

553

Г-36

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

ЭНДОГЕННЫХ
УРАНОВЫХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ



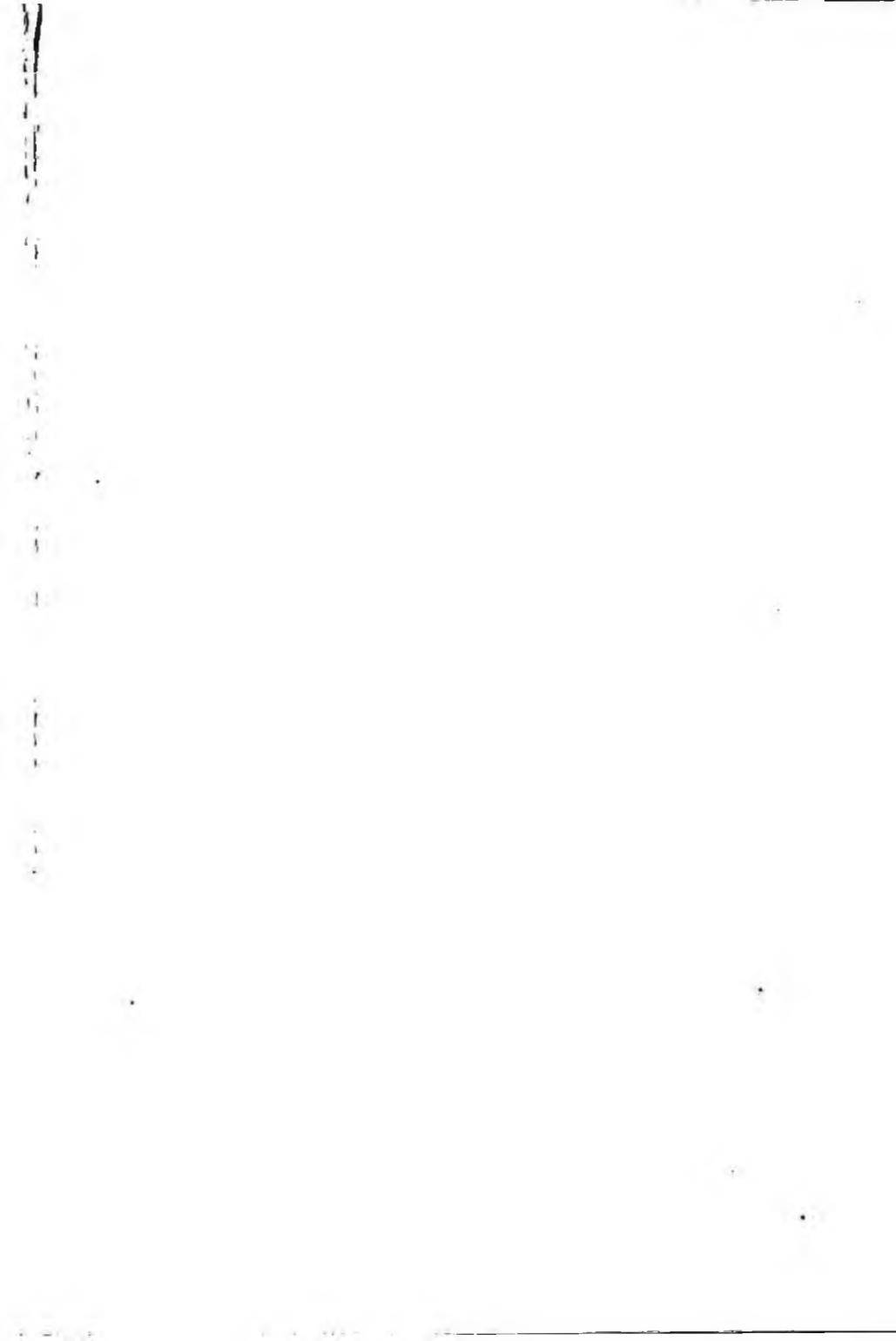
553	43147
Г-36	

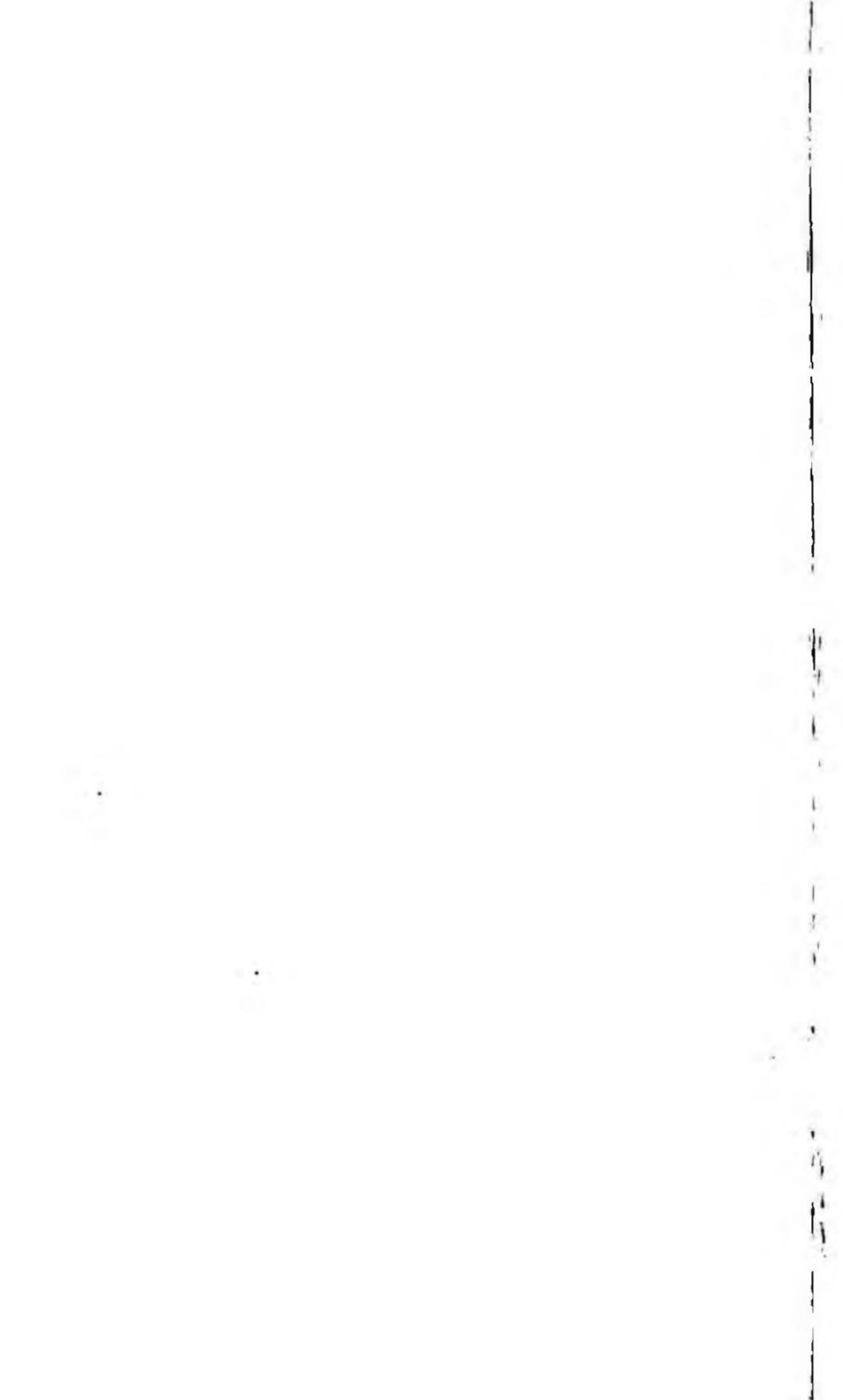
Геологическая структура
мысы

1986			2-80
------	--	--	------

Книга должна быть возвращена по
позже указанного здесь срока

К количеству предыдущих выданных _____

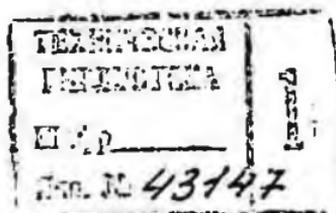




2004

553
P-36

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ УРАНОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ



МОСКВА
„НЕДРА“
1986

Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений / В. А. Крупенников, А. Е. Толкунов, Л. В. Хорошилов и др.— М.: Недра, 1986. 231 с., с ил.

Обобщены представления о структурно-металлогенических элементах земной коры, охарактеризованы тектонические элементы, развитые в пределах рудных полей и месторождений, рассмотрены существующие классификации структур урановых рудных полей и месторождений и предложена их группировка. Дана детальная характеристика типов структур рудных полей и месторождений, приведены примеры, характерные для каждого из выделенных типов. Большое внимание уделено анализу структурных условий, глубины и этапов формирования эндогенного уранового оруденения, его места в ходе геотектонического развития рудоносных областей и общим закономерностям, определяющим локализацию месторождений и рудных тел.

