

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

**Казахский национальный технический университет
имени К.И. Сатпаева**

М.М. Бакенов, В.В. Коробкин, М.Б. Кадыкова

**ГЕОЛОГИЯ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АКБАКАЙСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ**

Алматы 2012

Бакенов М.М., Коробкин В.В., Кадыкова М.Б. Геология и золотоносность Акбакайского рудного поля: Монография. – Алматы: КазНТУ, 2012. – 128 с. Ил. 3. Табл. 6. Библиогр. – 72 назв.

ISBN 978-601-228-427-0

Объект исследования: Акбакайское золоторудное поле и сопредельные площади.

Целью данного исследования является синтез геолого-геофизических данных по геологическому строению и выявление критериев рудоносности Акбакайской золотоносной структуры для определения перспективных объектов и площадей.

Методы проведения работ – геолого-геофизическое изучение Акбакайского рудного поля. Тектонический, структурный, тектонофациальный анализ структурно-вещественных комплексов Шу-Илийского региона. Изучение закономерностей формирования, размещения и вещественный состав золотого оруденения Акбакайского рудного поля.

Результаты работ. Рассмотрены следующие вопросы:

- 1 морфологический и структурный анализ рудного поля;
- 2) условия формирования и локализации золоторудного оруденения;
- 3) геологическая модель формирования разломных рудоносных структур;
- 4) обоснование факторов и критериев рудоносности Акбакайского, Карьерного, Бескемпирского и Светенского месторождений.

Новизна. Проведено изучение геологического строения рудного поля с характеристикой его основных геофизических полей. Изложены данные по вещественному составу вмещающих пород и руд. Рассмотрены вещественный состав и зональность метасоматитов. Проведено изучение генезиса золотого оруденения и разработаны критерии рудоносности Акбакайской золотоносной структуры.

Рекомендации по внедрению или итоги внедрения результатов НИР. Дана оценка перспективности известных месторождений и участков, выделены перспективные площади с учетом уточнения схемы формирования золотого оруденения.

Область применения – горно-металлургическая промышленность Казахстана, Акбакайский горно-металлургический комбинат.

Значимость работы. По предлагаемой тематике, связанной с изучением особенностей формирования золотого оруденения и выявления критериев их поисков, авторами накоплен определенный опыт, который нашел отражение в данной работе.

Прогнозные предложения о развитии объекта исследования. Выделены и обоснованы перспективные площади для постановки поисково-разведочных работ на золото.

ISBN 978-601-228-427-0

© Бакенов М.М., Коробкин В.В.,
Кадыкова М.Б., 2012

ВВЕДЕНИЕ

Казахстан занимает третье место по производству золота (после России и Узбекистана) среди стран СНГ. Ресурсы золота Казахстана оцениваются в 1800 т, запасы – около 800 т. По данным Казахского государственного комитета по запасам (Kazakhstan State Reserve), 70 % добычи золота приходится на мелкие и средние по запасам месторождения. В Казахстане насчитывается 122 коренных золоторудных, 81 комплексных и 34 россыпных аллювиальных месторождений. Зарегистрировано около 100 золотодобывающих компаний, из них только 35 в настоящее время ведут добычу золота и проводят геологоразведочные работы. В соответствии с принятой Правительством Республики Казахстан концепцией промышленной политики золотодобывающая промышленность признана одной из приоритетных, определяющих экономический потенциал страны в целом, в т. ч. ее экспортные возможности. Этому способствуют такие республиканские целевые научно-технические программы, как «Комплексное использование минерального сырья на основе ресурсосберегающих высокоэффективных технологий в горно-металлургическом комплексе» и «Золото Казахстана». Эти программы предусматривают разработку и освоение новых технологий и техники, современных наукоемких производств по выпуску продукции высокого товарного качества, создание и освоение энергосберегающих и малоотходных технологий, обеспечивающих выпуск экспортной и импортозамещающей продукции.

Самым крупным в Казахстане золоторудным объектом является месторождение «Васильковское», находящееся в 17 км северо-западнее г. Кокшетау. Доказанные запасы Васильковки составляют 370 т золота при среднем содержании металла в руде 2,8 г/т. Второе место по величине запасов занимает месторождение «Бакырчик», расположенное на северо-востоке Казахстана (приблизительно в 100 км от г. Семипалатинска). Его запасы составляют 326 т при среднем содержании золота 6,9 г/т. Разработка месторождения затруднена из-за высокого содержания в руде углерода, а также токсичного мышьяка, что создает угрозу загрязнения окружающей среды.

Следующим по запасам и промышленной значимости могут выступать месторождения Акбакайской группы – Акбакай, Бескемпир, Аксакал, Карьерное. Они находятся в Мойынкумском районе Жамбылской области, ближайшая железнодорожная станция Кияхты – в 100 км восточнее месторождений. Общие доказанные запасы месторождений, отрабатываемых подземным способом, составляют 95 т при среднем содержании золота около 11 г/т. Следует отметить наличие в руде таких вредных примесей, как мышьяк (0,1–0,76 %) и сурьма (0,001–0,05 %), что затрудняет при извлечении золота использование цианидов [Беспаев и др., 1996].

Территория Шу-Илийского региона, где расположена Акбакайская группа месторождений, характеризуется большим разнообразием геологических структур, выраженных чередованием и сочетанием разнообразных структурно-формационных зон, образованных в различных геодинамических обстановках, сложенных породами разных формационных комплексов от протокоры и фрагментов океанической коры в фундаменте складчатого пояса до чехольных образований молодой эпигерцинской платформы. Здесь расположен крупнейший в палеозоидах Казахстана Жалаир-Найманский линеамент, по которому сопряжены террейны с различной геологической историей развития. Кроме того, этот огромный регион с богатой металлогенией содержит богатую палитру разнообразных видов полезных ископаемых, и в первую очередь золота.

Площадь региона детально изучена всеми видами геологического картирования [Геология СССР, 1967, 1972]. Осуществлено комплексное геологическое, геофизическое и металлогеническое исследования территории региона [Чу-Илийский рудный пояс, 1980]. На основании комплексного металлогенического анализа были изучены закономерности формирования и размещения золоторудных объектов [Бакенов, 1976; 1983; 1985; 1995; 2002; 2003].

Таким образом, получение новых тектонических и металлогенических выводов, задача чрезвычайно сложная и должна базироваться, на наш взгляд, на комплексном геодинамическом, минерагеническом и тектонофациальном анализе изучаемых геологических структур.

В работе изложены результаты изучения геологического строения и золотоносности Акбакайской группы месторождений за период 2009–2011 годов.

1. Характеристика объекта

Изучением геологии Акбакайского района в разные годы занимались: Д.И. Яковлев (1929), С.М. Жарин, Д.С. Коссова (1946), В.И. Волобуев (1946, 1952, 1952); Э.К. Вильцинг, Г.В. Цаплин (1947); Н.М. Михайлов, В.Н. Москалева (1948); М.А. Абдулкабирова (1950); Н.Н. Невинный (1952); И.В. Хохлов, С.Г. Токмачева, Л.М. Палец, И.И. Парецкий (1954); В.С. Коптев – Дворников, О.С. Полковой, Н.Г. Маркова, С.В. Ефремова (1960); А.П. Коробкин, Р.П. Топорова (1964); А.О. Дюсеков и др. (1964). В 1974–1979 гг. по геологии и металлогении Шу-Илийского рудного пояса выполнен большой цикл исследований под руководством А.А. Абдулина и Н.Г. Щербы. Исследование золотоносности района проводили различные организации: КазИМСа (В.А. Нарсеев, Н.Г.Калиниченко, М.С. Рафаилович, В.В. Уваров и др.), КазПТИ (М.М. Бакенов, У.Ж. Куанышбаев [1988 и др.]), ЦНИГРИ (Е.Г. Песков, Е.П. Миронов, И.Т. Самарцев и др.), ИГН АН КазССР (З.А. Козловская, В.С. Горяева, А.Г. Бурдынюк, Н.Г. Сыромятников и др.). Большой вклад в изучение золотого оруденения внесли геологи ПГО "Южказгеология" (Д.Д. Дуйсенбеков, М.Н. Гринвальд, А.Д. Дурсунов, В.И. Данилов и др.). В последние годы детальные исследования района были проведены М.С. Рафаиловичем [2006, 2009].

Значительную часть Акбакайского района занимают терригенные отложения каратальской, байгаринской, андеркенской и дуланкаринской свит ордовика, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования коктаасской и карасайской свит нижнего-среднего девона, также интрузивные породы кызылжартасского и жельтауского комплексов. Терригенные отложения распространены на площади наиболее широко. В основном они состоят из полимиктовых песчаников и алевролитов, дислоцированные в брахискладки разных порядков и ориентированных в северо-западном (310^0) направлении главных структурных элементов (разломов, кливажа, осей складок). Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования развиты ограниченно. Коктаасская свита сложена андезитовыми и базальтовыми лавами с подчиненным количеством гравелит-песчаников и конгломератов; карасайская – песчаниками, гравелитами, конгломератами, андезитовыми и андезит-базальтовыми порфиритами.

Интрузивные породы отмечаются повсеместно. Наиболее крупными интрузивами здесь являются Кызылжартасский, Кенгирский и Жельтауский. Кызылжартасский массив имеет грубоизометричную форму и занимает площадь около 6 км. Сложен он преимущественно серыми и розовато-серыми среднезернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, меньше – диоритами и габбро-диоритами. Кенгирский шток имеет овальную, несколько вытянутую в северо-западном направлении форму и занимает площадь 3 км. Он прорывает и метаморфизует отложения андеркенской свиты. В его составе выделяются габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. Возраст обоих массивов определяется как ранне-среднедевонский. Жельтауский pluton, расположенный северо-восточнее рудного поля, только своей юго-западной частью заходит на рассматриваемую площадь. Он представлен роговообманково-биотитовыми гранитами. Его возраст определяется как верхнедевонский. Жильно-магматические образования на площади рудного поля также распространены очень широко.

Разломная тектоника проявилась с разной интенсивностью и в многообразных формах (одиночные линейные разрывы, тектонические зоны, радиально-кольцевые разломы, брекчиевые зоны и др.). Классификация этих структур в 70-х годах была выполнена В.И. Даниловым и др. Они выделили три группы разрывных нарушений: северо-западного (Западно-Акбакайский, Кашкимбайский, Кенгирский и др.), субширотные (Главный, Бескемпирский и др.) и субмеридианального (Центрально-Меридианальный и др.) простираний. Эти разрывные нарушения В.И. Даниловым и другими [1986] рассматриваются как оперяющие структуры, становление которых происходило в тесной взаимосвязи с развитием региональной Жалаир-Найманской системы разломов.

Золото и сопутствующие элементы-примеси в интрузивных породах рудного поля наиболее часто встречаются со значениями, близкими к кларкам. Однако нередко отмечаются концентрации рудных элементов, намного отличающиеся от кларковых значений. Гранодиоритам Кызылжартасского массива свойственна золото-полиметаллическая, гранитам Жельтауского plutона – редкометалльно-полиметаллическая специализации [Бакенов 1976, 1983, 2002].

В 50-х годах группа сотрудников Московского Государственного университета выделила на рассматриваемой площади серию даек.

Дайки диоритовых и кварцевых диоритовых порфиров они отнесли к кызылжартасскому (первому девонскому), а жильные граниты, аплиты, пегматиты, диориты, габбро – к жельтаускому (второму девонскому) комплексам. Позже В.И. Данилов и др. [1986] уточнили данную схему. Дайки диоритовых порфиров и кварцевых диоритовых порфиров включили в кызылжартасский; мелкозернистых гранитов, аплитов и пегматитов – в жельтауский, а фельзиты, лампрофиров и диабазов – в самостоятельный верхнедевонский комплексы. Последующая апробация этой последовательности показала, что и она не лишена недостатков, в частности, остались нерешенными вопросы, касающиеся времени образования даек. Тем более дайковый комплекс, в Акбакайском районе сыграл очень важную роль в формировании и размещении золотого оруденения.

2. Тектоническое районирование и краткая характеристика главных структурных единиц региона

Не вдаваясь в критический обзор тектонической изученности Казахстанских палеозойд, несколько не преуменьшая позитивную роль многочисленных работ большого коллектива геологов, следует отметить, что основы тектоники этого региона были заложены в фундаментальных исследованиях Н.Г. Кассина и Н.С. Шатского. В основе тектонических построений Н.Г. Кассина [1931, 1937] лежит представление о существовании на месте Казахстана докембрийской платформы. В ходе дальнейшей эволюции, в конце позднего докембрия, произошла ее деструкция и заложение прогибов, разделивших эту платформу на отдельных блоки. Согласно взглядам Н.Г. Кассина, в этом регионе в палеозое проявились два самостоятельных тектонических цикла: каледонский и герцинский, разделенных резко выраженным структурным несогласием. В каждом из них Н.Г. Кассин [1937] различал четыре главные типа тектонических структур – геосинклинальные области, подвижные шельфы, платформы и континентальные глыбы. По его мнению, значительные структурные перестройки произошли на рубеже каледонского и герцинского циклов, что привело к несовпадению структурного плана этих структур. Н.Г. Кассиным были заложены основы линейно-блоковой модели строения палеозойд Казахстана (несовпадение каледонского и герцинского структурных планов).

В довоенные и послевоенные годы прошлого столетия (1936–1949 гг.), Н.С. Шатский обобщив результаты работ Казахстанской экспедиции (А.А. Богданов, С.Е. Колотухина, П.Н. Кропоткин, В.Б. Кочуров, Н.Г. Маркова, Д.Г. Сапожников, З.М. Старостина, Н.А. Штрейс) ГИН АН СССР [Шатский, 1938, 1940], разработал тектоническую схему палеозойского массива Центрального Казахстана, отличную от схемы Н.Г.Кассина. Представления Н.С. Шатского были изложены в ряде статей [1940], а также составлены под его руководством «Тектоническая карта СССР» масштаба 1:4 000 000 и «Тектоническая карта СССР и сопредельных стран» масштаба 1:5 000 000 с объяснительной запиской. По мнению Н.С. Шатского, герцинские тектонические процессы представляли дальнейшее постумное развитие каледонских. На составленной в 1951 г. тектонической карте СССР масштаба 1:4 000 000 вся территория Центрального Казахстана была изображена как область завершающей герцинской складчатости, внутри которой выделены площади выходов более ранних структур нижнепалеозойского структурного этажа. Лишь на более поздней тектонической карте СССР масштаба 1:5 000 000 с некоторой условностью западная и северная части Казахстана были показаны как каледониды с наложенными на них полого складчатыми структурами герцинского этажа, а юго-восточная часть нагорья оставлена в качестве герцинской складчатой системы. Структуры герцинского этапа в Казахстане качественно не отличаются от каледонских структур, и имеет место полное совпадение их простирания. Более молодые толщи всегда дислоцированы слабее древних – складки первых обычно имеют больший радиус кривизны, чем вторых, поэтому простирания отдельных свит местами резко различаются, местами даже нормально пересекая друг друга. Эта разница в простирании тем ярче выражена, чем больше возрастной перерыв между несогласными свитами. Особенно резко это несогласие простираний проявляется в так называемых "наложенных мульдах" [Шатский, 1938].

Согласно современным представлениям, главные тектонические единицы палеозойского Казахстана были сформированы в палеозое в процессе закрытия Палеоазиатского океана в результате конвергенции Восточно-Европейского и Сибирского кратонов и формирования суперконтинента Пангеи-2. Казахстанские палеозойские структуры, как это неоднократно указывалось, представляют собой коллаж разновозрастных геологических структур, расположенный в центральной части Урало-

Монгольского (Центрально-Азиатского) складчатого пояса (рис.1). С запада и юга они опоясаны Урало-Южно-Тяньшаньской складчатой областью. С востока к ним примыкают Джунгаро-Балхашская, а с северо-востока – Иртыш-Зайсанская позднепалеозойские складчатые области. На крайнем северо-востоке находится Алтае-Саянская раннепалеозойская складчатая область. Тектонические и геодинамические исследования по проблеме развития Палеоазиатского океана и смежных территорий последних двух десятилетий показывают, что выделяемые здесь складчатые области, сформировались на месте позднепротерозойско-палеозойских океанических бассейнов, в пределах которых тектонически совмещены комплексы пород, соответствующие различным геодинамическим обстановкам и отражающие сложную эволюцию формирования геологических структур [Зоненшайн, Кузмин, 1993; Московский и др., 1993; Авдеев, 1994; Диденко и др., 1994; Шенгер и др., 1994; Диденко и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995; Пучков, 2000; Хаин, 2000; Аполлонов, 2000; Атлас ..., 2002; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2010; Ермолов, 2010; Буслов, 2011 и др.].

Согласно последним исследованиям [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011], главные тектонические единицы Казахстанских палеозоид входят в состав обширного Казахстанско-Байкальского составного континента, фундамент которого был сформирован в вендекембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дугой, привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента.

В строении палеозоид Казахстана доминируют два региональных типа структур – линейные и мозаично-блоковые складчатые зоны. Линейные зоны отличаются от мозаичных, тем, что представляют собой относительно узкие (десятки километров), протяженные (от сотни до тысячи километров) покровно-сдвиговые складчатые сооружения. Эти зоны резко дискордантны по отношению к структурному плану их обрамления. В качестве последнего выступают фрагментарные блоки континентальной коры докембрийских террейнов (Кокчетавский, Улутауский и др.) и палеозойских структур мозаично-блоковых

зон. Ограничения линейных зон по периферии имеют разломный, надвигово-сдвиговый характер. Особенностью строения мозаично-блоковых зон является широкое развитие разновозрастных типов гранитоидов разных формационных типов, сложенных от калий-натровых до плагиогранитовых батолитов, возраст которых коррелируется с возрастом соответствующих складчатых зон.

В основе наших представлений о тектонической природе развития Казахстанских палеозоид, входящих в состав обширного Казахстанско-Байкальский составного континента, лежит опыт глобальных исследований подобного рода и всесторонний анализ корреляционных литолого-стратиграфических разрезов, существенно дополняющих результаты палеогеографических и палинспастических реконструкций, выполненных при составлении Атласа литолого-палеогеографических карт Центральной Евразии [Атлас..., 2002]. Приведенная ниже реконструкция этапов тектонической эволюции палеозоид Казахстана, охватывающей период, начиная с раннего-среднего рифея и заканчивая поздней пермь включительно.

В качестве основы для составления тектонических схем Шу-Илийского региона (рис. 1, 2) послужила теория тектоники литосферных плит. Она является основой для отражения структурно-геологической и вещественной информации [Зоненшайн, Кузмин, 1993; Диденко и др., 1994; Moores, Twiss 1995; Хаин, 2001; Атлас..., 2002; Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана, 2002; Добрецов, 2003; Смирнов, Коробкин, 2003, 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Дегтярев, 2010; Буслов, 2011].

Основное содержание схем – структурно-вещественные комплексы, которые представляют собой сочетание геологических формаций в актуалистической плейт-тектонической трактовке, т. е. это тела определенного состава, отражающие ту или иную тектоническую обстановку и стадию цикла Вильсона, со структурным парагенезисом, отвечающим определенному тектонофациальному типу. Основное изобразительное средство и содержание схем террейны выделены различным цветом: кратонные – розовым, океанические – фиолетовым, аккреционные – зеленоватым, орогенные – коричневым (рис. 1) [Смирнов, Коробкин, 2003; Коробкин, 2011; Korobkin, Buslov 2011].

Недеформированный позднемезозойско-кайнозойский осадочный чехол на большей части территории снят с целью изображения струк-

туры палеозойских комплексов. Для этого использованы данные буровых и геофизических работ. Особенно большую помощь в расшифровке шовно-блоковой структуры палеозойских толщ оказали мелкомасштабные карты магнитного поля в современной визуализации.

Основным отличием составленной по этой легенде тектонической схемы явилось более корректное отражение структурных стилей разных тектонических комплексов. Так, для структур метаморфических комплексов характерен ячеисто-шовный стиль структур, для комплексов палеозоя переходной стадии – шовно-линейный стиль, для орогенных комплексов – разломно-блоковый с ортогональной сетью разломов. Главные шовные зоны первого порядка выделялись сгущением мезозойских шовных зон и общей линейризацией структурного рисунка. В сочетании с широким распространением деформационных структур высших тектонофаций поверхностно-гравитационного типа, сближенным сонахождением фрагментов комплексов океанической, переходной и первой континентальной стадии, такие зоны вырисовывают на карте широкие площади тектонического скупивания первого порядка. Очевидно, такие зоны маркируют следы закрывшихся океанов, поскольку представляют собой бывшие аккреционные призмы, на которые наложены шовные деформации коллизионной стадии (преимущественно надвигово-шарьяжные и сдвиговые) [Коробкин, Смирнов, 2006].

Главные шовные зоны – Жалаир-Найманская, Сарытумская, Кендыктас-Шуйская. Эти шовные структуры делят земную кору Шу-Илийского региона на крупные блоки. Одни из них отвечают кратонным террейнам – бывшим микроконтинентам (Шуйско-Кендыктасскому и Кызылэспинско-Каракамысскому), другие – раннепалеозойским вулканическим островным дугам и позднепалеозойским вулкано-плутоническим поясам. Среди этих структур выделяются кембро-ордовикские островные дуги, вулкано-плутонические пояса – девонский Центрально Казахстанский и позднепалеозойский Прибалхашско-Илийский. Они образованы после тектонической аккреции микроконтинентов и островных дуг и поэтому имеют в основании разнородный аккреционный фундамент. В тылу вулканических поясов располагаются Шу-Сарысуйская и Прибалхашско-Илийская молассовые впадины (рис. 1, 2).

Рис. 1. Схема расположения главных тектонических единиц
Шу-Илийского региона.

Террейны (римские цифры в кружках): 1 – кратонные: Шуйский (I), Кендыктасский (II), Кызылэстинско-Каракамысский (III); 2 – океанический: Жоантобинский (IV – офиолитовый покров); 3 – миогеоклиальный Атасу-Моинтинский (V – фрагмент пассивной окраины); 4 – Бурунтауский (VI) аккреционного клина в складчато-надвиговой зоне; 5 – сегменты девонской окраинно-континентальной магматической дуги, (VII, VIII): Кипчакбайский (VII) и Жельтауский (VIII); 6 – сегменты позднепалеозойской окраинно-континентальной магматической дуги (IX, X): Заилийский (IX) и Прибалхашский (X); 7 – главные шовные зоны (арабские цифры в кружках): 1 – Жалаир-Найманская, 2 – Сарытумская, 3 – Кордайско-Шуйская; 8 – границы тектонических единиц и коллизионные разломы; 9 – главные золоторудные месторождения региона; 10 – населенные пункты

3. Структурно-вещественные комплексы

1) Раннепротерозойский метаморфический комплекс с катазо-нально-мезозональной деформационной структурой. Этот комплекс широко распространен в пределах кратонных террейнов (Кендытас-ского – сарыбулакский комплекс; Жельтуского – анрахайский и жингельдинский комплексы; Шуйский – айдалинский и борбасский комплексы; Бурунтайский – каракамысский). Плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты, слагающие комплекс частично мигматизированы и последующий диафторез зеленосланцевой фации. Катазональные структуры шовно-послойного и глубинно-гравитационного типов в них затушеваны мезозональными шовно-послойными деформациями, наложением мезозонального кливажа согласно катазональной кристаллизационной сланцеватости. Кливаж, в свою очередь смят в мелкие линейные складки в результате наложения поздних шовных деформаций низких и средних тектонофаций. В тектонической структуре Казахстана данный комплекс представляет древнесиалический фундамент эпикарельской платформы. Он был образован на протоплитной стадии развития земной коры в раннем докембрии.

2) Нижне-среднерифейский терригенно-карбонатный комплекс плитной стадии с мезозональной структурой шовно-послойного типа.

Нижние горизонты комплекса представлены углеродисто-карбонатно-терригенной формацией, верхние – кварцито-песчанниковой. Метаморфизм обычно отвечает низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Деформационная структура комплекса мезозональна. Для карбонатно-углеродисто-терригенных толщ характерен послойный кливаж и деформационные структуры шовно-послойного типа, в которых резко преобладают высшие тектонофации. Как правило, они превращены в динамосланцы. Этот стратиграфический уровень служит региональным горизонтом межформационного скольжения, по которому вышележащие толщи палеозоя зачастую бывают смещены на значительные расстояния от своего первичного местонахождения и формируют крупные шарьяжные структуры. Внутренняя деформационная структура кварцито-песчанниковых толщ характеризуется невысокими тектонофациями, обычно в них можно обнаружить слоистость, смятую в сравнительно простые пологие складки. Слоистость подчеркнута грубым слоевым кливажем. Но толщи в целом зачастую бывают фрагментированы на

крупные блоки и будины вследствие своего нахождения в кровле крупнейшей поверхности межформационного скольжения. Наложенные эпизональные и мезозональные структуры шовного типа [Пата- лаха, Смирнов, Коробкин, 1986] в динамосланцах карбонатно- углеродисто-терригенной формации в зонах крупных разломов пред- ставлены во многих случаях линейными протрузивными антиклина- лями. Описываемый комплекс развит в пределах Шуйского кра- тонного террейна и был сформирован в виде чехла плитного ком- плекса микроконтинентов на этапе стабильного состояния. В после- дующей тектонической истории в силу пониженной вязкости сла- гающих его горных пород он служил важнейшим фактором вторич- ного тектонического расслоения верхних горизонтов земной коры ок- раинно-континентальных структур, способствуя развитию шарьяжей.

3) Верхнерифейский вулcano-плутонический комплекс начальной орогенной стадии с мезозональной структурой шовно-послойного типа развит в пределах Кызылэспийско-Каракамысского террейна и сложен порфироидами по вулканитам риолитового состава (орумбайская сви- та). Породы подвержены метаморфизму зеленосланцевой фации. Де- формационная структура комплекса мезозональна. Ранний кливаж, ко- торый был, по-видимому, послойным, подвержен более поздним мезо- зональным шовным деформациям. Структуры имеют линейный план в зонах крупных разломов и пересекающийся многоэтапный складчатый стиль внутри крупных блоков. Тектоническая позиция комплекса, вы- деление его в качестве самостоятельного структурного этажа, опреде- ляется несогласным залеганием на толщах чехла эпикарельской плат- формы. Комплекс образован вулcano-плутоническими процессами оро- генного этапа байкальского цикла.

4) Раннекембрийский комплекс океанической стадии (ащисуй- ская свита) представляет раннюю офиолитовую ассоциацию полеозо- ид Казахстана. В составе ассоциации обычно присутствуют альпино- типные ультрамарфиты в виде габбро-перидотитовых тел, базальтов и кремнистых пород. Метаморфизм компонентов офиолитовой ассо- циации различен. В нем встречаются глыбы полосчатых габбро- амфиболитов, представляющих амфиболитовую фацию, глаукофан- сланцевые метаморфиты, серпентиниты и серицит-хлоритовые слан- цы по базальтам, представляющие зеленосланцевую фацию метамор- физма. Встречаются базальты и кремнистые породы, не испытавшие метаморфизма.

Для деформационной структуры офиолитов характерно, прежде всего, глыбовое хаотическое сложение. Обычно в литературе указывается на господство среди гипербазитов серпентинитового меланжа, т. е. мезозональных шовных структур десятой тектонофазии. Но по нашим наблюдениям во многих местах серпентиниты не кливажированы и представлены глыбовыми образованиями, перемешанными с обломками базальтов, габбро, кремнистых пород, заключенными в матрикс из терригенного несланцеватого материала. Очевидно, такие образования следует относить к осадочному меланжу, т. е. к высшим тектонофазиям поверхностно-гравитационного типа эпизоны. Мезозональные деформационные структуры наложены на эти последние. Нераспространение во многих случаях мезозональных деформаций в вышележащие образования дает основания для отнесения соответствующих структур к шовно-послойному типу, развитие которого способствует формированию весьма характерных для офиолитовой ассоциации мезозональных шарьяжей.

В зонах крупных крутопадающих разломов, сформированных на поздних этапах, развиваются наложенные мезозональные шовные структуры, в которых серпентиниты обычно формируют протрузии. Сложная деформационная структура офиолитовой ассоциации обычно трактуется в целом как тектонический меланж. Это явление в отечественной геологической литературе, в т. ч. во многих наших публикациях, связывались с зонами глубинных разломов, и трактовалось как проявление высшей степени деформированности и тектонического сближения и перемешивания фрагментов различных геологических образований, пересекаемых таким разломом.

Изучение внутренней структуры офиолитовой ассоциации палеозоид Казахстана убедило нас в необходимости вернуться к классической трактовке ее структуры, которая предполагает возникновение глыбовой структуры офиолитового меланжа в результате разрушения подводных эскарпов и захоронения обломков в осадках их подножий, т. е. того явления, которое мы понимаем как процесс формирования структур поверхностно-гравитационного типа. Очевидно, такое разрушение в подводных условиях при отсутствии агентов денудации вряд ли возможно без активных движений в самих офиолитах, т. е. мы с неизбежностью приходим к давно известной модели формирования деформационных структур офиолитов в результате перемещения тектонических шарьяжных пластин этого комплекса в толще

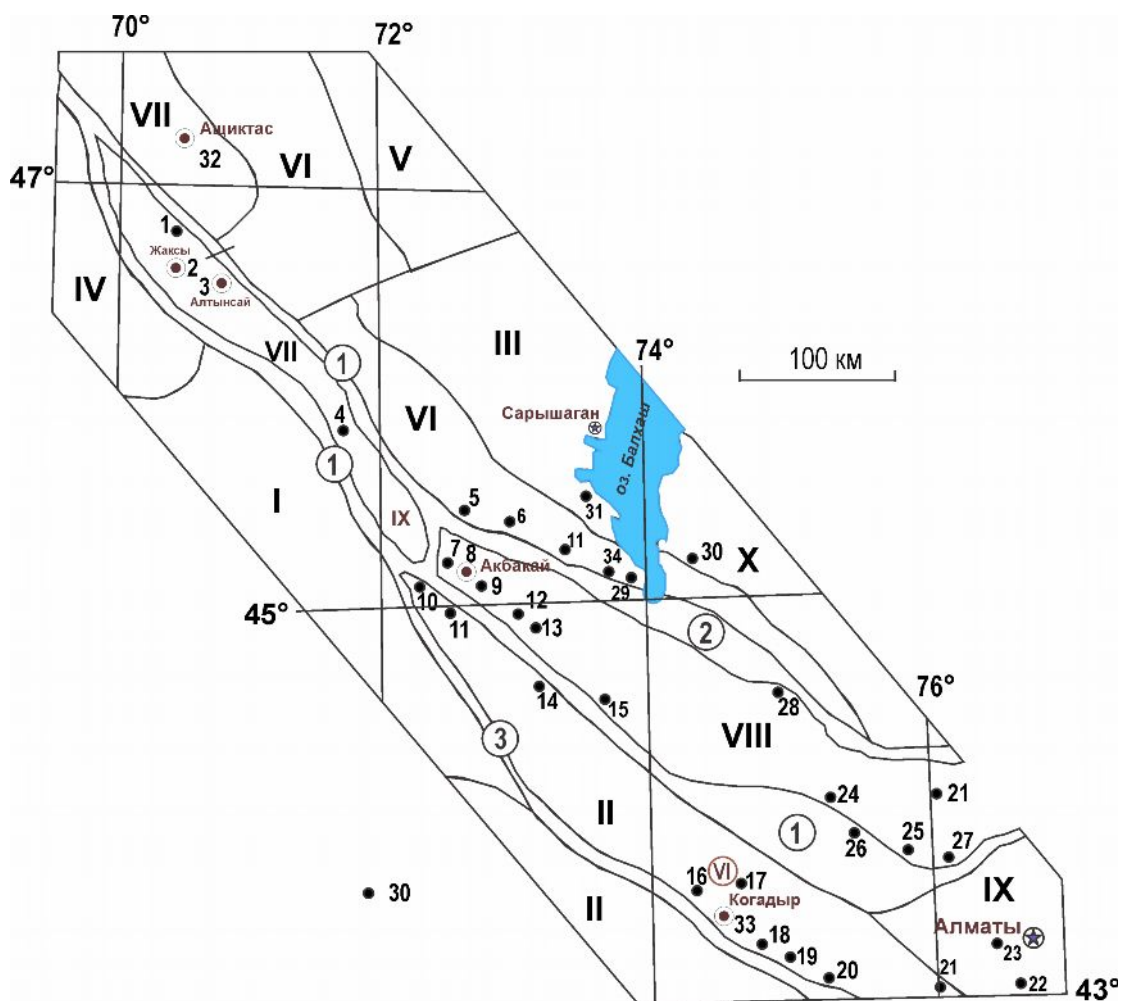


Рис. 2. Схема размещения золоторудных районов и месторождений в Шу-Илийском регионе (условные обозначения см. рис. 1):

1 – золоторудные районы; 2 - главные золоторудные месторождения;

3 –месторождения золото-сульфидно-кварцевые жильные и жильно-прожилковые. Золоторудные районы (римские цифры в кружках): I– Алтынсайский, II– Акбакайский, III– Карагузский, IV– Бурултасский, V– Майжарылганский, VI– Щербактинский, VII– Кастексий, VIII– Анрахайский; IX –перспективный Шайтансемесский. Золото-сульфидно-кварцевые жильные и жильно-прожилковые месторождения (акбакайского, либо близкого к нему генетического типа): 1 – Майкабат, 2– Жаксы, 3 – Алтынсай, 4 – Тукуновское, 5 – Суукадыр, 6 – Карагуз и Кепкен, 7 – Светенское, 8 – Акбакай, 9 – Аксакал и Кенжым, 10 – Северо-Андасайское, 11 – Южно-Андасайское, 12 – Олимпийское, 13 – Алтынтас, 14 – Ушалык, 15 – Жидели, 16 – Рассеянное, 17 – Кордайское, 18 – Чокпар Северный, 19 – Чекенды, 20 – Майбулак Восточный, 21 – Северный Кыргау, 22 – Узунбулак, 23 – Ургунтау, 24 – Копалинское, 25 – Агадыр, 26 – Сор и Осевое, 27 – Кокудук, 28 – Дружное, 29 – Восточное, 30 – Восток V, 31 – Жастар. Другие месторождения золота: 32 – Ащиктас (вторичные кварциты), 33 – Когодыр (золото-сульфидно-кварцевое штокверковое), 34 – Бурултас (золото-полиметаллическое).

