхности установлено по гравиметрическим данным. Начиная с глубины 8 км, разлом отмечается градиентами скорости распространения сейсмических волн (6,4-6,6 км/с), по которым он прослеживается в земной коре до глубины 30 км. Разлом падает к северо-востоку вблизи поверхности под углом  $65^\circ$ , а с глубины 15 км - под углом  $35^\circ$ .

Наиболее интенсивные тектонические движения по разлому, вероятно, происходили до формирования наземных вулканических комплексов Балхаш-Илийского вулканического пояса. Последние явились экранирующими образованиями, в значительной мере скрывшими подлинный размах тектонических движений, происходивших в среднем палеозое.

Судя по морфологии, разлом представляет собой взбросо-сдвига-надвиг. По нему Жоргинское поднятие надвинуто на междуговой прогиб. В обстановке сжатия формировались глубинные очаги гранитоидного магматизма, а в обстановке "сжатия-растяжения" проявился наземный вулканизм и произошло становление гранитоидных плутонов, типа Кокдалинского. На глубине создавались благоприятные условия для взаимодействия гранитных расплавов, базитовых и метабазитовых комплексов, формировались ранние гибридные фазы магматических внедрений, обогащенные золотом. При проявлении сдвиговых деформаций в сигмоидно-изогнутых частях разлома возникли полости отслоений, благоприятные для проникновения в верхние структурные этажи магматических расплавов и гидротерм.

Важная рудолокализирующая роль принадлежит также разломам близширотного направления. К узлам пересечения этих разломов с северо-западными приурочены месторождения Аксай, Караоба, Таскора и Шарык.

Месторождения северной части рудного узла тяготеют к близмеридиональному разлому, пересекающему Жоргинское поднятие (Рамсей, Алтынтас, Кургантас, Тас-Эмель, Тасдала), и северо-западному, ограничивающему это поднятие с севера (Кызылтас, Беспакан).

Из позднепалеозойских разломов самостоятельное значение имеет Архарлинский сброс субмеридионального простирания. По нему происходит смещение западного блока с нарастающей к северу амплитудой, где она достигает 500 м. Сброс круто ( $80-90^\circ$ ) наклонен к западу и ограничивает с запада Емельтаускую и Архарлинскую вулкано-тектонические структуры. Сопровождается серией мелких оперяющих нарушений северо-восточного простирания. В альпийское время происходит поднятие восточного бока разлома амплитудой до 50 м.

Большая часть позднепалеозойских разломов обнаруживают полную зависимость от вулканизма этого времени или активизации разломов длительного развития. С вулканизмом связано формирование серии кольцевых и дугообразных

нарушений, обрамляющих палеовулканические постройки, а с активизацией разломов длительного развития - всех линейных субширотных и северо-западных нарушений Таскоринской площади: Музбельского, Кокдалинского, Сарыобинского, Обинского, Тогызского, Таскоринского, Кумолинского, Байгоринского, Жаркымбетского, Караобинского и др.

Музбельский разлом меняет субширотное простирание на северо-восточное в восточной части площади. Его формирование связано с Калмакэмельским раздвигом. Таскоринский, Тогызский, Кумолинский, Байгоринский, Жаркымбетский разломы образуют сеть параллельных дизъюнктивов, в верхнем структурном этаже, сформировавшуюся при возобновлении подвижек по Жоргинскому сбросу в фундаменте Котанэмельской впадины. В районе Таскоринского месторождения, они разрывают Таскоринскую и Шарыкскую вулcano-тектонические структуры и в участках своего сопряжения (например, Байгоринского и Тогызского разломов), контролируют размещение золоторудных зон. Караобинский, Обинский, Сарыобинский разломы являются ветвями Тассуйского разлома и играют в районе ту же роль, что Байгоринский, Тогызский и др.

Данные грави - и сейсморазведки фиксируют блоковое строение фундамента, наличие Актогайского гранито-гнейсового купола, палеоостроводужных поднятий и междугового прогиба, в той или иной мере влиявших на формирование золотого оруденения. По магнитометрическим данным уточнена граница Северо-Балхашской и других вулканических впадин, мощность выполняющих их вулканических образований, главные морфологические элементы (кальдеры, вулcano-купола).

Позднепалеозойские вулканические покровы в своей фронтальной части субсогласно наложены на островодужные структуры, а в тыловой – резко несогласно залегают на комплексах основания, сформированных в различных геодинамических обстановках.

Установленные системы разломов четырех направлений расчленяют золоторудную зону на ряд полигональных блоков с размерами 80×40 км и 25×10 км, создавая тем самым подобие структурно-металлогенической решетки, которая в большинстве случаев соответствует оконтуренным рудным полям.

Известные рудные районы и поля характеризуются областью положительных региональных магнитных аномалий высокой интенсивности. В то же время в гравитационном поле золоторудным объектам, как правило, отвечают границы раздела положительных и отрицательных гравитационных аномалий, что в геологическом выражении соответствует пограничным глубинным зонам и границам блоков фундамента, сформированных в различных геодинамических обстановках.

В итоге изучения закономерностей локализации золотого оруденения в северном сегменте Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса с использованием геофизических данных выявлены следующие глубинные факторы.

- Оруденение золота приурочено к тем частям вулканического пояса, которые формировались на интенсивно разрушенном деструкцией сиалическом цоколе и характеризовались редуцированным развитием: сокращенной



мощностью наземных вулканических комплексов, их относительно высокой дислоцированностью, слабой намагниченностью пород, отсутствием регионального перерыва, отделяющего наземные формации от подстилающих островодужных.

- Формирование рудных концентраций определяется наличием в основании вулканического пояса более ранних островодужных комплексов энсиматического типа, представленных золотосодержащими базальтами, андезибазальтами низкощелочной толеитовой серии и ассоциирующими с ними кремнистыми и кремнисто-терригенными образованиями.

- Локализация золота происходит на тех участках, где на фемические островодужные комплексы наложены глубинные зоны гранитизации и перемещенные массивы гранитоидов, связанные с регенерацией глубоко захороненных гранито-гнейсовых куполов, где происходит становление ранних неравновесных контаминированных фаз гранитоидных массивов диоритового, монцититоидного, диорит-гранодиоритового состава и связанных с ними дифференцированных малых интрузивных тел и даек, несущих золотое оруденение.

- Оруденение концентрируется в зонах продольных глубинных разломов, ограничивающих островодужные поднятия и прогибы, и поперечных к ним разломах, ограничивающих зоны глубинной гранитизации, служивших проводниками в верхние горизонты земной коры золотоносных интрузивных тел и даек, а также в узлах пересечения этих разломов.

Таким образом, размещение золоторудных объектов во многом зависит от структур основания вулканического пояса. Учитывая это обстоятельство, в пределах Северо-Восточно-Прибалхашской зоны выделены две золоторудные подзоны - Жоргинская и Тюлькули-Калмакэмельская; наиболее значимой является первая из них.

**Жоргинская золоторудная подзона** соответствует южному крылу одноименного поднятия авулканической тыловой островной дуги в основании Северо-Балхашской (Калмакэмельской) впадины. Крыло поднятия осложнено Даулетбайским разломом, представляющим собой взбросо-надвиг. Месторождения локализованы в зоне разлома и в его висячем боку; в лежащем боку расположены плутоны гранитоидов Котанбулакского междугового прогиба.

Эталонном объектах промышленного типа в пределах подзоны является месторождение Таскора с максимальным проявлением факторов, контролирующих золотое оруденение. Это наиболее известный в Казахстане представитель близповерхностного золото-серебряного адуляр-кварцевого типа. Месторождение располагается в центральной части Таскора-Шарыкского золоторудного узла. Оно тяготеет к тыловому скрытому островодужному поднятию и осложняющему юго-западное крыло этого поднятия Даулетбайскому разлому. Золотое оруденение контролируется вулканическими постройками центрального типа, расположенными в зонах региональных глубинных разломов.

По данным А. Б. Диарова, месторождение приурочено к Байгоринской вулкано-плутонической структуре, расположенной в узле сопряжения Даулетбайского глубинного разлома с Байгоринской субширотной и Тогызской северо-западной системами нарушений второго порядка. Это рудно-эксплозивное

сооружение сложного строения: купол, сложенный средне-позднекаменноугольными контрастно-дифференцированными вулканитами пронизан ветвистыми телами взрывных брекчий. Основание купола составляют лавы, туфы и субвулканические тела андезидацитово-андезибазальтовой формации (калмакэмельская свита). Выше залегает толща вулканитов (в основном лавы) андезибазальтов (керегетасская свита, нижняя подсвита) с базальными конгломератами в основании на черном углистом цементе. Верх купола сложен пирокластами трахириолитового состава (керегетасская свита, верхняя подсвита), что свидетельствует о преобладании к этому времени взрывной (эксплозивной) формы вулканизма [37].

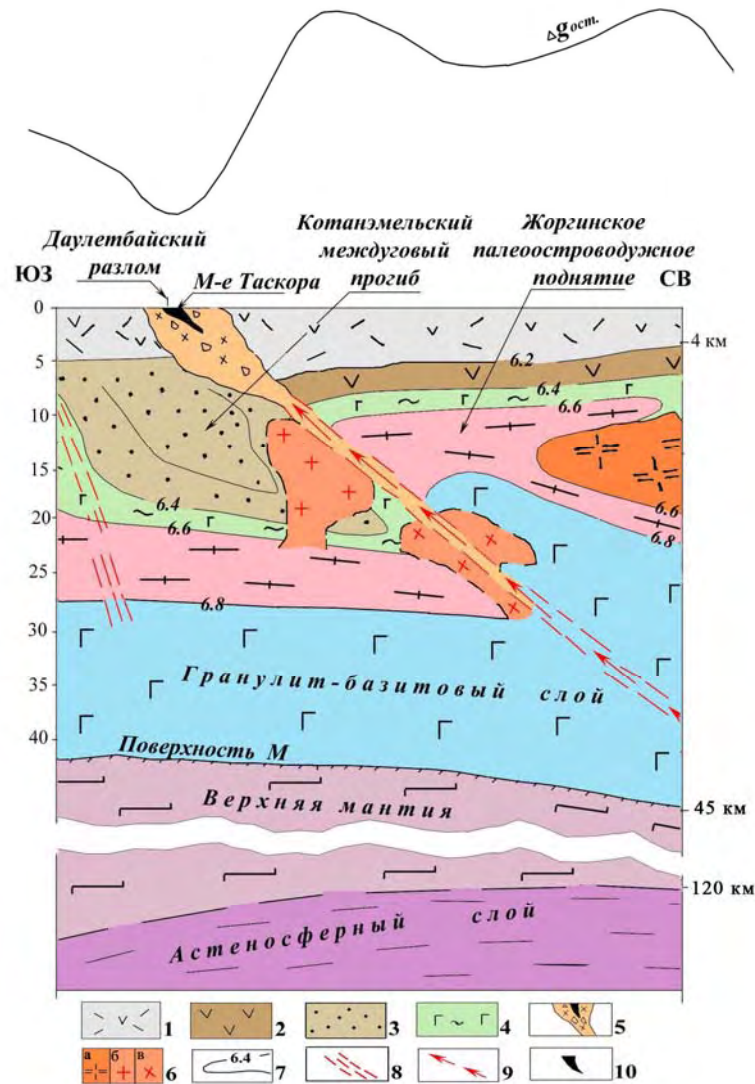
Согласно А. Б. Диарову, купол представлял собой закрытую систему, благоприятную для сдерживания флюидопотоков и развития взрывно-рудных процессов. В пострудный период, на границе карбона и перми, произошло внедрение значительного объема магматических масс в форме даек и дайкообразных тел и формирование компенсационных впадин. Дайковые комплексы являются составным элементом Таскоринского взрывно-рудного сооружения. Они образуют два пояса, один из которых трассирует Байгоринский разлом, второй - Тогызский. Особое место занимают дайки кварцевых диоритовых порфиритов. Пространственно они тесно сопряжены с рудными взрывными брекчиями и отчасти являются индикаторами пространственного размещения оруденения. С взрывными брекчиями генетически и пространственно связаны промышленные концентрации золота. Взрывные брекчии насыщены комагматичными включениями яшмовидных железисто-кремнистых пород, состоящими из криптористаллического агрегата кварца и адуляра. Включения кварца и адуляра содержат бедную золото-серебряную минерализацию (обычно не более 0,1 г/т). Выделяются три аппарата взрывных брекчий, главным из которых является Восточный, вмещающий собственно Таскоринское месторождение. Рудные тела представлены линзами и штокверками адуляр-кварцевых пород брекчиевой текстуры.

Рудные зоны месторождения сложены гидротермально-измененными и окварцованными породами, мелкими жилами, линзами, гнездами и тремя крупными линзообразными телами кварцевого, адуляр-кварцевого и серицит-кварцевого состава брекчиевой текстуры. Крупные рудные тела сопровождаются апофизами, содержат ксенолиты и блоки окварцованных вмещающих пород; характерны пережимы и раздувы мощности. Общее простирание зон субширотное, падение южное, склонение - юго-западное.