Для научных работников, специализирующихся на изучении, разведке и поисках гидротермальных урановых месторождений.

Табл. 3, ил. 70, список лит.— 22 назв.

Авторы:

**В. А. Крупенников, А. Е. Толкунов, Л. В. Хорошилов,
В. В. Белов, В. Е. Вишняков, Б. П. Власов, О. В. Жаркова,
А. А. Горшков, Б. А. Масыгутов, Ю. Ф. Малых,
А. А. Невский, Э. П. Плотников, Е. П. Солюшкин**

Рецензент: Ю. А. Арапов, д-р геол.-минер. наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Главная задача геологической службы страны — бесперебойное обеспечение и расширение минерально-сырьевой базы. Решение ее в значительной степени зависит от уровня наших знаний о геологическом строении рудных полей и месторождений, характере, условиях формирования рудоконтролирующих структур и факторах, влияющих на масштабы оруденения. Особенно актуальны эти вопросы для месторождений урана в связи с ускоренными темпами развития атомной энергетики.

В Советском Союзе накоплен большой фактический материал по геологическим структурам урановых месторождений, но он лишь частично отражен в статьях и отдельных книгах, посвященных общим вопросам геологии этих месторождений. Интересные данные содержатся в статьях и работах зарубежных авторов. Все это обусловило появление специальной работы о структурах урановых месторождений.

Предлагаемая книга представляет собой первую попытку систематизировать и обобщить материалы по геологическим структурам эндогенных урановых рудных полей и месторождений. В ней кроме характеристики важнейших типов структур рассмотрены вопросы, связанные с изучением механизма и истории формирования разнообразных структурных элементов, структурных условий уранового рудообразования, закономерностей локализации и генезиса руд. В работе использованы новые, во многом оригинальные материалы, полученные при изучении важнейших отечественных эндогенных месторождений различного возраста, находящихся в разнообразных геологических обстановках.

В основу систематики структур эндогенных урановых рудных полей и месторождений положены геотектоническая позиция рудных полей и месторождений, возраст, строение и состав вмещающих структурно-формационных комплексов пород и характер тектонических деформаций. Отдельно рассмотрены геологические структуры урановых рудных полей и месторождений областей докембрийской активизации древних щитов, фанерозойских складчатых областей и поясов мезо-кайнозойской активизации. Выделены и охарактеризованы главные типы структур эндогенных урановых месторождений, основные этапы их формирования, детально проанализированы структурные условия рудообразования в различных геотектонических областях и направленное их изменение в процессе геологического развития Земли.

Авторы с благодарностью учли замечания, сделанные профессором Ф. И. Вольфсоном.

ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР УРАНОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Урановые рудные поля и составляющие их месторождения приурочены лишь к особым геотектоническим элементам строения континентальной земной коры. На интенсивность проявления оруденения наибольшее влияние оказывает история их геологического развития, предшествовавшая процессам рудообразования.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РУДОНОСНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Известные урановые провинции эндогенных рудных полей и месторождений приурочены к древним платформам и их кристаллическим щитам, фанерозойским складчатым областям, а также поясам мезокайнозойской тектоно-магматической активизации, возникшим на разных по истории формирования и времени консолидации элементах строения континентальной земной коры — молодых и древних платформах, разновозрастных геосинклинально-складчатых системах [1, 5, 11, 12 и др]. В пределах перечисленных основных геотектонических элементов земной коры урановые рудные поля и месторождения размещаются неравномерно. В них выделяются региональные структуры, которые определяют положение рудных узлов, полей и отдельных месторождений. Основные урановорудные концентрации провинций древних платформ, щитов располагаются в зонах докембрийской активизации. Они приурочены к древнейшим ядрам и эпиархейским протоплатформам, интракратонным раннепротерозойским складчатым поясам кристаллического фундамента платформ, слоистым толщам слабометаморфизованных осадочных пород, наложенных средне-верхнепротерозойских прогибов и региональным зонам несогласия, разделяющим породы кристаллического фундамента и пологозалегающего платформенного чехла.

В фанерозойских складчатых областях рудоносны преимущественно срединные массивы, интрагеоантиклинальные поднятия и краевые зоны геосинклинальных поясов. В их пределах важную рудоконтролирующую роль играют орогенные своды, обособленные тектонические блоки, стабильно воздымавшиеся во время геосинклинального развития, поля распространения интрузивных тел, различные вулканогенные структуры геосинклинального и орогенного этапов развития территорий провинции.

Большое значение в их структуре имеют зоны глубинных разломов разных порядков. Выделяются разломы, ограничивающие срединный массив в целом. Они прослеживаются на сотни километров, а вертикальные амплитуды смещения по ним достигают 10—12 км. Широко развиты крупные краевые разломы, отделяющие блоки поднятий от геосинклинальных прогибов и создающие вместе с ними общее мозаично-блоковое строение территории провинции. По ним также устанавливаются большие (до 10 км) вертикальные смещения блоков. Отме-

чаются также и межблоковые зоны глубинных разломов, которые отделяют поля развития разновозрастных свит и толщ и прослеживаются до краевых разломов. Вертикальные амплитуды движения по ним обычно несколько превышают мощности разделяющих свит, толщ и достигают 5 км. Эти разломы контролируют положение металлогенических зон провинции.

Существуют относительно короткие разломы, развитые только в пределах отдельных блоков геосинклинальных поднятий и прогибов, это так называемые внутривблоковые зоны дробления. Они обычно определяют простирание складок, часто ограничивают края интрузивов и характеризуются вертикальными движениями, не превышающими 2 км.

Большое значение имеют трансблоковые глубинные разломы. Они рассекают различные типы блоков и прослеживаются по простиранию на сотни километров. Им присуще кулисообразное расположение пучков тектонических швов, по которым отмечаются суммарные движения в несколько сотен метров. Эти разломы являются рудоконтролирующими, и в местах их сопряжения и пересечения с охарактеризованными выше разломами обычно локализуются рудные поля и месторождения.

В провинциях краевых частей геосинклинальных областей важное значение приобретают поперечные поздние поднятия, которые обычно контролируют положение рудных районов узлов и полей.

Важнейшими элементами строения урановорудных провинций, расположенных в складчатых областях, активизированных в мезокайнозой, являются крупные вулканические пояса и омоложенные разломы фундамента. Основные урановорудные узлы, поля и месторождения таких провинций находятся в молодых вулканотектонических структурах — кальдерах проседания, вулканокупольных сооружениях, вулканотектонических и эрозионно-тектонических депрессиях, которые внутри поясов распределяются неравномерно. В результате этого ураноносные вулканические пояса имеют сложное прерывистое строение. В их пределах выделяются зоны концентрации вулканогенных структур — вулканические цепи и звенья поясов со слабым проявлением вулканизма.

Наиболее важные в металлогеническом отношении, длительно формировавшиеся вулканотектонические структуры приурочены к особым тектоническим блокам фундамента и узлам пересечения обновленных разломов. Такие рудоносные блоки в течение длительного периода формирования испытывали последовательное воздымание, глубоко эродированы, и их слагают преимущественно древние (2,5—1 млрд. лет) полихронные гранито-гнейсовые купола и интенсивно гранитизированные кристаллические сланцы.

В этих блоках фундамента располагаются разные по истории формирования и геологическому строению рудоконцентрирующие вулканотектонические структуры. Они характеризуются длительным периодом формирования, но небольшими суммарными мощностями слагающих их вулканогенно-осадочных пород и относятся к типу так называемых возрожденных или телескопированных структур с много-

кратным возобновлением вулканической деятельности. В разных по истории формирования и строению вулканотектонических структурах урановородные поля и месторождения занимают сходное геологическое положение.

В пределах активизированных в мезо-кайнозое кристаллических щитов урановородные поля и месторождения контролируются гигантскими куполовидными поднятиями, сложенными парагнейсами, кристаллическими сланцами и ультраметаморфическими гранитоидами архейского и раннепротерозойского возраста. Важнейшим элементом структуры таких поднятий являются крупные долгоживущие разломы. Они представлены флексурными изгибами пород, зонами даек и телами кварц-полевошпатовых метасоматитов. Для подновленных древних разломов характерно широкое развитие катаклазитов и тектонических брекчий [1, 5, 8]. Урановородные поля и месторождения располагаются на участках изгибов, сопряжения и пересечения таких разломов. Они приурочены обычно к небольшим интрузивам щелочных гранитов и многофазным вулкано-интрузивным массивам нефелиновых сиенитов, шонкинитов и более поздних трахитов, фонолитов и других пород.

Процессы мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, сопровождавшиеся формированием урановых месторождений, наложились на разные по строению участки древних платформ и проявились неодинаково. В краевых частях платформ, с минимальной мощностью осадочного чехла, возникли рудоконтролирующие вулканоплутонические пояса кислых пород, в пределах более мощного платформенного чехла — интрузивы гранитоидов и зоны своеобразных надразломных складчатых структур [1].