нелитифицированных осадков. Мезозональные шовно-послойные структуры были позднее наложены на такие глыбовые образования и, очевидно, связаны с субдукцией океанистической коры. Сказанное относится к деформационной структуре офиолитовой ассоциации в целом. Внутренняя структура гипербазитовых и габбровых олистоплак катазональна с наложением мезозональной. В них обычно в той или иной степени видна гнейсовидность, по которой унаследованно развивался кливаж. Поскольку такие текстуры в океанической земной коре характерны только для нижнего слоя и не распространяются в более высокие ее горизонты, структура отнесена к катазональному-мезозональному шовно-послойному типу.

Олистоплаки, сложенные базальтами второго слоя океанической коры, либо не несут признаков мезозональных деформаций, либо бывают поражены слоевым кливажом.

5) Верхнекембрийско-среднеордовикские комплексы.

а) В строении терригенно-яшмового комплекса джамбульской свиты океанической стадии преобладают терригенные турбидиты с красными тонкослоистыми яшмами и с прослоями белых и зеленых кремней. Метаморфические изменения выражаются переходом опала в халцедон и мелкозернистый кварц с образованием большого количества кварцевых жил альпийского типа.

Яшмовый комплекс выделяется среди всех других образований данного комплекса своеобразной дисгармоничной мелкоскладчатой структурой. Параллельно слоистые пачки слоев чередуются в нем с мелкоскладчатыми и брекчиевыми пачками. Они возникли в результате послойного течения вещества в переходных термодинамических условиях от эпизоны к мезозоне в связи с потерей прочности кремнистыми толщами при образовании опала. На этот структурный парагенез наложены мезозональные шовные деформации, отличающиеся тем, что в кремнистых породах плохо развивается кливаж и гораздо легче формируются брекчии, маркирующие здесь зоны высших тектонофаций.

Фрагменты яшмового комплекса присутствуют в составе офиолитового тектонического меланжа вместе с базитами и гипербазитами второй океанической стадии, но поля распространения его выходят далеко за пределы офиолитовых зон.

Иногда комплекс океанической стадии представлен только первым осадочным слоем, без других членов офиолитовой ассоциации

(базитов и гипербазитов). В большинстве же мест в основании комплекса прослеживается региональный межформационный срыв, ниже которого располагаются толщи чехла и комплекса основания, либо нижние члены офиолитовой ассоциации.

Таким образом, яшмовый комплекс представляет толщи второй океанической стадии как в океанических структурах, так и в окраинно-континентальных и отражает процесс деструкции континентальной коры и раскрытия океанического бассейна.

Возрастной диапазон яшмового комплекса в горах Ерементау по биостратиграфическим данным выходит за пределы второй океанической стадии. Среднеордовикский возраст отвечает уже третьей океанической стадии. Очевидно, он развивался непрерывно на протяжении обеих этих стадий [Никитин, 2002].

б) Верхнекембрийско-раннеордовикский плутонический комплекс с катазонально-мезозональной деформационной структурой сложен габбро-плагиогранитным комплексом, который образует мелкие тела, ассоциирующиеся с офиолитами и андезито-базальтовой формацией. В составе комплекса присутствуют габбро, габбро-диориты, гранодиориты, плагиограниты, граносиениты. Все эти разновидности пород встречаются в виде мелких самостоятельных массивов или образуют мелкие тела сложного состава. Сюда же относится комплекс кварцевых диоритов и гранодиоритов, представленных сравнительно небольшими линейно-вытянутыми интрузивами. Будучи приуроченными к зонам крупных тектонических швов, эти интрузивы зачастую несут следы сильных деформаций, выражающихся развитием гнейсовых текстур и расщеплением. Начальные стадии деформаций развивались в еще не остывших плутонах и представлены катазональными шовными структурами, которые наследовались мезозональными шовными структурами. В тектонической структуре описанный плутонический комплекс располагается в пределах нижнего структурного этажа, в краевых частях окраинно-океанических и окраинно-континентальных блоков земной коры. Его появление связано с временной приостановкой активных тектонических процессов второй переходной стадии и их возобновлением еще до полного остывания интрузивных тел, вероятно, в связи с началом движений третьей переходной стадии.

б) Комплексы ордовикско-раннесилурийской этапа.

а) Ордовикский флишево-олистростромовый комплекс с мезо-нально-эпизональной структурой поверхностно-гравитационного типа. Олистростромовая часть комплекса (каратальская, байгаринская и андеркенская свиты) состоит из терригенного песчано-глинистого матрикса, вмещающего мелкие и крупные обломки, глыбы, олистоли-ты, олистоплаки кремней, яшм, кварцитов, кремнистых туффитов, фтанитов, известняков, габбро, габбро-амфиболитов, плагиогранитов, серпентинитов. Эта смесь фрагментов офиолитового комплекса и островодужных образований [Никитина и др. 2008], принадлежит, несомненно, деформационным структурам поверхностно-грави-тационного типа, поскольку зачастую терригенный матрикс олистро-стром не несет признаков динамометаморфических деформаций, полностью лишен кливажа, и, следовательно, движение и разрушение блоков или шарьяжных пластин происходило, вероятно, на подвод-ных уступах тектонического рельефа. Обломки погружались в массу нелитифицированного песчано-глинистого материала и перемешива-лись при движении этих осадков под действием силы тяжести на склонах подводного рельефа. Олистростромы приобретают облик тек-тонического меланжа при наложении на них мезозональных шовных деформаций высокой интенсивности.

Островодужные и окраинно-океанические структуры сохранились в виде достаточно крупных фрагментов (Бурунтауская аккреционная призма), но и они разобщены телами олистростром [Никитин, 2002], т. е. испытали горизонтальные перемещения относительно друг друга и частичное разрушение вследствие этих перемещений. Таким обра-зом, мобилистская трактовка формирования доорогенных структур палеозойд Казахстана представляется единственно возможной. Фли-шевый комплекс широко развит. Возраст толщ комплекса средне-позднеордовикский. Он залегает со структурным несогласием на офиолитовых и островодужных комплексах второй и третьей стадии.

б) Ордовикский вулканогенно-терригенный комплекс (ргайтин-ская и савидская свиты) с эпизональной структурой отраженного ти-па. Этот комплекс является спутником вулканогенного комплекса той же стадии. К нему относятся толщи, в разрезах которых продукты ан-дезитово-базальтового вулканизма составляют меньшую часть по срав-нению с осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Это толщи с хорошо выраженной грубой слоистостью. В них отсутствуют

признаки конседиментационных оползневых деформаций, т. е. первичная структура относится к отраженному типу. Комплекс образован, очевидно, в той же островодужной обстановке на подводных плато в промежутках между вулканическими постройками.

7) Краевой девонский вулкано-плутонический пояс.

а) Нижне-среднедевонский вулканический комплекс (коккасская и карасайская свиты) представлен в девонском краевом вулканическом поясе. В составе вулканитов пояса выделены риолитовая и базальт-риолитовая формации, разделенные условно, и определяется присутствием или отсутствием в разрезе базальтовых и андезит-базальтовых лав. Характерной особенностью риолитовых толщ является то, что они представляют собой мощные распространенные на больших площадях толщи однообразных туфов и игнимбритов, образующих своеобразные вулканические покровы. В центральных частях вулканических массивов распространены накопления грубообломочных туфов. Наиболее мощные вулканические накопления прорванные многочисленными субвулканическими телами и массивами гранитоидов, образуют в пределах пояса ряд вулканических массивов, которые представляют собой крупные палеовулканические или вулкано-тектонические структуры. Форма таких структур в плане овальная или округлая. Поперечник наиболее крупных из них Темиртауской, Семизбугинской, Кызылтасской, Кайдаульской достигает 50–70 км [Курчавов и др., 2000].

В тектоническом отношении рассматриваемый комплекс образует окраинно-континентальный вулканический пояс. Громадное количество кислых вулканитов, по-видимому, имеет неперенным условием существование сиалической континентальной коры.

б) Ранне-среднедевонский плутонический комплекс. Интрузивы этого комплекса распространены в пределах девонского вулканического пояса. Они сложены породами гранодиоритового и монцонитового семейства: кварцевыми диоритами, гранодиоритами, существенно плагиоклазовыми гранитами, кварцевыми монцонитами, граносиенитами, щелочными гранитами. Массивы представляют собой плитообразные полихронные тела, приуроченные к центральным частям вулканических массивов и подошве вулканического комплекса. Катазональные и мезозональные шовные деформации в массивах комплекса неизвестны. Наложенные деформации представлены хрупкими эпизональными разрывами. В геодинамическом отношении

комплекс представляет неотъемлемую часть вулканоплутонической ассоциации девонского вулканического пояса и теснейшим образом связан с его формированием. Очевидно, гранодиориты комплекса кристаллизовались во время пауз вулканической активности.

в) Средне-верхнедевонский молассовый комплекс с эпизональной структурой отраженного типа. Комплекс распространен во многих впадинах северной части Казахстана. Комплекс сложен пестроцветными конгломерато-песчано-алевролитовыми толщами с горизонтами известняков. Толщи не метаморфизированы и деформированы преимущественно в условиях эпизоны. Наиболее распространены структурные формы отраженного типа – брахиформные складки, осложненные флексурами и хрупкими крутопадающими сбросами, взбросами и сдвигами. В зонах крупнейших разломов развиваются эпизональные шовные структуры – моноклинально-блокового стиля с субвертикальными до опрокинутых залеганиями слоистости. На южной окраине каледонид развиваются мезозональные шовные структуры низших, средних и высших тектонофаций, формирующие изоклинально-чешуйчатый стиль с преобладанием разрывов сдвигового типа. Тектоническое положение комплекса отвечает верхней части позднеорогенного этажа каледонид. В геодинамическом смысле он обозначает затухание орогенных движений, выравнивание вулканического и тектонического рельефа.

г) Позднедевонский плутонический комплекс распространен в девонском вулканическом поясе. Интрузивы формируют сложные полихронные тела, где занимают обычно главенствующее положение. Интрузивы приурочены к ядрам крупных вулканоплутонических структур. В плане они имеют либо изометричные, либо неправильные очертания и образуют уплощенные, цилиндрические или полигональные блоковые тела с крутыми боковыми контактами и плоскими ступенчатым дном. Формирование интрузивных камер определялось блоковыми перемещениями в верхних горизонтах земной коры по кольцевым или линейным расколам. Интрузивные тела, нередко группируясь и соединяясь на глубине, образуют ореол – плутоны с мощностью гранитоидных масс 10–12 км. Комплекс сложен гранитами нормального ряда, преобладают лейкократовые разновидности. Становлением интрузивов позднедевонского комплекса гранитов заканчивается процесс формирования континентальной земной коры в области девонского орогена и ее стабилизацию.

8) Комплексы мезозой-кайназойской платформенной стадии. Мел – четвертичный континентальный недеформированный комплекс, выполняет все понижения современного рельефа, разного рода долины и впадины, которые сложены недеформированными речными, озерными, пролювиальными и делювиальными отложениями. Комплексы образованы в условиях выравнивания континентального рельефа и очень слабых малоcontrastных вертикальных движений.

4. Главные типы тектонических структур земной коры региона и их рудоносность

Структура земной коры Шу-Илийского региона весьма неоднородна. Вырисовывается система шовных зон первого (Жалаир-Найманская) и второго (Сарытумская, Кордайско-Шуйская) порядков, по которым совмещены террейны различной геодинамической природы. Каждый из этих террейнов развивался относительно автономно, и поэтому они отличаются от других особенностями внутренней структуры. В составе фрагментов толщ, слагающих зоны главных тектонических швов, наборе и ориентировке элементов динамометаморфического парагенезиса, зашифрована вся история тектонических движений земной коры. Поэтому описание тектонической структуры предпочтительно начать с описания главных швов.

Крупнейшая Жалаир-Найманская шовная зона (рис. 1,2) в разрезе земной коры Шу-Илийского региона и Казахстана в целом выражена в виде зоны тектонического скупивания, в которой чередуются фрагменты толщ разных стадий формирования земной коры и олистостромы, в той или иной степени, осложненные шовными и шовно-послойными деформационными структурами мезозоны. Это очень широкие зоны (местами до 100 и более км). Они содержат в виде олистолитов и олистоплак фрагменты офиолитовой ассоциаций, островодужных вулканитов, флишевых толщ, метаморфических толщ фундамента. Эти образования представлены отторженцами метабазитов, вероятно, вынесенные из верхней мантии. Крупные олистоплаки в сочетании с мезозональными шовно-послойными структурами зачастую трактуются как шарьяжи.

Жалаир-Найманская шовная зона протягивается в северо-западном направлении. Время формирования ее определяется венд-кембрийским возрастом офиолитовой ассоциации и несогласным пе-

рекрытием их девонским вулканическим поясом. Жалаир-Найманская зона тектонического скупивания обладает общей для всех шовных зон ярко выраженной золоторудной металлогенической специализацией. Крупные месторождения золота разных типов локализуются как в самих зонах скупивания (Светинское, Северный и Южный Андасай, Алтынсай и др.), так и во флишевых толщах и гранитоидах кызылжартасского комплекса раннего девона, осложненных зонами смятия.

Шовные зоны первого и второго порядков делят земную кору Шу-Илийского региона на ряд микроплит, по разному развивавшихся в позднем докембрии – раннем палеозое. Они отличаются друг от друга степенью общей переработки древних структур и автономной системой внутренних деформаций. Координирующими элементами их наложенных структур являются шовные зоны второго порядка. В пределах региона такие зоны имеют субшироотно-северо-западное простирание. Главные из них, Сарытумская и Кордайско-Шуйская шовные зоны, линейризуют структуру Шуйского и Кордайского кратонных террейнов в целом, придавая ей линейный складчато-разрывной характер.

Описанная система шовных структур определяла структурно-формационную зональность, специфические черты разрезов и внутренней структуры террейнов. Большинство шовных зон второго порядка вмещают крупные месторождения различных руд. Металлогеническая специализация их определяется первичной природой структур, с которыми связано их зарождение и развитие. Так, шовные зоны, связанные с рифтами на пассивных континентальных окраинах и авлакогенами несут крупные барит-полиметаллические месторождения (Бурултас).

Зоны смятия орогенов несут редкометальное оруденение и подразделяются на: 1) поднятые и глубоко эродированные блоки древнесиалической коры, переработанные тектоно-магматическими процессами в позднем докембрии и палеозое; 2) опущенные блоки древнесиалической коры, превращенные в пассивные континентальные окраины с остатками отмерших рифтов; 3) блоки древнесиалической коры, превращенные в орогены, на которых развивались вулканоплутонические и плутонические пояса.

К поднятым глубоко эродированным блокам древнесиалической коры относятся Кендыктасский, Шуйский и Кызылэспинско-Каракамысский выступы докембрия. Метаморфиты гранулитовой фации сохранились в них лишь в виде небольших по объему реликтов. В целом же эти комплексы переработаны метаморфическими процессами амфиболитовой фации и гранитизацией, непосредственно связанными с формированием деформационных структур шовного типа и гранито-гнейсовых куполов (структуры глубинно-гравитационного типа) в раннем протерозое. На структурно-метаморфический парагенезис амфиболитовой фации наложен зеленосланцевый метаморфизм позднедокембрийского возраста, за которым следовал еще один этап гранитизации в позднем рифее. Фрагментарность выходов раннего докембрия и его почти полная переработка не дают возможности наблюдать непосредственно крупные элементы его внутренней структуры. Однако, по геофизическим данным, в структурах нижних горизонтов древнесиалической коры вырисовываются гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса, близкие по строению структуре древних щитов.

Раннепротерозойский тектоно-метаморфический комплекс представлен кислыми и основными породами амфиболитовой фации метаморфизма. От диафторитов по архейским образованиям он отличается лишь отсутствием реликтовых метаморфитов гранулитовой фации, и поэтому их расчленение весьма условно. Для обоих раннедокембрийских комплексов характерен на обнаженных участках единый шовно-купольный линейно-ячеистый стиль.

Нижне-среднерифейские толщи на всех блоках докембрия представлены кварцито-песчаниковыми, карбонатными, в меньшей мере терригенными песчано-глинистыми, углеродистыми формациями, залегающими со структурным несогласием на толщах раннего докембрия. Это чехол кратонных террейнов (Пангеи по В.Е. Хаину [2000]).

Рифейскую ремобилизацию, судя по радиологическим данным [Добрецов, 2003, Добрецов, Буслов, 2007, Ермолов, 2010], испытали древние гранито-гнейсовые купола, являющиеся центрами зонального метаморфизма. Повсеместно толщи рифея подвержены начальному метаморфизму, сменяющемуся зональным метаморфизмом зеленосланцевой и амфиболитовой фаций низкого давления, связанными с влияниями на них позднерифейских гранито-гнейсовых куполов. Основной тип деформационных структур – шовно-послойный с по-

всеместно развитым слоевым кливажем, грубым в кварцито-песчаниковых толщах и весьма интенсивным в карбонатных и терригенных, а особенно в углеродистых, последние превращены в динамосланцы, образованные в результате крупномасштабных межформационных срывов. В целом этот комплекс является важнейшим уровнем разгрузки горизонтальных направлений в верхних горизонтах земной коры. Он обеспечивает автономность движений и структурных стилей кристаллического раннедокембрийского фундамента и рифейско-палеозойских комплексов. На нем выполаживаются и замыкаются листрические разломы вышележащих комплексов, он служит базисной поверхностью при их шарьировании. Купольно-межкупольные и надвигово-шарьяжные структуры линейаризованы в широких зонах крутопадающих разломах, что рифейскому комплексу в целом линейный структурный рисунок. В структуре блоков, разделенных этими швами, господствует сложная по своему рисунку интерференционная складчатость, обусловленная наложением шовного структурного парагенезиса на шовно-послойный и глубинно-гравитационный (купольно-межкупольный).

Самый верхний член геолого-структурного разреза поднятых террейнов позднего протерозоя сложен терригенно-карбонатными толщами, обогащенными местами в углеродистыми сланцами. Этот комплекс, как и ниже-среднерифейский имеет платформенный чехольный облик. Региональный метаморфизм в нем отсутствует, но развиты мезозональные структуры шовно-послойного типа, достигающие высших тектонофаций в углеродисто-терригенных и углеродисто-карбонатных горизонтах. Поэтому он служит границей межформационного скольжения между толщами верхнего докембрия и палеозоя, базисной границей шарьяжных структур на континентальных окраинах в палеозойских структурах первого порядка.

С поднятием глубоко эродированными блоками древней континентальной земной коры связаны крупные месторождения технических пылевидных алмазов, приуроченные к гранулит-гнейсовым поясам, месторождения золота в зонах послойного рассланцевания рифея на периферии гранито-гнейсовых куполов, олова и редких металлов в наложенных шовных структурах.

Структуры регенирирующейся континентальной земной коры представлены орогенными вулканоплутоническими поясами. Это ниже-среднедевонский, франский Центрально-Казахстанский и

верхнепалеозойский Прибалхашско-Илийский вулканические пояса Центрального и Южного Казахстан.

В Шу-Илийских горах, Илийско-Северо-Тянь-Шаньском районе вулкано-плутонические пояса залегают на новообразованной континентальной коре Ишкеольмесско-Бетпакдалинской зоны тектонического скупивания. В составе толщ вулканических поясов преобладают породы кислого состава нормальной либо повышенной щелочности (последняя характерна для верхнепалеозойского пояса). Встречаются базальты, андезито-базальты и андезиты, которые по данным В.М. Шужанова [1984] образуют самостоятельные комплексы раннедевонский и живетский, приуроченные к рифтоподобным линейным приразломным структурам, возникшим эпизодически в результате деструкционных процессов на фоне создания земной коры.

Структурный план орогенных вулканических поясов полукольцевой. Такой план, вероятно, указывает связь вулканических поясов и впадин. Но при этом их происхождение трудно объяснить процессами субдукции и проводить генетические параллели с линейными окраинно-континентальными поясами Тихоокеанской континентальной окраины. Внутренняя структура вулканических поясов распадается на ряд крупных вулканических массивов с поперечником в несколько десятков километров, представляющих собой вулкано-тектонические структуры центрального типа. Ядра глубоко вскрытых структур такого типа сложены интрузивами гранитоидов. Зачастую отдельные вулкано-тектонические структуры сливаются, образуя вулканические плато и валообразные поднятия, в которых лавовые и игнимбритовые покровы густо нашпигованы субвулканическими и жерловыми телами разной морфологии. В неглубоко вскрытых поясах распознаются кальдеры. Развиты многочисленные разломы радиальные, кольцевые и другие в промежутках между разного рода вулканическими массивами, валами и плато располагаются депрессии, заполненные слоистыми вулканокластическими накоплениями с примесью осадочного материала. Поствулканические деформационные структуры представлены преимущественно хрупкими разломами. По периферии крупных швов с этими разломами связано линейаризация структур, развиваются крупные флексуры, реже линейные складки сундучного и коробчатого профиля.

Девонский вулкано-плутонический пояс в целом деформирован сильнее по сравнению с верхнепалеозойскими. Самые поздние раз-

ломы представлены правосторонними сдвигами северо-западного и меридионального простирания. В Прибалхашье горизонтальная амплитуда смещения по крупнейшим из них достигает многих десятков и первых сотен километров. Здесь преобладают сбросо-сдвиговые разломы субширотно-северо-восточного простирания.

Рудоносность вулкано-плутонических поясов крайне неоднородна и разнообразна и, по-видимому, определяется главным образом металлогенической специализацией перекрываемых ими зон и блоков. Сами вулканы мало рудоносны, что связано, скорее всего, с преобладанием процессов рассеяния рудных элементов, сопровождающих субаэральный вулканизм. В них имеются множество мелких проявлений самой разнообразной рудной минерализации, но отсутствуют крупные объекты. Многочисленные месторождения появляются в гипабиссальных интрузивах в виде медно-порфировых, золоторудных, урановых месторождений (Акбакай, Бота-Борум и др.), крупные рудные объекты локализуются в фундаменте вулканических поясов и их состав определяется рудоносностью перекрываемых блоков и зон.

Менее развитые структуры авлакогенного типа представлены триас-юрскими грабенами в основании чехлов эпикарельских впадин. В них также развиты битуминозные и угленосные толщи с деформационными структурами шовно-послойного типа, образующими базальные срывы, контролирующие складчато-разрывную тектонику верхних горизонтов. В Шу-Сарысуйской впадине развиты солянокупольные структуры. Структура авлакогенного комплекса содержит все промышленные месторождения углеводородов, каменного и бурого угля.

На юге и востоке Казахстана в области альпийского эпиплатформенного орогенеза развиты неотектонические и современные тектонические структуры. Это сводово-глыбовые горные поднятия Северного Тянь-Шаня, разделенные межгорными впадинами. Хребты Тянь-Шаня дугообразно изогнуты выпуклостью к югу, что связано с общим планом разрывной тектоники, обусловленным тектоническими движениями глобального масштаба в Альпийском складчатом поясе. Все горные хребты сохранили древние денудационные поверхности позднепалеозойского и раннекайнозойского возраста. Наклон этих поверхностей определяет сводовый, либо односторонние наклонные деформационные структуры блоков, разделенных крупными разломами. Крупнейшие из них отделяют хребты от впадин.

Илийская впадина в фундаменте осложнена юрскими грабенами. Они перекрыты кайназойской молассой – песчано-глинистой внизу и грубообломочной валунно-галечной вверху. Эти молассовые толщи в прибортовых частях впадин деформированы в эпитектоническом складчато-разрывном стиле. Обычно, это асимметричные горст-антиклинали и грабен-синклинали. Краевые разломы впадин представляют собой, как правило, взбросы, перерастающие местами в надвиги, по которым жесткие толщи палеозоя и докембрия, слагающие горные хребты, надвинуты на пластичные толщи мезо-кайнозойских моласс впадин.

5. Анализ геофизических данных (магнито-, грави-, электро- и сейсморазведки)

Физические свойства горных пород в пределах Акбакайского рудного поля изучались в течение длительного времени различными производственными и научными организациями геологической службы Казахстана [Чу-Илийский рудный пояс, 1980; Глубинное строение и минеральные ресурсы, 2002]. Информационные сведения по физическим свойствам пород не одинаковы. В незначительном объеме изучены физические свойства по опорным геологическим разрезам с известным петрографическим составом пород, установленными мощностями горизонтов и соотношениями их в разрезе.

Электрические свойства горных пород

Данные по электрическим свойствам горным пород были получены методом каротажа скважин в пределах Акбакайского рудного поля. Электрические свойства осадочных пород, в отличие от плотности и магнитной восприимчивости, в большей мере отражают условия залегания, пористость, обводненность и степень минерализации вод, нежели вещественный состав. На больших глубинах заметное влияние на удельное электрическое сопротивление пород оказывает температура, при повышении которой с глубиной сопротивление пород падает.

В погруженных районах, где сосредоточены значительные скопления минерализованных вод, сопротивление песчаников, аргиллитов и алевролитов карбона не превышает 5–20 Ом-м, тогда как в поднятых блоках эти же породы обладают сопротивлением на порядок выше. Резкое падение сопротивлений наблюдается также в приконтактной зоне соли с осадочными породами, где последние пропитаны

солевыми растворами. Аналогичная картина характерна и для зон разломов, кливажирования пород.

Плотностные и магнитные свойства горных пород

Анализ фактического материала показал, что *плотность горных пород* в районе Акбакайского рудного поля варьирует в широких пределах – от 2,40 до 3,15 г/см³, причем для каждой литологической разности плотности изменяются в широком диапазоне. Главным фактором, определяющим величину плотности геологических комплексов, является вещественный состав пород. На основании обобщения средних и средневзвешенных значений плотности пород и их магнитной восприимчивости охарактеризуем основные стратиграфические комплексы. Докембрийские образования (Шуйский и Жельтауский террейны), представленные в основном метаморфическими породами (сланцы, амфиболиты, гнейсы, кварциты, песчаники), обладают относительно высокими значениями средневзвешенной плотности (2,70–2,75 г/см³) и низкими значениями магнитной восприимчивости (0–50–10⁻⁶ СГС).

Ультраосновные породы Жалаир-Найманской шовной зоны имеют большой диапазон изменений плотности (от 2,60 до 3,0 г/см³, среднее 2,76 г/см³), что может указывать на значительное развитие процессов серпентинизации и переменные величины плотности (среднее значение магнитной восприимчивости 620 x 10⁻⁶ СГС). Субвулканические интрузии и эффузивные покровы андезибазальтов и базальтов девона незначительно отличаются по плотности от глубинных разностей. Средняя их плотность (без расчленения) составляет 2,58 г/см³, средняя магнитная восприимчивость – 160 x 10⁻⁶ СГС.

Терригенные и кремнисто-терригенные породы кембрия Жалаир-Найманской зоны имеют плотность несколько выше 2,67 г/см³ и являются практически немагнитными (магнитная восприимчивость – не более 20–10⁻⁶ СГС).

Ордовикские толщи на площади Акбакайского рудного поля представлены главным образом терригенными породами со средней плотностью 2,68 г/см³ и низкой магнитной восприимчивостью (0–25 x 10⁻⁶ СГС). Для лав и туфов среднего и основного состава нижнего-среднего ордовика (акжалская и болгожинская свиты) характерны более высокая средняя плотность (2,72 г/см³) и резко дифференцированные магнитные параметры (от 50–10⁻⁶ до 1035 x 10⁻⁶ СГС). Аномально-высокими значениями плотности (2,70–2,90 г/см²) и магнит-

ной восприимчивости (175×10^{-6} – 1670×10^{-6} СГС) обладают диабазы и андезиты.

Отложения силура Жалаир-Найманской зоны (горы Койжарылган и Майжарылган), преимущественно терригенные породы, имеют среднюю плотность $2,67 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость их варьирует в пределах $(20\text{--}50) \times 10^{-6}$ СГС. Намагниченность отдельных образцов пород из приконтактовых измененных зон достигает $2400\text{--}10^{-6}$ СГС. Плотностные параметры силурийских и ордовикских андезитовых и базальтовых порфиритов аналогичны.

Девонские толщи в пределах Акбакайского рудного поля можно разделить на две группы: эффузивно-осадочные и осадочные. Первая группа кроме терригенных пород включает вулканиты различного состава – от риолитов до базальтов. Для осадочных пород этой группы характерны средняя плотность $2,60 \text{ г/см}^3$ и низкие значения магнитной восприимчивости ($40\text{--}10^{-6}$ СГС). Вулканогенные породы кислого и умеренно-кислого состава имеют среднюю плотность $2,62 \text{ г/см}^3$ и магнитную восприимчивость 85×10^{-6} СГС, среднего состава – соответственно $2,74 \text{ г/см}^3$, магнитную восприимчивость 315×10^{-6} СГС, основного – $2,80 \text{ г/см}^3$ и $435\text{--}10^{-6}$ СГС. Средние значения плотности для всех эффузивно-осадочных пород девона колеблются в пределах $2,60\text{--}2,64 \text{ г/см}^3$. Вулканогенные породы коктаасской свиты обладают относительно высокой плотностью ($2,75 \text{ г/см}^3$). Во второй группе девонских пород (песчаники, алевролиты, конгломераты, редко известняки) отмечены некоторые вариации плотности, которые для различных свит верхнего девона изменяются в весьма незначительных пределах – от $2,60$ до $2,62 \text{ г/см}^3$, а магнитная восприимчивость колеблется от 0 до $40\text{--}10^{-6}$ СГС. Аномальные значения магнитной восприимчивости (до $340\text{--}10^{-6}$ СГС) отмечаются у некоторых разностей песчанников среднего-верхнего девона.

В Акбакайском рудном поле преобладают интрузивные девонские комплексы. Девонские граниты, обладают устойчивой средней плотностью, равной $2,60 \text{ г/см}^3$, граносиениты и сиениты – $2,63 \text{ г/см}^3$, гранодиориты – $2,65 \text{ г/см}^3$, диориты – $2,73 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость их равна соответственно $55\text{--}10^{-6}$, $550\text{--}10^{-6}$, $230\text{--}10^{-6}$, $450\text{--}10^{-6}$ СГС. Высокоплотные габбро-диориты ($2,88 \text{ г/см}^3$) имеют аномально низкую магнитную восприимчивость ($25\text{--}10^{-6}$ СГС). У девонских субвулканических интрузий кислого состава средняя плотность аналогична плотности их абиссальных аналогов ($2,59\text{--}2,61 \text{ г/см}^3$).

Массивам гранитов сопутствуют градиентные минимумы даже среди пород равной с ними плотности (за счет контактов на глубине с более плотными породами); повышение поля вызывают диориты (на фоне пород с низкой плотностью) и габбро.

Обобщая данные о магнитных свойствах горных пород Акбакайского рудного поля, можно сделать вывод о том, что преобладающее влияние на структуру магнитного поля в целом оказывают комплексы магматических пород (интрузивных и эффузивных). Морфология этого поля имеет резко дифференцированный мозаичный характер на фоне спокойного понижения магнитного поля, отвечающего площадям распространения осадочных пород. Особенностью вулканогенных пород среднего и основного состава является значительная изменчивость их магнитных параметров, что находит свое отражение в сложном, знакопеременном характере магнитного поля над ними. У интрузивных образований наблюдается повышение магнитных свойств с ростом основности, что, в свою очередь, влияет на интенсивность магнитного поля, которое они создают.

Естественная остаточная намагниченность горных пород представляет собой векторную сумму намагниченности различного происхождения (термоостаточной, химической, вязкой, динамической и др.). Свойственная почти всем изученным породам данного региона, она играет не меньшую роль в создании аномальных магнитных полей, чем индукционная. Остаточная намагниченность пород так же, как и магнитная восприимчивость, колеблется в широких пределах (от 0 до $40\,000 \times 10^{-6}$ СГС).