В региональном плане Таскора-Шарыкский рудный узел приурочен к сочленению Северо-Балхашской и Баканасской вулканических впадин. Линия сочленения ориентирована в меридиональном направлении, несогласно по отношению к структурам основания. Она отображает границу сочленения разнородных структур: с запада сформированных на коре переходного островодужного типа, с востока - на слабо разрушенной сиалической коре, включающей Актогайский гранито-гнейсовый купол (рис. 78).

Глубинная модель формирования месторождений золота Таскора-Шарыкского рудного узла тесно связана с функционированием в палеозое Балхашского мантийного астенолита, кровля которого в этом районе располагается на глубине

120 км от поверхности (см. рис. 67). При его внедрении произошла полная деструкция древней сиалической коры, возникла зона спрединга океанической коры - Джунгаро-Балхашский океанический бассейн, по активной окраине которого формировались островодужные структуры, большей частью перекрытые в коллизионный этап вулканитами позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулкано-плутонического пояса.



**Рис. 78. Глубинная модель месторождения Тасгора**

1 – наземные вулканические комплексы позднепалеозойского Балхаш-Илийского пояса; 2 – островодужные комплексы; 3 – флишево-молассовые комплексы; 4 – океанические комплексы; 5 – Таскоринская вулкано-плутоническая структура, пронизанная дайками и телами эруптивных брекчий; 6 – гранитоиды Актогайского гранито-гнейсового купола –а, граниты Котанэмельского прогиба –б, очаг формирования гибридных магм -в; 7 – изолинии равных скоростей; 8 – глубинные разломы; 9 – флюидопотоки из мантии; 10 – рудные тела месторождения Тасгора.

На структурно-скоростной модели разреза по профилю Саяк-II (см. рис. 66) в основании северного сегмента пояса хорошо выделяются два скрытых поднятия - Калмакэмельское и Жоргинское, разделенные Котанэмельским прогибом. Поднятия фиксируются положительными аномалиями скоростей, прогибы - отрицательными. Те и другие хорошо согласуются с локальными гравитационными аномалиями.

Систематическое изучение состава фундамента, на котором закладывались островодужные структуры не проводилось. Возможно, что фундаментом Калмакэмельского и Жоргинского поднятий являлись островодужные метаграувакковые и метабазитовые комплексы пород, метаморфизированные в амфиболитовой, а с глубиной - в гранулитовой фациях. Нижние горизонты земной коры, судя по скоростной модели, построены сложно. В интервале глубин от 30 до 45 км под островодужными структурами последовательно расположены две линзы пород повышенной скорости распространения сейсмических волн ( $> 7,0$  км/с; глубина 28-35 км) и пониженной скорости ( $< 6,8$  км/с; глубина 35-40 км). В верхней мантии скорость 8,2 км/с достигается на глубине 45 км, 8,4 км/с - на 50 км.

В тылу Жоргинского поднятия кора более зрелая: представлена докембрийским сиалическим комплексом пород калиево-натриевой щелочности, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Задуговой прогиб фиксируется пониженными скоростями распространения сейсмических волн (до 6,2 км/с) на глубинах 4-20 км.

Жоргинское тыловое островодужное палеоподняtie характеризуется антиклинорным строением, что уверенно фиксируется в скоростной модели (см. рис. 6б). По Даулетбайскому разлому Жоргинское поднятие надвинуто на структуры Котанэмельского прогиба. В основании поднятия располагаются высокоплотные комплексы пород, перекрытые морскими и прибрежно-морскими отложениями раннего-среднего девона, вулканогенными живета, а затем резко несогласно позднепалеозойскими образованиями наземного вулканоплутонического пояса. Активные тектонические движения привели к формированию надвиговых структур, зон брекчирования и смятия. Поднятие характеризуется мощной (46-48 км) корой, резко увеличенной мощностью (32 км) гранулит базитового слоя, приращенного снизу в форме линзы. Гранитно-метаморфический слой, наоборот, резко сокращен в мощности (до 10 км) и интенсивно базифицирован; занимает интервал глубин 4-14 км. Вулканогенно-осадочный слой по сейсмическим данным не превышает 4 км.

Котанэмельский междуговой прогиб полностью перекрыт вулканитами Балхаш-Илийского пояса. По сейсмическим данным общая мощность земной коры в его пределах составляет 44 км; гранулит-базитовый слой резко сокращен в мощности до 15 км. Мощность гранитно-метаморфического слоя сохраняется порядка 10 км, но вулканогенно-осадочного резко увеличивается до 19 км. Такое соотношение слоев земной коры указывает на то, что исходная кора была океанической и ее преобразование в континентальную в среднем-позднем палеозое происходило за счет приращения гранулит-базитового слоя снизу и вулканогенно-осадочного сверху.

Низы разреза Котанэмельского прогиба затянута в поднадвиговую часть Даулетбайского разлома на расстояние 15 км по латерали. Плоскость надвига падает к северо-востоку под углом  $45^\circ$ .

Месторождение Таскора тяготеет к юго-западному борту тылового Жоргинского поднятия, осложненного Даулетбайским глубинным сбросо-надвигом. Месторождение локализовано в зоне Даулетбайского разлома, в узле

сочленения последнего с Байгоринским широтным и Тогызским северо-западным разломами. Зона глубинного разлома контролирует размещение позднепалеозойских вулканоплутонических структур, с которыми связано золотое оруденение. Даулетбайский разлом разграничивает блоки земной коры разного типа и является глубокомобильным и высокопроницаемым. В лежащем боку разлома располагаются плутоны гранитоидов Котанэмельского прогиба. Таскоринская купольная структура сложена вулканитами среднего-верхнего карбона, пронизанными дайками и ветвистыми телами эксплозивных брекчий. Один из аппаратов брекчий (Восточный) вмещает Таскоринское месторождение.

Модель глубинного строения месторождения Таскора ниже наземных комплексов вулканического пояса аналогична таковой месторождения Бакырчик. В том и другом случаях мы имеем в верхней мантии приближенные к поверхности выступы астеносферного слоя в форме изометричных мантийных астенолитов, сохранивших остаточное влияние в виде термоградиентных зон до настоящего времени. С функционированием астенолитов связано интенсивное поступление в низы земной коры разогретого вещества мантии, резкое приращение за счет этого гранулит-базитового слоя, сокращение и меланократовость гранитно-метаморфического слоя. Глубокие метасоматические преобразования вещества верхней мантии и нижней коры подтверждаются наличием прогибов в поверхности М. Также как и Бакырчик, месторождение Таскора располагается над юго-западным склоном Мизек-Акбастауского прогиба поверхности М.

Поступавшие по глубинным разломам мантийные флюиды длительное время дренировали многоярусный разрез, в котором присутствует ряд потенциально золотоносных комплексов (меланократовые гранулит-амфиболито-гнейсовые комплексы докембрия, раннепалеозойские офиолитовые океанические, среднепалеозойские островодужные существенно андезитовые и углеродисто-флишевые комплексы) и способствовали формированию магматических очагов, обеспечивших широкое проявление позднепалеозойского магматизма в эффузивной, субвулканической и интрузивной формах. Золото могло экстрагироваться флюидами и магматическими расплавами и переотлагаться в благоприятных условиях. Общим для месторождений Таскора и Бакырчик является их приуроченность к узлам пересечения зон смятия разломами других направлений, сопровождаемых проявлениями процессов углеродистого метасоматоза. Не исключено в частности, что углистый цемент базальных конгломератов в основании кергетасской свиты в районе Таскоринского месторождения является продуктом углеродистого метасоматоза, проявившегося по межформационным и межслоевым поверхностям.

Значительную роль в ремобилизации и концентрации золотого оруденения Таскоринского месторождения могли играть процессы ультраметаморфизма и гранитизации, связанные с Актогайским скрытым гранито-гнейсовым куполом и обрамляющими его с запада глубинными интрузиями гранитоидов сложного гибридного состава, далеко вклинивающимися в Жоргинское островодужное поднятие.

Также как в пределах Миялы-Самарского поднятия в Западной Калбе в Жоргинском поднятии на глубине фиксируется большой объем

магнитовозмущающих масс, фиксируемых положительными магнитными аномалиями.

Приведенные сопоставления глубинного строения двух разнотипных месторождений свидетельствуют о том, что глубинные модели золотообразующих рудно-магматических систем имеют много общего и тесно связаны с процессами, происходящими в мантии.

Месторождение Шарык локализовано в центральной части крупной Шарыкской вулканической структуры центрального типа. Жерловина структуры и ее обрамление сложены андезибазальтовыми порфиритами нижнекергетасского комплекса. Протяженность жерловины составляет 2 км, ширина - 1,5 км. Породы жерловины прорываются субвулканическими интрузивными телами, дайками, а также штоками кварцевых порфиров ушобинского интрузивного комплекса, которые приурочены к кольцевым разрывам 1-го порядка, опоясывающим вулканическую постройку. Кварцевые жилы и дайки локализованы в радиальных трещинах 2-го и 3-го порядков, расположенных по периферии вулканического аппарата.

Гидротермально-измененные породы на площади рудного поля контролируются системами разрывных нарушений. По составу это пропилиты, скарноиды и вторичные кварциты. Вторичные кварциты на площади рудного поля представлены крупным Акынбайским массивом и принадлежат апоэффузивной формации, серицит-кварцевой и монокварцитово-кварцевой фациям. Вторичные кварциты содержат пирит и убогую золотую минерализацию (1-2 г/т).

Золотое оруденение приурочено к гидротермально-метасоматическим жильнообразным телам серицит-полевошпат-кварцевого состава, прослеживающимся на 600-800 м при мощности 5-10 м. Оруденение локализовано как непосредственно в этих телах, так и во вмещающих их гидротермально-измененных породах.

**Тюлькули-Калмакэмельская золоторудная подзона** соответствует одноименному вулканическому поднятию в основании Северо-Балхашской впадины, контролируется Музбельским глубинным разломом и узлом пересечения последнего с Даулетбайским разломом.

Музбельский разлом на местности проявлен слабо и выделяется цепочкой интрузий вдоль южной границы Кокдалинского массива монцонитоидов, прорывающих вулканы каркаралинской, калмакэмельской и кергетасской свит. К зоне разлома приурочены месторождения Музбель и Туз, рудопроявления Шайдантас, Узунтас, Жиланды, Акдола, Кокдала II и 8 точек минерализации. Все проявления золотой минерализации относятся к золото-серебряному геолого-промышленному типу. Оруденение тяготеет к вулканическим постройкам и аппаратам взрывных брекчий.

Месторождение Музбель находится в узле пересечения Музбельского глубинного разлома субширотного направления северо-западными и северо-восточными зонами дробления и расланцевания; приурочено к вулканоплутонической структуре в тектоническом блоке, образованном Южным разломом и его северной ветвью вблизи южного контакта Кокдалинского массива. Блок сложен эффузивно-пирокластическими породами нижней подсвиты каркаралинской свиты. Вмещающие породы подразделяются на 2 толщи:

терригенную и вулканогенно-терригенную. Терригенная толща представлена переслаивающимися полимиктовыми и туфогенными песчаниками риолитового состава, а также ритмично-слоистыми алевролитами. В состав вулканогенно-терригенной толщи входят андезидацитовые и андезибазальтовые порфириты и их туфы, переслаивающиеся туфогенные алевролиты и песчаники, кремнистые породы.

Дайковый комплекс представлен серией даек сиенит-порфиров протяженностью 650-750 м, мощностью от нескольких метров до десятков метров, приуроченных к разломам северо-восточного простирания.

Субширотный разлом приурочен к контакту толщи туфогенно-осадочных и эффузивных пород и контролирует зоны гидротермальных изменений, представленных вторичными кварцитами, кварцевыми жилами, зонами кварцевых прожилков, связанные с ними ореолы золота и его элементов-спутников, а также аэрогаммаспектрометрическую аномалию калия и радиоактивных элементов. Мощность зоны гидротермальных изменений вдоль разлома 100-200 м.

Центральную часть рудного поля занимает протяженный массив вторичных кварцитов (500 м × 130 м), в котором локализована основная часть адуляр-кварцевых метасоматитов. Вторичные кварциты являются индикаторами структур, по которым происходила наиболее интенсивная циркуляция гидротермальных растворов и перераспределение вещества, в том числе и рудного. С массивами вторичных кварцитов на месторождениях Шарык и Музбель тесно пространственно связано золотое оруденение адуляр-кварцевого типа. Сами кварциты характеризуются слабой золотой минерализацией, не образующей промышленных скоплений. Согласно исследованиям В.Я.Кошкина (1998), это связано с тем, что вторичные кварциты являются, в большинстве своем, дорудными образованиями. В более поздние этапы развития гидротермальной системы, по тем же каналам происходит подъем более высокотемпературных флюидов, формирующих золоторудные тела под экраном вторичных кварцитов, частично проникая в них.