Завершая краткую характеристику основных геотектонических элементов, от которых зависят положение и строение рудных полей и месторождений, отметим присущие провинциям основные этапы рудообразования.

В докембрии выделяются три главных этапа, сопровождающихся значительной перестройкой земной коры. Первый этап — 1,7—1,8 млрд. лет, второй — около 1 млрд. лет, третий — около 600 млн. лет тому назад.

В фанерозое в настоящее время выявлено четыре главных периода уранового гидротермального рудообразования. Первый — конец верхнего девона (до фамена) связан с этапом девонской позднеорогенной активизации, наступившей после орогенного (силур) этапа развития каледонид. Второй приходится на пермь. Он завершает палеозойды, следует за орогенным варисийским (верхний карбон). Так же, как и первый, он проходил после основной складчатости и инверсий соответствующих складчатых областей. Третий этап (верхняя юра — нижний мел) связан с мезозойской активизацией. Во времени этот этап предшествует периоду инверсии альпийских складчатых областей (середина мела). Четвертый проявился после олигоцена. Он охватывает нижний миоцен. По отношению к основной фазе складчатости он более поздний.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В истории формирования геологических структур, определяющих позицию урановых рудных полей и месторождений, отчетливо выделяются три крупных этапа — до-, внутри- и послерудный. Самый продолжительный и наиболее важный — дорудный этап. Длительность его развития охватывает десятки — многие сотни миллионов лет. Основные структурные элементы рудных полей и месторождений закладываются задолго до рудоотложения, в этот этап.

Длительность внутрирудного этапа несопоставимо более короткая; во всяком случае она не определяется какими-либо геологическими явлениями. Этот этап всегда сопровождается внутрирудными подвижками, с которыми связаны стадии, а иногда и этапы рудоотложения.

Длительными являются послерудные этапы. Вначале с ними обычно связаны карбонатные, а также кварцевые и кварц-флюорит-кальцитовые жилы, которыми заканчивается гидротермальный процесс.

1. Самые древние — урановые месторождения щитов. В их пределах первая протоктивизация проявилась в конце архея, когда были заложены первые крупные долгоживущие глубинные разломы и все ранее образованные породы были превращены в кристаллические сланцы и гранито-гнейсы. Позже, в раннепротерозойскую активизацию (2—1,9 млрд. лет), эти породы подверглись региональному ультраметаморфизму, и в них произошло внедрение калиевых гранитов. В этот период заложилась и подновилась серия крупных ортогональных и диагональных разрывов, представленных зонами мигматизации, будинажа и смятия с продольными поясами пегматоидных гранитов и более поздних бластокатаклазитов и бластомилонитов амфиболовой фации метаморфизма.

В среднепротерозойскую активизацию (1,8—1,4 млрд. лет), после мощного вздымания и размыва древних пород, произошло внедрение более молодых (1,8—1,7 млрд. лет) гипабиссальных приповерхностных интрузий рапакиви, габбролабрадоритов и других пород. В этот период были подновлены зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов с дальнейшим развитием вдоль них поздних милонитов зеленосланцевой фации. Наряду с этим более древние разломы оказались осложненными серией секущих их сближенных разрывов, которые, рассекая метаморфические толщи, прослеживались и в массивах калиевых гранитов, и в гранитах рапакиви.

На площади щитов известны месторождения различных типов, в том числе редкоземельно-торий-урановые, уранинит-настуран-титанит-урановые и железо-урановые.

Высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые месторождения сформированы на достаточно больших глубинах в раннем протерозое. При их формировании в последний предрудный этап возникли зоны разломов сложного строения, в которых кристаллические сланцы насыщены многочисленными протяженными телами пегматоидных и аплит-пегматоидных жил, чередующихся с полосами мигматитов и зон смятия. На все перечисленные породы наложены зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов и жиллообразные рудные

тела с вкрапленным оруденением. Сосредоточены они среди пегматонидных и аплит-пегматонидных жил, а также в рассланцованных их разностях, во внутренних зонах наложенных на них калиевых метасоматитов. В послерудный этап на всех щитах возникли многочисленные разрывные нарушения различных направлений.

Большая группа урановых месторождений сформирована в среднем протерозое (1,7 млрд. лет) в условиях значительно меньших глубин, в обстановке господства хрупких деформаций. Они приурочены, главным образом, к узлам пересечения разломов. В таких участках на вышеотмеченные раннепротерозойские структурные элементы были наложены среднепротерозойские милониты зеленосланцевой фации метаморфизма и низкотемпературные натровые метасоматиты. Линзовидные и жиллообразные ураноносные рудные тела сосредоточены в эгиринсодержащих альбититах.

Среднепротерозойский возраст имеют также железо-урановые месторождения, приуроченные к наложенному протерозойскому трогу, отложения которого перекрывают раздробленное архейское основание. Они смяты в серию тесноперелатых изоклинальных складок с крутыми и вертикальными шарнирами и осложнены продольными и диагональными разрывами. Разнообразные по морфологии ураноносные рудные тела сосредоточены в крыльях и в шарнире синклинали. Обычно оруденение наложено на зоны катаклаза и брекчирования натровых (альбититы) и других метасоматитов.

На щитах известны урановые месторождения, не связанные с метасоматитами и образованные путем отложения оруденения в открытых полостях.

2. Урановые месторождения палеозойских складчатых областей. Они связаны с геосинклинальными процессами каледонского и варисийского циклов, которые в каледонских геосинклиналях накладывались на докембрийские образования. В этих циклах проявились следующие этапы их развития:

1) образование складок в главную фазу складчатости, возникновение продольных и диагональных, реже поперечных сколовых разломов и крупных трещин. На урановых месторождениях в эйситизированных породах, в местах пересечения синклинальных складок поперечными разломами, возникла серия пластовых срывов, к которым приурочены метасоматические рудные залежи. С этим же этапом иногда связаны урановые месторождения, приуроченные к жерлам древних вулканов начальных стадий геосинклинального развития. По возрасту месторождения моложе вулканических аппаратов примерно на два геологических периода;

2) внедрение по долгоживущим глубинным разломам крупных многофазных интрузивов гранитоидов типа батолитов с сопровождающей их серией малых интрузий различного состава и разнообразной дайковой серией;

3) формирование сводовых поднятий, подновление предбатолитовых разломов в телах огромных гранитоидов и заложение в них крупных разрывов;

4) орогенный этап периода завершения геосинклинальных систем.

Усложнение строения сводовых поднятий и прогибов. К поднятиям часто приурочены срединные массивы, иногда с ядрами докембрия. Урановые месторождения самой разнообразной формы обычно локализованы в сложных узлах пересечения разломов.

В сводовых поднятиях непосредственно предрудного возраста отмечаются все гидротермальные месторождения ураноносных эйситов. Свод, сложенный дислоцированными геосинклинальными отложениями среднего структурного яруса геосинклинального этажа, имеет сложное блоковое строение, обусловленное разломами различного простирания. Урановые месторождения, расположенные в зонах разломов и особенно в узлах их пересечения, приурочены к различным породам. Их рудные тела пересекают жильные породы и частично встречаются в поздних красноцветных отложениях. Со структурами орогенного этапа связаны урановые месторождения в кальдерных и бескальдерных депрессиях и вулканокупольных структурах, которые закладывались также в узлах пересечения глубинных разломов [2]. Рудные тела разнообразной формы на урановых месторождениях часто сосредоточены в пределах мелких экстрезивных куполов.

3. Мезозойская тектоно-магматическая активизация проявляется на щитах и платформах в фанерозойских складчатых областях.

На щитах она накладывается на гранитизированные архейские толщи кристаллического фундамента. Важное значение в размещении магматических пород и урановых месторождений имеют зоны древних глубинных разломов.

В период мезозойской активизации они интенсивно подновлялись. При этом вдоль них возникли тектонические швы, окаймленные оторочками тектонической глинки, милонитов, катаклазитов, брекчий и зон сгущения мелких трещин с наложенными на них низкотемпературными ураноносными калиевыми метасоматитами. Глубинные разломы контролировали размещение мелких тел различной формы гранитоидов щелочноземельного и субщелочного ряда и щелочных интрузивов и вулканических пород кислого и основного ряда. Процессы тектоно-магматической активизации фанерозойских складчатых областей привели к образованию дейторогенных вулканических поясов с разнообразными вулкано-тектоническими депрессиями, кальдерами проседания, вулканокупольными структурами и полями поздних малых интрузивов, гранитоидов, с которыми ассоциируют основные месторождения урана. Урановые месторождения активизированных платформ приурочены к молодым интрузивам и вулканотектоническим структурам, наложенным на платформенный чехол или фундамент. Все урановые месторождения связаны с этапом развития позднего сводообразования.

Пространственное распределение месторождений в чехле определяется помимо свода складчатыми структурами в сочетании с секущими их разрывными нарушениями.

ХАРАКТЕРНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ УРАНОНОСНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При изучении структур рудных полей и месторождений геологи обычно обращают внимание на отдельные структурные элементы, к числу которых относятся складки, разрывные нарушения, формы интрузивных тел, вулканические сооружения, взрывные трубки и др. В руководствах по структурной геологии приводится их описание, но не перечисляются важные специфические особенности, которые характерны для ураноносных рудных полей и месторождений.

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ, ИХ ТИПЫ И СТРОЕНИЕ

Во многих ураноносных рудных полях и месторождениях складчатые формы являются важным структурным элементом. По геологической природе они весьма разнообразны. Известны складки продольного и поперечного изгиба, блокированные, складки течения (скальвания) и диапировых куполов. Наиболее широко распространены складки продольного изгиба.

Морфология и генетический тип складок определяются геологической историей развития рудоносных площадей. В древних архейских и протерозойских областях обычно тесно пережатые, нередко опрокинутые складки течения, часто с крутым и вертикальным падением осевых поверхностей и с развитием типов сланцеватости. При формировании таких складок часто происходит разлинзование (будинаж) более прочных слоев, располагающихся среди пластичных толщ.

Для слоистых образований палеозойских и мезозойских складчатых поясов характерны линейные складки с достаточно крутым падением крыльев вплоть до изоклиналиных. Иногда в более пластичных слоях возникает сланцеватость осевой плоскости.

В верхних горизонтах геосинклинальных сооружений или в платформенных образованиях возникают куполообразные складчатые формы с пологим залеганием крыльев. В такой обстановке нередко формируются сундучные и блокированные складки и различные флексуры.

Складки продольного изгиба. При их возникновении происходит смещение верхнего пласта относительно нижнего вверх к своду складки. Под воздействием горизонтальных сжимающих усилий происходит выжимание пластичного материала из крыльев к шарниру с образованием подобных складок. В сводах таких складок образуются полости отслоения, а в горизонтах пластичных пород, залегающих между более хрупкими, часто образуются складки волочения. С другой стороны, наоборот, небольшой мощности пласт прочных пород, располагающийся среди пластичных, подвергается разлинзованию (будинаж). Оруденение в описываемых складках, как правило, приурочено к их шарнирам. В тех случаях, когда осевая плоскость складки вертикальна или близка к ней, образуются седловидные, иногда много-

ярусные тела. При крутой и вертикальной ориентировке осевой плоскости формируются трубообразные тела.

Складки поперечного изгиба возникают под влиянием давления небольших массивов интрузивных пород, направленного снизу вверх или над приподнятыми тектоническими блоками горных пород, над которыми полого или горизонтально залегает слоистая толща. В кровле массивов образуются куполовидные складки с выдавливанием материала от шарнира к крыльям, а над скрытыми тектоническими блоками — глыбовые складки. Последние обычно закладываются еще в процессе седиментации и потому над приподнятыми блоками мощность перекрывающей их слоистой толщи снижена. В таких складках изгибание слоев происходит над разломами, ограничивающими приподнятые тектонические блоки. В этих участках часто возникают флексуры, осложняющие их крутопадающие тектонические разрывы. Для рассматриваемых складок типична общая их сундучная форма.

Блокированные складки образуются в процессе продольного изгиба при отсутствии свободного проскальзывания пластов относительно друг друга. Ограниченность проскальзывания создают крутопадающие дайки либо крутопадающие тектонические разрывы. Аналогичная деформация в теснопережатой, почти изоклиальной складке приводит к образованию расслаивающейся складки на ее крыле.

В достаточно хрупких породах, например, в тонкослоистых известняках, расслаивание сопровождается не только образованием межслоевых отслоений, но и мощным брекчированием с суммарным объемом пустотности от 25 до 40 %. Оруденение в таких складках сосредоточено в зоне расслаивания и брекчирования. Описанные складки широко распространены на некоторых сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии.

Диapiroвые складки — структуры гравитационного всплывания. Классическими их примерами являются соляные диапиры. Помимо соли, гипса и ангидрита всплывающими породами бывают также глины и известняки. Диapiroвые складки с известняковым ядром возникают при формировании куполовидных складок в условиях поперечного изгиба. Всплывающее ядро складки раздавливает перекрывающие породы и протыкает их, подвергая дроблению более хрупкие из них и образуя складки волочения в пластичных. В области контакта ядра с прорванными породами происходит задиравание пластов вверх с последующим постепенным их выполаживанием и удалением от контакта. В самом ядре возникает сланцеватость, параллельная направлению воздымания. Иногда в направлении сланцеватости образуются разрывные нарушения.

С диаapiroвыми складками связаны некоторые скарновые, молибденит-шеелитовые, а также гидротермальные арсенопиритовые, флюоритовые и гипергенные урановые месторождения.

Складки течения характеризуются весьма сложной морфологией. Они формируются при неравномерных перемещениях вещества из зон с большим давлением к участкам, где оно существенно меньше. На незначительных глубинах, при невысокой температуре и давлении тече-

нию подвергаются только наиболее пластичные породы, такие как соль, гипс, угли, глины. В условиях повышенных глубин, температур и давления, при развитии интенсивного метаморфизма, «течь» начинают даже самые прочные породы — кварциты, гнейсы и др. При этом течение сопровождается перекристаллизацией породы.

На поздних стадиях формирования рассматриваемых складок, вслед за завершением пластической деформации, появляются поверхности скальвания, перемещения по которым еще больше усложняют их морфологию. Многие геологи называют их складками скальвания.

В докембрийских метаморфических толщах складки течения часто оказывают решающее влияние на закономерности размещения гидротермальных месторождений и на морфологию их рудных тел.

Достаточно широко в некоторых урановорудных провинциях известны так называемые крестовые складки. Они обычно ориентированы по отношению друг к другу под крутыми углами и отделяются разломами. В плане эти складки образуют Т-, Х- или Г-образные складчатые структуры. Обычно они возникают над пересекающимися и сопрягающимися зонами глубинных разломов фундамента геосинклинальных областей. В связи с такой приуроченностью понятна и роль их в локализации гидротермальных эндогенных руд.

Все отмеченные типы складок обычно пересекаются серией продольных, поперечных и диагональных крутопадающих разломов и крупных трещин, которые значительно усложняют размещение в них рудных тел.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Среди этих нарушений земной коры выделяются разломы и трещины. Многие исследователи считают, что различия между ними состоят в том, что по разломам наблюдаются видимые смещения, а по трещинам их нет. Такое утверждение неверно, так как по трещинам скальвания всегда происходит то или иное, в том числе нередко видимое перемещение. Правда, масштабы их обычно незначительны.

Для того чтобы отчетливее выявить различия между разломами и трещинами, следует сравнивать три признака — масштаб, особенности внутреннего строения и геологическую историю развития. С этих позиций разломы — это крупные разрывные нарушения земной коры сложного внутреннего строения, с длительной многоэтапной геологической историей развития (в частности, для крупных разломов щитов — до 1,5 млрд. лет, а иногда и более). Трещины — это преимущественно мелкие разрывные нарушения до первых сотен метров по простиранию, редко более. Они имеют обычно простое внутреннее строение и короткую геологическую историю развития. Несмотря на отмеченные различия, отчетливую грань между крупными трещинами и мелкими разломами провести все же затруднительно; она в известной мере условна.

Разломы. Среди них выделяются тектонические и кольцевые. Первые возникают под влиянием тангенциальных тектонических усилий, вторые связаны с воздействием локальных радиальных усилий, ориентированных снизу вверх.

Тектонические разломы представлены узкими линейными зонами интенсивно деформированных пород протяженностью от многих сотен метров и первых километров до многих сотен и первых тысяч километров по простиранию и от сотен метров до многих десятков километров на глубину.

По масштабу, особенностям внутреннего строения и длительности геологической истории развития разломы различают складчатые и глубинные. Для первых характерен ограниченный масштаб (первые километры, реже первые десятки километров по простиранию), относительно простое внутреннее строение, достаточно короткая история развития и четкая генетическая связь со складчатыми сооружениями. Крупные глубинные разломы прослеживаются по простиранию до сотен и первых тысяч километров и пересекают гранитно-метаморфический слой коры или уходят далеко в мантию Земли. Геологическая история их развития достигает десятков и многих сотен миллионов лет, возраста иногда до 1,5 млрд. лет. Мощность зоны складчатых разломов изменяется от долей метра до нескольких десятков метров; для зон глубинных разломов она достигает нескольких километров.

В пределах зоны разлома выделяются одна или серия параллельных и субпараллельных либо кулисно расположенных тектонических поверхностей смещения (тектонических швов), окаймленных линейными полосами сильно дробленных и перетертых горных пород. Разломы, представленные одним тектоническим швом, М. В. Гзовский назвал сосредоточенными, а при наличии их серии отнес к рассеянным. На флангах по простиранию, вверх по восстанию, а иногда и вниз по падению разломы и их кулисы расщепляются, образуя структуру типа конского хвоста.