Наибольшая абсолютная величина остаточной намагниченности присуща магматическим образованиям. Для них отчетливо проявляется увеличение **Ir** с повышением основности пород. Резкие колебания значений **Ir** отмечаются у эффузивных пород, наименьшая ее величина характерна для липаритов, кварцевых порфиров ($0-100 \times 10^{-6}$ СГС), наибольшая – для андезитовых и диабазовых порфиритов (до 9000×10^{-6} СГС). Интрузивные породы гранитоидного состава обладают относительно более однородным распределением намагниченности, чем их эффузивные аналоги. Наименьшие значения наблюдаются у гранитов ($0-200 \times 10^{-6}$ СГС). Средняя величина остаточной намагниченности у гранодиоритов составляет $(600-1000) \times 10^{-6}$ СГС.

Остаточная намагниченность осадочных и метаморфических пород в основном невелика и соизмерима с их магнитной восприимчи-

востью. Средние значения магнитной восприимчивости соответствуют значениям 10×10^{-6} СГС, реже $(20-50) \times 10^{-6}$ СГС. Вектор естественной остаточной намагниченности горных пород региона имеет разное направление, в т. ч. и обратное вектору современного магнитного поля. Обратная остаточная намагниченность обнаруживается чаще в эффузивных породах, менее характерна она для интрузивных пород. Обратное намагничение часто создает отрицательное или резко знакопеременное магнитное поле (AZ и AT). Изменения величин плотности и магнитной восприимчивости литологических комплексов пород основных геологических структур имеют различный характер. Выражены они преимущественно асимметричными кривыми с максимумом в области наиболее часто встречающихся значений параметров плотности и магнитной восприимчивости.

Характеристика гравитационного поля

В региональном плане поле силы тяжести Шу-Илийского рудного пояса выражено обширной областью пониженных значений, ориентированных в северо-западном направлении. На северо-востоке эта область сочленяется с интенсивным Центрально-Казахстанским минимумом (его Атасуйским экстремумом), на востоке имеет торцовое сочленение с Балхашским гравитационным максимумом, на юго-востоке контактирует с зоной больших градиентов гравитационного поля субширотного простирания, соответствующей структурам Северного Тянь-Шаня, на западе приобретает черты, характерные для восточной части Шу-Сарысуйской области. Гравитационное поле центральной части Шу-Илийского региона в районе Акбакайского рудного поля представлено чередующимися положительными и отрицательными аномальными областями. К границам их (участкам сближенных изоаномал) приурочены пояса (цепочки) преимущественно основных и ультраосновных интрузий. Контрастность аномальных областей по напряженности поля такова, что некоторые из них сохраняют свою ориентацию на высотах 22,5 и 45 км. Структура гравитационного поля региона обусловлена строением земной коры в ее современном состоянии. Реликты древней коры в зависимости от хода и направленности последующих движений имеют разную степень сохранности, что соответственно отражается в гравитационном поле. Факторами, определяющими характер поля, являются особенности строения земной коры, развитием офиолитового комплекса и гранитоидов их соотношением, мощностью структурно-

вещественных комплексов. Центральную часть изучаемого региона занимает собственно Шу-Илийский аномальный пояс, представленный рядом аномальных областей.

Жалаир-Найманская гравитационная аномальная область пространственно соответствует одноименной главной сутурной зоне, выполненной морскими флишоидными толщами ордовика и силура, терригенными и вулканогенными образованиями девона. Область протягивается в северо-западном направлении. Границами ее служат полосы сближенных изоаномал, приуроченных к Жалаир-Найманской и Сарытумской шовным зонам.

Северо-западная часть области имеет относительно простую структуру поля со слабоинтенсивными аномалиями. Относительно повышенные аномалии повторяют контуры выходов нижнедевонских основных эффузивов. Наиболее возмущенные участки гравитационного поля тяготеют к ограничивающим область разломам.

Юго-восточная часть области четко проявлена в региональном плане, который осложнен здесь наложением крупной отрицательной аномалии от Жельтауского гранитоидного массива и других более мелких интрузивных массивов различного состава и вулканических аппаратов. Гравитационное поле на участках, не нарушенных интрузивами и субвулканическими телами, сходно по характеру с полем северо-западной части области. Следует отметить аномалию над Карасайской кальдерой и территорией к востоку от нее. Эта в целом повышенная гравитационная аномалия с двумя максимумами может быть увязываема с составом слагающих ее с поверхности кислых вулканитов. Вероятно, с глубиной состав вулканических образований меняется на основной, на что может указывать и повышенное магнитное поле.

Геомагнитное поле и его характеристика

Геомагнитное поле Шу-Илийского региона имеет сложную конфигурацию, что обусловлено разнообразным вещественным составом и строением структурно-вещественных комплексов. Анализ трансформированного в верхнее полупространство магнитного поля показывает, что в целом Шу-Илийский регион выражается обширной областью слабо повышенного аномального поля, вытянутой в северо-западном направлении и обрамленной пониженным («отрицательным») полем.

Магнитное поле Шу-Илийского региона и прилегающих областей может быть подразделено на крупные аномальные области, что и поле силы тяжести, районирование которого было выполнено с учетом геологических и магнитометрических данных. В свою очередь, аномальные области подразделены на ряд аномальных магнитных зон, выделенных в основном по картам магнитного поля среднего масштаба.

Шу-Илийская аномальная область характеризуется повышенным полем в северо-западной и восточной его частях и пониженным – в краевой юго-западной, северо-восточной, центральной и южной. Эта область делится на ряд аномальных областей.

Жалаир-Найманская аномальная зона прилегает с северо-востока к Жалаир-Найманской шовной зоне. Узкой полосой она протягивается в северо-западном направлении на 400 км. Эта зона сложена верхнепалеозойскими зффузивно-осадочными комплексами девона. Значения поля низкие (от 2 до 3 м). В юго-восточной части области на фоне общего пониженного поля, соответствующего площади развития образований кембро-ордовика и девона, выделяются аномалии разных знаков. Наиболее крупные аномалии слабопониженного поля (до 1 м) соответствуют здесь Жельтаускому и Хантаускому гранитным массивам. Контакты массивов с вмещающими толщами отмечаются локальными возмущениями (до 5 м) северо-западного простирания, связанными либо с мелкими интрузиями диоритов вдоль Южно-Жельтауского и Жалаир-Найманского разломов, либо со скарнами и роговиками на контактах. На фоне спокойного пониженного поля выделяется Карасайская изометричная аномалия интенсивностью до 1 м).

Характеристика гамма-поля

Центральная часть *Жалаир-Найманской (Жельтауской) аномальной области* с повышенным уровнем поля (от 10–12 до 15 мкР/ч) и преимущественно северо-западной ориентировкой аномалий обусловлена крупными массивами гранитов поздних фаз. Дайковые и штоки гранитов и гранодиоритов позднего девона фиксируются локальными аномалиями большей интенсивности. Тела ультраосновного и основного состава, расположенные вдоль Жалаир-Найманской и Сарытумской зон разломов, отчетливо фиксируются цепочками пониженных локальных аномалий интенсивностью 4–6 мкР/ч, совпадающих в плане с высокоинтенсивными положительными магнитными аномалиями.

Глубинное строение по сейсмическому профилю «Туркестанский»

В разрезе земной коры в пределах Шу-Илийского рудного пояса по данным метода отраженных волн (МОВ и ГСЗ) в пределах профиля «Туркестанский» были обнаружены многочисленные горизонтальные и пологозалегающие отражатели на глубинах от нескольких километров до границы М.

Очевидно, эти отражающие плоскости связаны с системой пологих сбросов, надвигов, и межформационных срывов, образованных в условиях нижней мезозоны – катазоны, и, таким образом, они являются выражением тектонической расслоенности земной коры. В сочетании с крутопадающими разломами, которые мы наблюдаем на дневной поверхности, они образуют листрическую систему. Сгущения отражателей отмечаются, как правило, на глубинах 10–20 км и вблизи границы М. Это главные detachments земной коры. Верхний является пограничным слоем между складчатыми комплексами высокой и низкой степени метаморфизма. Он обнажен в Жалаир-Найманской и Сарытумской шовных зонах и сложен зелеными сланцами с признаками сильного тектонического течения. Detachment делит земную кору на этажи с разной вергентностью структур. Выше него вергентность всюду меняется в зависимости от первичного направления субдукции, которая, в свою очередь, определяется полярностью островных дуг. Вергентность структур верхнего этажа контролируется преобладающим направлением коллизионных движений. Положение главных сутурных зон определяется наиболее крупными пучками наклонных отражающих площадок. Состав главных террейнов и блоков определяется по гравитационным и магнитным данным. Так, интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии служат для распознавания слябов и аллохтонов океанической коры, указывающих положение главных сутурных зон. Блоки древней континентальной коры обладают пониженными значениями гравитационного и магнитного полей, их осадочный чехол слабо деформирован. Блоки молодой континентальной коры распознаются по присутствию интрузий коллизионных интрузий гранитоидов соответствующего возраста в верхнем структурном этаже. В основании верхнепалеозойских и мезозойских осадочных бассейнов присутствуют грабены, образованные листрическими разломами по механизму простого сдвига. Осадочный чехол бассейнов деформирован в складчато-сбросовом и складчато-надвиговом стиле.

Акбакайское рудное поле приурочено к главной сутурной зоне палеозойда Казахстана, которой и является Жалаир-Найманская палеосутура.

Составленный геолого-геофизический разрез пространственно совпадает с профилем МОВЗ – ГСЗ «Туркестанский», который расположен в Южном Казахстане и ориентирован в северо-восточном направлении в крест простирания главных тектонических единиц региона. Имеет протяженность порядка 1300 км и реконструирует морфологию структур до границы раздела М. В процессе составления геолого-геофизического разреза по профилю «Туркестанский» привлечены данные, полученные методом МОВЗ – ГСЗ Центра «Геон» и ИГН НАН РК, а также результаты геолого-геофизической интерпретации, выполненные Е.А. Зазубиным и А.В. Авдеевым (1998 г.).

В структуре земной коры отчетливо выделяются главные тектонические единицы, которые обозначены поверх геолого-геофизического разреза. К ним относятся террейны, фрагменты вулканоплутонических поясов с аккреционными призмами и разделяющие их сутурные зоны. С запада на восток в пределы профиля попадают следующие тектонические единицы палеозойда: 1) Сырдарьинский задуговой бассейн; 2) Большекаратауская рифтовая зона; 3) Ишим–Каратауская (Кокжотская) сутурная зона; 4) Малокаратауский террейн; 5) Шу-Сарысуйский внутриконтинентальный бассейн; 6) Ишим–Нарымская сутурная зона; 7) Шу-Сарысуйская сдвигово-надвиговая зона; 8) Шуйский террейн; 9) Жалаир-Найманская аккреционная призма; 10) Жельтауский террейн; 11) Сарытумская рифтогенная шовная зона; 12) Илийский и 13) Прибалхашско-Илийский вулканоплутонические пояса; 14) Салкинбельская; 15) Тастауская и 16) Северо-Балхашская аккреционные призмы; 17) Прибалхашский вулканический пояс.

Граница раздела М под террейнами и палеобассейнами имеет глубину залегания порядка 40–42 км, тогда как под аккреционными и рифтогенными зонами возрастает до глубин 45–50 км. В разрезе земной коры по данным МОВЗ – ГСЗ обнаружены полого и горизонтально залегающие отражатели на глубинах от 5 км до границы раздела М. Эти отражатели, вероятно, отражают корневые зоны листрической системы разломов сформировавшихся в условиях катазоны и нижней мезозоны, проникающие на глубины до 15–20 км.

Перечисленные выше тектонические единицы второго порядка входят в состав следующих докембрийско-раннепалеозойских структур – Торгайско-Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента (1–4), Кокшетау-Северо-Тяньшаньского орогенического пояса (5–11), Ата-су-Жунгарского микроконтинента (12, 13) и позднепалеозойского орогенического Жунгаро-Балхашского пояса (14–17). В пределах геолого-геофизического разреза докембрийская континентальная земная кора отмечается в Каратау, Шу-Илийских горах, Жонгариин. Большая часть земной коры под микроконтинентами имеет докембрийский возраст, тогда как земная кора раннепалеозойского возраста подстилает аккреционные зоны. Молодая кора, вероятно, сформировалась в процессе позднепалеозойской коллизии и залегает под сутурными зонами и подстилает Шу-Сарысуйскую сдвигово-надвиговую зону, Шуйский и Жельтауский террейны, Сарытумскую рифтогенную зону, Илийский вулcano-плутонический пояс, а также Салкинбельскую, Тастаускую и Северо-Балхашскую аккреционные призмы. Деформированная океаническая кора подстилает Ишим–Каратаускую (Кокжотскую) и Ишим – Нарымскую и сутурные зоны, а также все аккреционные зоны, а на поверхность выходят лишь отдельные аллохтоны офиолитов. Эти аллохтоны обнажаются в наклонной ($40\text{--}45^{\circ}$) на запад Ишим – Каратауской сутурной зоне, тогда как в пределах Ишим – Нарымской сутуры и Жалаир-Найманской аккреционной зоны они плавно погружаются уже на северо-восток под углами $30\text{--}35^{\circ}$. В южном борту Тастауской аккреционной призмы деформированные офиолиты падают на юго-запад под углами наклона $35\text{--}40^{\circ}$, в восточном ее борту на границе с Северо-Балхашской аккреционной призмой аналогичные зоны полого наклонены на восток под углами от 15 до 30° .

6. Особенности геодинамического развития региона

Для геодинамического анализа структур литосферы Шу-Илийского региона нами использованы результаты тектонических обобщений, данные о глубинном строении тектоносферы этого региона и многочисленные публикации по вопросам геодинамики [Ковалев, 1985; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Диденко и др., 1994; Добрецов, 2003, Добрецов, Буслов, 2007, Коробкин, Буслов, 2011].

Предметом геодинамического анализа являются главнейшие типы структурно-вещественных комплексов, которые состоят из определенных сочетаний геологических и рудных формаций и деформационных структур. Последние, выраженные в виде типов складчатости и тектонофаций, являются свидетельством термодинамических условий, относительно скоростей и интенсивности тектонических движений. Ориентировка главных элементов структурных парагенезисов (главных координирующих разломов, кливажа, кристаллизационной сланцеватости) указывает на определенную ориентировку тектонических потоков, которые представляют собой направленное течение больших масс вещества горных пород [Паталаха, 1981; Паталаха, Смирнов, Коробкин, 1986; Паталаха и др., 1993; Паталаха, Лукиенко, Гончар, 1995; Коробкин В.В., Смирнов А.В., 2008].

Геодинамический процесс раннего протерозоя оставил свой след в виде гранулитогнейсовых поясов и гранитогнейсовых куполов, сильно преобразованных позднепротерозойскими и фанерозойскими магматическими процессами. Тотальное развитие кристаллизационной сланцеватости свидетельствует о массовом течении вещества, малой контрастности скоростей тектонических потоков в архей-раннепротерозойских комплексах. Это противоречит существованию жестких плит на ранних этапах геологической истории. Завершились архей-раннепротерозойские тектонические процессы формированием кристаллического фундамента эпикарельской платформы, на котором в начале позднего протерозоя (в раннем-среднем рифее) сформировался осадочный чехол из карбонатных и кварцево-песчаниковых толщ.

Новое возбуждение тектонических процессов началось, по-видимому, в среднем рифее, с развития рифтовых структур и раскрытия в некоторых из них океанической коры. В деформационной структуре толщ эпикарельской платформы с этими тектоническими событиями связано формирование структур послойного течения в толщах чехла эпикарельской платформы, в особенности в их основании. Деформации отвечают мезотектоническим условиям, т. е. повышенному тепловому потоку, обусловившему развитие в толщах горных пород регионального зеленосланцевого метаморфизма. Это придает рифтогенным структурам рифея сходство с зеленокаменными поясами раннего протерозоя. В рифейских толщах древних массивов Казахстана очень широко распространены мигматиты и гранитогнейсы с возрастом 1300–1100 млн лет, формирующие гранито-

гнейсовые купола. Последние, как считаются, не характерны для плейт тектонической стадии развития тектоносферы Земли.

В самом конце рифея формируются орогенные формации. Это карбонатно-терригенные регрессивные серии, риолитовые вулканические толщи и калиевые граниты с возрастом 850–900 млн лет. Орогенные формации позднего рифея также несут следы сильных тектонических деформаций шовно-послойного и шовного типов.

В раннем венде следует кратковременный этап стабильного состояния земной коры региона, когда формировались карбонатные и кварцево-песчаниковые толщи платформенного типа.

Новый этап деструкции континентальной земной коры, самый значительный в Урало-Монгольском складчатом поясе, начался в конце венда. Он был связан с глобальным процессом деструкции, поскольку проявился во всех каледонских подвижных поясах планеты (океан Япетус и др). Нижний комплекс рифтовых впадин на окраинах микроконтинента представлен углеродисто-терригенно-карбонатными, извесняково-доломитовыми с признаками эвапоритов рудоносными толщами Текелийского района, Каратау, Улутау. Верхний молассоподобный комплекс этих впадин сложен фациально изменчивыми грубообломочными толщами, в частности, вероятно им принадлежат так называемые тиллитоподобные конгломераты Улутау, Каратау, Северного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау. Толщи ведского комплекса регионально не метаморфизованы, но углеродисто-карбонатные и углеродисто-терригенные горизонты этих толщ превращены в сланцы с признаками начального метаморфизма и интенсивного послойного течения, в результате чего комплекс отличается очень сильной тектонической расслоенностью, свидетельствующей о господстве горизонтальных тектонических потоков. Процесс рифтогенеза на окраинах микроконтинентов сменился общим опусканием, в результате чего в кембрии и раннем ордовике здесь формировались сравнительно маломощные кремнистые и карбонатные толщи, характерные для пассивных континентальных окраин.

Признаки перехода к океанической стадии рифтогенеза в кембри-раннем ордовике обнаруживаются в виде офиолитовой ассоциации, представленной фрагментарно в олистостромах, тектоническом меланже, эпизональных шарьяжах, образованных при движении фрагментов океанической коры в толщах нелитифицированных терригенных осадков. Все эти образования находятся в пределах зон тектони-

ческого скупивания вместе с фрагментами тектонических комплексов. Крупнейшие зоны тектонического скупивания – Жалаир-Найманская, разделявшая в свое время микроконтиненты: Кокшетау-Каратауский, Балхашский и Северо-Тяньшаньский. В конце кембрия – начале ордовика возникли активные океанические окраины с энсиматическими островодужными вулканическими структурами: Шу-Илийской, т. е. заработал механизм субдукции, начали формироваться зоны тектонического скупивания.

В среднем ордовике в Балхашском, Северо-Тянь-Шаньском, Кокшетау-Каратауском микроконтинентах и на окраине Восточно-Европейской платформы возобновлялись деструкционные процессы и формирование офиолитовых ассоциаций, образовавших Тектур-масский, Северо-Балхашский, Сакмарский межконтинентальные рифты. Одновременно возникли новые зоны субдукции, сформировались Чингизская и Спасско-Баянаульская островодужные вулканические структуры [Смирнов, Коробкин, 2003].

В позднем ордовике - раннем силуре процессы тектонического скупивания охватили и новообразованные ранне-, среднеордовикские зоны раскрытия океанической коры. Следствием этого всеобщего тектонического скупивания было формирование контрастного подводного рельефа, с чем связана смена олистостромового комплекса флишевым, в котором развивались поверхностно-гравитационные подводно-оползневые структуры (мелкие неупорядоченные складки, “дикий флиш”). Островодужные структуры также были вовлечены в процесс тектонического скупивания, фрагментированы и попали в состав олистостром и эпизональных шарьяжей. В конце этапа произошло общее поднятие территории Казахстанской микроплиты, образованной в результате коллизии микроконтинентов и островных вулканических дуг. Все тектонические комплексы подверглись сильнейшим разломно-блоковым деформациям. Последние в зонах крупнейших швов имели мезотектонический характер, а во внутренних частях крупных блоков – эпитектонический. Ранние деформационные структуры этого этапа имели субгоризонтальную ориентировку главных элементов структурного парагенезиса. Они сформировали крупные межформационные срывы на границе докембрийского фундамента и нижнепалеозойских тектонических комплексов на окраинах микроконтинентов, а также в толщах докембрия, усилив их тектоническую расслоенность. Поздние шовные структуры отличаются господством крутопадающих элементов, что свидетельствует о преобладании субверти-

кальных тектонических потоков. С этим этапом связаны массовые проявления плутонического гранитоидного магматизма, сменившие вулканические проявления. Эти процессы совпадают с ранними фазами каледонской орогении, тесно связаны с аналогичными событиями глобального масштаба.

Поздний силур был этапом относительного тектонического покоя на большей части территории внутренних зон подвижного пояса. Общие поднятия, охватившие новообразованную Казахстанскую микроплиту, привели к смене флишового комплекса молассовым. На этом фоне обособились две глубоководные внутриконтинентальные впадины, соответствующие Жаман-Сарысуysкому и Северо-Джунгарскому синклинориям, в которых происходило интенсивное флишенационное накопление с характерным для таких комплексов поверхностно-гравитационным типом деформационных структур. Возможно, здесь имели место раздвиговые рифтоподобные структуры.

Сначала девона тектоно-магматические процессы в Казахстанском сегменте Урало-Монгольского подвижного пояса вновь резко активизировались. Активизация в самом широком смысле этого понятия, проявилась, прежде всего, в развитии вулканических процессов в структурах разных типов.

Новым явлением в палеозойской истории региона явился заложенный в раннем девоне вулканический пояс на сформированной в результате тектонического скупивания микроконтинентов и островных дуг континентальной земной коре. Он имеет форму полукольца, разомкнутого на востоке и наложен резко несогласно на разнородные по своему строению и происхождению части Казахстанской микроплиты, пересекая и перекрывая крупнейшие зоны тектонического скупивания (Ерементау-Макбальский трансформный разлом, Чингизскую, Спасско-Баянаульскую, Шу-Илийскую вулканические островодужные структуры). Характерно ритмичное строение вулканических толщ, гомодромность ритмов, периодическая смена вулканической формы магматизма плутонической [Шужанов, 1984].

В фамене – раннем карбоне на большей части Казахстанского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса и прилегающей территории Восточно-Европейской платформы господствовали процессы рифтегенеза [Веймарн, Милановский, 1990]. В Шу-Илийском регионе возникло множество впадин с карбонатным и карбонатно-терригенным осадконакоплением, приуроченным к зонам подновленных разломов и обозначивших процесс общего погружения и растя-

жения континентальной коры, т. е. проходил рифтогенез в ослабленном и рассеянном виде. Отличием этого этапа от других этапов рифтогенеза явилось слабое развитие вулканических процессов и очень быстрое закрытие рифтовых структур, либо образование над ними платформенных синеклиз, таких как Шуйская.

Процесс тектонического скупивания в позднем палеозое сопровождался проявлениями вулканоплутонического магматизма. На территории Центрального и Южного Казахстана образовался Прибалхашско-Илийский континентальный вулканический пояс. Строе и развитие вулканического пояса детально описаны В.Я. Кошкиным [1981], и они сходны в общих чертах с девонским вулканическим поясом. В ходе тектонической истории ранне-, среднекарбонового этапа массовое развитие гранитоидного магматизма указывает на ряд моментов приостановки тектонических движений. Сформированные в эти моменты плутоны концентрируются в Прибалхашско-Илийском вулканоплутоническом поясе.

Орогенез ранне-, среднекарбонового времени имел глобальное распространение. Процессы раскрытия океанической коры и рифтогенеза для этого этапа нехарактерны. Его можно считать этапом начала глобальной коллизии.

С конца позднего карбона до раннего триаса почти вся территория Казахстана развивалась в орогенном режиме. На большей части бывшей Казахстанской микроплиты в широких впадинах формировались красно- и пестроцветные континентальные обломочные моласовые толщи, содержащие в Жезказганской и Тенизской впадинах стратиформное медное промышленное оруденение. Эти толщи деформированы сравнительно слабо в эпизональном отраженном стиле (брахискладки, горсты и грабены, пологие моноклинали, флексуры). С запада и востока впадины окаймлялись, по-видимому, горными сооружениями, в недрах которых развивались магматические процессы в плутонической форме. На юге-востоке располагалась зона активного вулканизма в виде Прибалхашско-Илийского вулканоплутонического пояса. Толщи вулканоплутонических поясов деформированы слабо, в них хорошо сохранились вулканотектонические структуры центрального типа. Более сильные деформации сосредоточены на границах горных поднятий и впадин. Здесь развиты крупные разломы, причем многие из них надвиги, по которым толщи и структуры поднятий надвинуты на смежные впадины.

На позднепалеозойско-раннемезозойском этапе развития Земли была сформирована Пангея II [Хаин, 2000], т. е. это был этап завершения глобальной аккреции континентов, начавшейся на предыдущем этапе, это этап главной герцинской складчатости.

В это же время и даже несколько ранее (в поздней перьми) появились признаки предрифтовой стадии поздне триасово-юрской деструкции континентальной коры в виде щелочных интрузий, базальт-трахириолитовых вулканоплутонических комплексов (Северный и Восточный Казахстан, Торгай). В позднем триасе на территории Казахстанского орогена начинается рассеянный рифтогенез, проявившийся с развитием многочисленных грабенов. Большая их часть приурочена к основанию платформенного разреза Туранской плиты. Отдельные грабены встречаются в Центральном Казахстане. Грабены приурочены к зонам крупных разломов, унаследованных от структур палеозоя. Отмечается поднятие кровли астеносферы и уменьшение мощности земной коры под всеми крупными впадинами.

Во впадинах Южного Казахстана, где за развитием грабенов следовало общее опускание земной коры, юрские отложения нефтегазонасыщенные. В других районах Казахстана, где такого опускания не было, они угленосны. Эта стадия рассеянного рифтогенеза быстро закончилась, не сформировав крупномасштабной системы рифтов. Рассматриваемый этап незавершенной деструкции континентальной коры совпадал по времени с глобальным этапом деструкции, положившим начало раскрытию современных океанов. С этим этапом глобальных движений было связано формирование системы крупнейших сдвиговых разломов Казахстана.

После раннемезозойского рассеянного рифтогенеза на всей территории Казахстана установился платформенный режим. В поздней юре и мелу территория к западу от гор Улутау была опущена и покрыта мелким морем, здесь образовалась Туранская плита. Восток Казахстана медленно поднимался и получил название Центрально-Казахстанского щита.

В конце неогена стабильное состояние литосферы юго-востока Казахстана было вновь нарушено мощными орогеническими процессами, которые принято связывать с глобальной коллизией в альпийском подвижном поясе, в частности, с движением на север Индостана, и коллизионными процессами на его границе с континентами Евразии.



Рис.3. Геологическая карта Акбайкайского рудного поля

I – нерасчлененные четвертичные отложения: галечники, пески, суглинки, глины со щебнем, чехла мезозой-кайназойской платформы; 2 – плиоцен: гравели-

ты, песчаники, глины, чехла мезозой-кайназойской платформы; 3 – нерасчлененные средне-верхнедевонские (карасайская свита) туфы андезито-дацитового и риолитового состава, вулканомиктовые конгломераты и песчаники тыловой зоны вулканического пояса окраинно-континентального типа; 4 – нижний девон (коккасская свита) андезибазальты, риолиты, вулканомиктовые песчаники и конгломераты фронтальной зоны вулканического пояса; 5 – моласса верхнего ордовика краевой части составного Казахстанского палеоконтинента (дуланкаринская свита карадока): конгломераты, песчаники, алевролиты с линзами известняков; 6 – нерасчлененные нижне-среднеордовикские турбидиты аккреционного комплекса (дистальный флиш, каратальская свита): ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфов риолито-дацитового состава, в основании конгломераты; 7 – позднедевонские коллизионные граниты желтауского комплекса; 8 – среднедевонские надсубдукционные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 9-17 – литолого-петрологические комплексы пород; позднедевонские дайки (9,10): 9 – диабазов (а) и микродиоритов (б); 10 – аплитов (а) и кварцевых диоритов (б); 11 – лавы риолитов (а) и брекчий риолито-дацитового состава; 12 – андезибазальтов, базальтов (б); 13 – конгломераты (а) и песчаники (б); 14 – переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты (а) и туфы килового состава (б); 15 – граниты; 16 – гранодиориты; 17 – разломы достоверные и перекрытые четвертичными отложениями; 19 – элементы залегания пород; 20 – контуры геологических тел. Месторождения (римские цифры в кружочках): I – Акбакай, II – Карьерное, III – Бескемпир, IV – Светинское. Рудопроявления: 1 – Конгломератовое, 2 – Осеннее, 3 – Жайдарман, 4 – Дедовское, 5 – Жаким, 6 – Самородковое, 7 – Промежуточное, 8 – Васильевское, 9 – Северный Шуак, 10 – Япурай, 11 – Западный Шуак, 12 – Центральный Шуак, 13 – Уак, 14 – Кенжем, 15 – Бурылтай, 16 – Захарское, 17 – Дорожное, 18 – Жаким, 19 – Ореольное

Краткий обзор истории развития тектонических структур земной коры Шу-Илийского региона дает основание для некоторых геодинамических обобщений. С точки зрения господствующих деформационных структур, существовали три типа геодинамического развития: 1) раннедокембрийский, отличающийся тотальным распространением структур динамометаморфического течения, что несовместимо с существованием жестких плит; 2) позднекембрийский как механизм плитной тектоники начинал работать на этапе рифтогенеза, но быстро сменился массовым течением вещества земной коры; 3) фанерозойский, когда механизмы плитной тектоники реализовались в полном объеме. Каждый из этих мегэтапов заканчивался стабилизацией тектоносферы, они разделены во времени глобальными этапами платформенного неактивного состояния.

7. Геологическое строение золоторудных месторождений Акбакайского рудного поля

Акбакайское рудное поле (рис. 3) располагается в центральной части Шу-Илийского рудного пояса, в пределах его главных тектонических единиц – Жалаир-Найманской шовной зоны и Жельтауского террейна.

Жалаир-Найманская шовная зона – разломная структура, представляющая собой линеамент, протягивающийся в северо-западном направлении более чем на 700 км, при ширине от 20–30 км до 70–80 км.

В осевой части Жалаир-Найманской шовной зоны в тектонических клиньях залегают интенсивно дислоцированные и динамометаморфизованные спилито-диабазовые и кремнистые породы ащисуйской свиты венда-нижнего кембрия и пространственно с ними ассоциирующие доордовикские интрузивные образования базит-гипербазитового состава, а также песчано-кремнистые отложения джамбульской и сланцево-кремнистые отложения сулусайской свиты верхнего кембрия.

Специфика геологического строения Акбакайского рудного поля приводится с использованием данных В.И. Данилова, В.А. Жогова, А.Д. Дурсунова, М.С.Рафаиловича, А.А. Поречина, К.Т. Байбекова, Ю.Е. Яренского и др.

Доордовикский базит-гипербазитовый комплекс выделяется только в Жалаир-Найманской офиолитовой шовной зоне и связан с глубинными разломами северо-западного простирания. Породы этого комплекса наиболее деформированы и в современном залегании представлены мелкими протрузивными массивами линзообразной и клиновидной формами, ориентированными в северо-западном направлении и ограниченными по периферии разломами. По составу наибольшее распространение имеют массивы, сложенные габбро, габбро-амфиболитами и гарцбургитами, реже дунитами, перидотитами, пироксенитами, нередко нацело серпентинизированными, а также диоритами и плагиогранитами. Все вышеуказанные образования относятся к океаническому структурно-вещественному комплексу.

На периферии шовной зоны и Жельтауского террейна к океаническому комплексу относятся, кроме того, отложения нижнего-среднего ордовика. Здесь в районе они представлены песчаниками, известняками, адезибазальтами акжальской свиты нижнего ордовика

и песчано-конгломерато-сланцевой толщей каратальской свиты нижнего-среднего ордовика. Породы также интенсивно дислоцированы, но процессы динамометаморфизма в них проявлены только вдоль разломов.

Жельтауский террейн сложен верхнеордовикскими и среднедевонскими толщами, которые в центральной части прорваны крупнейшим в этом регионе Жельтауским гранитным массивом с размерами 100х40–30 км.

К флишево-олистостромовому комплексу относятся терригенные отложения байгаринской свиты среднего ордовика, а также отложения андеркенской и дуланкаринской свит верхнего ордовика. Байгаринская свита представлена конгломерато-песчаниковыми и песчано-алевролитовыми пачками пород, а андеркенская и дуланкаринская свиты – флишоидными разрезами, включающими в состав песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, алевропелиты и редко известняки.

Кроме того, в 10–20 км к юго-западу от Акбакайского рудного поля в состав указанного комплекса входят пестроцветные туфогенно-терригенные толщи саламатской и койчинской свит нижнего силура. В рамках рассматриваемой территории Акбакайского рудного поля ордовикский флишоидный комплекс представлен только отложениями дуланкаринской свиты.