Рудные тела формируют сложные зоны адуляр-кварцевых прожилков мощностью 0,05-0,1 м каждый, имеющих северо-восточное (10-30°) простирание и крутое (70-75°) западное падение. Метасоматиты кварц-серицитового состава, обрамляющие зоны адуляр-кварцевых прожилков, также являются золотоносными, вследствие чего рудные тела выделяются только по результатам опробования. Рудные тела выдержанные по мощности (8-12 м) и протяженности (80-90 м). Важным геохимическим барьером является горизонт углистых алевролитов, служивших адсорбентами золота. Алевролиты простираются параллельно субширотному разлому, в 12 м севернее последнего.

Рудные тела локализованы и в аппаратах дорудных брекчий риолит-дацитового состава. Наибольшая насыщенность брекчиями установлена на участке максимального скопления рудных тел общей мощностью 200 м, который характеризуется также максимальным проявлением гидротермальных изменений.



Установлено закономерное повышение содержаний золота вблизи Южного разлома, в который "упираются" рудные зоны. Следовательно, разлом играл роль барьера для рудоносных растворов.

В физических полях месторождение Музбель характеризуется отрицательными линейными аномалиями  $\Delta Z$  (от -200 до -500 гамм) и пониженными значениями  $\rho_k$  (до 200 Ом·м), фиксирующими тектоническую зону, к которой приурочена рудная минерализация. Изометричные области нулевой намагниченности отвечают массивам вторичных кварцитов. Аэрогаммаспектрометрические аномалии калия, урана и тория выделяют зоны калиевого метасоматоза. Характерны комплексные геохимические ореолы золота, молибдена, вольфрама, висмута, меди, серебра.

Месторождение Туз, согласно И.И. Усольцеву, приурочено к золотоносной вулкано-тектонической структуре линейного типа, заключенной в одной из ветвей Калмакэмельской шовной зоны разломов. Ее протяженность более 4 км при ширине 400-800 м. Длина рудных зон - 300 м, мощность - 15-60 м. Вулканотектоническая структура сопровождается субвулканическими телами риолитовых порфиров, сиенит-порфиров, взрывных брекчий, прорывающих туфогенно-осадочные отложения кергетасской свиты среднего-верхнего карбона. Все породы превращены в кварц-серицитовые, серицит-кварцевые образования, иногда во вторичные кварциты.

Дальнейшие перспективы Северо-Восточно-Прибалхашской золоторудной зоны связываются с доразведкой Таскора-Шарыкского рудного поля. Здесь выделяются геохимические ореолы элементов-спутников золота - молибдена, ртути и других, указывающих на возможность обнаружения скрытых рудных зон на глубине. Особого внимания заслуживают рудолокализирующие субширотные и северо-восточные разломы под экраном пачки пород кислого состава, а также участки пересечения, изгибов, изломов разрывных структур, изменения их простирания и падения, сопряжения с разломами северо-западного направления.

Представляет интерес Жалтасская площадь, расположенная в зоне Жалтасского разлома, оперяющего Калмакэмельский разлом с севера. Здесь выявлены зоны гидротермальных метасоматитов, а также золотоносные адуляр-кварцевые жилы и линзовидные тела, расположенные среди взрывных брекчий. Взрывной аппарат расположен среди субвулканических диоритовых порфиритов, выполняющих жерло вулканической постройки.

## Котанбулак-Саякская золоторудная зона

Котанбулак-Саякская золоторудная зона в региональном плане совпадает с одноименным преддуговым прогибом. Геодинамическим обстановкам этого типа в большинстве случаев присуща золоторудная специализация. В частности, Знаменско-Георгиевскому преддуговому прогибу в Западно-Калбинском золоторудном поясе соответствует Суздальско-Акжальская золоторудная зона.

Формирование Котанбулак-Саякской золоторудной зоны тесно связано с деятельностью Балхашского мантийного астенолита. Балхашский астенолит вначале теоретически предполагался А.А. Абдулиным и Е.И. Паталахой, затем был зафиксирован методом МТЗ – аномальным распределением температуры, давления и электропроводности пород (А.А. Альмуханбетов и др., 1996). Отстроенная современная глубинная термобарическая модель показывает аномально высокие значения давления (до 180 кбар) и температуры (до 2500°C) в интервале глубин от 120 до 250 км под Токрауской, Котанбулак-Саякской и Кентерлау-Матайской зонами, что подтверждает остаточное влияние мантийного астенолита. Аномалия от астенолита характеризует современный дополнительный разогрев недр на 600-800°C и избыточное давление на 10-20 кбар [88].

В раннем палеозое на разрушенной внутренней части Актау-Джунгарского докембрийского континентального массива формировалась зона спрединга. Разрушение происходило под воздействием восходящих струй мантийного астенолита по вертикальным трещинам растяжения, при активном взаимодействии мантийных расплавов с легкоплавкой сиалической корой, возникновением обширных коровых очагов плавления, давших позднее интрузии бимодальной габбро-гранитной серии. При разрушении континентального цоколя возникла зона спрединга океанической коры – Джунгаро-Балхашский океанический бассейн. В современной литосфере преобладают структуры, возникшие на этапе сжатия океанической коры и поэтажного скучивания. Главным образом, это субгоризонтальные полого воздымающиеся к западу зоны скольжения и перемещения пластин (чешуй) меланжевого субстрата. Крупные разломы (Коянбасский, Итмурундинский и др.), контролирующие протрузии базит-гипербазитов, прослеживаются лишь до глубины 20-25 км, а затем подрезаются горизонтальными зонами. Зона спрединга охватывала две современные структуры - Казык-Итмурундинский антиклинорий и обрамляющую его Котанбулак-Саякскую зону глубоких синклинорных прогибов, сформированных в океаническую и переходную стадии. Антиклинорий отмечается полосой положительных аномалий силы тяжести, обусловленных офиолитовыми комплексами. По петрохимическому составу вулканы итмурундинской свиты близки толеитовым базальтоидным породам Курильской, Камчатской и Алеутской островных дуг. Поскольку Курильская и Камчатская островные дуги энциалического типа образованы на зрелой континентальной коре мощностью свыше 35 км, можно предполагать, что низкокалиевые толеиты итмурундинской свиты образовались в условиях островной дуги на слабо

дифференцированной примитивной коре переходного типа мощностью порядка 15-20 км.

В ядерной части Казык-Итмурундинского антиклинория на глубине 10-30 км располагается область серпентинитового меланжа: две гигантские субгоризонтальные пластины разделены поверхностью горизонтального скольжения. Выходы на поверхность верхней пластины наблюдаются в горах Итмурунды [104]. Ниже располагается зона сучивания докембрийских складчатых комплексов с захороненными в них линзами офиолитов. По сейсмическим данным земная кора зоны спрединга неоднородно расслоена. Нижний ее слой представлен разрушенным комплексом континентального массива, верхний - сдвоенным пакетом пластин офиолитового комплекса, разделенных на глубине 18-23 км зоной горизонтального скольжения. По-существу земная кора в разрезе представляет собой пакет пластин меланжевого комплекса, выдавленного к поверхности при его перемещении с востока на запад.

Котанбулак-Саякская зона прогибов, выполненная мощными (до 15 км) морскими осадками, накапливавшимися от ордовика до перми включительно, представляла собой шовную структуру, сформировавшуюся на границе стабильных интенсивно базифицированных блоков Актау-Джунгарского массива и его разрушенной внутренней части.

В районе наложенной Саякской мульды на глубине свыше 10 км расположен вторичный очаг базальтоидной магмы, давший сложные по составу (главным образом, диоритовые) интрузии. По скоростным аномалиям выделяется пластина гранитизированного гнейсового субстрата, в голове которой располагаются гранитоидные интрузии Саякской мульды. Восточнее расположен пакет наклоненных к востоку пластин серпентинитового меланжа, выходящих на поверхность. Ниже этих пластин аномалией фиксируется захороненный комплекс карелид, с гранитизацией которого, по-видимому, связано становление гранитов Катбарского массива. Резким перепадом скоростей отмечается восточная граница зоны - Алакольско-Джунгарский разлом. По разлому пакеты пластин серпентинитового меланжа надвинуты с северо-востока на юго-запад [88].

В краевой части зоны спрединга сформировались структуры островодужного типа.

Авулканическая островная дуга (зона чешуйчатых надвигов) являлась своеобразным конседиментационным барьером, разделявшим Котанбулак-Саякский преддуговой флишоидный прогиб и Джунгаро-Балхашский палеоокеанический бассейн. Оба прогиба, несмотря на разную палеогеодинамическую обстановку их развития, характеризуются рядом общих черт: непрерывным осадконакоплением до перми включительно, складчатостью в конце карбона, послескладчатым проявлением вулканизма и интрузивного магматизма. Отличием их является раннее проявление прединтрузивного вулканизма в южной части флишоидного прогиба (в форме отдельных вулканотектонических структур), отсутствующего в палеоокеаническом бассейне. Предполагается, что авулканическая островная дуга в качестве барьера начала формироваться с силура, за счет сближения двух разнородных прогибов. Она подвергалась периодическим тектоническим деформациям, неравномерным поднятиям и опусканиям.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге, свойственное островным дугам и палеоостроводужным системам, характеризуется уступообразным нарастанием интенсивности от 80 мгл в палеоокеанической области до 30 мгл - в палеоконтинентальной. Если в современных островодужных системах резко переменная интенсивность аномального гравитационного поля напрямую коррелируется с переменной мощностью земной коры, то в палеосистемах она выравнена. Мощность коры меняется в незначительных пределах (41-45 км), а разная интенсивность поля сохраняется, возможно, за счет неодинаковой мощности блоков истощенной литосферы. Палеоконтинентальным областям свойственны мощные блоки истощенной литосферы (до 170 км), палеоокеаническим - маломощные (50-60 км).

Островодужные поднятия фиксируются гравитационными аномалиями положительного знака, прогибы - отрицательного. По этим признакам они хорошо выделяются даже в скрытом залегании под отложениями вулканического пояса.

В целом Итмуруды-Тюлькуламская зона фиксируется положительной гравитационной аномалией относительно высокой интенсивности на фоне аномального поля низкой интенсивности, что характерно для фанерозойских структур на коре, близкой к океанической. Современная мощность земной коры здесь составляет 45 км, нарастание скорости сверху происходит постепенно: от 5,6 км/с на глубине 4 км до 6,6 км/с на глубине 25 км и 7,8-8,0 км/с на уровне поверхности М. Верхняя мантия низкоскоростная: скорость распространения сейсмических волн 8,2 км/с достигается здесь лишь на глубине 52 км; 8,4 км/с - на 60 км.

Котанбулак-Саякская золоторудная зона в целом тяготеет к южной прибортовой части одноименного преддугового прогиба, окончательно сформированного на границе карбона и перми в коллизийную саякскую фазу складчатости. Согласно В.Я. Кошкину, в это время замкнулись преддуговой Котанбулак-Саякский флишоидный и Джунгарский граувакковый океанический бассейны, а разрывные и складчатые структуры субширотного плана были сложно деформированы. В локализации оруденения особая роль отводится границе между осевой зоной мегантиклинория (внешней островной дугой по В.Я. Кошкину) и флишоидным прогибом. Она рассматривается как зона крупного глубинного разрыва, по которой в ордовике-силуре формировался надвиг, в девоне и карбоне происходили вертикальные и косые продольные движения разного знака. Первоначально глубинная зона имела близширотное простирание, затем приобрела форму сигмоиды, вдавленной внутрь флишоидного прогиба и разделившей его на западную Котанбулакскую и восточную - Саякскую - половины.

В строении Северо-Балхашского антиклинория и Котанбулак-Саякского синклинория существенную роль играют мощные зоны продольных и косых сдвигов по отношению к простиранию региональных структур. Вдоль некоторых из них сформировались зоны смятия.

Котанбулак-Саякский преддуговой прогиб на всем протяжении фиксируется полосой отрицательных гравитационных аномалий, а ограничивающие его с юга антиформы внешней островной дуги -

положительными гравитационными аномалиями умеренной интенсивности. Отдельным эпицентрам аномалий соответствуют выходы офиолитовых ассоциаций пород нижнего палеозоя, но полоса положительных аномалий как бы трассируется между этими выходами и порой глубоко вдаётся во внутреннюю зону флишоидного прогиба, расчлняя последний на отдельные части (синформы), отмечающиеся локальными минимумами  $\Delta g$  особо высокой интенсивности. Перемычки между синформами образуют своеобразные "структурные носы", фиксирующие следы медленных погружений офиолитовых комплексов внешних островных дуг к северу. Такого рода структуры, в основании флишоидных комплексов которых расположены скрытые офиолитовые ассоциации пород, и которые осложнены продольными и поперечными разломами, зонами сдвигов и смятия, внедрениями гипербазитов, габброидов и приофиолитовых гранитоидов, играют наибольшую роль в локализации оруденения. Все золоторудные подзоны как бы придвинуты к южному "приофиолитовому" флангу Котанбулак-Саякского прогиба, осложненному системой разрывных нарушений. В этом заключается главная региональная закономерность размещения рудных узлов и месторождений. В северном борту прогиба, вблизи морских отложений ( $D_{3fm}-C_{1v2}$ ) вулканической дуги, проявлений золота не выявлено.