По типу смещения среди них выделяются сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги. Но обычно они характеризуются как горизонтальной, так и вертикальной составляющей смещения, образуя сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги и др. Крылья линейных складок в складчатых поясах часто осложнены продольными взбросами, которые имеют достаточно крутое падение к своду складки. При этом смещение масс породы происходило вверх.

При воздымании складчатой области иногда вдоль осевой плоскости складки возникает крутопадающий сброс. На поздних этапах развития складчатой области или на более глубоких ее уровнях, когда воздымание вверх затруднено, образуются диагональные сдвиги и смещение пород развивается в стороны в горизонтальном направлении.

При сдвигах различают правый сдвиг (движение блоков по часовой стрелке) и левый (против часовой стрелки). В крыльях сдвига закладываются оперяющие трещины скалывания и отрыва. Острие угла, образованного плоскостью сдвига и трещиной отрыва, указывает на направление смещения.

В последние десятилетия установлено, что внутреннее строение зон разломов в верхних этажах и ярусах земной коры и в породах фундамента резко различаются. В верхнем структурном этаже — в пределах чехла молодых платформ, или в верхних ярусах геосин-

клинального этажа в зоне разлома прослеживается один или несколько продольных тектонических швов, окаймленных полосами интенсивно деформированных пород, сформированных при господстве хрупкой деформации. Среди последних установлены: тектоническая глина, милониты, катаклазиты (внешне целостные микродробленные породы) брекчии и зоны сгущения мелких трещин, в пределах которых развиты как трещины скалывания, так и отрыва. К тектоническим швам примыкают более крупные оперяющие трещины отрыва и скалывания.

Для тектонических швов типично волнистое строение и по простиранию, и по падению. Вследствие этого при смещениях по такой поверхности возникают более приоткрытые и притертые интервалы, на которых внутреннее строение зоны разломов существенно различается. На притертых интервалах оно сравнительно простое. Здесь наблюдается один, редко два тектонических шва с маломощной оторочкой тектонической глины и милонитов. В пределах приоткрытых участков прослеживаются от 4 до 6 продольных тектонических швов с тектонической глиной и милонитами и более мощными полосами брекчий и полос мелкой трещиноватости. Таким образом, на приоткрытом участке наблюдается повышенная мощность зоны разлома, в том числе значительная суммарная мощность полос интенсивно деформированных пород (рис. 1, а). В гидротермальных месторождениях жильного типа к приоткрытым участкам разлома обычно приурочены раздувы рудных жил и рудные столбы.

В нижнем структурном этаже — в породах кристаллического фундамента — разломы формировались в условиях значительных глубин, повышенных температур и давлений, на фоне интенсивного развития процесса метаморфизма. В такой обстановке они представлены линейными зонами бластомилонитов и бластокатаклазитов, среди архейских и протерозойских толщ, возникших при явном господстве пластической деформации¹. Строение таких зон полосчатое [14], обусловленное различными породами, по которым заложилась бластомилониты и бластокатаклазиты (рис. 1, б). Тектоническая глина, милониты, брекчии и участки сгущения мелких трещин отсутствуют.

На поздних этапах развития рассматриваемых разломов — в мезо-кайнозое — древние толщи кристаллического фундамента, которые они пересекают, часто испытывали значительные воздымания. В новых условиях подвижки по ним развивались уже на малых глубинах, на фоне регрессивного метаморфизма. Поэтому среди бластомилонитов и бластокатаклазитов появились тектонические швы с окаймляющими их полосами интенсивно деформированных пород, сформированных при преобладании хрупкой деформации.

Различия во внутреннем строении разломов в верхних горизонтах земной коры и в породах кристаллического фундамента наложили отпечаток и на закономерности размещения рудных полей и месторождений в них. В первом случае месторождения часто приурочены

¹ Иногда, при высоком тепловом потоке, пластическая деформация развивается на малой глубине.

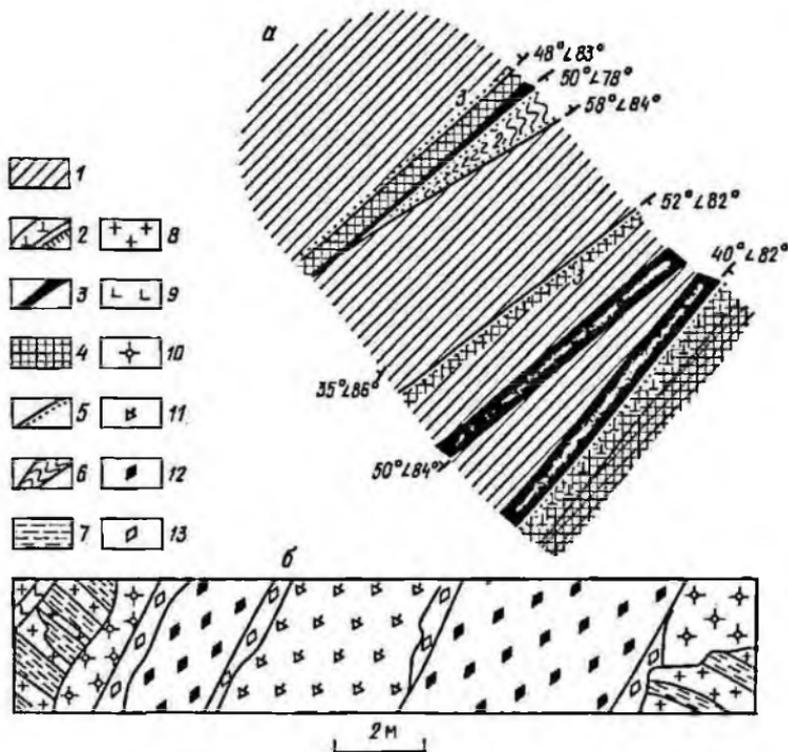


Рис. 1. Внутреннее строение разломов: а — особенности внутреннего строения варисского разлома в зоне его приоткрывания (по В. А. Невскому), б — внутреннее строение протерозойского разлома (по В. И. Казанскому).

1 — дорифейские амфиболовые сланцы; 2 — дайки альбититов; 3 — милонит и тектоническая глинка; 4 — породы дробленные по тончайшей блоковости (удельная трещиноватость 30—20); 5 — тектонические поверхности с оторочкой тектонической глинки, цифра рядом — мощность оторочки в см; 6 — гофрированные зеленые амфиболовые сланцы; 7 — гнейсы; 8 — граниты и плаггиограниты; 9 — микродиориты; 10 — кварц-полевошпатовые породы; 11—13 — blastsмилониты и blastокатаклазиты: 11 — по гнейсам и гранитам, 12 — по микродиоритам, 13 — по кварц-полевошпатовым породам

к мелким разломам и крупным трещинам, рассеяны на достаточно большой площади, при значительном удалении от глубинных разломов. В породах кристаллического фундамента они, наоборот, сосредоточены в узких линейных зонах глубинных разломов и часто непосредственно приурочены к достаточно крупным разломам, прослеживающимся на десятки километров. В этих условиях месторождения характеризуются значительным вертикальным размахом оруденения (до 3 км и более) и отличаются масштабами.

Глубинные разломы различных типов, имеющие широкое распространение в земной коре, обусловили глыбовое ее строение. Среди них известны крутопадающие, так называемые граничные краевые разломы, располагающиеся по контакту крупных тектонических блоков с различным геологическим строением. Они известны в зоне

сочленения древних платформ с опоясывающими ее складчатыми сооружениями, на контакте ее со срединными массивами, на стыке интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей в складчатых поясах и др. Краевые разрывы нередко рассекаются диагонально ориентированными трансблоковыми глубинными разломами. В зоне их пересечений возникают более мелкие разрывные нарушения различных порядков. Зоны пересечения краевых и трансблоковых разломов часто определяют позицию рудных узлов, полей и месторождений.

Кольцевые и дуговидные разломы. Среди них выделяются крупные и гигантские (до нескольких сотен километров в поперечнике), связанные с воздействием региональных радиальных усилий, и сравнительно небольшие (максимум в несколько десятков километров в диаметре), обусловленные локальными усилиями того же типа [8]. Региональные дислокации связаны с разуплотнением земной коры или даже верхней мантии, которое приводит к формированию крупнейших сводовых поднятий. Эти структуры контролируют положение дуговидных металлогенических поясов с флюоритовым и редкометальным оруденением.

Локальные кольцевые разломы формируются под воздействием механической активности внедряющихся в верхние горизонты земной коры магматических расплавов и вырывающихся из них флюидов. Поэтому некоторые исследователи называют их очаговыми структурами. Они закладывались в процессе становления кольцевых магматических комплексов, таких как интрузивы, вулканоплутоны и вулканы центрального типа, купола, штоки, эксплозивные трубчатые тела брекчированных пород и кальдеры проседания. Горизонтальное их сечение весьма разнообразно: округлое, овальное, эллипсоидальное, грушевидное, почковидное, подковообразное, серповидное. Поперечник изменяется в широких пределах — от первых метров до нескольких километров; для некоторых кальдер и интрузивов центрального типа он возрастает иногда до 30 км. Глубины их распространения также различны. Эксплозивные брекчиевые тела, связанные с гранитоидами, прослеживаются на 400—600 м, а кимберлитовые трубки, порожденные ультраосновной магмой, достигают глубин 1000 м и более. Наряду с этим интрузивы центрального типа ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и многих гранитоидов уходят на глубины 8—10 км и более.