К окраинно-континентальному вулканическому комплексу относятся все девонские (до фаменского яруса) вулканогенно-осадочные толщи и интрузивные образования Жельтауского террейна. В рассматриваемом районе комплекс включают образования двух свит: коктаасской и карасайской. Коктаасская свита нижнего девона представлена красноцветными конгломерат-туфопесчаниковой и бурозеленые дацит-туфоконгломератовой толщами пород. Карасайская (дегреская) свита среднего-верхнего девона сложена вулканитами кислого состава и вмещает многочисленные субвулканические тела риолитов и риодацитов [Шужанов, 1984, Курчавов, 2000]. Обе указанные свиты участвуют в строении Акбакайского рудного поля.

Что касается гипабиссальных интрузивных и субвулканических образований, то в данном районе они представлены тремя комплексами: габбро-диабаз-диоритовым среднедевонским (кызылжартасским), фельзит-граносиенит-гранитным средне-верхнедевонским (субвулканическим) и гранитным верхнедевонским (жельтауским).

Среднедевонским кызылжартасским габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом, сложен одноименный плутон и Кенгирский шток, вмещающий Акбакайское месторождение. На остальной площади от рудного поля этот комплекс образует мелкие штоки, дайки и силы, прорывающие терригенные толщи верхнего ордовика. Указанные интрузивные тела сложены диоритами, андезитами, диабазами.

Средне-верхнедевонский субвулканический фельзит-граносиенит-гранитный комплекс имеет наибольшее распространение среди когмогматичных вулканогенно-осадочных пород, особенно среди вулканитов карасайской свиты, где образует небольшие по размерам и разнообразные по формам субвулканические тела. На площади Акбакайского рудного поля он проявлен мелкими штокообразными телами среди вулканитов коктаасской свиты и реже среди терригенных пород дуланкаринской свиты.

Жельтауским позднедевонским гранитным комплексом сложен одноименный гранитный батолит, залегающий в центральной части Жельтауского террейна.

В пределах Акбакайского рудного поля граниты Жельтауского батолита прорывают Кызылжартасский интрузивный массив. В результате кремне-калиевого метасоматоза со стороны Жельтауского плутона исходные габбро и диориты Кызылжартасского штока преобразованы в кварцевые диориты и гранодиориты.

К квазиплатформенному комплексу относятся фамен-нижнекаменноугольные осадочные отложения. В рассматриваемом районе эти образования отсутствуют. В 25 км к востоку от рудного поля в северо-восточном бору Жельтауского террейна они обнажаются в пределах Кызылкемерской грабен-синклинали. Здесь фаменский ярус представлен разрезом, в основании которого залегают конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Нижний карбон сложен переслаивающимися известняками, мергелями, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Комплекс платформенного чехла (мезозой-кайнозой) в рассматриваемом районе имеет крайне ограниченное распространение и включает небольшие и маломощные (до 10–25 м) выходы двух свит: андасайской верхнего миоцена – нижнего плиоцена и кеншагырской среднего-верхнего плиоцена. В составе андасайской свиты участвуют конгломераты, мергели, известняки и преимущественно красные глины. Кеншагырская свита сложена конгломератами, песками

и глинами. Кроме того, в сухих руслах и в эрозионно-дефляционных котловинах распространены верхнечетвертичные и современные отложения, представленные плохо окатанными галечниками, гравийно-щебнистыми песками, супесями и суглинками.

Акбакайское рудное поле, кроме месторождения «Акбакай», включает месторождения «Карьерное», «Бескемпир», «Аксакал», «Думан-Шуак», «Кенжем», «Кенгир» и ряд рудопроявлений. Все они располагаются в пределах небольшого блока палеозойских пород площадью около 30 кв. км. В пределах Акбакайского рудного района, включающего территорию на десятки километров к западу, северо-западу и юго-востоку от рудного поля, открыт ряд месторождений («Светинское», «Сарытас», «Олимпийское», «Алтынтас», «Кокпар», «Андасайское») и многочисленное количество золотопроявлений.

7.1. Особенности геологического строения золоторудных месторождений, связанных с Кызылжартасским гранитоидным массивом

7.1.1. Месторождение «Акбакай»

Золоторудные месторождения Акбакайского рудного поля локализируются, главным образом, в эндоконтакте Кызылжартасского гранодиоритного массива (рис. 3-6), и лишь на крайнем западе они частично заходят во вмещающие осадочные породы ордовика, представленные интенсивно ороговикованными полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами. По структурно-петрографическому составу интрузивные породы Кызылжартасского массива в пределах месторождения относятся к гранодиоритовому ряду. Особенностью гранитоидных пород на площади месторождения является наличие в них большого количества шлировидных обособлений, обогащенных темноцветными минералами и имеющих размеры от сантиметра до 30–50 см. Петрографическое изучение шлифов показывает на их образование за счет переработанных ксенолитов вмещающих пород. Все это указывает на широко проявленные процессы ассимиляции и контаминации при внедрении интрузии, обусловивших формирование типичной эндоконтактовой фации [Бакенов, Куанышбаев, 1976].

На площади месторождения «Акбакай» широко распространены дайки лампрофиров (спессартиты, керсантиты и одиниты) и дайки диабазов. Также имеются дайки аплитов и гранодиорит-порфиров.

Одна из протяженных даек гранодиоритов простирается на расстояние 1900 м, ориентирована субширотно (290°), имеет крутые углы наклона ($80\text{--}85^\circ$) с падением на север, толщина ее варьирует от 1,5–2 м до 5 м. Дайка смещена по Акбакайскому разлому до 40 м и прорывается лампрофирами. Более молодые дайки лампрофиров выполняют как крутопадающие, так и пологие трещины. Среди них можно выделить крутопадающую дайку Главного Акбакайского разлома – очень протяженное (более 700 м) плитообразное тело, и пологопадающую, так называемую структурную дайку, вблизи которой залегают пологие кварцевые жилы. На глубине количество пологопадающих даек лампрофиров увеличивается. Одной из крупных по протяженности является дайка диабазовых порфиров, залегающая севернее Акбакайского разлома. Она пересекает полностью Кызылжартасский интрузив и входит в граниты Жельтауского плутона. Дайка имеет сложную морфологию (пережимы, выклинивания, коленообразные изгибы), мощность ее варьирует от долей метра до 6–8 м. Падение северное под углом $50\text{--}60^\circ$.

Важно отметить общность пространственной ориентировки дайковых образований и рудоносных зон, причем наблюдается предпочтительная локализация последних именно в пределах даек, что свидетельствует о единстве структурного контроля формирования тех и других. Главенствующую роль в строении рудных зон и играют разрывные нарушения. Главные разломы имеют широтное простираание, второстепенные – от субмеридионального до северо-восточного направления. Большинство широтных разломов имеют северное падение их плоскостей смещения и контролируются разновозрастными дайками и кварцево-бerezитовыми рудными телами. Один из главных рудоконтролирующих разломов, Бескемпирский, в центральной части контактирует песчано-сланцевыми породами и с гранодиоритами Кызылжартасского массива, а в восточной части – гранодиоритами с гранитами Жельтауского плутона. Он представлен зоной лимонитов мощностью 1,0 до 2,0 м, в которой гранодиориты имеют черную окраску и тектоническим швом с глиной трения мощностью 0,08–0,1 м. В лежащем боку этого шва породы совершенно не затронуты дислокационным метаморфизмом, в них проявлен лишь процесс про-

пилитизации. С висячей стороны тектонического шва в полосе шириной 20 м гранодиориты интенсивно раздроблены, перемяты, по существу это катаклазиты. По ориентировке деформированных пород и тектонической линейности (борозды и зеркала скольжения) Бескемпирский разлом имеет южное падение плоскости сместителя.

Рис. 4. Месторождение «Акбакай» современное состояние рудника (фотографии Коробкина В.В.). Верхние фотографические снимки – карьер по березитам и гранодиоритам кызылжартасского комплекса

Характер движения по Бескемпирскому разлому многоэтапный взбросо-сдвиговой, с преобладанием сдвиговой составляющей порядка 1,5–2,0 км.

Бескемпирский и Акбакайский разломы являются нарушениями одного ранга и одновозрастными по времени заложения и последующего развития. В блоке между Акбакайским и Бескемпирским разломами широко развиты оперяющие их широтные и северо-западные присдвиговые рудоконтролирующие разломы двух серий: 1) пологопадающие (угол 45–50°), 2) крутопадающие (угол 60–80°).

Месторождение «Акбакай» относится к кварцево-жильно-сульфидному типу. Кварцевые жилы выполняют субширотные разрывные нарушения и контролируются дайками лампрофиров. Всего на месторождении известно девять основных и пять менее значимых кварцевых жил.

Пологопадающие жилы залегают между Акбакайским и Бескемпирским разломами. Остальные полого падающие рудные тела залегают в висячем блоке Акбакайского разлома. Все жилы имеют северное падение, углы падения их варьируют незначительно. Для крутых жил они составляют 60–70° и 75–80°, для пологих – 45–50°.

Поперечное строение рудных тел однотипное. Они состоят из одной, реже двух стержневых кварцевых жил небольшой мощности, которые окаймляются соизмеримыми по мощности полосами березитов. В контур рудных тел часто входит частично или полностью дайка лампрофиров. Все контакты четкие.

В месторождении «Акбакай» золотом обогащены центральные части жил. По направлениям падения, восстания и к флангам золотеносность в жилах постепенно снижается.

На западном фланге месторождения крутонаклонные рудные зоны и жилы ориентрованы в направлении 290° и в них локализируются рудные столбы. Эти рудные столбы наклонены на запад под углами 50–60°. Линия сопряжения дополнительных кварцевых жил с Главной рудной зоной, контролирует общее направление рудных столбов. В пологих жилах контуры богатых руд, в целом, параллельны линиям сопряжения их с жилой Главной. Незначительные по размерам рудные столбы протяженностью до 60 м контролируются следующими элементами:

1) сопряжением кварцевых жил, где одна из жил оказывается обогащенной золотом, в то время как вторая жила характеризуется низкой золотоносностью;

2) рудные концентрации приурочены к самим пересечениям и к участкам сближения жилы с дайкой;

3) поперечные разрывы и связанные с ними рудные зонки имеют небольшие площадные размеры, но имеют высокие концентрации золота;

4) участки осложнения формы рудных тел (изгиб жил и ее расщепление).

Акбакайское месторождение относится к среднеглубинной золото-кварцевой умеренно-сульфидной формации [Бакенов, Куанышбаев, 1976; Бакенов 2002]. Среднее содержание сульфидов в рудах составляет 5–7 %, достигая участками до 10 % и более. Основная часть сульфидов приходится на долю пирита и арсенопирита. Другие сульфидные минералы включают халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, висмутин, джемсонит и антимонит, на долю которых приходятся десятые и сотые доли процента. Свободное золото в руде составляет 80–85 %, а 15–20 % приходится на тонкодисперсное золото, связанное в основном с арсенопиритом. Отмечено в руде самородное серебро, среднее содержание которого в два раза ниже золота.

Протяженность жил изменяется от 250 до 600 м (жила «Главная») при средней 320–350 м, средняя мощность рудных тел 1,5–2,0 м при небольших колебаниях. В типовом сечении рудное тело состоит из собственно кварцевого стержня и окаймляющих его и соизмеримых по мощности березитов. В контур рудного тела входят прокварцованные и минерализованные сульфидами дайки. Месторождение разведано до глубины 700 м, имеются единичные скважины глубиной 900–1300 м, подтвердившие продолжение рудовмещающих структур. С глубиной доля кварцево-жильного выполнения уменьшается с одновременным увеличением доли березитов, в этом же направлении идет постепенное закономерное снижение золотоносности от высоких по содержанию золота в приповерхностных частях до рядовых на глубинах 500–600 м. Контур промышленного оруденения и локальных рудных столбов имеет крутое (70–75°) западное склонение. В этом направлении месторождение на глубину не оконтурено, прогнозные ресурсы его связаны с глубокими горизонтами западного фланга.

К восточному флангу уровень золотоносности рудных тел постепенно снижается, а основные жилы выклиниваются. Однако здесь появляется группа новых кварцево-березитовых жил с умеренным золотым оруденением, которые выделены как месторождение «Карьерное». В отличие от основного месторождения здесь рудные тела пространственно разобщены с рудоконтролирующими дайками, хотя и залегают субпараллельно с ними. Это очевидно имело решающее влияние на уровень золотоносности рудных тел.

Рис. 5. Схема разломных структур Акбакайского рудного поля. В палеозоидах Шу-Илийского региона выделено 14 основных этапов деформации (Паталаха, Смирнов, Коробкин, 1986). На Акбакайском рудном поле рассматривается система хрупких (в эндоконтакте Жартасского массива гранитоидов) и хрупко-вязких (Жалаир-Найманская шовная зона) этапов деформаций (всего 3 этапа: постсубдукционный и два коллизионных) сформировавших рудовмещающие разломные структуры.

1 – главные координирующие глубинные разломы региона (разломы 1 порядка), 2 – система оперяющих разломов (разломы 2 порядка), 3 – позднедевонские (франские) гранитные плутоны (А – Токенский, В – Жалгызский, С- Жельтауский), 4 – ранне-среднедевонский Кызылжартасский штوك.

Координирующая система разломов (разломы 1 порядка – римские цифры в кружках): Жалаир-Найманская шовная зона (главная сутурная зона палеозоид Казахстана): I- южная ветвь зоны, II- центральная ветвь зоны, III – северная ветвь зоны; IV – Сарытумский разлом, V – Кызылкемирский разлом. Система оперяющих разломов второго порядка, возникшая в раннедевонский – франский этап коллизионных событий. Эта единая динамическая разрывная система, возникла при левосторонних сдвиговых смещениях по координирующим разломам (арабские цифры в кружках): 1 – Байгаринский, 2 – Северо-Андасайский, 3 – Южно-Андасайский, 4 – Кызылжартасский, 5 – Бескемтирский.

Рис. 6. Геологическая карта месторождений Акбакай, Карьерное, Бескемпир и других близ прилегающих рудных объектов.

1- четвертичные отложения: делювиально-пролювиальные такырно-солончаковые отложения; 2- средний девон, карасайская свита: переслаивающиеся туфогенные песчаники и алевролиты с горизонтами туфов и риолитов; 3 – нижний девон, коктасская свита: в основании конгломераты, переслаивающиеся андезибазальты, андезиты и их туфы, лавы и туфы риолитов, туфопесчаники; 3 – верхний ордовик, дуланкаринская свита: переслаивающиеся граувакковые песчаники, алевролиты с прослоями конгломератов и гравелитов; 5 – нерасчлененный позднедевонский дайковый комплекс: дайки гранит-порфиоров, фельзитов, риолитов, лампрофиоров; 6 – позднедевонские граниты жельтауского комплекса; 7 – золотосульфидные кварцевые жилы и зоны гидротермально измененных пород: а – промышленные, б - перспективные; 8 – ранне-среднедевонские кварцевые диориты и гранодиориты кызылжартасского комплекса; 9 - разломы.

Золотосульфидные кварцевые жилы и зоны гидротермально измененных пород (арабские цифра в кружках): 1 – Главная, 2 – Октябрьская, 3 – Тукеновская жила, 4 – Южная, 5 – Фроловская, 6 – Северный Акбакай, 7 – Рудная зона месторождения Карьерное; 8 – Бескемпир, 9 – Сюрприз, 10 – Жаким, 11 – Самородковая, 12 – Загадка, 13 – Промежуточная. Рудные зоны: 14 - Макпалская, 15 – Аксакалка; Шуакская (Думан-Шуак (16-18): 16 – Северная, 17 – Центральная, 18 – Западная, 19 – Япурайская.

7.1.2. Месторождение «Карьерное»

Расположено на восточном продолжении дайкового пояса в южном блоке Бескемпирского разлома и непосредственно примыкает к нему. В связи с этим здесь интенсивно развиты разрывные нарушения, которыми месторождение разбито на серию тектонических пластин параллельно разлому. Рудные тела кварцево-жильного типа, аналогичные жилам месторождения «Акбакай» и контролируемые также дайками диоритов, ступенчато приподняты в направлении к Бескемпирскому разлому приобретая, таким образом, в целом пологое ($15\text{--}20^\circ$) залегание (рис. 6, 7). В связи с интенсивной тектонической нарушенностью, околожильное пространство минерализовано сульфидами и несет бедное оруденение золота.

Рис. 7. Месторождение «Карьерное» – современное состояние рудника (фотографии Коробкина В.В.). Верхний левый снимок – панорама отвалов карьера, на двух других фотографиях – контакт ороговикованных песчаников дуланска-ринской свиты верхнего ордовика, прорванными дайками гранодиоритов, диоритов

В месторождении детально разведаны два рудных тела, названных залежами. Протяженность их по простиранию 350 и 550 м, длина по падению 50–60 м при средней мощности 8–10 м. Залегают они на глубине 0–70 м и по падению ограничены Бескемпирским разломом. Запасы глубоких горизонтов месторождения связываются с аналогичной рудной залежью – Жумагалиевской.

7.1.3. Месторождение «Бескемпир»

Локализуется в висячем блоке гранодиоритов Кызылжартасского интрузива, сдвинутом к востоку от месторождения «Акбакай» на 1,8 км (рис. 6, 8). Северной границей его является Бескемпирский разлом, восточной и южной – контактовая поверхность интрузива. Площадь месторождения сложена гранодиоритами Кызылжартасского интрузива. Широким развитием на площади месторождения пользуются дайковые породы контрастного состава, с которыми пространственно и парагенетически связано золотое оруденение.

Дайка диоритовых порфиритов, к которой приурочено одно из рудных тел жилы «Сюрприз», представляет собой темно-серую, чаще зеленовато-серую породу порфировой структуры. Характерной особенностью этой дайки является наличие в ней включений прозрачного безсульфидного кварца, который содержит 1,2 г/т золота, 2,4 г/т серебра и 0,02% мышьяка. Форма включений от угловато-изометричной до уплощенной, линзовидной. Размеры составляют от 1–3 до 5–10 см. Протяженность дайки Сюрприз превышает 2 км, простирание ее широтное, падение северное под углом 65–70°. По падению дайка выклинивается на глубине 400 м, кулисообразно сменяясь новой аналогичного состава.

Дайка кварц-биотитовых порфиритов, контролирующая другое рудное тело – жилу «Бескемпир», в неизменном виде имеет темно-серую окраску. Дайка имеет широтное простирание, падая к северу под углом 40–50°. Строение ее кулисообразное. Протяженность частных даек (кулис) составляет 70–90 м, в поперечном сечении они залегают на расстоянии 1–5 м одна от другой на западном фланге это расстояние увеличивается до 10–20 м, мощность даек 1,5–2,0 м. Общая протяженность дайки кварц-биотитовых порфиритов достигает 3 км.

Рис. 8. Месторождение «Бескемпир» (территория южнее шахты) – современное состояние (фотографии Коробкина В.В.). Метасоматически измененные гранодиориты кызылжартасского комплекса

Обе контролирующие дайки пересекаются на глубине 70–140 м, образуя единую дайку, на протяжении 10–30 м по падению. Одна от другой дайки отделены разрывом. Зон закалки, либо апофиз, ни в той, ни в другой из даек не отмечено, что говорит о близком возрасте их внедрения.

Широко развиты на месторождении «Бескемпир» разрывы субширотного и северо-восточного направлений. Протяженность разломов – 0,2–2,0 км, мощность зон деформированных пород составляет 0,5–3,5 м, падение плоскостей смесителей северное под углами 50–85°. На Бескемпирском месторождении этими разрывами контролируются обе основные жилы – крутопадающая «Сюрприз» и пологопадающая «Бескемпир».

Субширотные разломы, наряду с дайками среднего возраста, являются одним из основных рудоконтролирующих элементов, определяющих размещение золотого оруденения.

Разрывные нарушения северо-восточного, субмеридионального направления не получили широкого развития. Они носят пострудный характер, отчетливо смещают субширотные тектонические структуры, рудные тела и золотоносные зоны. Протяженность и мощность таких разрывов незначительны, падение крутое на запад и северо-запад.

По вещественному составу рудные тела месторождения одинаковы. Они сложены кварц-бerezитовыми жилами и оруденелыми дайка-

ми. Нередко внутри рудного тела содержатся безрудные или слабо оруденелые прослои гранодиоритов, даек диоритовых порфиров, кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов. Наложенная минерализация в неравномерно оруденелой дайке представлена сульфидными и кварц-сульфидными просечками, небогатой мелкой сульфидной вкрапленностью по массе, продольными и диагональными прожилками кварца. Нередко разновидности руд отделяются тонкими трещинами с глиной трения и без нее.

Рудные тела осложнены поперечными разрывами. Амплитуда смещений по разрывам составляет обычно 10–30 м, максимальное смещение отмечено по разлому Центральному, где крутопадающая жила «Сюрприз» смещена в плане на 60 м, а пологопадающая – на 30 м. Этими разрывами жилы месторождения разбиты на отдельные, пространственно разобщенные тектонические блоки.

Жила «Бескемпир» прослежена на протяжении 1800 м и в восточной части контролируется дайкой лампрофиров, в контактах которой развиты березиты с кварцевой жилой и прожилками. На глубине 90–180 м жила смещается крутопадающей жилой «Сюрприз». Амплитуда смещения сбросового типа не превышает 10–20 м.

Центральная и восточная части имеют падение под углами 45–55° на север, западная часть жилы – под углами 35–40°.

Жила «Сюрприз» имеет аналогичное строение с жилой «Главная» месторождения «Акбакай» с той лишь разницей, что в ней непрерывное собственное жильное заполнение отсутствует, а рудное тело представлено зоной прожилкового окварцевания в обоих контактах или внутри дайки лампрофиров. Когда прожилки образуют собственно кварцевую жилу, ее мощность достигает 0,2–0,3 м. Протяженность промышленной части жилы по простиранию 1200 м, по падению 320 м. Мощность колеблется от 0,3 до 0,6 м, составляя в среднем 1,09 м.

Руды сложены кварцем, серицитом, карбонатами и хлоритом. Сульфидная минерализация занимает 1,5–2 % объема жил. Представлена пиритом и арсенопиритом, в подчиненном количестве – галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит и др. Золото преимущественно тонкое и мелкое свободное, в сростках составляет 75–90 %, в сульфидах 7–14 %, серебро присутствует в виде примеси в золоте и в самостоятельных формах.

7.2. Особенности геологического строения золоторудных месторождений локализованных в терригенных толщах ордовика

В южном экзоконтакте Кызылжартасского массива во флишоидной толще верхнего ордовика к настоящему времени известны три промышленных месторождения жильного типа – «Аксакал», «Кенжем», «Думан-Шуак». Они связаны с тектонически проработанными линейными структурами субширотного простирания и северного падения под углами $50\text{--}75^\circ$. Имеются линейные структуры иных направлений, вмещающих второстепенные рудные тела. В отличие от месторождения в интрузиве, здесь рудные тела не контролируются дайками диоритовых порфириров, последние же, в целом, немногочисленные занимают секущее положение.

7.2.1. Месторождение «Аксакал»

Расположено в надинтрузивной зоне гранодиоритов Кызылжартасского массива в 100–150 м от интрузивного контакта (рисю 6, 9). Основная рудоконтролирующая структура сопряжена с Аксакальским разломом, имеет северо-западное простирание с отклонениями до субширотного, извилиста в плане и по падению. Углы наклона ее меняются от $70\text{--}75^\circ$ на западном фланге до $50\text{--}65^\circ$ в центре и $40\text{--}50^\circ$ на юго-восточном фланге. Разлом представлен тектонически сближенными разрывами, вдоль которых развиты брекчии мощностью до 2–3 м. Собственно это структура и является основным рудным телом месторождения: брекчии гидротермально изменены до стадии березитов, минерализованы сульфидами и золотом, а вдоль главного разлома залегают линзы и прожилки золотоносного кварца. Протяженность рудного тела Аксакал в плане 1450 м, средняя мощность 1,6 м при достаточно больших колебаниях от 0,5–0,8 м (крутые участки тела) до 8–10 м (наклонные и извилистые участки).

На месторождении «Аксакал» установлено, что промышленные руды в терригенной толще развиваются в надконтактовой части интрузива. При входе рудного тела в интрузив золотоносность в нем снижается до непромышленного уровня, а сама рудоконтролирующая структура расщепляется. Аналогично выклинивается оруденение по восстанию при значимости (более 1,0 км) удаления от интрузивного

контакта. Наиболее богатое оруденение тяготеет к зоне интрузивного контакта.

Месторождение расположено в 6 км к югу от Акбакайского месторождения и в 1,2 км южнее месторождения «Бескемпир».

Северная часть площади месторождения сложена среднезернистыми диоритами и гранодиоритами Кызылжартасского интрузива. По данным бурения установлено, что контакт интрузии имеет южное падение под терригенными отложениями ордовика под углом 60–80°. Линия пересечения Аксакальского рудоконтролирующего разлома с контактовой поверхностью интрузива имеет форму дуги с пологим (40°) падением на западном фланге и со сравнительно крутым (50–60°) – на восточном. Установлено, что Аксакальский разлом прослеживается и в интрузиве. Здесь он имеет тенденции к расщеплению, что связано с переходом его из терригенной толщи в гранодиориты. Пересечение разлома с контактом интрузива на восточном фланге находится на глубине 800–900 м. Очевидно до этой глубины будет продолжаться промышленное оруденение.

Рис. 9. Месторождение «Аксакал» – современное состояние рудника (фотографии Коробкина В.В.). Ороговикованные песчаники дуланкаринской свиты, содержащие золотосульфидную минерализацию

Контакт интрузии осложнен небольшими апофизами, распространяющимися в южном направлении на протяженности от 100 до 300 м. Наиболее крупная из них пересекает Аксакальскую рудную зону на поверхности. Апофиза в корневой своей части имеет тенденцию к увеличению мощности с глубиной и вертикальное падение, а к югу, на выклинивании, падает к западу под углом 40–50°.

Площадь месторождения рассечена близмеридиональными, с падением на восток под углом 75–85°, дайками диоритовых, диабазовых порфиритов и лампрофиров. Порфиритовые дайки имеют северо-западную ориентировку, лампрофировые – северо-восточную. Протяженность даек весьма значительная и составляет порядка 5 км, на юго-восточном продолжении они зафиксированы на площади месторождения «Кенжем», а на севере пересекают месторождение «Бескемпир», сочленяясь с широтным дайковым поясом в районе контакта Кызылжартасского и Жельтауского интрузивов. Отдельные дайки имеют протяженность от нескольких десятков до первых сотен метров, мощность варьирует от 0,5 до 2,3 м, иногда 5–7 м.

Апофизы гранодиоритов и дайки пересекают субширотные рудовмещающие зоны, смещаясь по ним с амплитудой до 5–20 м. Апофизы и дайки, наряду с другими разрывами меридиональной ориентировки, играют важную роль в контроле оруденения, поскольку с ним связаны рудные столбы по мощности, обусловленные изменениями элементов залегания рудного тела при их пересечениях.

На площади месторождения «Аксакал» известна небольшая брахиформная складка, ось которой совпадает с меридиональной дайкой диоритовых порфиритов. В западном крыле осадочные терригенные образования залегают моноклинально с падением на запад под углом 30–45°, а в восточном под углом 50–60° на юг с изменениями в восточном направлении азимута падения на юго-восток 100–120°.

Разрывные нарушения на площади месторождения выполнены разновозрастными дайками и являются рудовмещающими. По времени залегания, морфологическому и пространственному положению выделены три системы разломов.

Первая система объединяет крутопадающие и субвертикальные разрывы северо-западного и меридионального простирания и контролирует дайки лампрофиров, диоритов и диабазов. За пределами месторождения эти разрывы контролируют второстепенные рудные зоны.

Вторая система представлена поперечными нарушениями к региональным разломам северо-западного простирания. Один из разрывов этой системы контролирует рудную зону 9. Разрыв представлен зоной рассланцованных и милонитизированных пород мощностью 2–3 м, падающих на юго-запад под углами 75–85°. Центральная часть зоны разлома окварцована, сульфидизирована, вмещает линзовидные тела кварца. Прослеженная длина нарушения достигает 900 м.

Разломы третьей системы являются важнейшими рудовмещающими элементами. К ним отнесен разрыв, контролирующий рудную зону Аксакал. Он представлен зоной смятия и дробления песчаников мощностью 1–10 м с тектоническим швом в центральной части, с наложенной золото-кварц-сульфидной минерализацией и линзовидными кварцевыми жилами.

Помимо указанных месторождений, на площади получили развитие разрывные структуры четвертой группы. К ним относятся контракционные трещины в интрузиве, а в терригенных образованиях – послойные срывы, которые контролируют штокверковые залежи типа Загадка.

На западе месторождение «Аксакал» выклинивается, а восточный борт его ограничен крутопадающим разломом. Основной рудной структурой месторождения служит Аксакальская жильная зона, в которой выделены две жилы. Первоначально жилы имеет протяженность 400 м и примыкает к Аксакальскому телу с лежащего бока 40–45° протяженностью 1300 м. В направлении с запада на юго-восток рудная зона постепенно и закономерно выполаживается. Мощность рудного тела колеблется в пределах 0,5–0,8 м и 2–3 м, в раздувах мощность рудного тела достигает 8 м, при средней толщине 1,6 м.

Восточный фланг рудного тела осложнен расщеплением единой структуры на три ветви, западный – на две.

Помимо рудных тел жильного типа разведана штокверковая залежь «Загадка», которая расположена в блоке между Аксакальским разломом и контактом интрузива в замке небольшой брахиформной складки, сложенной ороговикованными средне-мелкозернистыми песчаниками и кварц-кордиерит-биотитовыми роговиками. Залежь приурочена к Аксакальскому разлому с висящего бока, распространяясь в субширотном направлении на протяжении 320 м. Протяженность ее от разлома до контакта интрузива составляет 320–350 м.

Штокверковая залежь «Загадка» тяготеет к горизонту крупнозернистых песчаников и залегает согласно с ним. В пределах штокверка выделены три рудных тела, залегающих на глубине 10–120 м. Протяженность рудных тел по падению изменяется от 50–70 м на флангах до 100 м в центральной части, длина по простиранию 320 м. Они имеют простую линзовидную форму со средней мощностью 4,0–7,6 м, максимальной 18–25 м.

Рудные тела представляют собой интенсивно ороговикованные мелкозернистые черные песчаники с развитой сетью трещинных структур, с расстояниями между ними 0,7–0,8 м. Каждая трещина вмещает кварцевый прожилок мощностью от долей сантиметра до 2–3 см. Встречаются единичные прожилки мощностью 8–12 см. Между трещинами отмечается тонкая сеть разнонаправленных просечек кварца. Все они несут густую вкрапленность пирита и арсенопирита. По зальбандам прожилков и просечек кварца развиваются березиты и березитизированные породы, которые, сливаясь, образуют массивные березиты. Переходы зон с указанными изменениями во вмещающие роговики постепенные, граница рудных тел определяется по опробованию.

7.2.2. Месторождение «Кенжем»

Расположено в 2,5 км южнее Аксакальского месторождения в тектоническом блоке, ограниченном Долинным и Кенжемским разломами (рис.3, 6). Вмещающая терригенная толща прорвана здесь силлоподобными телами мелкозернистых габбро в первой фазе кызылжартасского комплекса. Геологическое строение, рудоконтроль и морфология рудных тел близко соответствуют таковым на месторождении «Аксакал». Рудовмещающая Кенжемская зона смятия имеет северо-восточное (60–70°) простирание и северное падение под углами 55–65°. К этой зоне приурочено основное рудное тело месторождения, имеющее протяженность по простиранию 1500 м, на глубину оно прослежено до 600 м. С боков к рудной зоне подходят пологозалегающие трещины, которые вмещают рудные тела небольших площадных размеров, но с промышленным содержанием золота. Средняя мощность Кенжемской зоны составляет 1,7–2,1 м.

Кенжемская рудная зона находится от Кызылжартасского интрузива на некотором удалении и будет пересекать интрузивный контакт, вероятно, на глубине около 2 км. Учитывая установленную на

месторождении «Аксакал» закономерность развития промышленных руд в надконтактовом ореоле интрузива, следует ожидать здесь большой вертикальный размах оруденения. Имеющийся фактический материал подтверждает это положение. Действительно, поверхность месторождения характеризуется наличием убогих руд на уровне 1,5–4,5 г/т, которые прослеживаются до глубины 200 м. С этой глубины начинаются руды низкого качества, постепенно переходящие на глубинах 300–500 м в промышленные руды. Фактически месторождение «Кенжем» в настоящее время лишь выведено на эрозионный срез, перспективы его связываются с глубокими горизонтами.

Месторождение является составной частью Акбакайского рудного поля и расположено в 7 км к юго-востоку от месторождения «Акбакай».

На площади месторождения встречаются, в основном, песчано-алевролитовые отложения дуланкаринской свиты кародока. В тектоническом блоке между Кашкимбайским и Кенгирским разломами породы дуланкаринской свиты имеют в целом северо-западное простирание с падением на юго-восток, слагая юго-западное крыло брахиантиклинали. Породы в этом месте имеют пологое залегание (10–30°) и лишь вблизи разрывных структур углы падения их увеличиваются до 50–60°.