Особенность металлогенической специализации Котанбулак-Саякской зоны заключается в том, что для западной части преддугового прогиба характерно золотое оруденение, а для восточной - золото-медное. Наиболее значимые золоторудные месторождения - Пустынное, Долинное, Саяк IV, Шолкызыл и другие тяготеют в основном к южной периферии Котанбулак-Саякской зоны, к разломам, осложняющим границу зоны. Часть месторождений тяготеет к западной Котанбулакской периферии преддугового прогиба, а другая - к восточной (Саякской). Поэтому в пределах Котанбулак-Саякской зоны выделяется несколько золоторудных подзон: Иткудук-Ортосайская, Саякская и Шолкызыльская (см. рис. 72, 75).

**Иткудук-Ортосайская золоторудная подзона** размещается на южном фланге Котанбулак-Саякского преддугового прогиба, вдоль Иткудук-Бактайской зоны глубинных разломов, разделяющей структуры Котанбулакского флишевого прогиба и Итмурундинского антиклинория, сложенного отложениями офиолитовой ассоциации ордовика. Иткудук-Бактайский разлом прослеживается в северо-западном направлении на 110 км при ширине 2-3 км. Почти все известные в преддуговом прогибе золоторудные проявления сконцентрированы в Иткудук-Бактайской зоне глубинных разломов, сопровождающейся смятием, дроблением пород, участками окварцеванием, серицитизацией и сульфидной минерализацией. По ордовикским ультрабазитам развит процесс лиственитизации. Гидротермальные и рудные процессы тесно взаимосвязаны между собой: большинство проявлений золота приурочены к полям измененных пород. К северо-западной части разлома приурочено месторождение Бактай, к центральной - Пустынное, юго-восточной - Ортосай.

Основной рудоконтролирующей структурой месторождения Бактай является субмеридиональная зона рассланцевания, прослеживающаяся среди верхнесилурийских и нижнедевонских терригенных углеродистых отложений

более чем на 11 км. Осевая часть зоны пронизана дайками фельзитов ( $C_{2-3}$ ), с которыми связаны процессы березитизации и окварцевания. Строение зоны кулисообразное. Рудная минерализация сконцентрирована в центральной части зоны; повышенные (8-10 г/т) концентрации золота приурочены к дайкам фельзитов и их зальбандам. Рудные тела представлены крутопадающими ( $70-80^\circ$ ) залежами размером  $100 \times 200-200 \times 300$  м. Основные рудные минералы - пирит, халькопирит. Среднее содержание золота в руде около 4,0 г/т. Месторождение по разведанным запасам оценивается как среднее, но полностью еще не изучено [122]. Оно относится к типу золоторудных минерализованных зон, которые несмотря на низкие содержания золота, благодаря огромным объемам рудной массы, хорошей извлекаемости при кучном выщелачивании и малым содержанием арсенопирита, весьма перспективны для золотодобычи.

Месторождение Пустынное (Иткудук) расположено на границе флишевого прогиба и Итмурундинской антиклинали. Оно включает несколько участков, суммарная протяженность рудных зон которых превышает 10 км. При мощности рудных залежей от 2-5 до 70,0 м и среднем содержании золота от 1,0 до 3-5 г/т его общие запасы расцениваются как крупные.

Структурная позиция месторождения определяется его положением в зоне регионального Иткудук-Бактайского глубинного разлома, вблизи пересечения последнего северо-западной и субмеридиональной системами сближенных нарушений. Рудовмещающими являются песчаники фамена. Оруденение штокверкового типа.

На площади широким распространением пользуются дайки керсантитов, микродиоритов и гранит-порфиров, ориентированные в северо-восточном направлении, под прямым углом к Иткудук-Бактайскому сбросо-сдвигу. Гидротермальные метасоматиты представлены березитами, развитыми по терригенным породам верхнего девона-нижнего карбона. Рудные тела приурочены к зонам березитов с неравномерной вкрапленностью золотоносного пирита, в котором заключена основная масса золота. В наиболее богатых рудных участках характерно присутствие эндогенного углерода.

Долинный рудный узел охватывает Долинное рудное поле с одноименным месторождением и прилегающие фланги. Площадь рудного узла сложена вулканогенно-терригенными и терригенно-карбонатными породами ордовика, силура, среднего-верхнего карбона (тастыкудукская свита), верхнего карбона-нижней перми - (кунгисаякская свита), прорванными гранитоидами саякского комплекса раннепермского возраста, принадлежащими формации малых интрузий "пестрого" состава. С последними связано золотое оруденение.

Базовым является месторождение Долинное, приуроченное к узлу пересечения глубинных разломов меридионального и северо-восточного направлений. Рудовмещающим является многофазный массив габбро-диорит-гранодиоритового состава, внедрившийся в центральную часть небольшой мульды, сложенной терригенно-карбонатными породами среднего-верхнего карбона. Структурно массив располагается в Котанбулакском синклинии, вблизи границы с Итмурундинским антиклинорием [123].

Саякский комплекс интрузивных пород, вмещающих оруденение, представлен двумя ассоциациями: оливин-авгитовыми габбро, габбро-норитами и роговообманковыми диоритами в западной и юго-западной частях интрузии, биотит-роговообманковыми гранодиоритами - в ее северной части. С внедрением габброидов ранней фазы связано формирование пропилитов актинолит-эпидотовой фации, габбро-диоритов и диоритов второй фазы - образование гранат-эпидотовых скарнов и эпидозитов, гранодиоритов третьей фазы - предрудная березитизация и формирование дорудных кварцевых жил. Позднее сформировались продуктивные кварцевые жилы, несущие основную рудную нагрузку.

Кварцево-жильное поле размером 3,5×1,0 км представляет собой серию сближенных субмеридиональных жильных зон, субсогласно ориентированных по отношению к дорудным дайкам. Жильные зоны состоят из разветвляющихся кварцевых жил мощностью от первых метров до десятков метров: мощность березитовых зальбандов кварцевых жил обычно не превышает 0,5-1,0 м. Золото-сульфидное оруденение наложено на кварц и околожильные березиты.

Промышленное оруденение на глубину не оконтурено. По мнению В.А. Сушкова (1997), значительная протяженность рудоконтролирующих структур, их тесная связь с дайками, значительный вертикальный размах оруденения и прямые подсечения промышленных руд на глубинах свыше 600 м, позволяют прогнозировать рудные залежи на глубинах 300-1000 м и оценивать прогнозные ресурсы как крупные. На смежных площадях сохраняется благоприятная обстановка для поисков аналогичного оруденения.

*Саякская золоторудная подзона* расположена в восточной части Котанбулак-Саякской золоторудной зоны и пространственно охватывает одноименную грабен-синклиналь.

Саякский рудный узел расположен в восточной части Саякской грабен-синклинали и примыкает к интрузивному массиву Умит. Узел включает скарново-медные месторождения Саяк-I, II, III, IV, Тастау, золоторудные - Саяк IV золото-кобальтовый, Тастау Восточный, медно-порфиновые и золото-сульфидно-кварцевые проявления Кызымчек и Полиметаллический. Золоторудное месторождение Саяк-IV приурочено к локальному перегибу Саякской грабен-синклинали, к узлу пересечения разломов субширотного и северо-западного простираний.

Рудное поле сложено карбонатно-терригенными породами тастыкудукской свиты среднего карбона, прорванными субвулканическими телами диоритовых порфиритов и массивом гранитов саякского комплекса. В экзоконтакте последнего развиты боросиликатные гранатовые скарны в виде двух скрытых пластовых залежей, мощностью 15-60 м, вмещающих основное оруденение.

На месторождении из восьми рудных тел в шести содержатся промышленные концентрации золота. Рудные тела характеризуются субширотным простиранием, ленто-линзообразной формой, протяженностью от 200 до 800 м, мощностью от 1 до 32 м. Отмечается приуроченность наиболее богатого оруденения к антиклинальным перегибам и участкам сопряжения северо-восточных и северо-западных нарушений.

Основные минералы-концентраторы золота - кобальтсодержащий арсенопирит и глаукоdot. Золотое оруденение сопровождается кобальтовой,



мышьяковой и борной минерализацией, местами приобретающей самостоятельное значение.

Глубина залегания рудных тел - 200-400 м от поверхности. По запасам золота месторождение относится к средним (содержание золота 7,3 г/т), по запасам кобальта - к мелким (содержание кобальта - 0,13 % бора - 2,19 %).

В пределах Саякского рудного узла выделено 6 участков, перспективных на поиски месторождений золото-скарнового типа.

**Шолкызылская золоторудная подзона** приурочена к южному крылу Кентерлауского антиклинория, сложенного комплексами Джунгарского палеоокеана. В пределах подзоны известны два мелких месторождения золота - Шолкызыл и Майка.

Месторождение Шолкызыл расположено в субширотном тектоническом блоке, ограниченном с севера и юга двумя региональными разломами. Западным и восточным ограничениями рудного поля являются оперяющие разломы северо-западного и северо-восточного направлений. Месторождение приурочено к штоковидному массиву диорит-гранодиоритов среднего-верхнего карбона. Оруденение представлено пятью кварцевыми жилами длиной 900-1200 м, мощностью 1,4-1,8 м. Четыре из них характеризуются северо-западным простиранием и крутым юго-западным падением; жила Тоскызыл имеет северо-восточную ориентировку и сопровождается ложковой россыпью золота. Руды кварц-золото-сульфидного состава. Оруденение формировалось в две стадии: молибденит-шеелит-кварцевую и золото-галенит-халькопирит-кварцевую. Промышленную ценность представляет только золото.

Месторождение Майка представлено жилами протяженностью 200-400 м, мощностью 1-1,5 м с содержанием золота 7-13 г/т.

Дальнейшие перспективы подзоны связываются с доразведкой глубоких горизонтов известных месторождений, а также поисками и оценкой зон золотоносных гидротермалитов Шолкызылской площади, в которых отмечаются содержания золота от 1 до 2,5 г/т.

Оценивая перспективы Котанбулак-Саякской золоторудной зоны в целом, в первую очередь, необходимо уделить внимание оценке Бактайской зоны смятия, где помимо известного месторождения Бактай и рудопроявлений Северный, Южный, Юго-Восточный Бактай и рудопроявлений Северный, Южный, Юго-Восточный Бактай I, II, выявлены восемь протяженных минерализованных зон и большое количество мелких тел метасоматитов, содержащих золоторудную минерализацию (В.В. Волошин, 1983).

Заслуживает оценки надинтрузивная зона скрытого интрузивного тела на Пустынном месторождении, к которой по мнению Х.А. Яковлева (1988) могут быть приурочены крупномасштабные рудные тела.

Благоприятную глубинную структурную позицию занимает и Иткудук-Ортосайская площадь на крыле Итмурундинской антиформы. Стержневой разрывной структурой этой площади является Иткудукский глубинный разлом, представляющий собой сбросо-сдвиг длительного развития. В раннем палеозое разлом играл роль магмовода, в позднем палеозое - являлся рудоподводящим каналом, транспортирующим глубинные золотоносные флюиды. Иткудук-Ортосайская площадь охватывает группу блоков палеозойских пород,

контактирующих по Иткудукскому разлому с серпентинитами. Рудовмещающие горизонты песчаников и алевролитов фамена-карбона смяты в сигмоидные складки, интенсивно брекчированы и рассланцованы в зонах локальных оперяющих разломов. К ним приурочены обширные поля и зоны березитов, пронизанных прожилками кварца с пиритом. С березитами связано золотое оруденение; содержание в них золота - до 3-4 г/т. Протяженность минерализованных зон колеблется от 300 до 1000 м при ширине до 10 м.

Проведенные исследования охватывают северный наиболее изученный сегмент Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса, наложенного на разнородно-блоковое основание: резко различающиеся по строению и составу блоки каледонского фундамента в западной части пояса и герцинские структуры активной континентальной окраины Казахстанского континента - в центральной и восточной его частях.

Каледонский фундамент западной тыловой части пояса включает три типа блоков. В первую группу входят консолидированные жесткие малопроницаемые блоки, сложенные докембрийскими гранулитовыми и амфиболитовыми комплексами Актау-Джунгарского микроконтинента, а также комплексами его чехла, частично выведенными на поверхность (Новалы-Кызылэспинское поднятие). Подошва вулканического покрова Балхаш-Илийского пояса залегает здесь на глубинах от 500 до 3000 м. Блоки первого типа выделяются в гравитационном поле положительными аномалиями  $\Delta g$ .