В пределах кольцевых магматических комплексов выделяются собственно кольцевые, полукольцевые и дуговые цилиндрические и конические центриклинальные и периклиналильные разломы. С ними часто тесно связаны прямолинейные радиальной и другой ориентировки разломы той же генетической природы.

В большинстве случаев кольцевые разломы маркируются дайками, реже рудными телами, а наиболее крупные из них — дайковыми поясами (краевой конический центриклинальный разлом Ишимского вулканоплутона в Северном Казахстане). Мощность таких даек изменяется от первых десятков сантиметров до крупных дайковых тел в сотни метров в поперечнике. Эти дайки в одних случаях имеют приваренные интрузивные контакты, в других окаймляются отороч-

ками тектонической глинки, милонитов, брекчий и зон сгущения мелких трещин различной мощности. Суммарная мощность нередко достигает десятков метров. Среди описываемых кольцевых разломов по особенностям их размещения выделяются краевые, ограничивающие магматические комплексы по периферии, и расположенные внутри этих комплексов. Последние обычно придают им сложное концентрически-зональное строение.

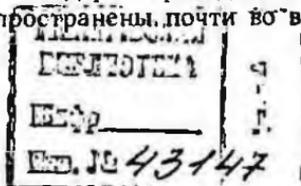
Выделяются также кольцевые магматические комплексы либо относительно простого строения, в которых развит только один тип кольцевых разломов — цилиндрический, конический или радиальный, либо сложного, в котором сочетаются разломы различного типа. К сложным относятся также магматические комплексы с двумя и более кольцевыми центрами. Очень показателен интрузив центрального типа ультраосновных-щелочных пород Палабора в ЮАР, Ишимский и Актогайский вулканоплутоны.

Особый интерес вызывает геологическая история развития кольцевых разломов. Они отчетливо отличаются от тектонических разрывов, геологическая история которых, и особенно глубинных, часто охватывает многие сотни миллионов лет, а иногда достигает 1,5 млрд. лет. По сравнению с ними история развития кольцевых разломов, тесно связанная с процессом формирования кольцевых магматических комплексов, относительно короткая. Даже для сложных многофазных комплексов она не превышает нескольких десятков миллионов лет. Например, для ультраосновных-щелочных комплексов с карбонатитами в Восточной Африке не выходит за пределы 50 млн. лет. Нередко встречаются достаточно крупные полукольцевые и дуговидные разломы, представленные одной или несколькими дайками жильных пород с приваренными интрузивными контактами. Безусловно, история развития таких разломов весьма ограничена и, видимо, составляет тысячи, может быть, десятки тысяч лет.

Детальное структурно-геологическое изучение кольцевых магматических комплексов и связанных с ними кольцевых разломов показывает, что геологическая история их развития нередко обусловлена не только длительностью периода радиальных усилий, но и наложенными на них региональными тектоническими деформациями, которые приводили к активизации кольцевых разломов. Это можно показать на примере многих интрузивов центрального типа. Длительность геологической истории кольцевых разломов в этом случае возрастает до 150 млн. лет и более. Такая активизация захватывала разломы или на всем их протяжении (полная), или же только в том месте, где они пересекаются крупными тектоническими разломами (локальная).

Необходимо отметить, что кольцевые разломы обычно оказывают влияние на общую морфологию кольцевых магматических комплексов, особенно на их внутреннее строение, закономерности размещения в них месторождений, а также морфологию рудных тел. Связанные с ними урановые месторождения известны в эксплозивных трубчатых телах брекчированных пород, в интрузивах и вулканах центрального типа, вулканоплутонах и кальдерах проседания.

Трещины широко распространены почти во всех горных породах



земной коры, кроме легко сыпучих и размываемых, а также некоторых высокопористых пластичных пород (например, пелитовых туфов). Все твердые тела, как показал Я. Б. Фридман, а затем Г. В. Ужик, разрушаются либо путем скалывания, либо путем отрыва. Возникают они не только при деформации сжатия, но также при растяжении, сдвиге, изгибе и кручении. Почему в одних случаях возникают трещины отрыва, а в других — скалывания? При прочих равных условиях это зависит прежде всего от физико-механических свойств деформируемых пород и от скорости деформации. В породах хрупких предпочтительно возникают трещины отрыва, в пластичных — скалывания. С другой стороны, с возрастанием скорости деформации увеличивается вероятность возникновения трещин отрыва. Известно, что при условно мгновенной деформации даже самые пластичные твердые тела разрушаются путем образования трещин отрыва.

По генетической природе трещины горных пород весьма разнообразны. Чтобы разобраться в этом многообразии, необходимо прежде всего научиться отличать отрыв от скалывания непосредственно в обнажениях и в горных выработках. В достаточно грубозернистых кlastических осадочных и крупнокристаллических с неравномерной текстурой магматических породах они различаются между собой по морфологии. Последняя детально описана во всех пособиях по трещинной тектонике и структурам рудных полей и месторождений. В то же время в таких породах, как вулканические покровы фельзитов, вулканические стекла, тончайшие илы современных отложений и некоторых других отличить их, опираясь на морфологию, весьма затруднительно или просто невозможно. Помогает в решении этого вопроса рассмотрение закономерностей размещения трещин отрыва и скалывания в горных породах. Трещины отрыва в них всегда размещены более или менее равномерно. Примером являются вулканические покровы со столбчатой отдельностью или пласты осадочных горных пород, смятые в антиклинальные складки.

Трещины скалывания, наоборот, размещаются в горных породах весьма неравномерно, располагаясь в удаленных одна от другой зонах скалывания. Ширина таких зон в зависимости от масштаба трещин изменяется от долей сантиметров для мельчайших трещин до 6 см, реже более крупных. В каждой такой зоне наблюдается целая серия параллельных сближенных и кулисообразных расположенных трещин. Расстояние между ними в зависимости от физико-механических свойств вмещающих пород, геологических условий формирования разрывов и их масштабов меняется в достаточно широких пределах — от долей миллиметра до 6 см (рис. 2, а). Во многих поперечных сечениях зон скалывания можно видеть параллельно расположенные две-три, нередко четыре трещины. При разрушении блока горных пород вдоль зоны скалывания возникает не единая сглаженная плоскость, а ступенчатая поверхность (рис. 2, б). Зоны сгущения мелких трещин скалывания распределяются в горных породах неравномерно, и расстояние между ними изменяется от 5—10 см до десятков сантиметров и иногда несколько метров. Таким образом, опираясь на особенности морфологии трещин отрыва и скалывания и закономерности их разме-

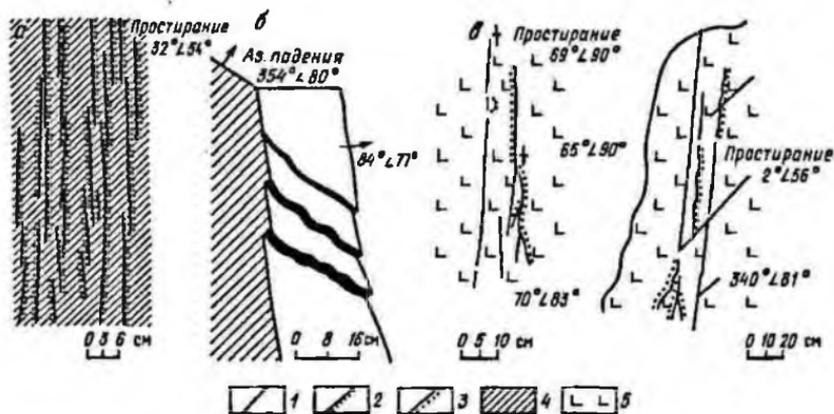


Рис. 2. Закономерности распределения трещин скальвания и отрыва: а — эшелонированные сколы; б — ступенчатая поверхность скальвания в рифейских гнейсограницах, в — параллельное расположение трещин скальвания и отрыва.

1 — трещины скальвания; 2 — трещины скальвания с приуроченными к ним кварцевыми прожилками; 3 — трещины отрыва; 4 — амфиболовые сланцы; 5 — гранодиориты

щения в горных породах, можно достаточно уверенно их различать непосредственно в обнажениях.

В отличие от мелких, крупные трещины скальвания представлены не геометрической плоскостью, а закономерно изогнутой, волнистой тектонической поверхностью с сопровождающей ее оторочкой тектонической глинки и милонитов.