На площади месторождения «Кенжем» распространены кызылжартасский габбро-диоритовый комплекс. Это силлообразованные секущие и межпластовые тела мелкозернистых габбро-диоритов и диабазов. Они сопровождают и вмещают крупные золотоносные структуры участка (Кенжем, Бейхут, Уак). По данным бурения, на месторождении тела габбро-диоритов и диабазов имеют небольшую мощность (20–40 м) и очень пологое залегание. Характерно, что в интервале глубин от 0 до 700 м, тела габбро-диоритов и диабазов локализируются лишь в приповерхностной части. Подводящие каналы этих интрузий контролируются зоной Кашкимбайского разлома.

Разрывные нарушения в Акбакайском рудном поле по масштабу проявления, ориентировки и генетическому типу разделены на системы. К первой отнесены разломы северо-восточного простирания. К ним относятся Западно-Акбакайский и Кашкимбайский разломы, ограничивающие тектонический блок, в котором сконцентрированы все рудопоявления, и месторождения экзоконтактовой части рудного поля (рис. 5, 6).

Ко второй системе отнесены разломы субширотного направления. В пределах интрузивных пород эти структуры имеют широтное простирание (Акбакайский, Бескемпирский разломы), в осадочной толщине они отклоняются от этого направления до 30° и приобретают северо-восточное ($60\text{--}70^\circ$) простирания (Долинный, Кенжемский разломы). Разломы, имеющие северное падение, являются рудовмещающим, а разломы южного падения оруденения не несут.

Разлом Кенжемской зоны, по которому происходили взбросо-сдвиговые перемещения. Здесь контактируют породы дуланкаринской свиты почти с взаимно перпендикулярным простиранием. Он ограничивает с севера тело габбро-диабазов северо-восточного простирания, ни в одном случае не установлено его продолжение в северном блоке, который таким образом можно считать приподнятым. Тело габбро-диабазов северо-западного субмеридионального простирания разорвано разломом, причем в лежащем боку его оно сдвинуто к востоку на 380 м и опущено на 160 м. Разлом на юго-западном фланге имеет простирание 40° , далее это разлом отклоняется к югу и имеет простирание 65° , с наклоном плоскости сместителя на север. Угол наклона разлома меняется от $45\text{--}50^\circ$ до $65\text{--}70^\circ$.

С разломами Кенжемской и Бейхутской зоны сопряжена система трещин сколового типа. В тектоническом блоке – это пологопадающие к северо-западу и юго-востоку разрывы. С висячего блока Кенжемского разлома развиты также пологопадающие трещины, подходящие к нему под острым углом. Они тяготеют к участкам изгиба самого Кенжемского разлома и обуславливают наряду с другими факторами, увеличение мощности рудного тела.

На месторождении оруденение представлено зонами жильного типа, сложенными гидротермально переработанными до степени безрезитов песчаниками и алевролитами, в меньшей мере габбро-диабазами с прожилково-вкрапленной минерализацией сульфидов (пирита и арсенопирита). На месторождении получили развитие крутопадающие и пологопадающие рудные тела.

Крутопадающая Кенжемская рудная зона контролируется одноименным разломом. Оруденелая часть зоны имеет протяженность 1500 м, причем как в восточном, так и на западном фланге оно не оконтурено. Прослеженная длина на глубину 750 м, причем с глубиной качество руд улучшается. Глубже 350–400 м, золотоносность в два раза выше в сравнении с более высокими горизонтами.

Кенжемская рудная зона делится на три блока, имеющих восточное простирание (от 45 до 60°). Центральный блок характеризуется пониженной мощностью (от 0,4 до 0,97 м, средняя 0,68 м), в сравнении с фланговыми, которые имеют мощность в среднем 2,6 м при колебаниях от 0,6 до 6,6 м. Прямолинейные участки рудной зоны характеризуются умеренными и малыми мощностями. Раздувы мощности рудного тела до 2–3 м, в единичных случаях до 6 м (рудные столбы по мощности) контролируются оперяющими разлом трещинами, которые тяготеют к участкам слабого его изгиба; на участках резкого перегиба разлома: причленением к крутопадающему разлому (рудной зоне) пологих второстепенных рудных тел и слабооруденелых тектонических зон. Рудные столбы по мощности имеют восточное склонение под углом 40–50°.

Верхняя граница промышленного оруденения проходит на глубине 180–200 м в центральной части рудного тела и 50–100 м – на флангах, промышленный контур оруденения склоняется к востоку.

Внутреннее строение Кенжемской зоны в центральной части представлено четкой тектонической плоскостью с глиной трения, мощностью 2–3 см. В непосредственной близости с центральной плоскостью разлома с обеих ее сторон развито прожилковое окварцевание, маломощные и непротяженные линзы кварца, кварцевые жилы (мощностью от 10 до 50 см) с рудной минерализацией. По мере удаления от разлома степень переработки пород и окварцевания постепенно затухает с одновременным снижением содержания золота, так что контакты рудного тела нечеткие.

Представителем пологозалегающих рудных тел является жила «Пологая», имеющая северо-восточное (30–40°) простирание и северо-западное падение под углом 30°. Аналогичной, со встречным падением, является слабоизученная жила «Уак». Обе они залегают в лежащем боку Кенжемской рудной зоны. Жила «Пологая» на СВ фланге залегает в висячем контакте тела габбро-диабазов, характеризуется простой формой с четкими ограничениями, с обеих сторон тектоническими плоскостями. В зальбандовых частях жила сложена кварцем, в центральной части – березитами, развитыми по песчаникам, мощность жилы 0,8–1,2 м.

На юго-западном фланге жила залегает в лежащем контакте тела габбро-диабазов. Длина по падению жилы «Пологая» ограничена Кенжемской рудной зоной (по простиранию прослежена на 740 м).

На западном фланге Кенжемская рудная зона сочленяется с Захарской зоной. С поверхности обе зоны характеризуются низкими, не превышающими первые десятки доли г/т, содержаниями золота. По данным бурения, Захарская зона на уровне горизонта 200 м содержит золото 1,1–2,0 г/т при толщине рудной залежи до 2,5 м.

Зона «Меридиональная» занимает секущее положение в общей структуре Кенжемского блока, являясь одной из ветвей субпараллельных зон, протягивающихся с юга на север. С поверхности она прослежена канавами на расстоянии 900 м, и на глубину изучена скважинами. Северная часть зоны прослеживается на поверхности в пределах выхода субпластовой интрузии габброидного состава, в то же время южный фланг сечет песчано-сланцевую толщу ордовика.

Сама зона представлена пологозалегающей (30–50°) разломной структурой с падением на восток. Оруденение концентрируется в слабо брекчированных, несущих следы переработки исходных породах (березитизации, хлоритизации) с наложенным прожилковым окварцеванием. Мощность зоны оруденения варьирует от 0,2 до 2,5 м.

Месторождение «Кенжем» относится к золото-кварцевой умеренно сульфидной формации – золото-мышьяковому минеральному типу. Рудные тела сложены березитами, линзами и жилами кварца, сульфидная минерализация представлена пиритом и арсенопиритом в количестве 4–5 %, в подчиненном количестве развиты простые сульфиды свинца, цинка, меди, а также блеклые руды и сульфосоли. Содержание кремнезема в кенжемских рудах (73 %) в среднем на 10 % выше, чем в акбакайских.

7.2.3. Месторождение «Думан-Шуак»

Находится в 1,0 км южнее месторождения «Аксакал» (рис.6). В песчаниках и алевролитах ордовика в субмеридиональном направлении выделяется зона сульфидной минерализации. Она имеет падение на восток 25–35° в северной части и 35–55° – в южной. Зона выражена нечетко, имеет частые раздувы и пережимы. Мощность ее по простиранию неустойчивая и колеблется от 2–3 м до 10–20 м. Содержание золота – 1–4 г/т, где проявляются кварцевые жилы, содержание золота, в жильной части повышается в 3–4 раза. На глубинах 200–300 м мощность зоны увеличивается до 30–40 м.

Вещественный состав руд схож с вещественным составом руд Аксакальского месторождения. Из рудных минералов присутствует пирит, арсенопирит, блеклые руды, редко халькопирит, галенит и сфалерит. Оруденение относится к золото-кварцевой и золото-сульфидной кварцевой формации. В пределах зоны отмечается новый для Акбакайского района тип золотого оруденения – прожилково-вкрапленные руды. Руды месторождения сформировались в три стадии, которым соответствуют минеральные типы: кварц-серицитовый (березитовый), золото-пирит-арсенопиритовый и сульфидно-кварцевый. Тонкодисперсное золото в рудах Думан-Шуака является аналогом продуктивного золото-пирит-арсенопиритового комплекса руд месторождения «Акбакай». Следует отметить, такие руды содержат небогатые, но устойчивые концентрации золота и они при значительном объеме имеют большое практическое значение. Такие же типы руд могут быть обнаружены и в других местах Акбакайского района.

7.2.4. Месторождение «Светинское»

Месторождение «Светинское» (рис. 10) состоит из трех рудных зон. Северная зона расположена в горизонте кварц-полевошпатовых песчаников дуланкаринской свиты мощностью 100–150 м и протяженностью 500 м. Рудные тела представлены крутопадающими (80–90°) кварцевыми жилами и метасоматитами березитового типа с крайне бедной сульфидной минерализацией. Рудные тела имеют форму жил, линз, блоков, будин, соединенных между собой кварцевыми прожилками. Оруденение прослежено на глубину 300–400 м, признаков выклинивания не установлено. В пределах Северной и Центральной рудных зон выделены относительно богатые кварцево-жильные рудные тела и сопровождающие их линейные зоны гидротермально измененных (березитизированных) пород.

В пределах Северной рудной зоны выделено четыре золото-кварцевых рудных тела широтного, северо-западного простирания и вертикального падения. Два рудных тела (1 и 4) тяготеют к контактам песчаников с алевролитами, два других (2 и 3) расположены в центральной части горизонта.

Рис. 10. Месторождение «Светинское» – современное состояние рудника (фотографии Коробкина В.В.). Верхний снимок – панорама месторождения, нижние снимки – карьер, вскрывающий флишоидную толщу дуланкаринской свиты верхнего ордовика

Месторождение относится к среднеглубинной золотокварцевой (умеренно-сульфидной) формации. Общее содержание сульфидов – менее 1 %. Из рудных минералов относительным преимуществом пользуются пирит и арсенопирит, встречаются сульфиды цинка, меди, спорадически – антимонит, сульфосоли серебра, а также самородное золото. По данным спектрального анализа, в рудах присутствуют в сотых-тысячных долях процента свинец, медь, сурьма, вольфрам, в более низких концентрациях – висмут, молибден, кобальт, олово. Содержание мышьяка – сотые доли процента. Золото мелкое, свободное, в небольшом количестве отмечается дисперсное золото в сульфидах. Основной нерудный минерал – кварц, содержание двуокиси кремния в руде – 72–77 %, глинозема – 9–10 %. Особенностью строения месторождения является то, что в зоне окисления рудные тела имеют штокверковый характер. Рудные штокверки имеют протяженность от 80 до 140 м при ширине 5–20 м. Они сложены стержневыми кварцевыми жилами линзообразной формы и серией мелких разноориентированных кварцевых прожилков. Вмещающие песчаники слабо окварцованы, серицитизированы и несут убогую сульфидную минерализацию с золотоносным пиритом. Содержание золота в штокверках низкое (0,1–1,0 г/т). Золото отмечается в кварцевых жилах и прожилках. Рудные тела на глубине представлены кварцевыми жилами.

8. Метасоматические изменения на площади рудного поля

Ведущими типами метасоматических изменений в пределах Акбакайского рудного поля являются березитовый и пропилитовый, подчиненное значение имеют альбитизация, турмалинизация, адуляризация, аргиллизация [Рафалович, 2002, 2006, 2009].

Синрудные березиты образуют оторочки на контакте с кварцевыми жилами или самостоятельные (без кварца) сульфидсодержащие зоны, выполняющие трещины отрыва и скола в интрузивных и терригенных образованиях. Метасоматическая колонка березитов состоит из внешней, промежуточной и внутренней зон. Во внешней зоне проявлены серицит, карбонат, хлорит, в промежуточной зоне серицитизация и карбонатизация усиливаются, появляются кварц, мусковит, сульфиды Fe и As. Внутренняя зона сложена собственно березитом – кварц-мусковит-серицитовым агрегатом с частой (до 10–15 %) вкрапленностью золотоносных пирита и арсенопирита. В отдельных интервалах в березитах отмечаются альбит и турмалин. Ореол березитизации симметричен относительно осевой линии метасоматической колонки. Максимальная ширина и полновыраженная зональность березитов характерны для стволовой фации. В апикальной и корневой зонах объемы березитизации сокращены при отсутствии (выклинивании) внутренней зоны. В зонах промежуточной и тыловой зонах метасоматических изменений в березитах отмечается повышенная роль анкерита, сидерита, турмалина и альбита.

Пропилиты подразделяются на региональные и локальные. Первые представляют самые древние зеленокаменные изменения (хлорит, эпидот, кварц, кальцит, пирит), имеющие повышенный фон фемических компонентов (Si, Ni, Co, Cr). На уровне фронтальной и промежуточной зон региональные пропилиты удалены от рудных тел на десятки метров, слагая периферийную часть метасоматической колонки. В тыловой зоне пропилиты и золотоносные кварцевые жилы нередко сближены.

Локальные пропилиты проявлены в надрудной зоне. Для них характерны две генерации хлорита (скрытокристаллическая зеленого цвета и мелкочешуйчатая, светлоокрашенная, ассоциирующая с кварцем) и пириты, содержащие тонкие эпигенетические включения самородного золота, арсенопирита, блеклой руды, сфалерита.

С завершающей стадией рудного процесса связаны низкотемпературные кварц-адуляровая и кварц-каолининовая ассоциации. Для адуляра характерны зерна и прожилки, секущие золотоносный кварц. Кварц-каолининовая ассоциация расположена гипсометрически выше березитов в зонах катиаклаза пропилитизированных терригенных и вулканогенно-терригенных пород. Каолинит (до 15 %) образует тонкозернистые чешуйчатые агрегаты.

В рудах в различных сочетаниях проявлены три золотоносные минеральные ассоциации: 1) ранняя вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом; 2) поздняя жильная и жильно-прожилковая золото-кварц-сульфосольно-полиметаллическая со свободным золотом; 3) заключительная прожилковая карбонат-барит-кварцевая с марказитом, антимонитом, бертьеритом, киноварью и мелким золотом. Первые две ассоциации имеют промышленное значение; фрагментарно проявленная третья – слабозолотоносна, является показателем скрытого оруденения. Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация – обязательный элемент синрудных березитов – ярко выражена в промежуточной и прифронтальной зонах. Пирит и арсенопирит тонкоигольчатые выделения, агрегативные скопления с As (сотни г/т), Ag (до 300 г/т), Sb (0,1–1,0 %), Bi (до 100 г/т); на нижних горизонтах промежуточной и тыловой зон увеличивается роль призматических кристаллов с менее контрастной геохимической нагрузкой. Самородное золото первой ассоциации тонкое, капельной, овальной, пылевидной, амёбовидной форм, заключено в пирите и арсенопирите.

Золото-кварц-сульфосольно-полиметаллическая ассоциация развивается вслед за березитами. В надрудной зоне она проявлена в виде редких тонких вкраплений самородного золота, арсенопирита, блеклой руды, галенита. В прифронтальной зоне, концентрирующей основной объем запасов благородного металла (до 75–85 %), ассоциация отличается сложным составом (самородное золото, пирит нескольких генераций, арсенопирит II, блеклые руды, полиметаллические сульфиды, висмутин, самородные Au , Sb , Bi и др.). Индикаторными являются разнообразные сульфосоли (буланжерит, джемсонит, бурнонит), образующие с золотом тесные связи (З.А. Козловская, М.М. Старова, М.М. Бакенов, У.Ж. Куанышбаев). Различные по морфологии кристаллографические выделения золотоносного пирита, ассоциируют с сульфосолями Sb и Pb . Золотоносный кварц отличается

обилием текстур (полосчатая, халцедоновидная, шестоватая, гнездовая, брекчиевая, пятнистая и др.). Самородное золото прифронтальной зоны характеризуется повышенной крупностью (до 2–3, иногда 5–10 мм), широким диапазоном пробности (<600–980), пестрым набором примесей (Ag, As, Pb, Sb, Hg, Си), множественностью форм, включая дендриты, октаэдрические выделения и др. В промежуточной и тыловой зонах исчезают сульфосоли, тетраэдрит, швацит, антимонит, самородные Sb и Bi, снижается количество сульфидов (до 1–3 %), увеличивается пробность самородного золота (в промежуточной зоне – 800–950 и тыловой – 900–980) [Рафаилович 2002, 2006].

Слабозолотоносная карбонат-барит-кварцевая ассоциация развита на верхних горизонтах. Основной рудный минерал – антимонит, образующий гнезда, тонкопризматические кристаллы, спутанно-волокнистые и микропрожилковые образования. Примеси в антимоните – Ai (не менее 10 г/т), Ag (до 100 г/т), As (0,1 %), а также Pb, Zn, Си, Co, Ni.

На месторождении разнообразно проявлена осевая (вертикальная) зональность. Максимальное количество минералов зафиксировано в рудах верхних горизонтов. На глубине развито малосульфидное оруденение, менее богатое, имеющее относительно простой состав (самородное золото, пирит, теннантит, арсенопирит, сульфиды Си, Pb, Zn). Снизу вверх увеличиваются дисперсия пробности самородного золота и количество элементов-примесей. Черты зональности пирита (снизу вверх): усложнение морфологии кристаллов, уменьшение концентраций As при максимуме геохимической нагрузки в зоне Б. Состав блеклых руд меняется в сторону разностей, содержащих Hg и Sb. Главную роль в геохимическом спектре месторождения играют Au, As, Sb и Ag (контрастность до сотен-первых тысяч кларков). Попутными примесями являются менее контрастные Pb, Bi, Cu, Zn, W (единицы – первые десятки кларков) и слабоконтрастные Mo, Sn, Ba, Co, Ni, Сг (единицы кларков). Индикаторы верхних горизонтов – взаимокоррелятивные элементы с высокой и средней контрастностью содержаний (Sb, As, Ag, Pb, Bi). Ведущие признаки для всех рудоносных уровней – ведущая роль золота, повышенные значения Au/Ag (2:1–3:1), положительные корреляционные связи в парах Au – As и Au – Ag. Для руд тыловой зоны свойственны низкие концентрации Sb и Pb, повышенная роль W, Mo и Sn, тесная корреляция в триаде Au – As – W.

9. Теоретические основы тектонофациального и структурного анализов разломных рудоконтролирующих структур Акбакайского рудного поля

Начиная с 30-х годов прошлого столетия геологи стали обращать все большее внимание на существование разломов большой протяженностью, длительного развития и большой глубины заложения, разделяющих земную кору на разнородные блоки. Учение о глубинных разломных структурах (синонимы: глубинный разлом, зона смятия, шовная зона) развивалось Г. Клоосом, Р. Зандером, Г. Штилле, А.В. Пейве, В.И. Смирновым, Н.С. Шатским и др. Термин глубинный разлом был предложен в 1945 г. А.В. Пейве [1945], придавая им исключительно большое значение, формирование линейных региональных структур. При этом он указывал на широкое развитие этих разломов в структуре палеозоид Казахстана, выделив три главных типа глубинных разломов (северо-западные: субширотные – северо-восточные; меридиональные). А.В. Пейве в более поздних работах [1956] значительно расширил свои первоначальные представления о глубинных разломах, раскрыв их значение в унаследованном развитии геологических структур и процессах магматизма. В дальнейшем глубинные разломы были подразделены по различным признакам: 1) глубина проникновения (коровые, литосферные, сверхглубинные); 2) положение в структуре земной коры и литосферы в целом, т. е. границы тектонических единиц (литосферных плит, платформ, складчатых поясов, областей, систем, структурно-формационных зон). Изучением разломных структур Казахстана и внутреннего строения их шовных зон уделяли много внимания Е.И. Паталах [1970, 1981], А.И. Суворов [1968], Н.А. Афоничев [1967], В.Ф. Беспалов [1971], Г.Н. Щерба [1970] и многие другие геологи.

Разработанный Е.И. Паталахой и его научной школой тектонофациальный анализ [1970, 1981] привел к введению в морфологическую тектонику некоторых новых понятий и терминов, а также к уточнению некоторых уже известных тектонических понятий и терминов. Тем не менее, неоднозначность толкования используемых в тектонофациальном анализе понятий и терминов сохраняется и сегодня, что, естественно, приводит к неадекватному пониманию содержания этого анализа.

Структурно-динамометаморфический парагенезис – набор тесно связанных пространственно и во времени специфических структурных элементов (складки ламинарного течения, будинаж, муллион-структуры, кливаж, линейность) и сопряженные с этими элементами метаморфические изменения пород, жилы альпийского типа, возникновение которых отражает физические условия и механизмы структурообразования. Это понятие, независимо от иных близких к нему определений, Е.И. Паталахой было введено в морфологическую тектонику в середине 60-х годов. В последующем оно легло в основу *тектонофациального анализа*.

Дислокационный процесс – комплекс природных деформационных преобразований геологических тел и связанных с ними динамометаморфических и других вещественных изменений горных пород, инициируемых тектоническим (в т. ч. сдвиговым) течением.

Структурно-кинематические координаты. В тектонофациальном анализе принята система координат Зандера – *a*, *b*, *c*. В том числе *a* – ось растяжения и направление течения материала, а также удлинения складки; *b* – ось складки (вращения); *ab* – осевая поверхность складки, а также плоскость, координирующая сдвиговое течение, *c* – перпендикуляр (ось сжатия) к плоскости *ab*. Индексация структурных элементов: *S*₂ – кливаж, тектоническая сланцеватость, *R* – разломы, *I*_a – линейность по оси *a*, *I*_b – линейность по оси *b*.

Реологические механизмы тектонического течения – комплекс микро- и мезодеформационных, а также связанных с ними структурно-текстурных и в отдельных случаях минеральных преобразований горных пород, который обеспечивает движение твердого вещества. Выделен ряд таких механизмов, в составе которого наиболее существенную роль играют *катакластический (Бескемпирский и другие оперяющие разломы)*, *кливажный (Жалаир-Найманский глубинный разлом)* и др.

Сдвиговое течение – одна из форм тектонического течения в Жалаир-Найманском глубинном разломе, которое инициируется действием наибольших касательных напряжений, осуществляется в направлении действия этих напряжений и носит ламинарный характер, формируя шовную зону. В большинстве случаев такое течение проявлено в зонах вязких разломов, где оно вызывается вязким трением блоков при смещении. В большинстве случаев такое течение координируется кливажем или вместо него тектонической сланцевато-

стью. При этом образуется **главная структурная триада** (или **главный структурный парагенезис**) Жалаир-Найманской зоны шовной складчатости – $R \parallel S_2 \parallel ab$ (разлом, кливаж или сланцеватость, осевые поверхности складок, которые параллельны между собой).

Среди значимых эффектов и микромеханизмов, которые обеспечивают сдвиговое течение, можно отметить следующие: 1) синкинематическая перекристаллизация, 2) линеаризация – переориентировка плоскостных и линейных элементов (слоистость, контакты и т. п.) до положения, параллельного плоскости сдвигового течения; 3) импульсивный прерывисто-непрерывный знакопеременный характер смещения по разлому; 4) Бескемпирский разлом деформирует горные породы с последующим дроблением (катаклазом), вызывающим термодинамическую неравновесность системы (возрастание свободной энергии) – мощный кинетический фактор; 5) совместное действие гидростатического давления и сдвигового напряжения, снижающее энергетические барьеры активации атомов и ускоряющее химические реакции; 6) точечные эффекты сверхвысоких давлений с развитием псевдотахилитов; 7) воздействие флюидов – теплоносителей и как среда необходимая для протекания химических реакций рудообразования.

Складки ламинарного (сдвигового) течения – пожалуй, один из ведущих типов дислокационных структур зон сдвигового течения в Жалаир-Найманской шовной зоне. Они образуются в результате поперечного к поверхностям слоистости пластического скалывания и частично пластического изгиба с волочением вдоль плоскости такого скалывания. Возникновение таких структур рассматривается как следствие осложнения этого процесса бифуркацией (скачкообразным изменением параметров, величины и характера деформации на отдельных участках сдвигового потока), которая вызывается литологической (и соответственно вязкостной) неоднородностью сред, а также пульсационным характером смещений.

Тектонофациальный анализ. Этот анализ одновременно представляет собой концепцию дислокационного процесса, базирующуюся на парагенетической основе, с учетом РТ-условий геологических сред, и методологию структурного

анализа на качественно-количественной основе. Важную роль эта концепция придается тектоническому (и в первую очередь сдвиговому), а также гравитационному течению как инициаторам и организа-

торам дислокационных преобразований горных пород, а также реологическим свойствам геологических сред как факторам, влияющим на формы реализации таких преобразований. При этом движущие силы тектонических процессов рассматриваются в рамках современной тектоники литосферных плит.

Тектонофациальный анализ в разрезе земной коры выделяет ряд ее структурно-реологических обстановок и элементов строения, среди которых в первую очередь следует отметить как минимум восемь типов вторичных тектонических структур и их структурных парагенезисов, именуемых ниже генетическими типами складчатости (при доминирующем значении для земной коры шовного типа таких структур).

Структурно-реологические обстановки – участки земной коры, которые в полях дифференцированных напряжений отличаются между собой по РТ-условиям и реологическим свойствам пород. Для каждой такой обстановки свойственны только для нее присущие реологические механизмы течения и соответственно морфологические формы дислокационных преобразований пород. Выделены три структурно-реологические обстановки – эпизона, мезозона и катазона. Эти обстановки образуют вертикальную «расслоенность» и в отдельных случаях латеральную реологическую зональность земной коры (рис. 11).

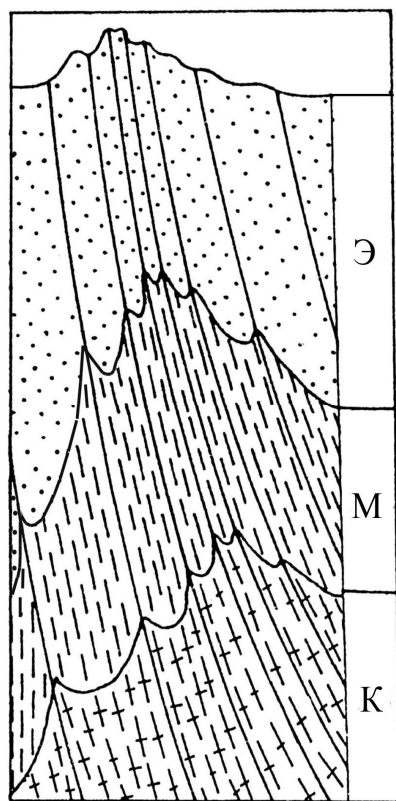


Рис. 11. Схема структурно-реологической «расслоенности» земной коры в складчатых зонах палеозойда: Э – эпизона, М – мезозона, К – катазона

Эпизона – участки (области) земной коры, в пределах которых дислокационные преобразования пород происходят при низких температурах (ниже кинематического порога метаморфических реакций). По вязкостным характеристикам геологических сред эпизона подразделяется на две подзоны: первичную и вторичную.

Первичная эпизона охватывает осадочные и осадочно-вулканогенные толщи на стадии литогенеза. В ней преобладают два реологических механизма течения – гидропластичное (в консистентных и рыхлых осадках, а также в слабо литифицированных осадочных породах) и изгибное (диагенезированные терригенные осадочные, карбонатные и кремнистые породы). В этой зоне развито пять типов складчатости: *поверхностно-гравитационный* (олистостромы и др.); *глубинно-гравитационный* (нагнетания и др.); *отраженный*; *шовный* (бескливажный); *вулcano-тектонический*. Это *эпитектоника*, обычно проявленная во всякого рода чехлах, реже в орогенных или аккреционных комплексах (особенно мезозоя–кайнозоя).

Вторичная эпизона охватывает участки земной коры, которые ранее и в иных РТ-условиях испытали метаморфизм или гранитизацию. Для нее характерна хрупкая разломная тектоника и хрупкокаткластистические механизмы течения горных пород. Проявлен этот тип эпитектоники на древних щитах и орогенических поясах, цоколь которых сложен метаморфическими породами.

Мезозона – область земной коры, в пределах которых дислокационные преобразования пород осуществляются в РТ-условиях, отвечающих зеленосланцевой фации метаморфизма. В этой структурно-реологической обстановке доминирует своеобразный вязкий кливажный, или динамометаморфический, тип течения в сопровождении формирования складок ламинарного течения. В этой обстановке преобладает шовный тип складчатости. Вязкие разломы, кливаж и осевые поверхности складок при этом располагаются взаимно параллельно и составляют *главную структурную триаду*. Это мезотектоника, обычно отвечающая складчатому комплексу океанической стадии палеозой и отчасти мезозой (самым низам). Важно отметить, что мезозона наиболее мощно развита в палеозоидах, сильно редуцирована в мезозоидах, альпидах и исчезает на древних платформах.

Катазона – область земной коры, в пределах которой дислокационные преобразования земной коры осуществляются в РТ-условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, а

также областей ультраметаморфизма и гранитизации. Господствует кристаллизационно-сланцевый, трансляционно-сланцеватый и другие подобные механизмы течения пород. Ей соответствуют ему два типа складчатости – глубинно-гравитационный и шовный. Такая *ката-тектоника* обычно проявлена на древних щитах, а также в раннедокембрийском цоколе складчатых областей, а также на участках фанерозойской гранитизации и высокотемпературного метаморфизма.

Из сопоставления РТ-зон вытекают следующие выводы: РТ-уровень предопределяет тот или иной механизм складкообразования; в вертикальном разрезе РТ-зоны соотносятся между собой. Катазона – преимущественно раннедокембрийская. В мезозоне преобладают океанический, островодужный и рифтогенный комплексы палеозой. Эпизона представлена чехлом платформ и складчатым комплексом мезозой – альпид. При поднятии теплового фронта катазона развивается за счет мезозоны, а мезозона – за счет эпизоны и таким образом происходит формирование многоэтапных (гибридных) структур.

Шовная складчатость – это тектоническое образование, возникновение которого в общем случае обусловлено смещением, поворотом и смятием толщ вдоль разломов. Иными словами, это складчатость *сдвигового течения*, которая формируется на границе взаимодействующих литосферных плит или крупных блоков земной коры. В зависимости от РТ-условий и реологических свойств геологических сред, шовная складчатость делится на эпизональную (бескливажную), мезозональную (кливажную) и катазональную (сланцеватую). В катазоне, в силу низкой вязкости в ней пород, шовная складчатость воспринимается скорее как поток (концентрированное течение). Несколько в меньшей степени это относится к мезозоне.

Шовная зона. В тектонофациальном анализе такое тектоническое образование в первую очередь рассматривается как зона активного сдвигового течения (скалывания) и развития ламинарной складчатости высших. В англоязычной литературе ей в определенной мере отвечает понятие «shear zone». В большинстве случаев зоны подобного типа представляет собой линейные, относительно узкие (шириной в первые десятки километров и протягивающиеся на многие сотни километров и даже первые тысячи километров) тектонические структуры. Они фактически являются региональными или глобальными глубинными разломами, разделяющими крупные сегменты земной коры, и часто являются самостоятельными структурно-

формационными единицами либо их элементами, несущие специфические наборы осадочных, магматических или метаморфических формаций, а также определенные комплексы рудных полезных ископаемых.

Тектонофации и тектонофациальная шкала. Тектонофации (ТФ) – это своеобразные дислокационные фации, которые по сумме структурных, а в ряде случаев и вещественных признаков отражают относительную величину дислокационных преобразований пород и сложенных ими геологических тел по специально принятой десятибалльной шкале. Чаще всего такие фации образуют латеральные ряды по степени деформированности пород, т. е. *латеральную структурную зональность*.

Десятибалльная шкала тектонофаций базируется на сумме качественных и количественных признаков дислокационных преобразований пород с учетом реологических свойств сред. В основу такой шкалы положены расчеты компонентов деформации тел по кинематическим осям *a* (направление максимального удлинения), *b* и *c* (направление максимального сжатия) на базе модели эллипсоида вращения, характеризующей простой сдвиг. В рамках такой шкалы каждому баллу первых восьми тектонофаций (ТФ I – VIII) отвечают десятиградусные интервалы угла сдвига (γ), а двум последним (ТФ IX – X) – пятиградусные такие интервалы (рис. 12 и табл. 1).