Вторую группу составляют блоки докембрийских пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, испытавших интенсивную гранитизацию с образованием гранито-гнейсовых куполов и массивов перемещенных гранитоидов. Блоки второго типа группируются в близмеридиональную полосу, параллельную блокам первого типа, образуя прогиб, где рифейско-каледонское основание погружено на глубину 6-7 км (Майтас-Коунрад-Илийская зона). Прогиб трассируется цепочкой крупных гранито-гнейсовых куполов, большей частью скрытых, выделенных по отрицательным аномалиям гравитационного поля.

Майтас-Коунрад-Илийский прогиб каледонского основания приурочен к мобильной глубинной тектонической границе, фиксируемой линейным прогибом поверхности М. К этой же линии тяготеет граница фронтальной и тыловой частей вулканического пояса. В герцинское время, начиная с силура, прогиб развивался в режиме междугового бассейна и заполнялся глубоководными кремнисто-терригенными осадками.

Третья группа представлена блоками, сложенными скученным сиалическим веществом краевых частей континента и аккретированными к континенту офиолитовыми и островодужными комплексами со стороны океанического бассейна (Токрау-Ортасуйское энсиматическое островодужное поднятие и др.). В гравитационном поле они выделяются положительными аномалиями  $\Delta g$  высокой интенсивности.

Блоки каледонского фундамента разного типа различаются не только гипсометрическим уровнем залегания, составом вещественных комплексов, но и характером магматизма.

На уровне раннегерцинских структур вулканический пояс подстилается разнородными структурами разрушенной активной окраины Казахстанского континента, сформированными в островодужную стадию.

Северный сегмент Балхаш-Илийского вулканического пояса образован тремя вулканическими впадинами - Токрауской, Северо-Балхашской (Котанэмельской) и Баканасской с резко различным гетерогенным основанием.

Токрауская впадина в своей северной и северо-западных частях наложена на образования Ткенектинского и Жаман-Сарысуевского антиклинориев, а в южной - на редуцированные ранне-среднепалеозойские комплексы, перекрывающие Актау-Джунгарский континентальный массив, и Акжал-Аксоранский синклиорий. На более глубоких горизонтах северной части Токрауской впадины отвечают Кызылтас-Кызылрайский террейн сиалической коры и аккретированные блоки коры, состоящие из спаянных фрагментов Токрау-Ортасуевской, Южно-Кызылрайской фронтальных островных дуг, Майтас-Коунрадского междугового прогиба и коллизионных сутур Ткенектинской и Казык-Итмурундинской зон, сформированных на ранне-среднеордовикской палеоокеанической коре.

Основанием Северо-Балхашской вулканической впадины являются скрытые структуры островодужного этапа: Тюлькули-Калмакэмельское фронтальное, Жоргинское тыловое островодужные поднятия и разделяющий их преддуговой Котанэмельский прогиб. Поднятия фиксируются гравитационными аномалиями положительного знака, прогибы - отрицательного.

Основание Баканасской впадины составляет Актогайский гранито-гнейсовый купол, прослеживающийся и в пределы фундамента восточной части Северо-Балхашской вулканической впадины.

Установлено, что разнородные структуры основания во многом определяют разнообразие типов и комплексность элементного состава рудной минерализации в пределах вулканического пояса.

Балхаш-Илийский вулканно-плутонический пояс в целом характеризуется многопрофильным оруденением. Наиболее крупные объекты промышленного значения представлены молибден-медно-порфировыми (Коунрад, Актогай) и редкометалльными (В.Коунрад, Акчатау и др.) месторождениями. В плане оценки на благородные металлы вулканический пояс изучен пока недостаточно: несмотря на обилие мелких месторождений и проявлений золотой минерализации разных рудных формаций, крупных месторождений золота в казахстанской части пояса пока не выявлено.

Тем актуальнее стоит проблема привлечения к оценке пояса независимых геофизических данных по строению глубоких горизонтов коры и мантии, а также структур каледонского и герцинского основания пояса.

Проведенными исследованиями установлено, что по западному краю Токрауской впадины, наложенной на структуры каледонской и герцинской консолидации, сформированные на Актау-Джунгарском континентальном массиве, сосредоточены 15 объектов полиметаллического, скарново-полиметаллического, скарново-медного, скарново-железорудного типов оруденения с золотом (Уралбай-Гульшадская золоторудная подзона). Южная часть этой подзоны по комплексу факторов перспективна на поиски золотого оруденения суздальско-карлинского типа.

В центральной и восточной частях Токрауской впадины (Приосевая и Восточная краевая золоторудные подзоны) известны лишь проявления медно-шеелитового и медно-порфирового типов. С вулкано-плутоническими аппаратами и эксплозивными брекчиями связаны лишь золото-серебряные точки минерализации.

В пределах Северо-Балхашской вулканической впадины (Северо-Восточно-Прибалхашская золоторудная зона) размещение близповерхностных золоторудных объектов адуляр-кварцевого типа определяется присутствием в основании вулканического покрова скрытых островодужных поднятий, в разрезе которых большой объем занимает андезитовая составляющая. Оруденение заключено в вулканических постройках центрального типа, тяготеющих к зонам глубинных разломов. Наиболее значимые в промышленном отношении месторождения Таскора-Шарыкского рудного узла чаще всего расположены над участками перехода склонов скрытых островодужных поднятий в прогибы. Большую роль в формирование гибридных золотоносных магм, ремобилизации золота и серебра сыграли процессы гранитизации, связанные с Актогайским гранито-гнейсовым куполом. На этой основе разработаны глубинные факторы локализации золото-серебряного оруденения и выделены перспективные площади.

В Северо-Балхашский золоторудный пояс включена и Котанбулак-Саякская золоторудная зона с золотым и золото-медным оруденением, приуроченным к преддуговому флишевому прогибу, в основании которого фиксируются выдвинутые клинья офиолитовых и островодужных комплексов позднеордовикской энсиматической островной дуги. Большинство известных здесь месторождений сконцентрированы вдоль Иткудук-Бактайской зоны глубинных разломов, сопровождающихся интенсивным смятием, дроблением пород и процессами гидротермального метасоматоза. По своей характеристике эта подзона аналогична золоторудным зонам приофиолитового типа – Западно-Калбинской, Шу-Илийской. В состав Северо-Балхашского золоторудного пояса она включена нами в некоторой мере условно, на том основании, что если снять вулканический покров, то ранняя история развития этих структур тесно взаимосвязана едиными процессами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе золоторудные пояса формировались в разных структурных условиях и связаны с различными тектонотипами структур.

Северо-Казахстанский пояс сформирован в пределах реликтового Кокшетауского докембрийского микроконтинента (террейна), испытавшего деструкцию и длительную тектоно-магматическую активизацию в течение каледонского, герцинского и мезозойского этапов тектогенеза. Золоторудные зоны Западно-Калбинского пояса и Котырасан-Саянская зона Северо-Балхашского пояса являются типичными приофиолитовыми структурами, формировавшимися на границах континентов и океанических бассейнов, в надсубдукционной обстановке. Токрауская и Северо-Восточно-Прибалхашская золоторудные зоны Северо-Балхашского пояса образовались в условиях завершающей стадии развития активной окраины Казахстанского континента и связаны с вулкано-плутоническими комплексами Балхаш-Илийского наземного позднепалеозойского окраинно-континентального пояса.

Северо-Казахстанский пояс является одним из наиболее крупных золоторудных поясов Казахстана, связанных с террейнами докембрийских континентальных массивов. Не углубляясь в вопросы природы указанного террейна, которая усиленно дискутируется (Абдулкабирова, 1975; Любецкий, 1998; Добрецов и др., 1999, 2001; Хераскова, 2001 и др.), следует признать значительную роль в локализации золотого оруденения неоднородностей кристаллического ядра массива. Месторождения тяготеют к скрытым мобильным границам гранито-гнейсовых поясов и зеленокаменных трогов, низкощелочные толеитовые базальты, габбро и терригенные образования которых в процессе многоактной тектоно-магматической активизации претерпели метаморфизм высоких ступеней и по составу приближаются к эклогит-гранулитогнейсовым комплексам. В узлах пересечения указанных границ глубинными разломами, заложившимися глубоко в мантии и сопровождающимися интенсивными метасоматическими преобразованиями коры и верхней мантии, формировались плутоны сложно дифференцированных гранитоидов (Алтыбайский, Орловский и др.) и малые интрузии гибридного состава (Куртукульский и др.), к которым пространственно тяготеют месторождения золота (Васильковское, Степняк и др.). Такая структурная приуроченность является главной закономерностью для многих золоторудных провинций мира на архейских кристаллических щитах.

В качестве эталонов для реконструкции недостающих элементов золоторудных систем Кокшетауского террейна могут быть привлечены данные по характеристике золотого оруденения провинции Ийлгарнского ядра Западно-Австралийского щита и Дарварской золоторудной провинции Индостанского щита, включающих месторождения супер-гиганты Колар, Калгурли, Норсмени и др. В их пределах эрозионным срезом вскрыты более глубокие уровни древних образований и рудообразующих систем, нежели в Кокшетауском массиве, поэтому отчетливо прослеживаются связи золотого оруденения с троговыми (рифтогенными) зонами зеленокаменных поясов. В Северном Казахстане эти связи восстанавливаются лишь на основе косвенных признаков: геофизических данных, аналогий и т.п. Большое значение в данном случае приобретает анализ

физических полей и глубинного строения, позволяющий выявить роль в локализации оруденения скрытых зеленокаменных (эклогит-гранулитогнейсовых) поясов, выступающих уже в качестве своеобразного субстрата, содержащего рассеянные вышекларковые концентрации золота. Границы зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов являются зонами высокой проницаемости для тепловых и флюидных потоков из мантии, поэтому их выделение имеет принципиальное значение для прогнозирования.

В целом по Казахстану потенциально золотоносные амфиболитовые и зеленокаменные комплексы докембрия изучены недостаточно, особенно там, где они прорываются фанерозойскими гранитными комплексами. В то же время месторождения золота, связанные с архейскими зеленокаменными комплексами и фанерозойским гранитоидным магматизмом, имеют ведущее промышленное значение во всем мире и относятся к крупным и суперкрупным (Калгурли в Австралии, Колар - в Индии, Морроу-Велью - в Бразилии, Холлинджер, Мак Интайр, Хемло и др. - в Канаде). Запасы металла в этих месторождениях исчисляются сотнями и тысячами тонн золота. В Китае месторождения, связанные с архейскими "зелеными" сериями пород типа серии Джипнигоу-Джичангуи, занимают первое место по добыче и второе - по ресурсам. Архейские амфиболиты являются металлоносным субстратом, хотя пространственно месторождения ассоциируют с фанерозойскими гранитоидами и дайковыми комплексами, и механизм их формирования обусловлен множеством факторов. Открытие и разведка уникальных по запасам месторождений золота, приуроченных к фундаменту Китайской платформы, позволили Китаю в короткий срок резко увеличить добычу золота. С этой точки зрения необходимо переоценить материалы по золотоносности остальных докембрийских массивов Казахстана - Улутау, Мугоджар, Каратау, Джунгарии и других, где широко развиты метаморфические породы основного состава (амфиболиты и зеленые сланцы), прорванные фанерозойскими интрузивными массивами. При этом особого внимания заслуживают зоны развития древних анатектических гранитов, бластомилонитов, ореолы окolorудных изменений. Одним из окolorудных процессов во внешних зонах китайских месторождений является процесс калишпатизации. Подобный процесс характерен также для гранодиоритов Алтыбайского массива, вмещающего Васильковское месторождение на Кокшетауском массиве.

Требуют дополнительного изучения в Казахстане и верхнепротерозойские серии низких ступеней метаморфизма, представленные слабометаморфизованными углеродистыми терригенными отложениями в переслаивании с карбонатными, кремнистыми и вулканокластическими породами. Даже в пределах наиболее вскрытого эрозией Кокшетауского массива углеродистые образования шарыкской свиты изучены явно недостаточно. Вместе с тем, в аналогичных углеродистых формациях Западного Узбекистана и Киргизии локализуются уникальные месторождения золота (золото-кварц-сульфидный вкрапленный тип) с громадными запасами металла (Мурунтау, Кумтор и др.).

Необходимо рассмотреть вопрос о возможной связи золотоносности срединных массивов Казахстана с девонской тектоно-магматической

активизацией. Учитывая исследования А.Б. Диарова и др. (1984), которые связывают золотое оруденение Васильковского месторождения с этапом девонского эруптивного магматизма, целесообразно переоценить участки интенсивного проявления вулканоплутонического магматизма не только в пределах Кокшетауского массива, но и других массивов, в частности, Убаганского поднятия.

В пределах Кокшетауского массива оценка его золотоносности должна опираться, в первую очередь, на глубинные факторы, выявленные геофизическими методами, а именно - приуроченность большинства золотых месторождений и проявлений к мобильным границам гранулит-эклогитогнейсовых и гранито-гнейсовых поясов. Особого внимания при этом заслуживают над- и околоинтрузивные зоны плутонов гранитоидов сложного состава (типа Алтыбайского массива), сформированных на границах указанных поясов.