В горных породах широко распространены чаще вертикальные и крутопадающие дайки жильных пород. Они имеют усложненную плитообразную форму с такими характерными деталями, как тупые окончания, коленообразные уступы, резкие раздувы и пережимы. Протяженность их по простиранию составляет многие десятки и сотни метров, иногда первые километры. Контакты таких даек на одних интервалах представлены трещинами скальвания, на других — трещинами отрыва, хотя дайки всегда внедряются в обстановке растяжения. Встречаются дайки, приуроченные к приоткрытым трещинам скальвания различных простираний; очень редки дайки, целиком выполняющие трещины отрыва. Эти данные показывают, что формирование рассматриваемых даек происходило в условиях воздействия усилий, направленных снизу вверх. Разрывные нарушения такого типа В. А. Невский [13] предложил называть сложными трещинами отрыва.

Статистический метод изучения мелких трещин, с выделением отрыва и скальвания при замере элементов их залегания, показал, что на диаграммах их ориентировки нередко выделяются сложные системы, представленные трещинами отрыва и скальвания. Такие соотношения между ними иногда удается наблюдать непосредственно в обнажениях, где можно видеть или параллельное расположение трещин отрыва и скальвания, или наращивание сколов на их окончаниях трещинами отрыва (рис. 2, в). Л. И. Звягинцевым и Н. С. Тома-

Классификация трещин, развитых в горных породах

Группа	Подгруппа	№ п/п	Тип
I. Возникающие под влиянием внешнего силового воздействия	1. Регионального силового воздействия	1	<u>Тектонические</u>
		2	<u>Обусловленные механической активностью внедряющейся магмы</u>
	2. Локального силового воздействия	3	Диapiroвых куполов
		4	Гравитационный
		5	Удара
		6	Связанные со взрывными работами
II. Образовавшиеся под воздействием внутренних напряжений, возникающих в процессе формирования и дальнейшего изменения горных пород		7	<u>Литогенетические в осадочных породах</u>
		8	<u>Термической контракции в магматических породах</u>
		9	Связанные с локальными изменениями объема горных пород
		10	Выветривания
		11	Разгрузки
III. Трещины сложной генетической природы		12	Дуговидные трещины скалывания в вулканических покровах со столбчатой отдельностью
		13	Трещины пластовых отрывов

шевской [2] это было подтверждено экспериментально. Нарастание трещин скалывания трещинами отрыва и параллельное их расположение, по-видимому, возникает при повторных деформациях, когда более ранние тектонические усилия позже сменяются радиальными силовыми воздействиями.

Генетические типы трещин. Детальные исследования последних десятилетий показали, что в горных породах распространены трещины разнообразных генетических типов. А. В. Пэк выделил три группы: 1) эндогенные, включающие трещины термической контракции и возникающие при обезвоживании рыхлых осадков; 2) тектонические; 3) экзогенные. Эта классификация получила широкое распространение. К сожалению, она не охватывает всего их многообразия. В. А. Невский [13] также наметил следующие три группы трещин, объединенные по иному принципу, показанные в табл. 1. Всего выделено 13 типов трещин. Большая часть из них (девять) имеет локальное распространение и только четыре типа (тектонические, обусловленные механической активностью внедряющейся магмы, литогенетические и терми-

ческой контракции) встречаются достаточно часто. В таблице они подчеркнуты. Рассмотрим каждый тип более подробно.

Тектонические трещины по сравнению с другими типами имеют наиболее широкое распространение и встречаются в любой геологической обстановке и в любых породах, включая осадочные, метаморфические и магматические образования. Часто их наблюдают в тесном сочетании с разрывами других генетических типов, при этом количественные их соотношения в различной геологической обстановке существенно меняются, вплоть до резкого преобладания тех или иных нетектонических трещин.

Представлены они простыми и сложными трещинами отрыва и скалывания. Как отмечалось, трещины отрыва отличаются от сколов не только по механизму образования, но и по морфологии, геологической истории развития, закономерностям размещения и по масштабу. Приуроченные к ним рудные тела обычно мелкие, имеют неправильную форму и быстро выклиниваются по простиранию и падению. С трещинами скалывания чаще связаны более крупные правильные жильные тела, которые хорошо выдерживаются на глубину и по простиранию. Одна из важнейших особенностей тектонических трещин — их закономерная ориентировка по отношению к пласту, в породах, смятых в складки, и в зоне разлома, что детально описано во всех пособиях по структурной геологии и по структурам рудных полей и месторождений.

Количественные соотношения между тектоническими трещинами отрыва и скалывания существенно меняются в зависимости от физико-механических свойств деформируемых пород и геологических условий их деформации (температура, давление, скорость деформации). С глубиной, в связи с возрастанием температуры и давления и, соответственно, роли пластической деформации, число трещин скалывания постепенно увеличивается за счет уменьшения трещин отрыва. Поэтому в метаморфических толщах кристаллического фундамента на долю трещин отрыва обычно приходится не более 1—3 % от общего числа разрывов в породе.

Для рудных полей и месторождений особый интерес представляет частота расположения трещин в породах, так как зоны сгущения мелких и крупных трещин часто определяют положение рудных тел штокверкового типа и залежей прожилково-вкрапленных руд. Для оценки ее обычно проводится подсчет числа трещин на протяжении 1 м по соответствующим трем координатам (метод удельной трещиноватости А. В. Королева). Можно также оценивать густоту расположения трещин по среднему размеру блоков пород (табл. 2), ограниченных мелкими трещинами (метод предложен В. А. Невским [13]).

Степень насыщенности горных пород трещинами определяется прежде всего их физико-механическими свойствами. В общем случае породы с повышенной хрупкостью всегда более трещиноваты, чем пластичные. Например, кварцевые песчаники, при прочих равных условиях, всегда более трещиноваты, чем известняки, а кремнистые сланцы более трещиноваты, чем глинистые сланцы. В то же время дайки фельзит-порфира почти всегда имеют высокую удельную трещи-

Шкала интенсивности проявления трещин в горных породах

Зоны горных пород по насыщенности их трещинами	Размеры блоков, ограниченных трещинами, см	Удельная трещиноватость, по А. В. Королеву
Тончайшей блоковости	до 5	33—20
Тонкой блоковости	5—15	20—7
Мелкой блоковости	15—30	7—3
Средней блоковости	30—90	3—1
Крупной блоковости	> 90	< 1

новатость 20—30. В гранитах и гранодиоритах, слагающих крупные интрузивные тела, удельная трещиноватость в большинстве случаев около 1—2, иногда даже меньше единицы. Нет или почти нет трещин в горизонтах пелловых туфов, залегающих среди вулканических покровов.

В то же время нарушенность пород, смятых в складки, и особенно в сводовой части антиклиналей, намного выше по сравнению с раздробленностью пород того же состава, структуры и текстуры в горизонтально залегающих осадочных толщах. Различна трещиноватость одних и тех же пород непосредственно в зоне разлома и в удалении от него.

Особый интерес в отношении рудоносности представляют зоны сгущения крупных трещин на флангах разломов или их кулис, а иногда и крупных трещин по простиранию, восстанию, реже по падению, с образованием структуры типа конского хвоста. Такие структуры с приуроченными к ним рудными телами или даже месторождениями известны в некоторых ураноносных кальдерах преседания.

В аналогичных кальдерах, а также и в других структурах встречаются так называемые пластиновидные блоки, впервые описанные В. А. Невским [13]. В них в пределах крутопадающего линейного блока, ограниченного разломами, мощностью от нескольких десятков метров до 200—250 м развита густая сеть параллельных крупных трещин скалывания, диагонально, иногда параллельно ориентированных по отношению к ограничивающим разломам. За пределами этих блоков такие трещины единичны. А. Е. Толкунов наблюдал в некоторых кальдерах и вулканических депрессиях линейные блоки, ограниченные пологопадающими и горизонтальными разломами с густой сетью крутых трещин скалывания между ними. С крутопадающими и горизонтальными пластиновидными блоками, так же как и со структурами типа конского хвоста, связаны ураноносные рудные тела и месторождения. Пластиновидные блоки различного масштаба иногда определяют положение крупных месторождений медно-порфирового типа.