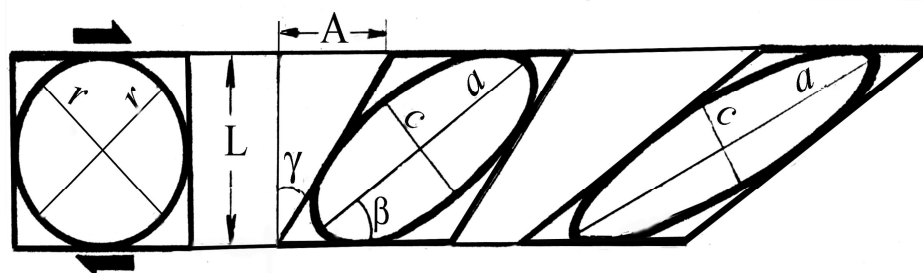


Рис. 12. Анализ деформации простого сдвига на примере двуосной модели эллипсоида вращения (исследуются квадрат и вписанный в него круг)

По этой модели компоненты деформации определяются по направлениям главных его осей по формулам

$$\varepsilon_a = (a - d) / d, \quad \varepsilon_c = (c - d) / d,$$

где ε_a и ε_c – компоненты деформации по осям *a* и *c* соответственно, а *d* – диаметр круга, а также по соотношению длинной оси деформированного тела (*a*) к оси сжатия (*c*).

Таблица 1

Часть шкалы тектонофаций, рассчитанная на примере модели
эллипсоида вращения

Показатели деформации	Баллы тектонофаций									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
По углу сдвига, γ	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–85	85–90
По компоненте растяжения, ε_a	0–10	10–20	20–40	40–60	60–80	80–120	120–200	200–480	480–1060	>1060
По компоненте сжатия, ε_c	0–9	9–17	17–29	29–38	38–45	45–55	55–67	67–83	83–91	91–100
По соотношению $a:c$	1–1,2	1,2–1,4	1,4–2,0	2,0–2,6	2,6–3,2	3,2–4,8	4,8–9,0	9,0–33,3	33,3–142,9	>142,9

Подобная шкала дополнена природными микро-, мезо- и макро-структурными признаками тектонофаций. Предназначена она как для детального тектонофациального анализа, так и регионального такого анализа. В последнем случае используются более обобщенные категории – **тектоноформации**: низшая А (ТФ I – IV), средняя В (ТФ V – VII) и высшая С (ТФ VIII – X).

Реологические типы разломов. Выделяются по соотношению хрупкого и вязкого компонентов амплитуды смещения, а также по морфологическим формам проявления с учетом реологических факторов. Хрупкому компоненту амплитуды при этом отвечает смещение (скольжение) по единичной плоскости скалывания, а вязкому – смещение, которое рассеивается по мириаде микроповерхностей и осуществляется как пластическое (или близкое к вязкому) сдвиговое течение. Выделены хрупкий, хрупко-вязкий и вязкий кливажный и сланцеватый разломы (рис. 13, 14).

Хрупкий разлом представляет собой единичную поверхность скалывания (скольжения). Вязкий компонент амплитуды смещения в таких нарушениях близок нулю. Обычно морфологически такой разлом представлен очень узким милонитовым швом. Разломы этого типа не сопровождаются приразломным изгибом. Они характерны для эпизоны (чаще всего вторичной).

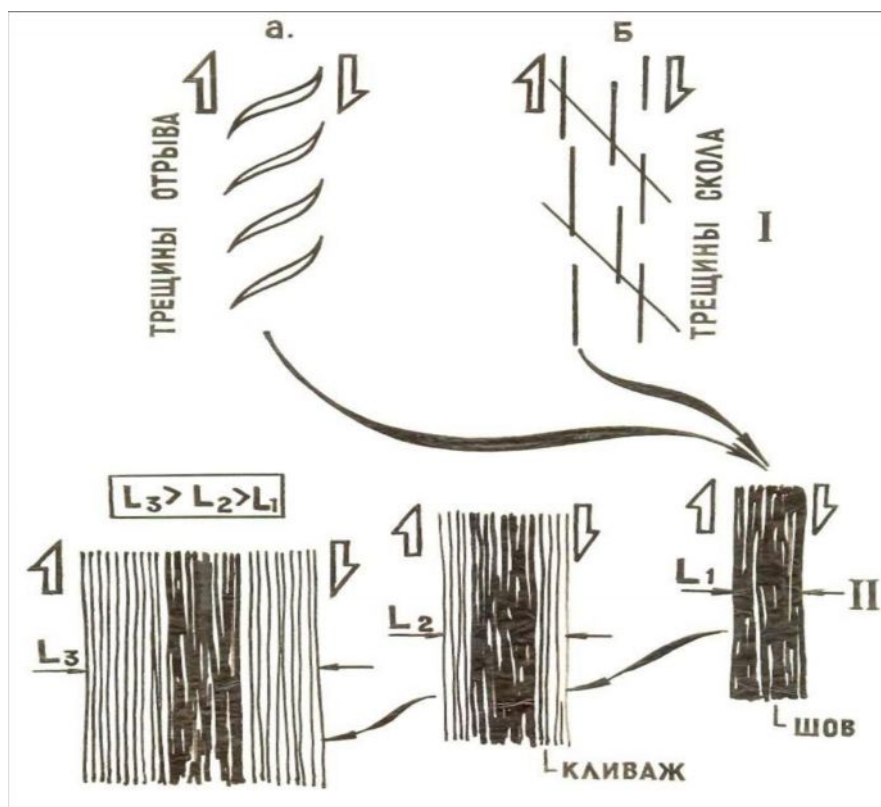


Рис. 13. Этапы формирования разлома:

1 – начальный этап – зарождение хрупкого разлома, формирование трещин отрыва (а) и трещин скалывания (б); 2 – дальнейшая эволюция разлома, разрастание шва в процессе многоэтапных деформаций с превращением в элементарную шовную зону

Штриховкой обозначен кливаж, параллельный разлому

Хрупко-вязкий разлом – оба компонента амплитуды смещения (хрупкий и вязкий) в нем значимы. Морфологически представляет собой зону катакластического течения (брекчирования и катаклаза) с осевым милонитовым (хрупким) швом. Разломы этого типа в слоистых толщах сопровождаются приразломным изгибом (подворотом). Этот тип нарушений характерен для первичной и вторичной эпизоны.

Вязкий кливажный разлом – в нем преобладает вязкий компонент амплитуды. Морфологически представляет собой линейную зону кливажного течения горных пород в сопровождении зеленосланцевого динамометаморфизма. Разломы данного типа проявлены в мезозоне.

Вязкий сланцеватый разлом практически лишен хрупкого компонента амплитуды. В нем господствует вязкий такой компонент, который представлен линейной зоной сланцеватого (кристаллизационно-сланцеватого, трансляционно-сланцеватого) течения. Этот тип разломов характерен для катазоны.

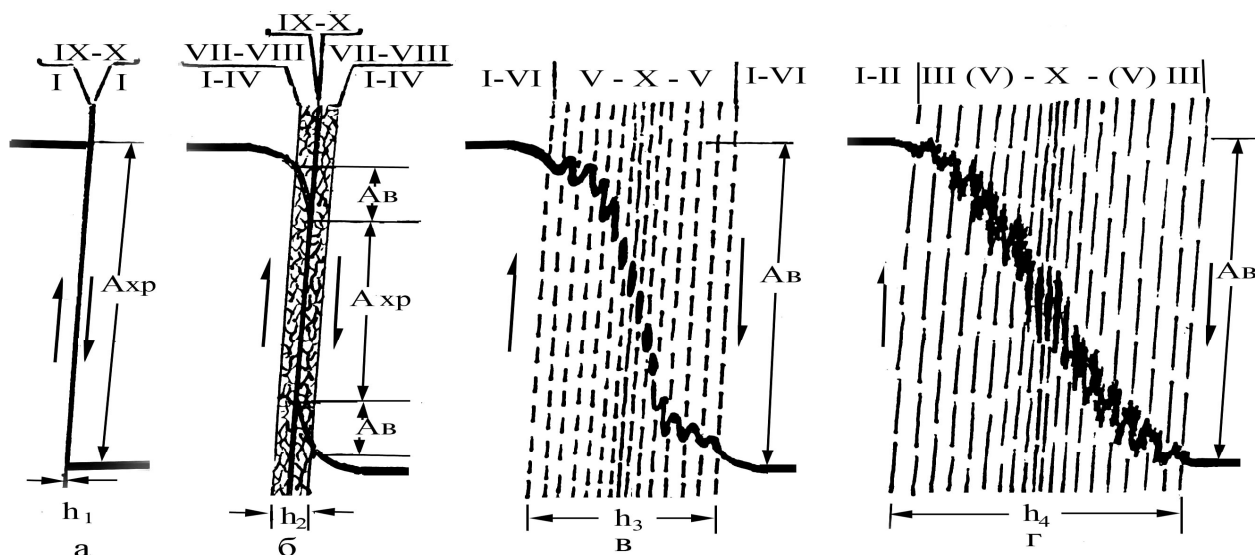


Рис. 14. Реологические типы разломов:

а – хрупкий; б – хрупко-вязкий; в – вязкий кливажный; г – вязкий сланцеватый. Компоненты амплитуды: A_{xp} – хрупкий; A_v – вязкий; h – ширина зоны разлома (близкая к нулевой у хрупкого разлома и относительно наибольшая у вязкого сланцеватого разлома)

Римскими цифрами показаны баллы тектонофаций, которыми маркируется эти тектонические нарушения

Вторичная моноклираль. Структуры этого типа охватывают осевые, маркируемые высшими (VIII–X) тектонофациями, части вязких разломов. Их характерной формой внутренней организации является *вторичная слоистость*, которая представляет собой параллельное переслаивание чрезвычайно сильно уплотненных и растянутых первичных и вторичных микро- и мезотел. Основными кинематическими единицами таких структур являются кливажный микролитон или микрополосчатость. Складки (за исключением позднее наложенных в иных термодинамических условиях) во вторичных моноклиналях в ТФ VIII изоклинизированы, в ТФ IX дезинтегрированы и представлены фрагментами, а в ТФ X исчезают вообще.

Крупные, имеющие ширину до десятков километров, подобного типа моноклинали принято называть *зонами смятия*. В Казахстане к их числу относится Жалаир-Найманская шовная зона.

Тектонический меланж. Образования этого типа представляет собой тектоническую смесь, состоящую из кливажного или сланцеватого матрикса и затертых в этой массе линзовидных тел – продуктов тектонического разлинзования и будинажа, некомпетентных в отно-

шении кливажирования и рассланцевания пород (кремния, мрамора, доломита и др.). Подобный меланж, как и вторичные моноклинали, формируется в осевой части вязких разломов в ТФ VIII – X.

Тектонический поток – гидродинамическое отображение главной структурной триады, выраженное параллельным расположением вязких разломов, кливажа (или кристаллизационной и других тектонических типов тектонической сланцеватости и полосчатости) и осевых поверхностей складок приразломного изгиба или ламинарного течения (рис. 15).

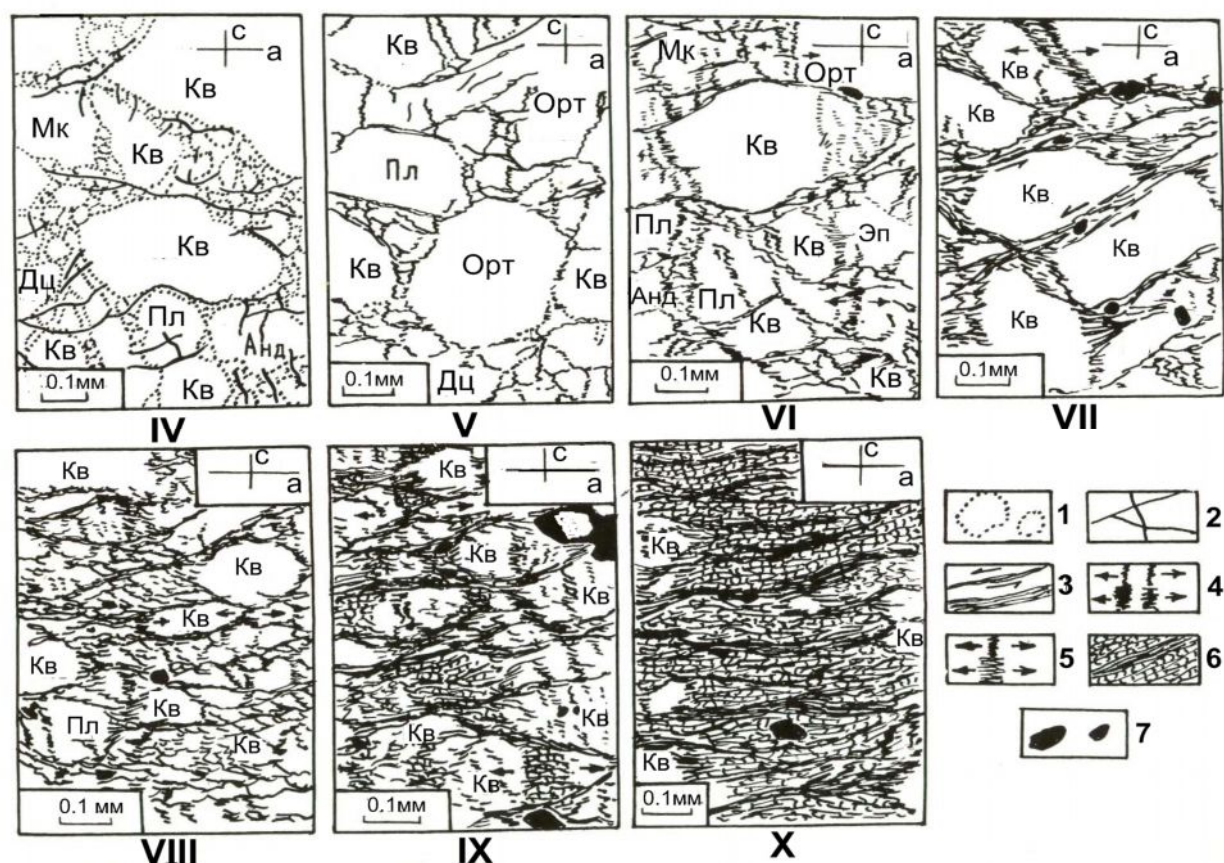


Рис. 15. Изменение первичной структуры и текстуры пород на микроуровне при нарастающей деформации в зоне Жалаир-Найманского глубинного разлома (рисунки с фотографий шлифов, без анализатора). Милониты (тектонофации IX–X) – важный признак динамометаморфических изменений, происходящих в шовной зоне – деформированные песчаники джамбульской свиты верхнего кембрия, линзовидно-полосчатая сланцеватая текстура, структура вторичная микрогранолепидобластовая, обусловленная развитием линзовидной сети кливажа (микросдвигов и поперечных микроскопических раздвигов):

1 – контуры обломков первично осадочных пород; 2 – хрупкие микротрещины; динамометаморфические минеральные и деформационные парагенезисы (3–5); 3 – швы эмбриональных (вверху) и амплитудных (внизу) вязких микроскопических разрывов серии *a*; 4 – парные швы эмбриональных (вверху) и амплитудных

вязких микроскопических разрывов серии **bc** на границе взаиморасходящихся зерен; 5 – швы эмбриональных (вверху) и амплитудных вязких микроскопических разрывов серии **bc**, внутри деформированных зерен; 6 – микроструктура агрегатов минеральных фаз, образующих швы вязких разрывов **ab** и **bc** в тектонофациях IX и X (зоны милонитов); 7 – агрегаты посткинематических минеральных фаз вязких микроскопических разрывов. Сокращения: Анд – андезит, андезитовый порфирит, Дц – дацит, дацитовый порфир, Кв – кварц, Мк – микрокварцит, Пл – плагиоклаз, Эп – эпидот

Линеаризация – переориентировка плоскостных и линейных элементов (слоистость, контакты) до положения, параллельного плоскости сдвигового течения. Ей обязана не только внутренняя упорядоченность зон смятия, но также известное во многих складчатых системах Евразии характерное контрастное чередование пологих и крутых падений слоев. По той же причине (катакластическое течение) возникает предпочтительная ориентировка зерен в мезозональных тектонитах. Условием линеаризации служит $A/L \sim 10$ (A – амплитуда, L – мощность или толщина зоны течения), а для высокой степени линеаризации достаточно $A/L = 5-6$, и чем уже зона течения, тем незначительнее необходимая амплитуда смещения. Именно поэтому вязкие разломы чаще всего выглядят в поле как необычайно утоненные и растянутые пачки пород, а не как обыкновенные трещины. С этим и связана трудность их полевой диагностики. Механизм линеаризации рассматривается как следствие плоскостного вязкого сдвигового (ламинарного) течения.

Вязкостная инверсия – дифференциальная подвижность совместно деформируемых тел разной вязкости – выдавливание в направлении понижения давления материала геологических тел пониженной вязкости, независимо от плотности слагающих их пород. Этим процессом сопровождаются явления глиняного, серпентинитового и других видов диапиризма (протрузии), когда обнаруживается, что вязкость высокотечучей толщи ниже вязкости покрывающего комплекса. Вязкостная инверсия иногда сочетается с плотностной (соляной диапиризм).

Согласно современным представлениям, зонами глубинных разломов следует считать: 1) рифтовые зоны срединно-океанических хребтов – дивергентные границы литосферных плит или зоны спрединга; 2) зоны субдукции, которым соответствуют глубинные сейсмофокальные зоны – конвергентные границы литосферных плит;

3) трансформные (поперечные) разломы, вдоль которых происходят взаимные сдвиговые смещения литосферных плит.

В геологических структурах глубинные разломы выражены шовными зонами, которые являются линейными зонами развития шовной складчатости (форма проявления тектониты и динамометаморфизм), иными словами это результат *приразломного смятия* или *сдвигового течения* (рис. 14–16. В зависимости от термодинамических условий дислокационного процесса выделяются: а) шовная эпизональная (бескливажная); б) мезозональная (кливажная); в) катазональная кристаллизационно-сланцевая).

Экспериментальное моделирование разломов и деформаций в зонах шовной складчатости (рис. 16-18) проводилось на эквивалентных материалах, в данном случае – на кристаллическом β -парафине.

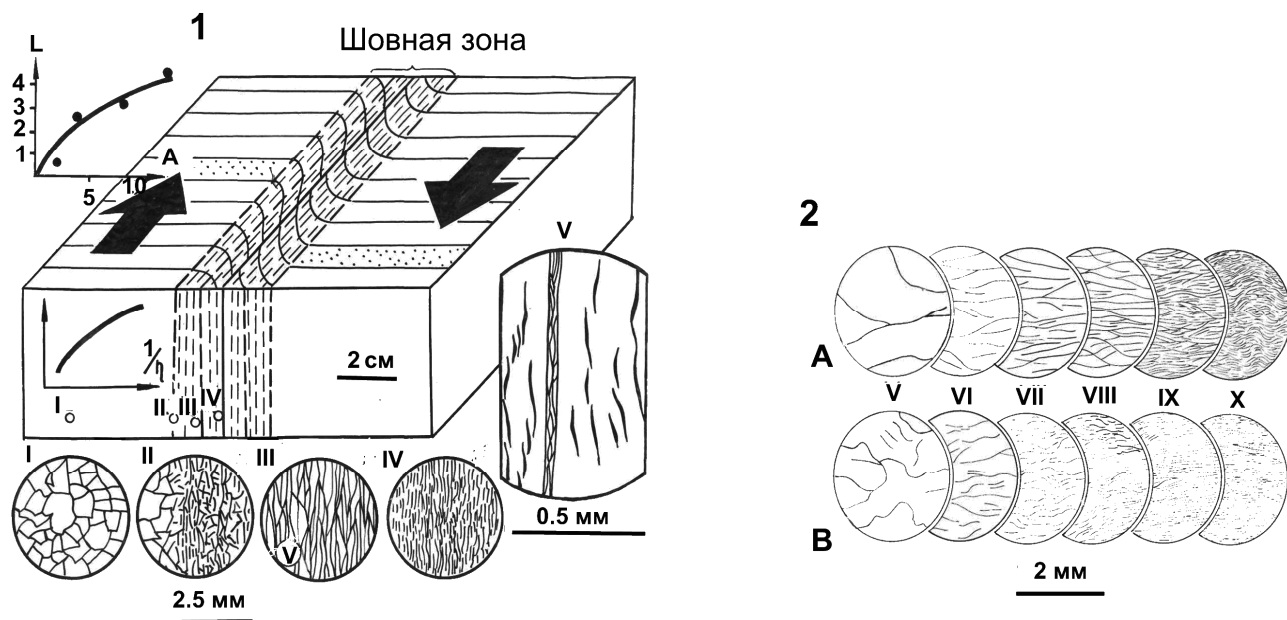


Рис. 16. Экспериментальные (1) и природные (2) формы воспроизведения (1) и проявления (2) шовной складчатости в зоне Жалаир-Найманского разлома: 1 – фрагмент модели из кристаллического парафина. Эксперимент формирования шовной зоны с параллельным плоскости разлома кливажем, выраженным как закономерной ориентировкой микролитонами (эксперимент подготовлен и проведен на β -парафине В.А. Дербеновым и К.К. Щитченко) – из монографии Е.И. Паталахи [1981, с. 160].

2 – формы проявления кливажа при нарастающей деформации (от тектонофазии V до X) относительно в зоне Главного Жалаир-Найманского разлома (зарисовки шлифов в параллельных николях микроскопа). А – в базальтах ацисуйской свиты нижнего кембрия; Б – в песчаниках джамбульской свиты верхнего кембрия

Сплошные черные линии отображают ориентировку слоистости, пунктирные – кливажа, относительно координирующего разлома, жирными черными стрелками показано направление сдвига блока модели.

В нижнем ряду – изменение микроструктуры кристаллического парафина в зоне приразломного смятия (шлифы при параллельных николях микроскопа). I – исходный недеформированный парафин с изометричными зернами; II – контакт неизмененного исходного парафина с периферической частью зоны смятия; наблюдается процесс деформации крупных зерен, более интенсивно выраженный вдоль плоскостей скольжения, напоминающих кливажные; III – внутренняя часть приразломной зоны смятия – линейаризация исходной структуры: показаны ограниченные параллельными разлому плоскостями скольжения линзовидные микролитоны; IV – центральная часть зоны смятия – милонитизация: микролитоны мельче, а размер зерен ~ в 5 раз мельче, чем в предыдущем случае. V – деталь рис. IV – отчетливо видны два шва, разграничивающих микролитоны, и множество мелких зарождающихся вязких трещин. В левом верхнем углу – график зависимости ширины зоны приразломного смятия от амплитуды смещения по разлому, установленный по данным экспериментов. На левой торцевой плоскости модели – схематический график, отображающий прямую зависимость ширины зоны приразломного смятия от текучести ($1/\dot{\eta}$)

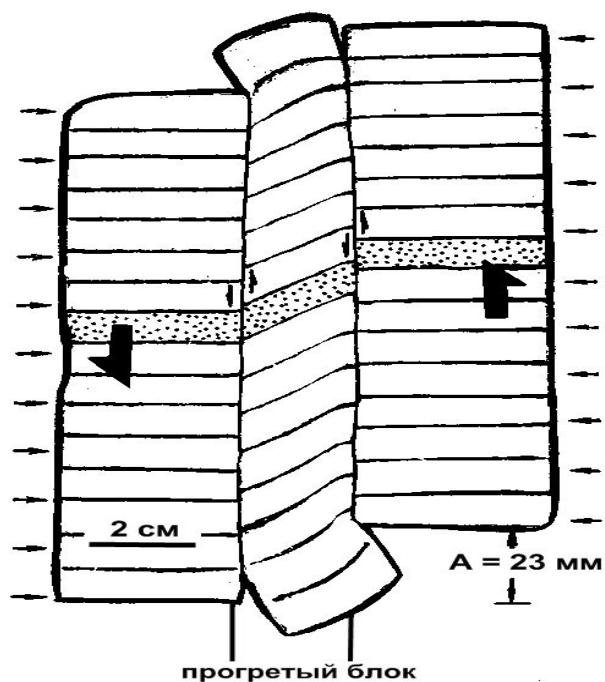


Рис. 17. Эксперимент, в котором воспроизведена плоская зона сдвигового течения щелевого типа (Бекембирский разлом), как аналог зоны приразломного смятия в природе (см рис. 5). Осевая пластина – разогретый парафин, боковые блоки – холодный парафин. Сдвигание (жирные стрелки) дели (проводится при незначительном горизонтальном сжатии тонкие стрелки, вызывающие эффект выжимания разогретой пластины из щели

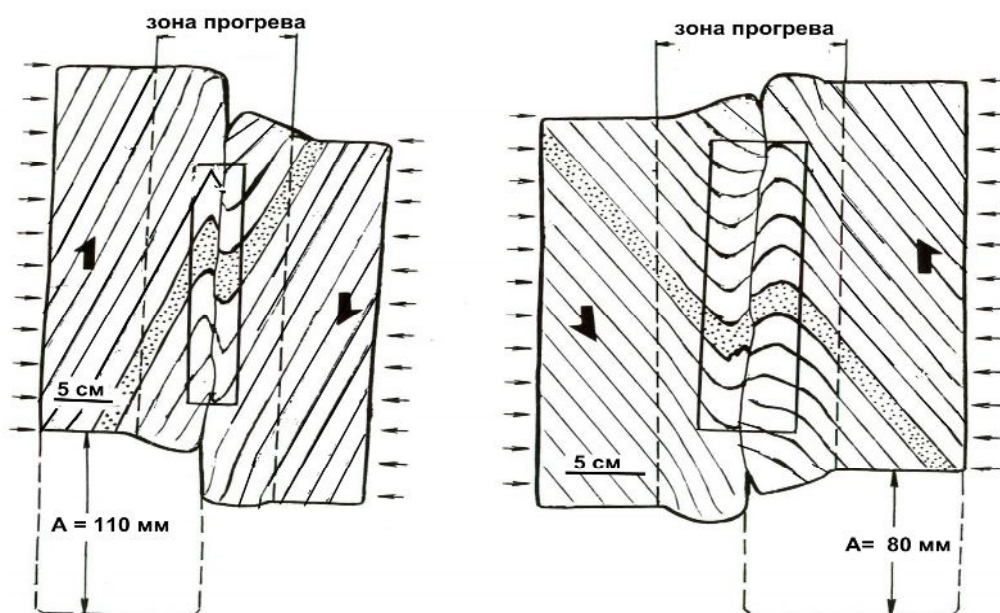


Рис. 18. Эксперимент на β -парафине, в котором воспроизведен главный этап деформации вдоль оперяющих Бескемпирский разлом разрывов, с формированием вдоль них приразломных зон катаклазитов, золотосульфидных кварцевых жил и зон гидротермально измененных пород.

Сплошные черные линии отображают ориентировку слоистости, жирные черные стрелки показывают направление сдвига модельных блоков. Роль угла пересечения слоистости и плоскости разлома в складкообразовании, 1 и 2 – угол более острый и менее.

10. Условия формирования и характеристика рудоконтролирующих разломных структур Акбакайского рудного поля

Главной разломной структурой, определяющей особенности геологического строения Акбакайской группы месторождений, является Бескемпирский разлом. Этот разлом является оперяющим по отношению к координирующему Жалаир-Найманскому линеamentу. При этом сопряжение Бескемпирского разлома с доминантным швом указывает, что этот разрыв формировался в условиях крупноамплитудных левосторонних сдвиговых деформаций (рис. 3, 5, 6).

Бескемпирский разлом имеет широтное простирание, падение плоскости сместителя южное под углами $75-85^\circ$. Данный разлом относится к взбросо-сдвиговому типу с горизонтальным восточным смещением южного блока на 1,0–1,5 км и вертикальной амплитудой смещения предположительно 300 метров. Данный разлом представлен

зоной катаклазированных гранодиоритов, метасоматически измененных даек, березитов, а также пропилитизированными милонитами.

Бескемпирский разлом имеет длительную историю развития и был заложен в живет-франское время, в период активных коллизионных событий, которыми был охвачен Шу-Илийский регион в это время. Широкое проявление хрупких деформаций, выразившееся в форме катаклаза и милонитизации березитизированных пород свидетельствует о том, что тектонические движения по Бескемпирскому разлому продолжались и после рудообразования. Основным шов Бескемпирского разлома сопровождается системой оперяющих пологих тектонических разрывов, в пределах которых были локализованы дайки лампрофиров и золоторудное оруденение (рис. 5, 6, 19, 20).

Широко развиты на площади месторождения пострудные разрывы, которые были диагностированы в процессе детальной разведки в поверхностных и подземных горных выработках. На восточном фланге Акбакайского рудного поля (месторождение «Карьерное») было выделено шесть групп разрывов, которые распределяются симметрично по направлению плоскости сместителя Бескемпирского разлома. Характеристика залеганий этих пострудных разрывов приведена в табл. 2.

Таблица 2

Характеристика пострудных разрывов

Разломы	Номера максимумов	Элементы залегания: в числителе - азимут падения; в знаменателе - угол падения, градусы	
		северного на- правления	южного на- правления
1 широтные, крутопадающие	I, XI	355/80	187/80
2 пологопадающие	III, VII, VIII, X, XIII	300–30/20–35	160–200/3540
3 средних углов падения	II, IV, V, VI, IX, XII	330–10/50–60	160–190/6075

По генетическому признаку выделенные структуры относятся к сколово-оперяющим разрывам. При этом крутопадающие разрывы формировались в условиях хрупких эпизональных взбросных деформаций, а пологие – маркируют сдвиговые перемещения блоков (рис 6).

В размещении этих разрывов имеется определенная закономерность, которая выражается в следующем. Широтные крутопадающие разрывы наиболее развиты в зоне Бескемпирского разлома. В приразломной зоне они формируют серию пластин шириной от долей до первых метров, каждая северная из которых по отношению к южной приподнята.

На восточном фланге Акбакайского рудного поля, преобладают крутопадающие разломы северо-восточного направления, тогда как на западном – северо-западного простирания.

Полого залегающие трещины распространены на площади месторождения более равномерно.

На месторождении «Карьерное» было открыто четыре залежи (рис 6): «Незаметная», «Карьерная», пологая № 4, Жила «Крутая» и № 5. В настоящее время все эти залежи практически отработаны. Основной на месторождении являлась залежь «Незаметная», которая включала в себя 85 % общих запасов. Протяженность залежи по простиранию составляла 550 м, по падению 35–75 м, средняя мощность – 10–12 м при ее колебаниях от 2 до 31 метра. Залежь залегала наклонно с падением в северном направлении под углом 5–10° в южной части месторождения и до 20–30° – в северной. Глубина залегания залежи от 5–10 м на юге, до 30–40 м на севере, вблизи Бескемпирского разлома. Залегание залежи «Незаметной» было существенно осложнено крутопадающими послерудными разрывами, особенно в непосредственной близости Бескемпирского разлома. Амплитуда вертикальных смещений достигает порядка 10–15 метров. В результате этого залежь приобрела блоковое строение, т. е. была разбита на серию пластин шириной 0,5 до 5 метров. При этом северные блоки по отношению к южным, как правило, были приподняты. В результате этих смещений залежь в разрезе имеет ступенчатое строение.

Залежь «Карьерная» залегает южнее залежи Незаметной и в районе разведочных профилей IV–X она выходила на поверхность. Промышленная часть залежи Карьерной имела протяженность по простиранию 250 м и по падению от 20–25 до 80 метров (пр. VI). Залежь характеризуется изменением залегания от горизонтального до слабонаклонного в северном направлении под углом 5–10°. Мощность залежи колебалась от 1,45 до 6,2 метров. Максимальная глубина залегания составляла 18 метров (IX).

Рудная зона 4 залегает между профилями 1X и XII. Длина зоны составляла 110 м и ширина порядка – 35–55 метров. Зона имеет устойчивое северо-западное простирание порядка 280–290° и юго-западное падение под углом 10°. Мощность зоны меняется в пределах 2,5–7 метров.

Крутопадающее рудное тело № 5 выделено на восточном фланге месторождения между профилями IX–XII. Представлено оно кварцевой жилой с высокими содержаниями золота. Простирание ее широтное с падением на север под углом 75–80°. Протяженность кварцевой жилы на поверхности не превышала 75–80 метров. Длина жилы по падению не превышала 30 метров.

Рудные тела (кроме «Крутой» и № 5) были представлены залежами прожилково-вкрапленных руд. Оруденение приурочено к дайкам лампрофиров, изменчивой мощности, в контакте которых залегали жилы, линзы и прожилки кварца мощностью в доли метра. Между системой сблизженных даек гранодиориты были превращены в березиты, а при расстоянии между дайками более 3–5 м гранодиориты подвергались хлоритизации и в этом случае они несли более бедную минерализацию. Гидротермально измененные дайки, хлоритизированные гранодиориты, березиты и кварц имеют вкрапленную, реже прожилковую сульфидную минерализацию, в основном пирит.

В кварце иногда отмечались сульфиды полиметаллов, часто самородное золото, которое в единичных случаях отмечалось и в лампрофировых дайках вне их связи с кварцем.