Второе перспективное направление - это оценка золотоносности площадей развития углеродистых образований шарыкской свиты среднего рифея, в первую очередь, в краевых частях Кокшетауской глыбы, по периферии гранито-гнейсовых куполов, в зонах глубинных разломов, сопровождавшихся глубокими метасоматическими преобразованиями пород. Учитывая данные по изученности флюидного режима гранитообразования в пределах прогибов поверхности М (Любецкий, Любецкая, 1997), в первую очередь, необходимо изучить площадь развития углеродистых толщ в пределах Атбасар-Боровского и Жолымбет-Богембайского прогибов поверхности М, которые фиксируют зоны активного поступления по системам глубинных разломов северо-восточного направления восстановленных мантийных флюидов и глубокие метасоматические преобразования земной коры.

Большой интерес на поиски золота представляет южная периферия Кокшетауской глыбы, где в области Калмаккольской системы разломов широко развита офиолитовая ассоциация пород кембрия-ордовика, частично перекрытая отложениями ордовика. В этой зоне известно много проявлений золота кварцево-жильного типа, но есть все основания предполагать открытие и более крупных месторождений нетрадиционного типа.

Заслуживают изучения в плане возможного обнаружения золотого оруденения флишоидные отложения среднего ордовика на восточном борту Калмаккольской синформы, ограниченные системой глубинных разломов северо-восточного направления и прорванные мелкими телами гранодиоритов верхнего ордовика и массивом гранитов силуро-девонского возраста. Судя по гравиметрическим данным, последние образуют на глубине единый многофазный плутон. Отложениям ордовика на карте локальных гравитационных аномалий (пересчет поля вверх на 20 км) соответствует положительная аномалия высокой интенсивности, интерпретируемая как юго-восточное погруженное продолжение Акканбурлук-Жаксы-Жангызтауского эклогит-гранулитогнейсового пояса Кокшетауского массива. Околоинтрузивные зоны и зоны разломов над выступами основания существенно фемического состава являются потенциально перспективными на золотое оруденение кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типов.



Перспективным на золотое оруденение является и северо-западное обрамление Кокшетауской глыбы. Все предпосылки для этого имеются. Это область сопряжения линейных структур тургайского (северо-восточного) направления и напряженных разнонаправленных структур Кокшетауского террейна. Структуры тургайского направления представлены Стерлитамакским синклином, выполненным кремнисто-терригенными отложениями ранне-среднего ордовика, терригенными - среднего ордовика, вулканогенно-терригенными среднего-верхнего ордовика. Структуры Кокшетауского мегантиклинория в области сопряжения сложены углеродисто-терригенными образованиями шарыкской свиты среднего рифея, вулканогенно-терригенными – кембрия-ордовика. Область исключительно мобильная: испытала длительный рифтогенез и многоактную тектоно-магматическую активизацию вдоль мощной Ишимской системы ограничивающих глубинных разломов с широким проявлением гранитоидного магматизма (Октябрьский и другие плутоны гранитоидов ордовикского возраста). Ярко проявлен мезозойский этап тектоно-магматической активизации: в многочисленных наложенных мульдах отмечаются покровы щелочных базальтов и андезибазальтов, тела диабазов, долеритов, пикритов, интрузии щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и других пород.

В гравитационном поле этой области отвечает остаточная положительная аномалия высокой интенсивности, сопоставимая с аномалиями над зеленокаменными либо эклогит-гранулитогнейсовыми поясами, свидетельствующая о наличии существенно фемического по составу основания терригенного прогиба.

Целесообразно изучение перспектив областей погружения эклогит-гранулитогнейсовых поясов на восточной периферии Кокшетауского террейна, перекрытых аккретированными вулканогенно-терригенными комплексами ордовика и "подплавленными" гранитоидами крыккудукского и аралаульского комплексов. Золотая минерализация тяготеет к глубинным контактам блоков меланократового основания и облекающих их гранитоидов. Гранитоиды здесь также характеризуются меланократовым составом и повышенной золотоносностью. В данной ситуации возможно открытие нового для Северного Казахстана типа большеобъемного оруденения в надинтрузивных зонах гранитоидов.

Западно-Калбинский золоторудный пояс представляет собой приофиолитовый прогиб, формировавшийся в три стадии: 1) океаническую ( $O_2-D_3$ ) с базальт-радиоляритовыми комплексами в осевой части, терригенно-известняково-кремнистыми - на континентальном склоне и известняково-рифогенными – на шельфе (все комплексы в аллохтонном залегании); 2) переходную ( $D_3-C_1$ ) с развитием грубообломочных фаций и олистостром в начале сжатия, вулканизмом щелочноземельной серии при максимуме сжатия в конце  $C_1$ ; 3) континентальную ( $C_2-T_1$ ) на коре переходного типа с формированием континентальной молассы и щелочным вулканизмом в наложенных прогибах.

Изотопный состав свинца в золотосодержащих сульфидных минералах ( $Pb/U > 50$ ; Сыромятников, 2002) показал, что формирование оруденения месторождения Бакырчик охватывает интервал в 300 млн. лет и включает пять возрастных уровней: 574, 380, 300, 250 и 210 млн. лет. Большинство

перечисленных уровней отвечает главным стадиям геодинамического развития пояса. Начало рудного процесса (574 млн. лет) относится к рифтогенному этапу ( $C_3-O_1$ ), о котором пока мало что известно, так как возраст самых древних доступных наблюдению вулканогенно-осадочных образований в пределах пояса составляет 478 млн. лет. Второй возрастной уровень оруденения (380 млн. лет) связан с океанической стадией - с регрессивной ветвью развития палеоокеана ( $D_{1-2}$ ). Влияние островодужного этапа развития ( $D_{3fm}-C_{1v}$ ) на рудный процесс изотопным анализом не отмечено, хотя его роль в формировании рудоконтролирующих структур установлена определенно. Уровень в 300 млн. лет отвечает ранней коллизии и совпадает по времени ( $C_3-P_1$ ) с внедрением предбатолитовых золотоносных интрузий кунушского комплекса и формированием основного объема оруденения. Уровни в 250 млн. лет ( $T_{1-2}$ ) и 210 млн. лет ( $T_{2-3}$ ) характеризуют время регенерации золотого оруденения в поздний рифтогенный этап развития пояса.

Комплекс терригенных отложений перекрывает структуры активных окраин двух сблизившихся континентов - Алтайско-Монгольского и Казахстанского. Интерпретация характерных совокупностей гравитационных и магнитных аномалий, материалов сейсмических исследований позволили расшифровать структуры основания прогиба.

Строение структур основания пояса грубо симметричное. Осью симметрии является Знаменско-Георгиевская зона, представлявшая собой обширное океаническое пространство. В процессе коллизии оно сузилось и преобразовалось в преддуговой прогиб. Наиболее полно представлены структуры активной окраины Алтайско-Монгольского континента. Главной являлась Чарская сутура, фиксирующая фрагмент палеозоны субдукции; на ее фронте располагался преддуговой прогиб, а в тылу - система двойных островных дуг: Чарско-Олеговская и Миялинско-Самарская, разделенные Казаншункур-Курчумским междуговым прогибом. В центральной части пояса в меланократовое основание "впаян" останец древней сиалической коры, включающий Сенташ-Асубулакский гранито-гнейсовый купол (ГГК). На этом участке все структуры основания пояса пережаты (разделены на две части) и подверглись процессам гранитизации. Комплексы Чарской фронтальной островной дуги сохранились фрагментарно в аллохтонном залегании, в меланже Чарского сутурного шва, а Миялинской тыловой - полностью перекрыты. В физических полях, структурно-скоростных и геоэлектрических разрезах Миялинское поднятие выражено четко и по физическим параметрам сходно с современными островными дугами. Судя по наличию большого объема магнитовозмущающих масс и их высокой электропроводности, глубинная часть Миялинского поднятия представлена колонной магматического вещества, включающего мантийный и коровый материал последовательно дифференцированной серии вулканитов и золотоносных гипабиссальных интрузий из промежуточных очагов. В субдукционный этап ( $D_{3fm}-C_{1v}$ ) - это была цепь размываемых островов, которая в предколлизийный этап испытала погружение и в короткое время была перекрыта толщей терригенных осадков. Наблюдаемая углеродистость осадочных толщ и обогащение их азотистыми, хлоридными и другими соединениями металлов могли быть связаны с функционированием "черных курильщиков" вдоль склонов

погружавшейся островной гряды. С внедрением интрузий габбро-диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов кунушского комплекса ( $C_3-P_1$ ), гранитоидов монастырского и семейтауского комплексов связана многоэтапная регенерация минерализации, рассеянной в углеродистых толщах, и ее переотложение в более богатых концентрациях.

Месторождение Бакырчик располагается над юго-западным бортом Миялинско-Самарского поднятия, ограниченным крутопадающим Северо-Западным глубинным разломом, на участке сопряжения последнего с пологопадающей к северу широтной Кызыловской зоной сдвиго-надвиговых деформаций. Рудные тела располагаются в Кызыловской зоне смятия, образуя веерный односторонний пучок с корневой частью в апикальной части интрузии. Поднадвиговая часть Кызыловской зоны расположена в области влияния скрытого ГГК и перемещенных гранитов.

На уровне верхней мантии Западно-Калбинскому поясу отвечает поднятие астеносферного слоя (до глубины 65 км от поверхности против 130 км в прилегающих структурах) типа мантийного плюма, склон которого располагается под Миялинской дугой. Характерно увеличение мощности гранулит-базитового слоя, сокращение гранитно-метаморфического и существенно меланократовый состав последнего.

Кроме Бакырчика, к Миялинской части палеодуги приурочены месторождения Миялы, Жерек и др., к Самарской - Сенташ, Аганакты, Кулуджун и Лайлы. К границам скрытого ГГК, участкам подплавления гранитоидами островодужных комплексов, тяготеют месторождения Бакырчик, Большевик, Акжал, Васильевское, Даубай, Баладжал, Кулуджун, Лайлы. Важную роль в локализации оруденения играют разломы, узлы их пересечений - как области высокой проницаемости для тепловых и флюидных потоков.

Таким образом, геофизическими методами выявлены глубинные критерии локализации золотого оруденения в пределах пояса. Вместе с тем, все глубинные рудоконтролирующие структуры являются скрытыми; перекрывающие их углеродисто-терригенные толщи слабо стратифицированы, а их взаимоотношения часто замаскированы процессами рассланцевания и углеродистого метасоматоза. Поэтому многие вопросы строения Бакырчикского района до настоящего времени не получили однозначного решения. В частности, по-разному трактуется возраст рудовмещающей бакырчикской толщи ( $C_{1s}$ ,  $C_{2-3}$ ,  $C_3$ ), многими отрицается участие вулканических процессов в формировании рудовмещающих уровней. В то же время Л.Г. Марченко (2004) в толще алевритовых туффзитов выявлены магматогенные брекчии и связанные с ними метасоматиты, образовавшиеся при взрывообразном отделении газово-жидких флюидов от магматического очага. Рудная минерализация развита как по цементу, так и в обломках андезитов и базальтов; руды часто повторяют линзовидную и изометричную форму обломков брекчий. Надрудные зоны обогащены твердым углеродистым веществом, вблизи рудных горизонтов обнаруживаются повышенные концентрации битумоидов. Наибольшие содержания (8-10 %) углеродистого вещества наблюдаются в богатых рудах, совмещенных с углеродистыми серицитолитами и кварц-флогопит-серицитовыми метасоматитами

Таким образом, для золоторудных поясов приофиолитовых прогибов (Западно-Калбинский, Шу-Илийский) характерно широкое развитие процессов деструкции (раздвига) сиалического основания, дальнейшего спрединга и формирования, соответственно, толеитовых базальтов и офиолитовых комплексов. Переходная стадия знаменовалась сменой режимов развития, образованием островных дуг, проявлением андезитового вулканизма и накоплением терригенных флишоидных и морских молассовых комплексов. В итоге золоторудные пояса, содержащие месторождения золото-сульфидной, золото-кварцево-сульфидной, золото-кварцевой и других формаций характеризуются широким развитием магматизма средних стадий, мощных граувакковых и флишоидных толщ, гомодромным рядом интрузивных пород от габбро-диоритов до плагиогранитов и нормальных гранитов при резко доминирующей роли тоналитов; широким развитием даек, как внутригранитовых, так и послегранитовых; повышенной натриевостью пород. По глубинному строению они сходны с системами двойных островных дуг. Островодужные вулканические поднятия, как правило, захоронены в основании терригенных молассовых прогибов. Месторождения локализованы в терригенных толщах и интрузиях, в поперечных зонах смятия и разломах на склонах островодужных вулканических поднятий, вблизи зон глубинной гранитизации.