Руды залежей «Незаметная» и «Карьерная» относятся к золото-кварцевой малосульфидной формации со средним содержанием сульфидов 1,5–3 %, причем на долю пирита приходится более 70 % сульфидов. Главными минералами являлись пирит, арсенопирит и золото. Кроме того, в составе руд встречается халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, борнит, халькозин, гидроокислы железа и скородит.

Золото являлось основным ценным компонентом. Основная масса золота находилась в свободном состоянии (до 85 – 90 %).

Средние содержания основных компонентов составляют: золота – 7,2 г/т; I серебра – 1,8 г/т; кремнезема – 54,6 – 61,5 %; глинозема – 13,9–15,7 %; мышьяка – 0,12 %; I сурьмы – 0,01 %; серы сульфидной – 0,7 %. Соотношение золота к серебру составляет 4:1. Промышленными компонентами являются золото и серебро.

Пологозалегающие зоны на месторождении «Карьерное» залегают ниже и субпараллельно отработанным залежам «Незаметная» и «Карьерная» и представлены сверху вниз зонами 1, 2, 3 и «Жумагалиевская».

Все пологозалегающие зоны имеют северо-восточное простирание (45^0) и пологое падение на северо-запад под углами $5-30^0$. При этом пологое падение характерно для южных частей зон, а более крутое – для северных, прилегающих к Бескемпирскому разлому. Такие условия залегания свидетельствуют о том, что пологозалегающие зоны контролируются той же системой дорудных разрывных нарушений, что и рудные залежи «Незаметная» и «Карьерная». Размещаются рудные зоны, в основном, в гранодиоритах. С севера они граничат с Бескемпирским разломом. На юге, при их переходе в песчаники дуланкаринской свиты, оруденение постепенно затухает.

Расстояния между зонами непостоянны и колеблются от 5 до 17 метров. Иногда зоны сближаются настолько (главным образом зоны 1 и 2), что, сливаясь, образуют единое тело. Для таких участков характерны повышенные значения мощностей рудных зон. Также непостоянны расстояния и между крайними зонами (1-й и Жумагалиевской), которые колеблются от 20 до 42 метров.

В плане пологозалегающие зоны характеризуются следующими особенностями. Южной границей залежей является контакт гранодиоритов и песчаников ордовика. В результате этого южная граница рудных зон имеет контур части круга, обращенного к югу выпуклой стороной. Северной границей зон является Бескемпирский разлом.

Пологозалегающие рудные зоны, оконтуренные при бортовом содержании золота 0,1 г/т, представляют собой единые тела, распространяющиеся практически по всей площади месторождения, т. е. этот контур является геологическим, а именно нормальным геохимическим фоном, образованным в процессе воздействия на породы гидротермальных растворов.

При оконтуривании зон при бортовом содержании золота 0,5 г/т они распадаются на отдельные части, которые были выделены в отдельные рудные тела (В.А. Жогов, 2006 г.). Всего выделено 16 рудных тел (по зоне 1 – 3 рудных тела, по зоне 2 – 5, по зоне 3 – 6 и по Жумагалиевской – 2). Размеры рудных тел весьма различные – от мелких (рудное тело 3), до сравнительно крупных (рудное тело 1)

Основные запасы золота (95 % от общих запасов) заключаются в рудных телах.

Выклинивания рудных тел, оконтуренных по бортовому содержанию золота, равные 0,5 г/т, разнообразны. В одних случаях выклинивание выражается в уменьшении мощности березитов или кварцевых жил без снижения содержания золота. В некоторых других случаях тело полезного ископаемого по простиранию и падению расщепляется на две части. В наиболее редких случаях наблюдается снижение содержания золота без уменьшения мощности березитовых пород. В общем случае выклинивание тел полезных ископаемых происходит в связи с уменьшением количества прожилков и вкрапленности кварца и уменьшения степени березитизации пород.

Рудные тела представляют собой участки гидротермально измененных пород (березиты и березитизированные породы) с прожилково-вкрапленным оруденением золота. Березитизация проявлена как по гранодиоритам, так и, в значительно меньшей степени, по песчаникам. Часто в состав рудных зон входят дорудные дайки лампрофиров, залегающих согласно с рудными зонами. В этом случае лампрофиры в различной степени хлоритизированы. Максимальная степень хлоритизации приурочена к зальбандовым частям даек. К центру даек обычно степень хлоритизации постепенно уменьшается, иногда до полного ее исчезновения. Часто в составе зон выделяются жилы кварца, обычно мощностью до 1 м, редко более. При этом кварцевые жилы приурочиваются к одному (висячему или лежащему) или к обоим бокам даек и нередко содержат останцы лампрофиров и березитов. В этом случае в зальбандовых частях даек присутствуют прожилки, вкрапления и включения кварца. Прожилки кварца преимущественно ориентированы параллельно контакту даек. В количественном отношении доля березитов и березитизированных пород в составе рудных зон составляет 80 %, а лампрофировых и кварцевых жил – 20 %. В общем описываемые рудные тела сложены так называемыми «стержневыми жилами», в состав которых входят кварцевые жилы, березиты и иногда маломощные дайки лампрофиров, и окаймляющими их березитизированными гранодиоритами.

Оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер и представлено прожилками и вкрапленностью кварца с включениями в нем зерен сульфидов и золота. Распределение золота по мощности рудных зон неравномерное – наиболее высокие его содержания приуро-

чены к «стержневым жилам» (среднее содержание золота – 5–6 г/т), локализующихся в осевой части разрыва. Руды, слагающие «стержневые жилы», пригодны для их переработки на обогатительной фабрике по гравитационно-флотационной схеме (они именуются «фабричными рудами»). В березитизированных гранодиоритах среднее содержание золота составляет 1,2–1,3 г/т и они рассматриваются как бедные руды, пригодные для переработки способом кучного выщелачивания.

Фабричные руды достаточно четко выделяются визуально по интенсивности березитизации. Бедные руды по внешнему виду, иногда, трудно отличимые от неизмененных пород. Возможно, это обстоятельство явилось причиной того, что по ряду ранее пробуренных скважин бедные руды часто не опробовались.

Границы между выделенными разновидностями руд и вмещающими породами весьма разнообразны и устанавливаются только по данным опробования. Наиболее распространенным является, когда бедные руды примыкают к фабричным со стороны висячего и лежащего боков или только со стороны одного бока.

Рис. 19. Геолого-структурные разрезы с кинематической интерпретацией рудовмещающих разломов месторождения Акбакай – восточный фланг золоторудные зоны «Фроловская» и «Пологая 6» (1 – профиль XLIV, 2 – профиль L). 1 – четвертичные отложения, глинистые суглинки с щебенкой; 2 – гранодиориты и диориты кызылжартасского комплекса; 3 – дайки диоритов; 4 – дайки диабазов; 5 – кварцевые жилы содержание золотосульфидную минерализацию; 6 – разломы с порядковым номером этапа деформации; 7 – буровые скважины (а) и горные выработки (б); 8 – интервал входа скважины в рудное тело (в числителе – видимая мощность по линии опробования, в знаменателе – средневзвешенное содержание золота г/т).

Кинематическая характеристика разломов для золоторудных месторождений, связанных с Кызылжартасским гранитоидным массивом (на разрезе показаны арабскими цифрами в кружках):

1 – Бескемпирский разлом – на этапе заложения, формировался как левосторонний сбросо-сдвиг, зона сместителя характеризуется хрупко-вязкими деформациями; 2 – система хрупких разрывов, типа трещин скола; 3 – системы хрупких разрывов типа трещин отрыва.

Рис. 20. Геолого-структурные разрезы с кинематической интерпретацией
рудовмещающих разломов месторождения Светинское.
(1 – профиль X, 2 – профиль XXI)

Дуланкаринская свита, верхнего ордовика (1, 2): 1 – песчаники, 2 – переслаивающиеся песчаники и алевролиты; 3 – дайки диабазов; 4 – кварцевые жилы содержание золотосульфидную минерализацию; 5 – разломы с порядковым номером этапа деформации; 6 – горные выработки (к – канавы, тр – траншеи); 7 – буровые скважины; 8 – интервал входа скважины в рудное тело (в числителе – видимая мощность по линии опробования, в знаменателе – средневзвешенное содержание золота г/т)

Кинематическая характеристика разломов золоторудных месторождений в терригенных толщах (на разрезе показаны арабскими цифрами в кружках):

1 – один из разломов северной ветви Жалаир-Найманской шовной зоны, представляющей собой хрупко-вязкую систему динамоморфических кливажных швов. Данная система выступает зона многоэтапных деформаций, формирующая мощный тектонический поток. 2 – хрупко-вязкие кливажные разрывы рудного этапа типа левосторонних взбросо-сдигов, «залеченные» дайками диабазов; 3 – хрупко-вязкие кливажные разрывы рудного этапа, с кварцево-золотосульфидной минерализацией.

При этом в одном случае по всем пробам, отобранным по бедным рудам, содержание золота выше кондиционного, в другом – кондиционные пробы чередуются с некондиционными. Иногда рудные пересечения представлены только фабричными или только бедными рудами. Причем в одном случае все пробы, отобранные в контуре бедных руд, имеют содержание золота выше кондиционного, в другом – наблюдается чередование кондиционных и некондиционных проб, но при этом среднее содержание золота по пересечению выше кондиционного.

Распределение мощностей рудных тел неравномерное (коэффициент вариации равен 74) и колеблется от 0,14 до 11,0 м, составляя в среднем 3,04 метра.

Распределение золота в рудных телах весьма неравномерное (коэффициент вариации равен 96) и его содержание по рудным пересечениям колеблется от 0,5 до 16,2 г/т при среднем содержании 2,7 г/т.

Из попутных компонентов в рудах присутствует серебро, содержание которого варьирует от 0,1 до 0,5–1,0 г/т (редко более). При этом среднее содержание серебра в фабричных рудах составляет 0,3 г/т, а в бедных – 0,2 г/т. Корреляция между золотом и серебром очень слабая (коэффициент корреляции равен 0,17).

Из вредных примесей присутствует мышьяк, среднее содержание которого составляет 0,09 % при колебаниях в отдельных пробах от 0,003–0,005 до 0,5–0,6 %.

При этом в фабричных рудах среднее содержание мышьяка составляет 0,14 %, а в бедных рудах – 0,08 %. Проведенный корреляционный анализ показал очень слабую положительную корреляционную связь между золотом и мышьяком (коэффициент корреляции равен 0,15).

Внутри общих контуров главных рудных тел выделяются некондиционные прослои мощностью от первых десятков метра до 3,0 метров. Причем внутриконтурные некондиционные прослои выделяются как среди фабричных, так и бедных руд.

Каких-либо закономерностей в размещении некондиционных прослоев не установлено. В большинстве случаев они не увязываются между рудными пересечениями как по простиранию, так и по падению. Визуально они отличаются от кондиционных руд меньшей степенью березитизации пород и меньшим количеством кварцевых прожилков.

11. Геологическая модель строения и распределение золотого орудинения в пределах Акбакайского рудного поля

К основным генетическим типам промышленных месторождений золота относятся: 1) скарновые; 2) плутогенные гидротермальные; 3) вулканогенные гидротермальные; 4) метаморфогенные; 5) россыпные.

Плутогенные гидротермальные месторождения золота, к которым относится и Акбакай, достаточно широко распространены в различных регионах мира. Все эти месторождения, как правило, полистадийные. Установлено, что в процессе формирования этого типа месторождений, ранние стадии генезиса характеризуются убогими содержаниями золота, средние золотоносными (продуктивными), поздние стадии также не имеют существенного значения для накопления золота. Для месторождений этого типа характерны две рудные формации: золото-кварцевая и золото-кварц-сульфидная.

11.1. Главные элементы строения рудного поля

Главнейшими элементами геологического строения Акбакайского рудного поля являются:

1) вмещающие породы – диориты и гранодиориты кызылжартасского комплекса, которые в дальнейшем служат субстратом для

формирования разрывных структур и гидротермально-метасоматических рудных зон;

2) проявление нескольких этапов развития разрывных структур. Первоначально формируются преимущественно хрупко-вязкие взбросо-сдвиги, а затем уже хрупкие трещины скола и отрыва;

3) внедрение по трещинам разновозрастных даек;

4) проявление вдоль трещинных зон многостадийного гидротермального процесса с золотоотложением.

В процессе многолетнего геологического изучения рудного установлено, что главным рудоконтролирующим фактором является Акбакайский дайковый пояс, который локализован в южной приконтактной части Кызылжартасского штока. В этой части интрузив сложен преимущественно среднезернистыми гранодиоритами, в ограниченном количестве – кварцевыми диоритами.

В возрастной последовательности в составе близширотного дайкового пояса выделяются:

1) среднедевонские дайки Кызылжартасского комплекса, сложенные микродиоритами, диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами. Эти дайки группируются в пределах Кызылжартасского штока и вблизи гранитов Жельтауского батолита, где они метаморфизированы;

2) дайки ерхнедевонского дайкового комплекса:

– гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры;

– лампрофиры (спессартиты, керсантиты, одиниты) и диабазовые порфириты, эти дайки пространственно тесно связаны с рудными телами;

– лампрофиры вариолитовой структуры, связаны с рудными телами и являются внутрирудными.

На всем протяжении рудоконтролирующий дайковый пояс (и рудные тела) пересекаются дайками лампрофиров. Эти дайки группируются в небольшие серии, отстоящие одна от другой на расстоянии 400–500 метров. Они прослеживаются в гранодиоритах Кызылжартасского штока, и далее на восток в гранитах Жельтауского батолита до 5–6 км по простиранию и уходят далеко за пределы широтного пояса. Дайки пронизывают кварц-березитовые жилы и кварц-карбонатные прожилки завершающих стадий рудного процесса.

Дайки Акбакайского пояса выполняют разрывы высоких порядков, соответственно выделяются дайки широтного и северо-западного простираний, а по углам падения среди тех и других – крутые и на-

клонные. Все дайки падают на север, среди них выделяются крутые (с углами падения $75-65^\circ$) и наклонные ($40-50^\circ$). Исключение составляет только одна дайка кварцевых диоритовых порфириров, т.н. дайка «Южная», которая при широтном простирании имеет южное падение под углом $70-75^\circ$. Эта дайка является одной из самых ранних и отнесена к Кызылжартасскому комплексу. Протяженность ее по простиранию составляет более 2 км, мощность – 3–5 м.

Среди других протяженных даек следует отметить крутые дайки Дубековскую, Ансаровскую и дайку жилы Фроловской, Пологую (кварц-биотитовых порфириров), а также серию пологих даек, контролирующих зону Пологая–6. Эти дайки имеют общее широтное простирание ($280-285^\circ$) с незначительными локальными отклонениями с падением на север под углом $40-50^\circ$. Общая мощность серии обычно составляет порядка 10–30 м, помимо даек вариолинтовой структуры, являющихся внутри-позднерудными, в ее состав входят и дорудные дайки лампрофиров. Количество даек в серии составляет до 10–15. Внутри самой серии эти дайки залегают кулисообразно или ветвятся. С поверхности серия прослеживается на протяжении более 2 км и на уровне профилей 60–64 она срезается Бескемпирским разломом. В южном блоке разлома эта серия снова появляется на поверхности в 2 км восточнее в пределах Бескемпирского месторождения, занимая такое же структурное положение, что и в пределах Акбакай и его восточного фланга.

Помимо охарактеризованных в пределах пояса имеется значительное число менее протяженных как крутых, так и наклонных даек. Все они имеют широтное простирание и северное падение. По составу среди них преобладают лампрофиры диоритового ряда.

В заключении необходимо отметить, что в указанном выше блоке пород Кызылжартасского массива с Акбакайским дайковым поясом связано рудное поле месторождения «Акбакай», а южнее Бескемпирского разлома с описанным дайковым поясом связаны рудные поля месторождений «Бескемпир», «Карьерное» и, кроме того, ряда рудопроявлений.

11.2. Строение и вещественный состав рудных тел

Все известные в пределах Акбакайского дайкового пояса рудные тела представляют собой пример жильных месторождений, залегаю-

щих в интрузиве. Структурно-морфологические особенности рудных тел дайкового пояса детально изучены при проведении геолого-разведочных работ на рудных полях месторождений «Акбакай», «Карьерное», «Бескемпир». Жилы выполняют субширотные нарушения, соответственно выделяются крутопадающие и наклонные жилы. Рудные тела контролируются дайками лампрофиров и диоритовых порфиритов, локализуясь в их контактах или внутри даек, реже отходят на небольшое расстояние от них. Эти жилы имеют северное падение, углы их составляют от 40–50° до 75–80°.

Кварцевые жилы месторождения «Акбакай» выполняют субширотные трещины и контролируются дайками лампрофирового состава. Всего на месторождении разведано 10 жил с балансовыми рудами промышленных категорий: «Главная», «Фроловская», «Тукеновская», «Октябрьская», «Юбилейная–60», «Пологая–1», «Пологая–6», «Глубинная», «Южная – 1», «Южная – 2» (табл. 3). К крутопадающим можно отнести жилы «Главную» и «Фроловскую», имеющих углы падения 75–80°. Жилы «Тукеновская», «Октябрьская», «Южная» в основном имеют крутые углы падения в диапазоне 60–70°, однако на отдельных участках выполаживаются до 45–50°. Жилы «Юбилейная – 60», «Глубинная», «Пологая 1 и 6» имеют преимущественно углы падения 45–60°. Все жилы имеют северное падение. Поперечное строение жил достаточно простое. Центральная часть сложена одной, редко двумя стержневыми кварцевыми жилами небольшой мощности (первые десятки сантиметров). Они окаймляются полосами золотонесущих березитов мощностью до 1,0 м, реже более метров. В контур рудного тела может входить и гидротермально измененная часть дайки. В западной части жилы «Глубинная» на горизонте 180 м рудное тело нацело представлено дайкой. Контакты кварцевых жил с березитами четкие, а березитов с гранодиоритами тоже достаточно четкие, выделяются визуально и маркируются тонкими трещинками с глиной трения. Иногда по простиранию кварцевая жила имеет пережимы, вплоть до полного исчезновения. Тогда рудное тело представлено только березитами, как правило, с умеренным оруденением.

Опыт эксплуатации месторождения показал полное соответствие геологических границ рудных тел фактически наблюдаемому рудораспределению. В геологических границах сосредоточены практически все повышенные концентрации золота. Вне их слабо гидротермально измененные породы содержат до 1,0 г/т золота.

В целом морфологию рудных тел можно охарактеризовать как линзовидную и изменчивую по мощности. Увеличение мощности наблюдаются на небольших по протяженности отрезках жил и в местах сопряжения жил. В редких случаях толщина жил достигает 9 м, сопровождая «сдвоение» жил в поперечном сечении.

Таблица 3

Морфологическая характеристика обнажающихся и слепых рудных тел месторождения «Акбакай» по данным В.А. Жогова и др. (2006 г.)

Рудное тело	Горизонт 20 м			Горизонт 100 м		
	длина, м	ср. мощн., м	угол падения,	длина, м	ср.мощн., м	угол падения, °
Главная	500	1,22	75	550	1,41	80
Тукеновская	240	1,47	60	260	1,49	55
Октябрьская	220	2,30	65	130	0,64	65
Фроловская	200	0,89	80	220	0,84	75
Пологая – 6	–	–	–	230	0,89	60
Пологая – 1	–	–	–	–	–	–
Юбилейная	–	–	–	–	–	–
Южная – 1	310	0,68	65	380	0,93	65
Глубинная	–	–	–	300	0,92	50
Главная	530	1,40	80	490	1,85	80
Тукеновская	250	1,82	65	110	1,15	65
Октябрьская	–	–	–	–	–	–
Фроловская	390	0,88	80	330	0,80	80
Пологая – 6	360	1,47	50	290	1,02	55
Пологая – 1	370	1,43	45	170	1,34	55
Юбилейная	70	1,60	45	500	1,56	45
Южная – 1	–	–	–	–	–	–
Глубинная	370	0,81	50	130	1,22	4,5

При сравнительно простой форме рудных тел распределение золота в них крайне неравномерно. Чаще всего содержание золота в сечениях рудных тел колеблется от 2,1 до 32 г/т, реже от 1 до 2 г/т и от 32,1 до 100–500 г/т. В отдельных пробах были зафиксированы содержания золота до первых кг/т. Рассматривая в общем плане распределение золота в плоскости рудных тел, можно отметить, что обогащенными являются их центральные части. На фоне этой общей закономерности выделяются локальные участки богатых руд. Размеры их составляют в поперечнике от первых метров до 40–50 м.

11.3. Морфология и характеристика рудных жил

Главные жильные тела Акбакайского рудного поля локализованы на всем протяжении Бескемпирского разлома. Они характеризуются наличием частых пережимов и разветвлений, малым количеством или отсутствием кварцево-жильного выполнения. Сам кварц, большей частью, содержит золото в невысоких концентрациях.

На восточном фланге выделено несколько жильных структур (зон) и кварц-березитовых рудных тел как крутопадающих, так и наклонных. Из них практический интерес представляют крутопадающая жила «Фроловская» (восточное ее продолжение) и наклонная жильная зона «Пологая – 6». Остальные – крутонаклонная «Майская», пологопадающие «Георгиевская» и «Дайковая» из-за малых размеров и низких содержаний золота не изучалась. Жильные тела «Георгиевское» и «Дайковое» являются слепыми образованиями и установлены в результате бурения. Из них Георгиевская жила залегает в лежащем боку жилы Фроловской и возможно включает три самостоятельных рудных тела.

Жильная зона «Пологая – 6» является самой крупной структурой Акбакайского рудного поля. В пределах собственно месторождения «Акбакай» жила «Пологая – 6» пространственно не выходит на дневную поверхность и по простирацию на западе ограничена жилой «Пологая – 1». На восточном фланге она выходит на дневную поверхность, где срезается Бескемпирским разломом.

В структурном отношении зона «Пологая – 6» контролируется серией сближенных широтных разрывов, оперяющих Акбакайский разлом висячем его боку. Сам Акбакайский разлом, вмещающий жилу «Главная» и дайку лампрофиров, в восточном направлении соединяется с Бескемпирским разломом. Жила «Пологая – 6» с поверхности вскрыта канавами на протяжении 700 м через 20–40 м. С поверхности, а также на горизонте шурфов и штольни зона «Пологая – 6» представлена неравномерно минерализованной зоной катаклазированных пород. Общее простираение зоны субширотное с небольшим отклонением к юго-востоку. Отмечаются локальные отклонения простираения зоны от общего направления в пределах 10–20°. Падение северное под углом 40–55°. Морфология рудной зоны достаточно сложная. Она характеризуется неустойчивой мощностью в пределах 0,5–10 м, частым чередованием раздувов и пережимов, ветвящимся

строением. На уровне профиля 42 зона разветвляется на 3 ветви, к зоне «Пологая – 6» отнесена основная (южная) ветвь, которая достаточно хорошо прослеживается. Зона «Пологая – 6» сложена хлоритизированными, серитизированными гранодиоритами с жилами и линзами серицит-кварцевых метасоматитов и березитов, которые локализованы большей частью в контактах маломощных даек лампрофиров, нередко ветвящихся.

На эти породы наложено прожилково-жильное окварцевание и сульфидная минерализация. Общее количество жильного кварца внутри зоны небольшое. Кварцем сложены маломощные линзы и прожилки протяженностью 15–20 м. Линзы последовательно и кулисообразно, но с перерывами сменяют одна другую по простиранию, редко в одном сечении залегают 2–3 линзы кварца, но и в этом случае их суммарная мощность не превышает 10–15% от ее общей мощности. Зона «Пологая – 6» на всем протяжении контролируется серией сближенных ветвящихся и линзующихся даек лампрофиров, залегающих как внутри, так и вблизи нее. Количество ветвей даек в поперечном сечении обычно изменяется от 1 до 4, а с учетом других пространственно близких ветвей – до 10. Мощность каждой из ветвей даек различная, изменяется в пределах 0,2–2 м. По отношению к орудению выделяются две разновидности даек: дорудные дайки лампрофиров, на которые наложено окварцевание и сульфидная минерализация продуктивных стадий и позднерудные дайки вариолитовой структуры, которые пересекаются кварц-карбонатными прожилками с пиритом поздних стадий минерализации.

Помимо даек и жил метасоматитов, в поперечном сечении зоны насчитывается до 4 продольных разрыва, нередко выполненных глиной трения мощностью до 5 см. Швы этих разрывов, субпараллельные друг другу, на протяжении нескольких десятков метров сочленяются и снова разветвляются. Эти разрывы наложены на все разновидности пород, за исключением даек с вариолитовой структурой. Эти дайки практически не нарушены, в отличие от всех остальных магматических и гидротермально-метасоматических образований.

С поверхности и по горизонту шурфов продуктивность зоны «Пологая – 6» как единого тела низкая, сколько-нибудь практически значимых рудных тел в ее пределах не выделено. Относительно повышенное содержание золота установлено, начиная от места разветвления жильных тел на протяжении 300 м в промежутке профилей

42–9, где содержание золота по единичным пробам достигают 36,0 г/т на мощность 0,8 и 0,6 м соответственно. Спорадически высокое содержание золота связано с линзами и прожилками кварца, которые выклиниваются на протяжении 10–20 м. Чаше отмечаются линзующиеся жилы окварцованных березитов, содержание золота на уровне 3–7 г/т, мощность их обычно не превышает 0,5–0,7 м. В таких жилах прожилковое окварцевание распределено неравномерно и, зачастую, уже в соседнем сечении они содержат золото на уровне 1–3 г/т.

На глубину строение жильной зоны «Пологая – 6» и выделяющихся в ее пределах рудных тел (жил) проведено на основании результатов ранее пробуренных скважин, а также результатов вскрытия рудных тел штреками и ортами на горизонтах глубин 180 и 260 м, пройденных со стороны месторождения «Акбакай». Скважинами зона охарактеризована по простиранию на 1400 м, а по падению на 500–600 м – до глубины 400 м. Рудная залежь «Пологая – 6», представлена минерализованной зоной смятия. Общая мощность ее достигает 20–30 м, она сложена катаклазированными породами: хлоритизированными гранодиоритами, серицит-кварцевыми метасоматитами, березитами, прожилково-жильным кварцем, а также серией даек лампрофиров и позднерудных лампрофиров вариолитовой структуры. Число даек составляет до 10 и более, мощность их обычно варьирует от 0,2 до 2 м. В отличие от поверхности, на глубине в пределах зоны выделяются протяженные кварцево-жильные рудные тела. В разрезе рудное тело, представленное кварц-березитовой жилой, прослежено до глубины 100 м. Далее рудное тело на глубинах 160–180 м залегает в контакте лежащего бока дайковой серии, затем с глубиной отходит от контакта лежащего бока на расстояние до 5–15 м, в свой контур включает единичную дайку лампрофиров небольшой мощности. Горизонтальная мощность рудного тела составляет от 0,31 до 2,32 м, содержание золота меняется соответственно от 17,8 до 9,6 г/т. В направлении с запада на восток верхняя граница выделенного рудного тела погружается на глубину от 100 до 200 м, а в поперечных разрезах жила постепенно смещается к центральной части зоны смятия. Еще восточнее рудное тело переходит в ее висячий бок. На уровне профиля 46 золотоносность рудного тела низкая (порядка 2 г/т), затем снова повышается в промежутке профилей 47–51, где продуктивность наибольшая.

Характерное поперечное строение рудного тела (скв. 807, глубина 190 м) от висячего бока к лежащему следующее:

1) жила кварца катаклазированного, светло-серого, массивного с «видимым» золотом и неравномерно гнездовой сульфидной минерализацией (5 %), мощностью 0,30 м;

2) гранодиориты березитизированные, смятые с редкими прожилками кварца и бедной сульфидной минерализацией (до 2%), мощность – 1,0 м;

3) жила кварца, мощностью – 0,20 м;

4) дайка лампрофиров минерализованных, дробленных с редкими прожилками кварца, мощностью – 0,30 м;

5) березиты с редкими прожилками кварца и бедной сульфидной минерализацией (2–3 %), мощностью – 0,30. Общая мощность рудного тела, по керну скважины достигает 4,0 м.

Морфология и строение рудной жилы «Пологая – 6» было изучено по документации горных выработок горизонта 260 м. Здесь по данным опробования обнаружено три сближенные кварц-березитовые жилы мощностью от 0,2 до 1,7 м и содержанием золота от 1–2 г/т до 15–20,5 г/т. Содержание золота в сечениях жил неравномерное и, в общем, на фоне отдельных и мелких отрезков с бедными содержаниями золота выделяются протяженные (до 50–70 м) участки жилы с рядовыми рудами, содержащими 8–10 г/т золота. При вскрытии нескольких сближенных березитовых тел повышенное содержание золота отмечается только в тех ветвях, которые включают в свой состав березитизированную дайку лампрофиров. Кварцевые образования в виде тонких (0,1–0,2 м) жил и прожилков залегают обычно на контакте измененной дайки с гранодиоритами. В целом рядовое оруденение прослежено до профиля 42, далее к востоку оно затухает и составляет только 1–2,5 г/т.

На основании имеющейся геологической информации для жильной зоны «Пологая – 6» следует отметить, что протяженность структуры по простиранию на восточном фланге составляет 1500 м, по падению достигает 600 м, причем зона катаклазированных березитов и хлорит-серецит-кварцевых метасоматитов продолжается и глубже, но содержание золота в них низкое. С учетом установленной длины структуры на месторождении «Акбакай» (около 400 м) общая протяженность жильной зоны «Пологая – 6» для всего рудного поля составляет около 2 км. В обнажении на поверхности, по результатам опробования канав, протяженных рудных отрезков жилы не установлено.

В пределах собственно месторождения «Акбакай» рудное тело жилы «Пологая – 6» включает, в основном, контуры промышленных блоков и только в центральной части жилы ниже горизонта 180 м выделен забалансовый блок в форме многоугольного безрудного окна. На месторождении средняя мощность рудного тела в блоках колеблется от 0,9 до 1,96 м, при среднем содержании золота в этих блоках от 7,2 г/т до 10,4 г/т.

На восточном фланге месторождения по результатам опробования скважин и подземных горных выработок в пределах жильной структуры «Пологая – 6» выделено два участка жилы с кварц-бerezитовыми рудами, по которым проведена оценка их запасов по кондициям месторождения «Акбакай».

Первый участок расположен в промежутке между профилями 33 и 52. Протяженность площади по простиранию составляет 800 м, по падению – 440 м. В западной и центральной части блок промышленных руд залегает на глубинах от 90–120 м до 300–400 м. В восточной части оруденение выходит на дневную поверхность и на глубину прослеживается до 300 м. В пределах блока горизонтальная мощность рудного тела колеблется от 0,2 до 4,2 м, среднее содержание золота – от 1 до 50 г/т. В целом по блоку средняя горизонтальная мощность составляет 1,32 м, среднее содержание золота – 8,35 г/т.

Второй участок расположенный в промежутке профилей 55–62 и включает отрезок золоторудной жилы, перекрытой с поверхности современными суглинками мощностью до 6–10 м. В пределах этого блока приповерхностная часть рудного тела вскрыта штреками из штольни № 1 и в нем в интервале 166 м установлена средняя горизонтальная мощность рудной залежи 2,36 м и среднее содержание золота 6,0 г/т. В восточной части рудного тела выделяется отрезок жилы длиной 85 м, в котором средняя горизонтальная мощность составляет 2,5 м, среднее содержание золота – 7,4 г/т. Скважинами оруденение прослежено до глубины 260 м. В них мощность рудного тела колеблется от 0,5 до 3,41 м, среднее содержание золота – от 3,6 до 9,4 г/т. В целом по блоку средняя горизонтальная мощность составила 2,01 м, среднее содержание золота – 6,33 г/т.

Жильная структура «Фроловская» обнажается как в пределах собственно месторождения «Акбакай», так и на территории восточного фланга (месторождение «Карьерное»). По простиранию на юго-восток жила «Фроловская» срезается Бескемпирским разломом. На

всем протяжении жила «Фроловская» контролируется дайкой лампрофиров. Простираение дайки и жильного рудного тела составляет $300\text{--}305^\circ$, углы наклона на северо-восток – в западной части около 75° , на самом юго-востоке доходят до $80\text{--}85^\circ$. Простираение вблизи разлома составляет $315\text{--}320^\circ$.

Жила «Фроловская» имеет сложную морфологию. Собственно кварцевая жила небольшой мощности (0,1–0,3 м) часто выклинивается и линзуется. В местах выклинивания кварцевой жилы рудное тело представлено зоной березитов и прожилковым окварцеванием. Дополнительно жила осложнена поперечными частыми разрывами. Горизонтальная амплитуда перемещения по ним жилы достигает 1,5–2 м. Как и для других рудных тел Акбакая на Фроловской в состав рудного тела входит значительная часть измененной дайки лампрофиров, превращенной в березиты, иногда с прожилками кварца. Мощность березитовой оторочки меняется.

По данным В.А.Жогова (2006 г.) на месторождении жила разведана до глубины 500 м. На горизонте 180 м рудное тело имеет максимальную длину (400 м) и наибольшую продуктивность золотого оруденения. На флагах жилы выделяются забалансовые блоки. Для промышленных руд в блоках средняя мощность рудной жилы колеблется от 0,6 до 1,2 м, а среднее содержание золота от 7,1 до 95,0 г/т (по данным пересчета запасов максимальное содержание составляет до 32,7 г/т).

На территории восточного фланга протяженность обнажающейся жилы Фроловской составляет около 450 м (между профилями 33–42). На описываемой площади жила сложена преимущественно березитами с прожилками и линзами кварца. Жила имеет небольшую (0,1–1,0 м) мощность и в содержание золота до 6,3–7,6 г/т. Только на самом юго-востоке, вблизи Бескемпирского разлома, выделяется участок жилы длиной около 80 м, в котором на мощность от 0,1 до 0,7 м зафиксировано повышенное содержание золота до 18,4–23,0 г/т.

На восточном фланге дайка лампрофиров и пространственно с ней связанная жила «Фроловская» включает небольшое ответвление, где на мощность 0,6 установлено 25,1 г/т золота. На глубину жила «Фроловская» изучена только скважинами. По данным бурения, маломощная (0,13–1 м, максимально 2,7 м) жила была вскрыта во всех скважинах, и в ней на фоне среднего содержания золота (3,5 г/т) оруденения выделяются участки с богатым содержанием золота (91,4–

268,2 г/т). На глубине 500 м длина жилы Фроловской составляет порядка 900 м.

На основании анализа геологических данных на восточном фланге выделен один рудный участок. Рудное тело обнажается на поверхности на сравнительно небольшом промежутке. Максимальная глубина распространения оруденения фиксируется по профилю 40 и составляет 570 м. В пределах выделенного блока мощность рудного тела колеблется от 0,1 до 2,45 м, содержание золота – от 1,8 т до 36,5 г/т. В целом для рудного тела средняя горизонтальная мощность составила 0,67 м, среднее содержание золота – 8,9 г/т.

11.4. Данные микроскопического исследования руд месторождений Акбакайского рудного поля

Наиболее детальный анализ вещественного состава руд Акбакайского типа был проведен Н.В. Филимовым, А.П. Марасановым, А.А. Балясниковым (отчет ЦНИГРИ за 1974 г.), и позже А.Б. Байбатшой, К.Ш. Дюсембаевой, Ю.Г. Сажиным, Г.Ж. Абдыкировой [2009], эти данные во многом положены в основу написания данной главы.

Руды Акбакайского золоторудного месторождения (табл. 4) петрографически представлены жильным кварцем, гидротермально измененными гранодиоритами и дайками основного состава. Все указанные разности пород несут вкрапленность и прожилки сульфидов. Кроме того, для жильного кварца характерно видимое свободное золото, а для остальных промышленных типов руд – наличие тонкодисперсного золота. Текстуры руд представлены прожилковыми, вкрапленными, массивными, брекчиевидными, полосчатыми и шлировыми типами.

Руды характеризуются поликомпонентным минеральным составом с преобладанием железосодержащих сульфидов – арсенопирита и пирита (табл. 3). Общее количество сульфидов в руде достигает 3,93 %, остальная часть приходится на породообразующие минералы: кварц, полевые шпаты, слюду, амфибол, кальцит.

Руды месторождения сформировались в четыре стадии: пирит-арсенопиритовую, халькопирит-тетраэдритовую, бурнонит-сульфоантимонитовую и антимонитовую.

Главные рудные минералы представлены пиритом (1–10 %) и арсенопиритом (1–10 %). Присутствуют в виде рудных включений и единичных зерен: пирротин, халькопирит, мельниковит-марказит,

магнетит, ильменит, рутил. Главные нерудные минералы – кварц (30–80 %), серицит (10–40 %), биотит (1–15 %). Второстепенные – апатит, альбит, кальцит, мусковит, барит, полевые шпаты.

Формы, характер сростания и размеры минеральных образований. Арсенопирит преимущественно развит в виде зерен изометрической формы (призмы, ромбики), которые интенсивно катаклазированы. Трещины дробления заполнены нерудными минералами, реже антимонитом и в отдельных случаях самородным золотом. Арсенопирит наблюдается также в сростках с пиритом и сфалеритом. Преобладающий размер зерен изометрической формы от 0,01–0,025 до 0,2–0,075 мм; зерен неправильной формы от – от 0,01 до 0,45 мм.

Пирит представлен кубическими кристаллами и неправильной формы зернами, вкрапленными в нерудной массе или находящиеся в сростании со сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом. Основная масса зерен пирита катаклазирована. По трещинам дробления развиты тонкие прожилки или неправильной формы зерна сфалерита, реже – халькопирита. Мощность отдельных прожилков от 0,002 до 0,025 мм. Размер зерен пирита меняется от 0,025 до 0,060 мм.

Галенит при просмотре полированных шлифов не обнаружен. Встречен в тяжелой фракции в виде кристалликов кубической и неправильной формы зерен в свободном виде и в сростании с пиритом и кварцем. Размер зерен меняется от 0,025 до 0,060 мм.

Антимонит представлен зернами неправильной формы и прожилковидными выделениями в кварце, реже – игольчатыми кристалликами. Антимонит цементирует катаклазированные зерна арсенопирита или обрастает его по краям в виде прерывистых оторочек 0,005–0,025 мм. Зерна антимонита повсеместно активированы включениями арсенопирита размеров от 0,002 до 0,025 мм

Размер зерен антимонита меняется в широком диапазоне от 0,005 до 0,100 мм.

Сфалерит – образует зерна неправильной формы. Он находится в сростании с пиритом, арсенопиритом, реже халькопиритом или образует самостоятельные выделения в нерудной массе. В зернах сфалерита иногда наблюдаются включения пирита и антимонита. Он также выполняет тонкие трещины в катаклазированном пирите. Размеры зерен сфалерита от 0,002 до 0,045 мм.

Халькопирит – находится в сростании со сфалеритом и пиритом или выполняет межзерновые промежутки в нерудной массе. Размер зерен халькопирита меняется от 0,005 до 0,60 60 мм.

Таблица 4

Минеральный состав руд Акбакайского месторождения

Минералы	Содержание, %
Арсенопирит	1,91
Пирит	1,74
Галенит	0,1
Антимонит	0,08
Сфалерит	0,06
Халькопирит	0,04
Кварц	46,8
Полевые шпаты	20,4
Слюда, Амфибол, Хлорит	21,1
Кальцит	5,8
Гидроокислы железа	1,5

Самородное золото (основное количество), электрум, теллуриды золота приурочено к арсенопиритовым и пиритовым агрегатам. Серебро в рудах присутствует в виде примеси в золоте, блеклой руды, теллуридов серебра.

Микроскопически золото наблюдается в трещинках дробления и межзерновых промежутках катаклазированного арсенопирита, в кварце, по границе сростания арсенопирита и кварца, сфалерита – арсенопирита – кварца и реже в пирите. Форма золотинок в срезе полированного шлифа меняется от овальной до неправильной с остроугольными очертаниями. Линии сростания золота с другими минералами гладкие, цвет золота желтый.

Золото находится в разных минеральных ассоциациях: 1) раннее – тонкодисперсное в сульфидных (арсенопирит и пирит) серицитизированных осадочных породах; 2) мелкое между блоками пирита и арсенопирита березитизированных пород; 3) гидротермальное, отторгнутое золото от сульфидов в хлорит-мусковит-кварцевых, хлорит-кальцит-кварцевых прожилках (хлорита, кварца, сульфидов); 4) перетолженное – в гидроксидах железа, иногда с ярозитом.

Размеры золотинок варьируют от 2 до 4 мкм в пирите и до 0,45–0,5 мм – в кварце. В арсенопирите размер золотинок от 0,002 до 0,010 мм,

в трещинах дробления арсенопирита и его межзерновых промежутках – от 0,002 до 0,055 мкм. Фазовый анализ распределения золота в рудах приведен в табл. 5. Химический состав руд приведен в табл. 6.

Таблица 5

Результаты фазового анализа руды на золото.

Формы нахождения золота	Распределение, %
1) Свободное: а) с чистой поверхностью	68,5
б) покрытое пленками	3,4
2) В сростках	22,1
3) Ассоциировано с сульфидами:	
а) с пиритом	1,8
б) с арсенопиритом	2,5
4) Ассоциировано с породообразующими минералами	1,7

Таблица 6

Результаты химического анализа руды

Наименование элементов и соединений		Содержание, %
Кремний, оксид	SiO ₂	68,00
Алюминий, оксид	Al ₂ O ₃	9,53
Кальций, оксид	CaO	3,84
Железо, III оксид	Fe ₂ O ₃	3,53
Калий, оксид	K ₂ O	2,88
Углерод, оксид	CO ₂	2,55
	H ₂ O ⁺	2,2
Магний, оксид	MgO	1,74
Железо, II оксид	FeO	1,64
Сера общая,	S _{общ}	1,37
Титан, оксид	TiO ₂	1,00
Мышьяк,	As	0,88
Натрий, оксид	Na ₂ O	0,69
Фосфор, оксид	P ₂ O ₅	0,12
Свинец	Pb	0,083
Марганец, оксид	MnO ₂	0,06
Сурьма	Sb	0,05
Цинк	Zn	0,04
Медь	Cu	0,015
Золото, г/т	Au	12,5
Серебро, г/т	Ag	7,02

Изучение вещественного состава руды позволило Н.В. Филимову, А.П. Марасанову, А.А. Балясникову (отчет ЦНИГРИ за 1974 г.), а позже А.Б. Байбатше, К.Ш. Дюсембаевой, Ю.Г. Сажину, Г.Ж. Абдыкировой [2009] прийти к следующему заключению:

1) Исследуемая руда относится к малосульфидному золотокварцевому типу с бедным содержанием серебра. Промышленную ценность в руде представляют золото и серебро.

2) Руда характеризуется поликомпонентным минеральным составом с преобладанием железосодержащих сульфидов арсенопирита и пирита и практически не затронута процессами окисления.

3) Основными носителями золота является жильный кварц, арсенопирит и пирит. Распределение золота и сульфидных минералов в руде неравномерное. Размеры сульфидных минералов, мм: пирит 0,025–0,06; арсенопирит 0,01–0,075; галенит 0,025–0,060; антимонит 0,005–0,1; сфалерит 0,002–0,045; халькопирит 0,005–0,060; золото 0,01–0,35.

4) В арсенопирите и в меньшей степени в пирите развито субмикроскопическое золото (менее 0,002);

5) Основное количество золота и около 65–67 % серебра доступно выщелачиванию в цианистых растворах. При этом свыше двух третей (69–70 %), золота находится в амальгамируемой форме. Формы нахождения золота достаточно крупные, присутствуют также тонкие и микроскопические агрегаты

6) Наличие в рудах тонкого и субмикроскопического золота и серебра, связанных с сульфидами, обуславливает упорность руд в технологическом отношении;

7) Доминирующее значение при обогащении руд должны иметь гравитационные методы извлечения благородных металлов. Из других процессов может быть применена флотация в сочетании с цианированием, а также термохимические и биохимические методы вскрытия золота и серебра.

Руды прочные, не склонные к размоканию, вспучиванию, самовозгоранию.

12. Поисковые критерии золотого оруденения в регионе

1) Стратиграфические и литологические поисковые критерии. Благоприятные условия для локализации золотого оруденения

создают терригенные толщи среднего и верхнего ордовика (байгаринская, андеркенская и дуланкаринская свиты), имеющие флишоидное строение и динамометаморфизмом пород в зонах координирующего Жалаир-Найманского разлома и невысокое содержание углеродистого вещества. В более древних отложениях (кембрий, нижний ордовик) золотого оруденения не обнаружено, и они рассматриваются нами как не перспективные на поиски золотого орудинения. Девонские вулканиты могли играть экранирующую роль при оруденении, в связи с чем в низах их – базальных конгломератах коктаасской свиты, возможно выявление руд, хотя промышленная значимость их проблематична (Конгломератовое, Верхнеандасайское).

Терригенные толщи среднего и верхнего ордовика простираются далеко на северо-запад вдоль Жалаир-Найманской шовной зоны, где открыты ряд золоторудных месторождений Акбакайского типа, такие как, Алтынсай, Жаксы, Ашектас и др. Таким образом, территория развития ордовикских образований, заключенной между Акбакайским районом на юго-востоке и Алтынсайским на северо-западе, является весьма перспективной на обнаружение новых месторождений золота.

2) Магматические поисковые критерии. Достаточно очевидным для района является проявление двух этапов золотого оруденения, парагенетически связанного с интрузиями кызылжартасского комплекса и дайковым комплексом. Граниты жельтауского комплекса оруденения не несут. Исходя из этого определяются следующие магматические поисковые критерии:

- наличие интрузий кызылжартасского комплекса типа гранодиоритов-диоритов, а также габбро, габбро-диабазов и диоритовых порфиритов;

- наличие даек и субвулканических тел порфирового ряда, а также даек средне-основного состава (лампрофилов, диабазов);

- пространственное совмещение этих типов магматизма является предпосылкой богатого оруденения.

Все золоторудные тела Акбакайского рудного района связаны с дайками кызылжартасского магматического комплекса. Рудоносные кварцевые жилы наследуют структурный план даек, их пространственное размещение определяется системой трещин, отражающей внутреннюю тектонику Кызылжартасского массива.

3) Структурные поисковые критерии. Основным структурным элементом контроля оруденения являются разрывные нарушения. Оруденение связано со всеми типами нарушений высокого порядка, но наиболее важными для локализации промышленных руд являются субширотные разломы северного падения. Проявлено оруденение в региональных разломах глубокого заложения северо-западного простирания (первая система), которые в период оруденения были проницаемы (Светинское месторождение). В пределах интрузивов и субвулканических телах рудовмещающими также могут быть контракционные (обычно пологие системы), радиальные и концентрические крутоноклонные разрывы.

В терригенной толще верхнего ордовика выявлено оруденение прожилково-вкрапленного, в меньшей степени жильного типа, которое развивается в горизонтах грубозернистых песчаников при пересечении их разломами второй и третьей систем. Поиски и оценка этого морфологического типа оруденения – задача крупномасштабных геологоразведочных работ.

4) Структурно-морфологические и минералогические поисковые критерии и признаки. Учитывая элементы структурно-морфологической зональности, выражающейся в уменьшении с глубиной кварцево-жильного выполнения и увеличение роли березитов при снижении золотоносности, возможно прогнозирование оруденения на глубину. Однако этот критерий применим лишь для месторождений, локализованных в малых интрузиях, аналогов кызылжартасского комплекса.

В рудах Акбакайского месторождения установлено наличие пяти основных продуктивных минеральных парагенетических ассоциаций, что обуславливает их золотоносность. На других месторождениях рудного поля некоторые из продуктивных ассоциаций отсутствуют, либо проявлены очень слабо. В этом случае руды таковых менее богаты по содержанию. К примеру, на месторождениях «Кенжем», «Бескемпир», «Аксакал» и «Думан-Шуак» установлена основная продуктивная золото кварц-сульфоантимонитовая ассоциация, на рудопроявлениях «Захаровское», «Дударай» и «Япурай» присутствует золото-полиметаллическая минерализация.

Выявление в первичных рудах продуктивных парагенетических ассоциаций даже на ранних стадиях изучения месторождений позволяет выявить качественный состав руд.

5) Геохимические поисковые критерии и признаки. Надежными поисковыми критериями для поисков являются первичные литохимические ореолы рассеяния золота и мышьяка, в меньшей мере – свинца, серебра, сурьмы и меди. Наиболее эффективной при этом является золотометрическая съемка.

6) Практические рекомендации. По нашему мнению, перспективными на поиски золоторудной минерализации являются площади развития терриогенных толщ среднего и верхнего ордовика в пределах Жалаир-Найманской шовной зоны. На юго-востоке региона к таким площадям отнесится Акбакайское рудное поле и его обрамление, а на северо-западе – Алтынсайский район.

Рекомендуется провести общие поиски месторождений золота в полосе развития ордовикских терригенных образований: на юго-востоке – Акбакайский район и на северо-западе – Алтынсайский район.

В Акбакайском рудном районе поиски жильных месторождений золота рекомендуется провести: 1) в пределах дайкового пояса «Акбакай» – «Бескемпир»; 2) вероятно следует переоценить уже известные рудопроявления золота, такие как: «Макпал», «Центральный Шуак», «Япурай», «Захаровское», «Бейхутинское», «Алтайказган», «Алтынтас», «Баритовое», «Кокпар», «Восточный Андасай», «Самум», «Фестивальное» и «Молодежное».

Перспективны на поиски прожилково-вкрапленного золотого оруденения площади:

1) в полосе Елимай-Карьерное – Жумагалиевское – Самородковое – Загадка – 12 зона;

2) в полосе аномалии ВП Захаровское – Центральный Шуак – Западный Шуак – Макпал.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено обобщение и анализ данных по стратиграфии, магматизму, тектонике, вещественному составу руд и рудогенезу золоторудных объектов Акбакайского рудного района.

1-й этап (2009 г.):

1) Согласно календарному плану работ, за истекший период по теме исследований были самым детальным образом проанализированы и обобщены материалы по всем золоторудным месторождениям Акбакайской рудного поля;

2) Изучение стратиграфии, магматизма, тектоники, вещественного состава руд и рудовмещающих пород Акбакайского рудного района. Проведены полевые исследования в пределах месторождений «Акбакай», «Бескемпир», «Карьерное», «Аксакал», «Светинское»;

3) Обобщены и проанализированы данные по петрофизическим свойствам горных пород (скорости прохождения упругих волн, электрические свойства, плотностные и магнитные характеристики);

4) Обобщены геофизические материалы характеристики физических полей:

а) геомагнитного поля;

б) гравитационного поля;

в) сейсмических полей;

г) подробно рассмотрен комплекс вопросов, касающийся терминологии, структурного анализа, специфики рудогенеза, вещественного состава руд, метасоматической зональности.

2-й этап (2010 г.):

1) Составлены тектонические схемы Шу-Илийского региона, геологические карты и разрезы Акбакайского рудного поля;

2) Выявлены особенности геологического строения рудного поля и метасоматическая зональность;

3) Проведены полевые исследования в пределах месторождений «Акбакай», «Бескемпир», «Карьерное», «Аксакал», «Светинское»;

4) Изучен вещественный состав руд и установлена геохимическая зональность на рудном поле;

5) Составлены геологические карты Акбакайского рудного поля.

3-й этап (2011 г.):

1) Разработана геологическая модель строения рудного поля;

2) Проведен морфологический структурный анализ рудного поля;

3) Выявлены условия формирования и локализации золоторудного орудинения. Построена геологическая модель формирования рудоносных структур и корреляция полученных данных по абсолютному возрасту пород;

4) Выяснены критерии рудоносности Акбакайской золотоносной структуры, которые обоснованы структурными, геохимическими и минерагеническими признаками;

5) Выделены перспективные площади на поиски и разведку золотого орудинения.

Оценка полноты решений поставленных задач

Предлагаемая тематика по своему значению является научно-прикладной. В этой связи исследовательское обобщение является существенным вкладом в исследование геологии и металлогении Казахстана, имеющей практическое значение для дальнейших исследований и определение перспектив расширения минерально-сырьевой базы республики с учетом новых требований рыночных отношений.

Целью данного проекта была разработка научно обоснованных критериев рудоносности Акбакайской золотоносной структуры и выявление перспективных объектов и площадей для восполнения золоторудной базы Акбакайского района. В этой связи проведено изучение закономерностей формирования, размещения золотого оруденения в пределах Акбакайского рудного поля. Изучены жильно-магматические комплексы пород с целью выяснения их роли в процессе рудогенеза. Для этого было проведено систематическое описание геологического строения рудного поля с характеристикой его основных геофизических полей. Изложены данные по вещественному составу вмещающих пород и руд. В полной мере изложено геохимическая специализация метасоматитов.

Разработка рекомендаций и исходных данных по конкретному использованию результатов НИР

По результатам выполненных научно-исследовательских работ были разработаны критерии рудоносности Акбакайской золотоносной структуры. На этой основе дана оценка перспективности известных месторождений и участков, выделены перспективные площади для постановки поисково-разведочных работ. По данной тематике, связанной с изучением особенностей формирования золотого орудинения, авторами накоплен определенный опыт, который нашел отражение в научных публикациях исполнителей темы.

Результаты оценки технико-экономической эффективности внедрения:

По результатам выполнения научно-исследовательских работ по основным направлениям проведено изучение генезиса золотого оруденения и обоснованы критерии рудоносности Акбакайской золотоносной структуры. На этой основе дана оценка перспективности известных золоторудных проявлений, выделен ряд перспективных площадей. Основные результаты исследования:

1) Изучено геологическое строение рудного поля с характеристикой его основных геофизических полей;

2) Изложены данные по вещественному составу вмещающих пород и руд;

3) Проведено изучение генезиса золотого оруденения и разработаны критерии рудоносности Акбакайской золотоносной структуры.

Дана оценка перспективности известных месторождений и участков, выделены перспективные площади с учетом пересмотра схемы формирования золотого оруденения. Результаты проведенных исследований имеют практическую значимость, а экономический эффект их можно оценить после проведения поисково-разведочных работ на рекомендуемых площадях,

Результаты оценки научно-технического уровня выполненной НИР в сравнении с лучшими мировыми достижениями в данной области.

Аналогичные работы по изучению и выявлению закономерностей проявления оруденения в пределах перспективных рудных районов с целью прогноза новых и переоценке известных объектов систематически проводятся во всех странах, в т. ч. и на территории нашей республики. Результат исследования – разработаны научно обоснованные критерии рудоносности Акбакайской золотоносной структуры и выявлены перспективные площади для восполнения золоторудной базы Акбакайского района.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. *Авдеев А.В.* Палеогеографическая карта Южного Казахстана // Геология и Геофизика, 1994 – Т. 35. - № 7-8. – С. 111-116.
2. *Аполлонов М.К.* Геодинамическая эволюция Казахстана в раннем палеозое (с позиции классической тектоники плит) // Геодинамика и минералогения Казахстана. – Ч. 1. – Алматы: Наука, 2000. – С. 46-63.
3. *Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии.* – Алматы: ЮГГЕО, 2002. – Ил. 38.
4. *Афоничев Н.А.* Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы // Сов. Геология. 1967. № 2. – С. 33– 53. – № 3.– С. 61– 82.
5. *Байбатица А.Б., Дюсембаева К.Ш., Сажин Ю.Г., Абдыкирова Г.Ж.* Микро- и нанозолото и технология его извлечения. – Алматы: КазНТУ, 2009. – 160 с.
6. *Бакенов М.М.* Золоторудные формации Казахстана. – Алма-Ата, 1976.– 203 с.
7. *Бакенов М.М., Куанышбаев У.Ж.* Особенности распределения золота и элементов-индикаторов в одном из месторождений Жалаир-Найманской зоны // Геология. – Алма-Ата: КазПТИ, 1976. – С. 129 –134.
8. *Бакенов М.М.* Формационно-генетические ряды золоторудных месторождений Казахстана. Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. – Алма-Ата, 1983. – 232 с.
9. *Бакенов М.М.* Значение региональных рудоконтролирующих разломов и блоковой тектоники в локализации золоторудных месторождений различных формаций // Вестн. КазНТУ. – 1985. – № 1. – С. 4–11.
10. *Бакенов М.М., Куанышбаев У.Ж.* Минералого-геохимические особенности золотого оруденения Жалаир-Найманской зоны. – Алма-Ата: Наука, 1988. – 116 с.
11. *Бакенов М.М.* Поисковые критерии и предпосылки золотого оруденения (на примере Казахстана) // Вестн. КазНТУ. – 1995. – № 2. – С. 5–12.
12. *Бакенов М.М.* Месторождения золота Казахстана. – Алматы: Ғылым, 2002. – 221 с.
13. *Бакенов М.М.* Месторождения золота Казахстана. – Ч. II. (Геологическое строение, закономерности размещения и поисковые критерии). – Алматы: Ғылым, 2003. – 224 с.

14. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. – М.: Недра, 1964. – 119 с.
15. Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана // Справочник. – Алматы, 1996. – 183 с.
16. Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1971. – 363 с.
17. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. – Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998. – 44 с.
18. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и Геофизика, 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 66-90.
19. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1990. – Т.65. – Вып. 4. – С.34–46.
20. Геология СССР. – Т. XX. Геологическое описание. М.: Недра 1972. Кн.1. – 532 с.; Кн. 2. – 380 с. – Т. XLI. Геологическое описание. М.: Недра. 1971. Кн.1. – 536 с.; Кн. 2. – 288 с.
21. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. В 3 томах. – Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. – Алматы, 2002. – 224 с. – Т. 2. Металлогения. – Алматы, 2002. – 272 с.
22. Данилов В.И., Миронов Е.П., Песков Е.Г. Акбакайское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. – Т. 2. – М., 1986. – С.87–95.
23. Дегтярев К.Е. Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры // Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-минер. наук д-ра геол.-минер. наук. – М., 2010. – 48 с.
24. Диденко А.И., Моссаковский А.А. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – №№ 7–8. – С. 59–73.
25. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – №№ 1–2. – С. 5–27.

26. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 93–108.
27. Ермолов П.В. Геодинамика Казахстана // Мат. Межд. науч.-практ. конф. «Геологическая наука и индустриальное развитие Республики Казахстан», посвященной 70-летию Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. – Алматы, 2010. – С. 20–24.
28. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. – М.: Наука, 1993. – 192 с.
29. Калиниченко Н.Г. Золоторудные формации некоторых рудных районов полициклической металлогенической области Южного Казахстана // Тр. КазИМСа, 1975. – С. 55–68.
30. Кассин Н.Г. Краткий геологический очерк Северо-восточного Казахстана // Тр. ВГРО. – Вып.165, 1931. – 77 с.
31. Кассин Н.Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана // Проблемы советской геологии. – 1937. – № 8. – С. 645–662.
32. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. – Томск, 2006. – 327 с.
33. Коробкин В.В. Терминологическая основа тектонофациального анализа и пример ее использования при структурном картографировании объектов минерального сырья // Вестн. КБТУ. – 2008. – № 2 (5). – С. 6–13.
34. Коробкин В.В. Тектоническое районирование и структурные стили палеозойд Казахстана // Изв. Томского политехнического университета. – 2011. – Т.319. – № 1. – С. 71–77.
35. Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана // Геология и геофизика». – 2011. – № 12. – С. 2032–2055.
36. Коробкин В.В., Смирнов А.В. Тектонофациальный анализ – основа тектонической карты Казахстана масштаба 1: 1000 000 // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. НАН Укр. – 2006. – № 4. – С. 91–105.
37. Ковалев А.А. Геодинамика и поисковые геологические критерии. – М., 1985. – 223 с.
38. Кошкин В.Я. Область герцинской складчатости. Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500 000. Сер. Центрально-Казахстанская: объяснительная записка. – Алма-Ата, 1981. – С. 292–296.

39. Курчавов А.М., Гранкин М.С. и др. Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С. 32–43.
40. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Глубинные неоднородности литосферы Казахстана по линии Северо-Балхашского разреза // Геология Казахстана. – 1994. – № 4. – С. 55–65.
41. Мосаковский А.А., Руженцов С.В. и др. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.
42. Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений. – Алма-Ата, 1973. – 237 с.
43. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. – 2002. – № 6. – С. 512–525.
44. Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика Северной Бепак-Далы (Центральный Казахстан) // Изв. НАН РК. Сер. геол. – 2008. – № 3. – С. 8–23.
45. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1970. – 215 с.
46. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. – 175 с.
47. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – Киев: Феникс, 1995. – 158 с.
48. Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектонофации Казахстана: (пояснительная записка к тектонофацальной карте масштаба 1: 1500 000). – Алма-Ата: Наука, 1986. – 120 с.
49. Паталаха Е.И., Смирнов А.В. и др. Тектонические потоки и shear zones как фундаментальные понятия современной структурной геологии // Изв. НАН РК. Сер. геол. – 1993. – № 1. – С. 3–9.
50. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР / Сер. геол. – 1945 – № 5. – С. 23 – 46.
51. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1956 – № 1. – С. 90 – 105.
52. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.

53. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
54. *Рафаилович М.С.* Модели вертикальной геохимической зональности месторождений золота и их использование при поисковых работах: Учеб.-метод. – Усть-Каменогорск, 2002. – 166 с.
55. *Рафаилович М.С.* Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. – Алматы, 2009. – 304 с.
56. *Рафаилович М.С., Лось В.Л.* Месторождения золота акбакайского типа: минералого-геохимическая зональность, распределение золота, прогнозно-поисковая модель // Руды и металлы. – 2006. – № 2. – С. 41–53.
57. *Родыгин А.И.* Динамометаморфические породы. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. – 356 с.
58. *Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е. и др.* Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан) // Докл. Академии наук, 2009. – Т. 427. – № 3. – С. 359–364.
59. *Смирнов А.В., Коробкин В.В.* Тектоническая карта Казахстана масштаба 1: 1 000 000 (Принципы, легенда, геологические структуры) // Изв. НАН РК. Сер. геол. – 2003. – № 2. – С. 77–89.
60. *Смирнов А. В., Коробкин В. В.* Тектоническое районирование палеозойд Казахстана // Эволюция тектонических процессов в истории Земли // Мат. XXXVII Тектон. сов. – Новосибирск, 2004. – С. 184–186.
61. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – М.: Труды ГИН. – Вып.179. – 1968. – 216 с.
62. *Шатский Н.С.* О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук. – 1938. – №№ 5–6. – С. 737–769.
63. *Шатский Н.С.* Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана // В кн.: Мат. по геологии Центрального Казахстана. – М–Л.: Изд. АН СССР, 1940. – С. 7–12.
64. *Шенгер А. М. Дж., Натальин Б. А., Буртман В. С.* Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1998. – Т. 39. – № 8. – с. 1039–1044.
65. *Щерба Г.Н.* Геотектоногены и рудные пояса. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1970. – 184 с.
66. *Шужанов В.М.* Балхашский сегмент: Формации девона. – Алма-Ата, 1984. – 223 с.

67. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. – Алма-Ата, 1980. – 504 с.
68. Чу-Илийский рудный пояс. Рудные полезные ископаемые. – Алма-Ата, 1980. – 288 с.
69. Чу-Илийский рудный пояс. Строение земной коры. – Алма-Ата, 1980. – 196 с.
70. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
71. Korobkin V.V. Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozooids) Reference: RGG574 Journal title: «Russian Geology and Geophysics», New York. – 2011. – V. 50. – № 12. – P. 1585–1603.
72. Moores E.M., Twiss R. I. Tectonics. New York: W. H. Freeman and Company, 1995. – 415 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
1. Характеристика объекта.....	5
2. Тектоническое районирование и краткая характеристика главных структурных единиц региона	7
3. Структурно-вещественные комплексы.....	13
4. Главные типы тектонических структур земной коры и их рудоносность.....	22
5. Анализ геофизических данных (магнито-, грави-, электро- и сейсморазведки)	28
6. Особенности геодинамического развития региона.....	37
7. Геологическое строение золоторудных месторождений Акбакайского рудного поля.....	46
7.1. Особенности геологического строения золоторудных ме- сторождений, связанных с Кызылжартасским гранитоидным массивом.....	49
7.1.1. Месторождение «Акбакай».....	49
7.1.2. Месторождение «Карьерное».....	56
7.1.3. Месторождение «Бескемпир».....	57
7.2. Особенности геологического строения золоторудных ме- сторождений локализованных в терригенных толщах ордовика	60
7.2.1. Месторождение «Аксакал».....	60
7.2.2. Месторождение «Кенжем».....	64
7.2.3. Месторождение «Думан-Шуак».....	68
7.2. 4. Месторождение «Светинское».....	69
8. Метасоматические изменения на площади рудного поля	71
9. Теоретические основы тектонофациального и структурного анализов рудоконтролирующих разломных структур Акбакай- ского рудного поля	74
10. Условия формирования и характеристика рудоконтроли- рующих разломных структур.....	88
11. Геологическая модель строения и распределение золотого орудинения Акбакайского рудного поля	98
11.1. Главные элементы строения рудного поля	98
11.2. Строение и вещественный состав рудных тел	100
11.3. Морфология и характеристика рудных жил.....	103

11.4. Данные микроскопического исследования руд месторож- дений Акбакайского рудного поля	109
12. Поисковые критерии золотого орудениения в регионе	113
Заключение.....	117
Список использованных источников.....	120

Научное издание

Бакенов Мухтар Мукашевич
Коробкин Валерий Васильевич
Кадыкова Маржан Бейсембаевна

Геология и золотоносность Акбакайского рудного поля

Монография

Нач. РО ИИЦ
Редактор
Компьютерная верстка

З. Губайдулина
З. Губайдулина
Л. Касжанова

Подписано в печать 20.06.2011 г.
Тираж 40 экз. Формат 60х84х 1/16. Бумага типогр. № 1.
Объем 8,0 уч.-изд. л. Заказ № 501

Издание Казахского национального технического университета
им. К.И. Сатпаева
Информационно-издательский центр КазНТУ,
г. Алматы, ул. Сатпаева, 22

ISBN 978-601-228-427-0