Тектонические аспекты формирования офиолитовых поясов в Казахстане разработаны достаточно детально (Авдеев, 1986; Ермолов и др., 1981, 1983, 1990; Паталаха, Белый, 1981; Сеитов, 1992). Хорошо изучен вещественный состав основания, меланжевых и магматических комплексов. Металлогения золота в приофиолитовых прогибах развивалась, главным образом, по линии изучения генезиса оруденения, его структурной приуроченности, систематики месторождений по разным классификационным признакам. Вопросы тектонического строения (в том числе и глубинного) и металлогении золоторудных поясов в приофиолитовых терригенных прогибах изучались многочисленными группами авторов в разное время. Эти исследования большей частью решали частные задачи, не всегда сохраняли преемственность, и не всегда имели выход на главную проблему – оценку золотоносности поясов. Даже для наиболее изученного Западно-Калбинского пояса сохраняется ряд нерешенных проблем. В частности, хорошо изучено строение и состав Чарского офиолитового меланжа, содержащего включения высокобарических метаморфических пород. Однако, тектоническая приуроченность меланжевых чешуй и время их формирования не установлены. За последние 35-40 лет не выполнено ни одной работы по детальному картированию Чарского разлома, поэтому такие процессы как тектонические сдвиго-надвиговые смещения, рассланцевание, метаморфизм, прерудный и рудный метасоматоз пород в зоне разлома остаются не исследованными. В итоге, отсутствуют данные для построения модели структурно-вещественной зональности разлома. Для Горностаевского офиолитового шва подобные вопросы решаются еще медленнее, поскольку эта территория полностью закрыта рыхлыми отложениями, и офиолитовые комплексы выявлены лишь буровыми работами.

Вместе с тем, изучение этих факторов имеет принципиальное значение для прогноза. Так, например, большинство опережающих к офиолитовым швам и

крупнейшим глубинным разломам поперечных (чаще субширотных) разрывов контролируют пространственное размещение месторождений золота. В пределах офиолитовых швов Казахстана даже такие известные субширотные рудоконтролирующие структуры как Кызыловская зона смятия, к которой приурочено суперкрупное месторождение золота - Бакырчик, или Широкая зона Акбакай-Кемпирского рудного узла, до настоящего времени не имеют достаточно полной характеристики.

Весьма важно изучение метасоматических процессов в зонах глубинных разломов, контролирующих офиолитовые ассоциации пород, в частности, картирование углеродисто-кремнистых флюидизатов (черных кремней). Ареалы черных углеродистых кремней и кварцевых флюидизатов в зоне Северо-Нуратинского офиолитового шва (Западный Узбекистан) имеют прямое поисковое значение, так как на фронте кварцево-жильной флюидизации высокоуглеродистых метасоматитов сформированы вкрапленные и вкрапленно-прожилковые золотосодержащие руды (Иванкин, Назарова, 1984). Подобные черные кварциты (синие яшмы) широко представлены в Чарском и Итмурундинском офиолитовом меланже, но площади и масштабы их развития не оценены.

Проблема картирования зон углеродистого метасоматоза в пределах приофиолитовых структур является одной из главнейших в Казахстане, поскольку с ней связано выделение новых площадей, перспективных на выявление месторождений золота. К этой проблеме тесно примыкает другая - изучение магматизма островодужной стадии развития офиолитовых поясов, поскольку эти образования зачастую являются тем субстратом, из которого потоками восстановленных флюидов экстрагируется золото. Поэтому при оценке потенциальной золотоносности конкретных площадей и структур большую роль играют данные о наличии магматически активных и амагматических островодужных поднятий, ареалах распространения магматизма, его формационной принадлежности, соотношении вулканогенных, субвулканических и интрузивных пород и т.п.

Принципиальное значение имеет выявление и изучение в междуговых метапелитовых прогибах офиолитовых зон сложнодифференцированных многофазных плутонов гранитоидов существенно щелочного состава, занимающих нередко поперечное положение (за счет продольных сдвиговых деформаций) по отношению к линейным структурам офиолитовых зон. Примером таких массивов являются скрытый Сенташ-Асубулакский в Западно-Калбинском поясе, Кошрабадский - в Нуратинском поясе и другие. В над- и околоинтрузивных зонах подобных плутонов, гранитизирующие флюиды которых подплавляют вмещающие метапелитовые толщи и обеспечивают их кремнисто-углеродистый метасоматоз, формируются вкрапленные и вкрапленно-прожилковые руды и нередко происходит переотложение золота при более поздних внедрениях малых интрузий и даек, а также поздних и постмагматических процессах в контактовых зонах плутонов. Такие массивы нередко бывают скрытыми (Мурунтауский и др.) и для их выявления необходимо привлечение геофизических данных.

Важную роль в прогнозной оценке золотоносности приофиолитовых зон играют геолого-геофизические модели литосферы этих структур. Определенные

предпосылки для формирования таких моделей дают данные по глубинному строению офиолитовых зон, их связям с глубинными источниками мантийного вещества, глубинных каналах миграции флюидопотоков, насыщенных восстановленными газами, выявленные в последние годы при комплексном анализе материалов грави-, сейсмо- и электроразведки (МТЗ). Изучение остаточной газовой составляющей в вулканитах и ультрамафитах этих зон дало новый материал по флюидному режиму их формирования. Таким образом, пути для изучения недостающих звеньев в развитии офиолитовых зон Казахстана - процессов углеродистого метасоматоза и формирования рудных скоплений золота - намечаются.

Огромный резерв для переоценки и расширения перспектив золотоносности приофиолитовых зон Казахстана на новой теоретической основе представляют: изучение внутреннего строения зон глубинных разломов, к которым тяготеют офиолитовые швы; детальное картирование сдвиговых деформаций, поперечных срывов, флексур и других структурных ловушек; тщательное исследование региональных метасоматических преобразований вещественных комплексов, с целью выявления участков максимальной флюидизации углеродистых толщ; выявление скрытых глубинных интрузий в зонах углеродистого метасоматоза, с воздействием которых связаны процессы ремобилизации, переноса и переотложения золота в форме богатых залежей.

С этой точки зрения большую роль в Казахстане приобретает создание комплексных геолого-геофизических моделей формирования крупных месторождений золота, которые послужили бы эталонами при переоценке перспектив офиолитовых зон. В этом направлении сделаны пока что только первые шаги.

Большинство опубликованных моделей посвящены месторождению Бакырчик (Коробейников, Масленников, 1994; Жаутиков, 2000; Константинов и др., 2000; Мысник, 2002; Рафаилович и др., 2004; Фомичев, 2004 и др.). По своему содержанию указанные модели являются в основном геолого-генетическими и охватывают широкий круг вопросов, характеризующих геологические условия локализации оруденения, уровень эрозионного среза рудно-магматической колонны, метасоматическую, геохимическую и минералогическую зональности и т.д. При этом скрытые глубинные структуры большей частью остаются вне поля зрения, и, таким образом, разрывается связь коровых и близповерхностных процессов с глубинными мантийными источниками. На золоторудных месторождениях Казахстана вскрыты лишь отдельные уровни рудно-магматических систем, поэтому весьма важно при прогнозировании опираться на полные типовые модели, разработанные на примере других, лучше вскрытых и изученных золотоносных провинций (Центрально-Кызылкумской, Нуратинской, Ленской и др.). Однако, и в этих регионах геофизические данные по глубинному строению коры и мантии практически не задействованы. Вместе с тем, сопоставление золоторудных поясов и месторождений золота Казахстана и других провинций показало, что глубинные части их рудно-магматических систем весьма сходные, несмотря на разный возраст оруденения, вмещающей среды и условия локализации (Любецкий, 2006). Это свидетельствует о наличии общих определяющих закономерностей формирования золоторудных систем, которые требуют тщательного изучения.

В частности, глубинные модели золоторудных поясов Казахстана, сформированных в приофиолитовых прогибах, включают элементы, присущие и поясам срединных массивов. Так, например, такие фрагменты содержит глубинная модель Шу-Илийского приофиолитового золоторудного пояса, который сформирован на стыке разрушенных Шуйской и Западно-Балхашской глыб, являвшихся частями некогда единого Казахстанского щита. Геофизическими методами здесь выявлены фрагменты внутренних структур этих блоков - гранито-гнейсовые купола и эклогит-гранулит-гнейсовые (зеленокаменные) пояса. Крупные скопления золота сконцентрированы над осевыми частями линейных прогибов поверхности М, которым соответствуют линзы повышенной мощности гранулит-базитового слоя и сокращенной – гранитно-метаморфического. Геофизическими методами выявлены участки развития золотоносных вулканитов офиолитовой ассоциации (ащисуйская свита), перекрытые терригенными образованиями и сближенные с ними в пространстве области глубинной гранитизации. Такие условия обеспечивают ремобилизацию золота и его переотложение в вышележащих терригенных породах.

Сами терригенные породы не несут повышенных концентраций золота и не могут быть источником формирования оруденения, но являются средой для его локализации. В этом плане потенциально перспективны на золотое оруденение верхнеордовикские ритмично переслаивающиеся терригенные толщи в висячем боку Жалаир-Найманского разлома при наличии следующих дополнительных условий: 1) присутствия в их основании на глубине 3-4 км офиолитовых и базитовых комплексов с повышенным содержанием золота, фиксирующихся положительными гравитационными аномалиями; 2) зон активного воздействия процессов глубинной гранитизации на офиолитовые и базитовые комплексы, способных обеспечить ремобилизацию из последних рассеянного золота и переотложение его в вышележащих терригенных толщах; 3) зон трансрегиональных (трансформных) широтных глубинных разломов, ориентированных поперек к направлению структур пояса; 4) поперечных усложнений линейных прогибов поверхности М и линз гранулит-базитового слоя.

Наиболее перспективной на поиски богатых месторождений золота является северо-западная часть пояса - севернее Каибского и Акбастауского гранито-гнейсовых куполов. Судя по геофизическим данным, развитые здесь базитовые комплексы являются более мощными и меланократовыми в сравнении с таковыми в юго-восточной части пояса. Большой интерес с точки зрения золотоносности представляет вся зона экзоконтакта Каибского гранито-гнейсового купола, в пределах которой офиолиты подвержены интенсивной гранитизации. К южному сегменту этой зоны приурочен Кенгир-Акбакайский рудный узел, остальная часть зоны экзоконтакта опоискована недостаточно.

Аналогичные элементы характерны и для глубинной модели Западно-Калбинского золоторудного пояса: останец (террейн) сиалической коры с гранито-гнейсовым куполом, прогиб поверхности М и т.д.

В пределах Западной Калбы необходимо сосредоточить усилия, в первую очередь, на изучении и оценке закрытой северо-западной части пояса, где тектонически сближаются несколько золоторудных зон. Здесь можно ожидать оруденение бақырчыкского и сүздальского типов.



Необходима оценка всех площадей развития аркалыкской свиты, где в углеродистых карбонатных толщах в благоприятной обстановке при наличии экранов и структурных ловушек могут быть локализованы промышленные концентрации золота суздальского типа (тип месторождения Карлин). Примером является участок Байбура (Дьячков и др., 2006).

На бакырчикский тип оруденения перспективна вся северо-восточная часть пояса, особенно узлы пересечения пояса широтными разломами. Одним из таких участков является скрытая зона Лениногорско-Семипалатинского широтного глубинного разлома, ограничивающего с юга Шульбинский гранито-гнейсовый купол, вклинивающийся в пределы основания золоторудного пояса с востока.

Из приведенного анализа очевидна актуальность изучения приофиолитовых золоторудных поясов Казахстана в сравнении с аналогичными другими хорошо изученными провинциями, в частности Западного Узбекистана, сформированными на периферии Сырдарьинского срединного массива, в приофиолитовых островодужных системах Центрально-Тяньшаньского покровно-складчатого пояса. В этом регионе золоторудные системы изучались как единое целое, где рудно-магматические колонны всесторонне охарактеризованы, начиная с геодинамической обстановки их зарождения и формирования в зонах влияния глубинных разломов, связанных с верхней мантией и служивших каналами транспортировки в верхние слои ЗК тепло- и флюидопотоков, обеспечивавших плавление сиалической коры, формирование промежуточных очагов базальтоидной и гранитоидной магм, широко проявленные процессы кремниево-углеродистого метасоматоза и связанной с ним сульфидизации. В пределах золоторудных систем всесторонне изучены многоэтапные процессы формирования месторождений золота: от рассеянных концентраций в геохимически-специализированном осадочном субстрате до ремобилизации полезных компонентов, их переноса и переотложения при региональных и локальных метаморфогенно-метасоматических процессах.

Большое внимание в Западном Узбекистане уделено многоэтапному формированию рудоконтролирующих структур: каледонского этапа - "вязких" трансрегиональных разломов, раннегерцинского - опережающих поперечных к "вязким" - хрупких сколовых нарушений, складок северо-восточного направления, позднегерцинского - кольцевых структур, связанных с глубинными плутонами сложнодифференцированных гранитоидов, и складок северо-западного направления. Плутоны рассматриваются как глубинные питающие области, оказывающие также тепловое воздействие на процессы формирования рудных метасоматитов. Высокий уровень изучения золоторудных систем Западного Узбекистана нашел отражение в составленных для крупнейших месторождений геолого-геофизических моделях их формирования. Имея в наличии какие-то одни звенья этих моделей (фрагменты вертикальной и латеральной зональности рудно-формационных типов, фрагменты прожилково-штокверковых систем, проявления флюидизатов, части рудоперспективных систем и т. п.), можно реставрировать всю систему и на этой основе строить конкретные прогнозы.

В Казахстане для большинства золоторудных провинций такие цельные построения отсутствуют; как правило, исследованы лишь отдельные фрагменты

рудно-магматических систем и характерные для них процессы. Исключение составляют работы М.С. Рафаиловича для Акбакайского района Шу-Илийского золоторудного пояса и теоретические разработки В.Н. Матвиенко, рассматривающего золоторудные месторождения всех типов как производные единой рудно-магматической колонны, но проявившиеся в различной обстановке.

Анализ моделей месторождений Западного Узбекистана позволяет переосмыслить и переоценить имеющиеся материалы по золотоносности каждой из офиолитовых зон Казахстана. Однако к ним можно высказать несколько замечаний.

В моделях формирования месторождений золота Западного Узбекистана рудоконтролирующие и нередко рудо локализирующие близширотные отрезки глубинных разломов рассматриваются как оперяющие - поперечные к разломам главного тяньшаньского направления, т. е. сугубо локальные структуры.

В Казахстане система поперечных разломов выделена и широко освещена как класс трансформных разломов планетарного масштаба. Статистика показывает, что к разломам этой системы тяготеет большинство месторождений цветных, редких металлов, меди и золота (месторождения Зайсанской, Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем, Северного и Центрального Казахстана). Имеющиеся фактические данные свидетельствуют о древнем заложении поперечных разломов и неодинаковой интенсивности их проявления на разных этапах развития. Наиболее активно они проявлены в ордовике-силуре, затем в верхнем палеозое и мезозое. В мезозое с ними связаны сдвиго-надвиговые перемещения, внедрения постбатолитовых интрузивных комплексов и даек оливиновых диабазов, габбро-диабазов и лампрофиров, формирование месторождений.

На примере трансформных разломов близширотного направления в современных океанических бассейнах видно, что это самостоятельные и очень активные структуры. Они являются поперечными к срединно-океаническим хребтам и ограничивающим их продольным разломам. Морфологически современные трансформные разломы выражены в форме узких глубоких желобов с вертикальной амплитудой уступов на бортах до 5-7 км. На склонах желобов наблюдаются милониты и тектонические брекчии; вдоль желобов - разрыв и смещение блоков океанических хребтов. К желобам приурочены геофизические и геохимические аномалии, в их пределах локализуются минерализованные наддонные воды и осадки, формирующие иловые валы. Приведенные факты свидетельствуют о высокой тектонической и гидротермальной активности этих структур. Поэтому в моделях формирования золоторудных месторождений они играют важную самостоятельную роль.

В последнем десятилетии большое внимание уделяется проблемам генезиса и поисков золоторудных месторождений-гигантов типа Мурунтау, Кумтор, Сухой Лог и др. При обилии публикаций в немногих из них использованы геофизические данные, что представляется недооценкой последних.

Изучение разнотипных золоторудных поясов Казахстана (Северо-Казахстанский, Шу-Илийский, Прибалхашский, Западно-Калбинский), включающих месторождения золота разного генезиса и минерального состава, показало, что они характеризуются некоторыми общими особенностями

глубинного строения и физических полей. Анализ материалов по другим золоторудным поясам лучше вскрытым и, соответственно, более изученным, также показывает сходство их глубинного строения, что свидетельствует об объективности приведенных данных и об определенном сходстве глубинных рудообразующих систем.

Для сравнения использованы геофизические модели Центрально-Кызылкумского и Ленского золоторудных поясов, абстрагированные от деталей поверхностного строения, времени формирования, отражающие лишь принципиальную конструкцию поясов и главные черты рудоконтроля.

Центрально-Кызылкумский пояс, вмещающий Мурунтау, в своей центральной части представлен террейном древней сиалической коры, выступавшим предрифтовым сводовым поднятием рифейского возраста. В фанерозойское время или эон он претерпел многократную гранитизацию с образованием очагов генерированных гранитных магм. С севера и юга террейн окружен рядами скрытых островодужных поднятий, отмеченных полосами положительных гравитационных и магнитных аномалий, сформировавшихся в раннекембрийское-раннесилурийское время на месте областей растяжения и образования рифтовых впадин с кремнисто-карбонатно-вулканогенным выполнением. Вдоль бортов впадин формировались островные гряды и вулканокупольные сооружения с вулканитами натриевой и калиево-натриевой базальтовой субщелочной ассоциации. Островодужные и квазиостроводужные сооружения представляют собой концентрически-зональные постройки, обращенные к центральной части золоторудного пояса. К средней и верхней частям разреза  $S_2$ -D- $C_2$  приурочены крупнейшие золоторудные месторождения Узбекистана (Исаходжаев, Голованов, 2003).

Мурунтауский и Даугызтауский районы тяготеют к крыльям квазиостроводужных поднятий, рассеченным разломом северо-восточного простирания, вблизи контактов массивов перемещенных гранитов Центрально-Кызылкумского террейна. Условия локализации этих месторождений сходны с таковыми Бақырчыка.

Сухой Лог находится в Ленской провинции, имеющей региональное концентрически-зональное строение. В центре расположены Северо- и Южно-Муйские поднятые блоки, представленные гнейсовыми комплексами дорифеид и массивами гранитоидов. Выступы фундамента буквально "обжаты" ветвями Байкало-Муйского зеленокаменного пояса рифеид и сопровождающими их поясами интрузий базитового состава, протрузиями гипербазитов. К одной из ветвей пояса приурочено месторождение. Принципиальная схема положения последнего по отношению к глубинным структурам, вычисленным по аномалиям гравитационного поля (Тараканов, 2005) сходна с таковыми перечисленных выше месторождений. Сухой Лог находится в висячем боку разлома, полого падающего в основание зеленокаменного пояса и квазиостроводужного поднятия. Разлом, по-видимому, представляет собой крупный надвиг, перекрывающий плутон перемещенных гранитоидов.

Различия состоят в том, что Западно-Калбинский пояс представляет собой линейную структуру, относительно слабо искаженную процессами сжатия, даже в местах его наложения на регенерированный Сенташ-Асубулакский ГГК. Поэтому

процессы коллизии, сопровождаемые окислением восстановленных флюидов и рудоотделением, регенерацией оруденения в контактовых зонах гранитоидов, здесь были менее полными и привели к формированию оруденения относительно меньших масштабов.

Длительно дискутируется вопрос о структурной позиции золоторудных поясов. Одни исследователи (Иванкин, Назарова, 1988) связывают их с зонами глубинных разломов в толщах метапелитов, другие – с шельфами пассивных окраин, орогенными комплексами миогеосинклиналей, поясами гранитных батолитов (Константинов, 2000).

Геофизическими методами фиксируется связь с захороненными палеоостроводужными структурами не только Западно-Калбинского, но и всех золоторудных поясов Казахстана, включая явно приуроченные к активным континентальным окраинам (девонский и позднепалеозойский вулканические пояса). Формирование островодужных структур намного предшествовало во времени кульминации процесса рудогенеза. Месторождения локализованы в науглероженных терригенных и карбонатно-терригенных комплексах, полностью перекрывающих островодужные структуры, и характеризующихся высокой тектонизацией, присутствием эксплозивных брекчий, кварц-серицитовых метасоматитов, ограниченным объемом магматического материала, наличием приразломных золото-сульфидно-углеродистых зон с золото-кварц-полевошпатовыми метасоматитами и приразломными штокверками.

Предполагается, что в активный период функционирования островных дуг поток флюида из мантии поглощался расплавами (Лутц, 1975). В раннеколлизионный этап, после истощения магматических палеокамер, флюид прорывался в верхние горизонты коры и активно окислялся. Процесс сопровождался науглероживанием вмещающих толщ, метасоматозом, детонационными явлениями, сбрасыванием металлического груза. В последующие этапы: позднеколлизионный - становления батолитовых интрузий, и постколлизионный - тафрогенный, происходит регенерация первичных объемов рудного вещества, становление месторождений современного облика.

Среди известных в Казахстане золоторудных провинций, связанных с наземными вулcano-плутоническими поясами, максимальное количество золотопроявлений выявлено в позднепалеозойском Балхаш-Илийском поясе. Несмотря на их многочисленность и разнообразие минеральных типов, значительных месторождений золота в казахстанской части пояса не выявлено, хотя на продолжении пояса в КНР вблизи границы с Казахстаном располагаются два крупных золоторудных объекта - Коершенкола и Ахши. Поэтому остро выдвигается проблема поисков аналогичных крупнообъемных по запасам месторождений в казахстанской части Балхаш-Илийского пояса.

Проведенные в последние годы исследования показали, что глубинные структуры основания указанного вулcano-плутонического пояса сформированы на активной окраине континента по типу развития приофиолитовых зон и во многом определяют его золотоносность. Если "снять" покров рудовмещающих позднепалеозойских вулканитов, то модель строения Таскоринского рудного узла сходна с таковой Бакырчикского района в Западно-Калбинском поясе. Поступавшие по глубинным разломам мантийные флюиды здесь также

длительное время дренировали многоярусный разрез, в котором присутствует ряд потенциально золотоносных комплексов (меланократовые гранулит-амфиболитогнейсовые комплексы докембрия, раннепалеозойские офиолитовые океанические, среднепалеозойские островодужные существенно андезитовые и углеродисто-флишевые комплексы); способствовали формированию магматических очагов, обеспечивших широкое проявление позднепалеозойского магматизма в эффузивной, субвулканической и интрузивной формах. Золото могло экстрагироваться флюидами и магматическими расплавами и переотлагаться в близповерхностных условиях - в вулcano-тектонических постройках.

Поэтому в прогноз и поиск крупных месторождений золота в пределах Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса должен быть вовлечен и комплекс факторов, разработанных для золоторудных поясов приофиолитового типа.

Проведенные исследования дают основание полагать, что в изучении строения и оценке перспектив рудоносности наземных вулканических поясов важное значение имеют геофизические методы. Практически регионы формирования окраинно-континентальных поясов характеризуются многоэтажным разрезом верхней коры: разнородными по составу, строению и времени консолидации структурами фундамента, структурами островодужной стадии и собственно пологолежащими относительно слабоэродированными вулканическими покровами, резко несогласно перекрывающими на широких площадях интенсивно дислоцированные нижележащие комплексы. Изучение таких регионов только геологическими методами не всегда эффективно. В то же время, факторы, контролирующие локализацию оруденения, определяются совокупностью особенностей строения всех глубинных уровней, включая поверхность Мохоровичича.

Для золоторудных поясов всех типов характерно присутствие зрелой сиалической коры, в разной степени гранитизированной и разрушенной под воздействием мантийных источников (мантийных плюмов), подвергшейся активным взаимодействиям с разогретой мантией. Как правило, золоторудные пояса характеризуются значительной общей мощностью земной коры, развитием слоя коро-мантийных смесей, линзовидным приращением metabазальтового слоя и его повышенной меланократовостью. Наиболее активно метасоматические преобразования коры и мантии проявлены вдоль крупнейших тектонических швов - глубинных разломов, имевших непосредственную связь с мантией и служивших каналами поступления в земную кору восстановленных газов, тепло- и флюидопотоков, несущих металльные компоненты. Характерно глубокое проникновение разломов в верхнюю мантию в качестве своеобразных мантийных магмоводов. Неоднородности строения верхней мантии в зонах внутриконтинентального рифтогенеза и спрединга океанической коры зафиксированы на глубинах до 300 км. Наиболее обогащены золотом относительно кларка низкощелочные малоглубинные толеитовые базальты, производные мантийных магматических очагов, расположенных на глубине 40-50 км.

Таким образом, главной общей закономерностью формирования золоторудных поясов Казахстана является их связь с активными мантийными

структурами и приуроченность к областям максимального приближения этих структур к поверхности. По мере удаления от них нарастает мощность сиалической коры, усложняются ее связи с мантией и, соответственно, сокращается объем золотого оруденения. В пределах золоторудных поясов продуктивность конкретных зон и месторождений определяется всей совокупностью событий в истории их геологического развития: соотношением процессов рифтогенеза, формирования островных дуг, коллизии, объема коллизионного магматизма и т. д.

Дальнейшее изучение глубинного строения и геодинамики развития золоторудных поясов Казахстана позволит выявить главные общие закономерности их формирования, оценить соотношение рифтогенных, островодужных и коллизионных процессов и их роль в образовании золоторудно-магматических систем.