Трещины, связанные с воздействием радиальных усилий, так же как и кольцевые разломы, возникают в процессе формирования кольцевых магматических комплексов. По аналогии с разломами, среди этих трещин выделяются кольцевые, полукольцевые, дуговидные цилиндрические и конические центриклинальные и периклиналиные. К этой же группе относятся также и разрывы радиальной ориен-

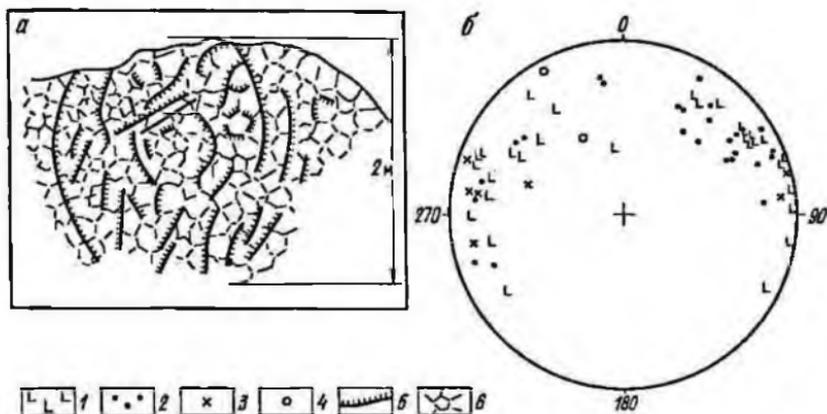


Рис. 3. Ориентировка рудоносных трещин в рудном теле штокверкового типа: *а* — зарисовка обнажения, *б* — диаграмма ориентировки рудоносных трещин (60 замеров) по В. А. Невскому, Ю. Д. Филопенко, 1976.

Трещины: 1 — отрыва, 2 — дуговидные, 3 — скальвания, 4 — полюса плоскостей, в которых лежат продольные оси столбов; 5 — рудные прожилки; 6 — трещины столбчатой отдельности в покрове фельзитов

тировки. Из них крупные кольцевые трещины часто являются внешними ограничителями многих трубчатых тел брекчированных пород, вулканических жерловин и некков. С другой стороны, крупные кольцевые разломы нередко окаймляются зоной, в которой располагаются прямолинейные или слегка изогнутые трещины. Слегка дуговидные изогнутые и прямолинейные крупные трещины, падающие от гранитного массива и сосредоточенные в кольцевых зонах вокруг него, можно показать на примере небольшого ториево-редкоземельно-молибденового месторождения в протерозойской метаморфической толще щита (рис. 3). Аналогичные прямолинейные и дуговидные, кулисно расположенные трещины в пределах полукольцевых зон можно видеть в отдельных интрузивах центрального типа в Северном Тянь-Шане.

Мелкие трещины концентрической и радиальной ориентировки получили широкое распространение во всех кольцевых магматических комплексах. Наиболее интенсивно они проявлены в куполах и штоках, где им принадлежит роль основных рудовмещающих структурных элементов.

Трещины термической контракции и литогенетические достаточно широко распространены в магматических горных породах и в осадочных отложениях. Первые из них широко проявлены в вулканических покровах, где выявлена столбчатая, различная плитчатая, шаровая и другие типы отдельности, возникающие в результате уменьшения объема пород при их остывании. В некоторых ураноносных кальдерах, с рудными телами штокверкового типа, трещины столбчатой отдельности являются важным рудовмещающим структурным элементом (рис. 4). Литогенетические трещины обычны в стратифицированных осадочных толщах. Их появление связано с уменьшением объема

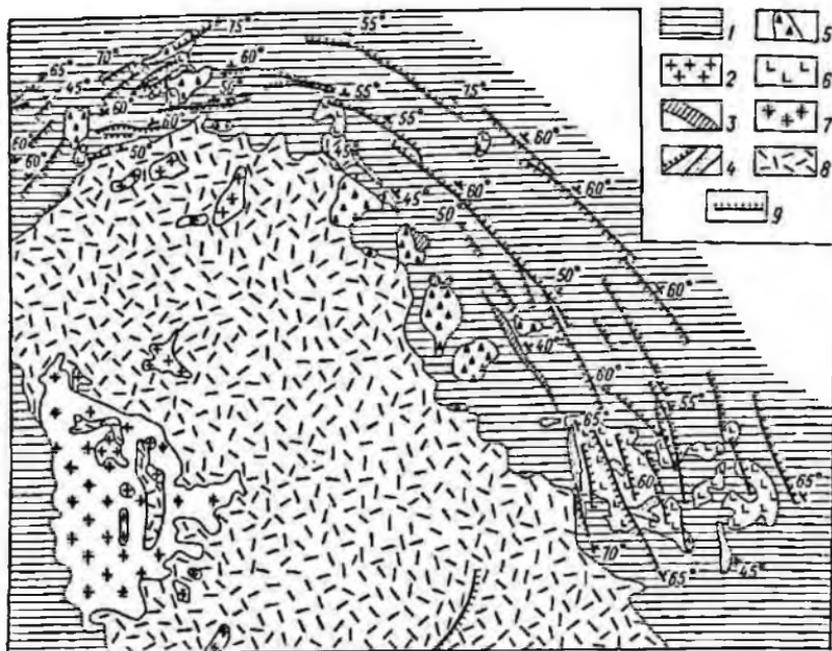


Рис. 4. Схема геологического строения грейзенового месторождения (по Ю. Гуменному с дополнениями Н. Куприяновой).

1 — графит-биотитовые гнейсы; 2 — субщелочные граниты; 3 — микроклин-кварцевые неправильные тела и жилы; 4 — микроклин-кварцевые жилы, линзы, тела неправильной формы; 5 — эруптивные брекчии; 6 — плиты; 7 — грейзенизированные субщелочные граниты; 8 — щелочные граниты; 9 — кварц-мусковитовые рудные жилы

рыхлых обводненных осадков в процессе уплотнения, обезвоживания и превращения в твердую осадочную горную породу. Представлены они поперечными внутрипластовыми трещинами отрыва. На эпигенетических урановых месторождениях в песчаниках они оказывают определенное влияние на закономерности размещения оруденения. С другой стороны, в некоторых кальдерах они являются важными структурными элементами в пластовых рудных телах, приуроченных к терригенным прослоям между вулканическими покровами.

Все остальные типы трещин — гравитационные, удара, связанные со взрывными работами, локального изменения объема горных пород, выветривания и разгрузки — имеют весьма ограниченное распространение, обычно представляют собой послерудные образования и поэтому не оказывают какого-либо влияния на процесс рудоотложения.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ

Они играют важную роль в геологическом строении ураноносных рудных полей и месторождений, приуроченных к континентальным вулканическим поясам [1, 2, 9 и др.]. Среди них известны трещинные вулканы и вулканы центрального типа, вулканические жерловины

(некки), экструзивные и интрузивные купола, кальдеры проседания, эксплозивные трубчатые тела брекчированных пород, вулканоплутонны. Кальдеры проседания, являющиеся наиболее важными ураноносными структурами, формируются в разных геологических условиях, в процессе развития периферических и глубинных магматических очагов [12]. В основании их разреза располагаются вулканы среднего состава, постепенно, по мере развития процесса дифференциации в периферическом очаге, переходя вверх в более кислые их разновидности (фельзиты, кварцевые порфиры, липариты и их пирокласты). После мощного эксплозивного извержения, вслед за опустошением периферического очага, над ним происходило гравитационное обрушение кольцевого блока с образованием кальдеры проседания.

Несколько по-иному развивались вулканотектонические депрессии, в формировании которых участвовал не только периферический, но и глубинный — подкорковый очаг. В этом случае, наряду с развитием процесса дифференциации в периферическом очаге и внедрением более кислых вулканитов и их пирокластов, периодически действовал подкорковый очаг. Продукты его деятельности представлены оливковыми базальтами, базальтами и андезитобазальтами, которые неоднократно (4—5 раз) встречаются в разрезе вулканотектонической депрессии. После мощного эксплозивного извержения кислых вулканитов и опустошения периферического магматического очага также возникало обрушение над ним кольцевого блока с образованием кальдеры проседания.

В геологической истории формирования кальдер покровного типа следует отметить, что отдельные вспышки вулканической деятельности, приводящие к наслаиванию вулканических покровов, затем сменялись длительными перерывами с разрушением вулканических сооружений. При этом продукты разрушения накапливались в замкнутых водоемах в виде прослоев конгломератов, песчаников, туфопесчаников и алевролитов. На поздней стадии их развития появлялось болото-озеро с тончайшими илами, травяной и кустарниковой растительностью. Последние в дальнейшем сохранились в разрезе в виде органических остатков и иногда углистых прослоев и линз, часто игравших в процессе рудоотложения роль мощных восстановительных барьеров. В кальдерах покровного типа, где действовали и периферический, и подкорковый очаги, вулканическая деятельность без сколько-нибудь длительного перерыва сменялась рудообразующими постмагматическими процессами. В покровных кальдерах, развившихся под воздействием только периферического магматического очага, после завершения вулканизма произошло внедрение разнообразных даек регионального распространения и только после этого — процесс рудоотложения.

В строении вулканокупольных кальдер участвуют преимущественно субвулканические образования и частично покровы кислых вулканитов. Они также закладывались в узлах пересечения глубинных разломов. Под напором кислой магмы, внедряющейся в верхние горизонты земной коры в виде огромных экструзивных куполов (мощность до 2500 м), происходил прорыв вмещающих пород с обра-

зованием краевого кольцевого разлома, в зоне которого располагается корневая часть куполов. Проседание возникло на позднем этапе развития кальдеры, также после мощного эксплозивного извержения. Затем в зонах пересечения краевого разлома с региональными тектоническими разрывами была заложена целая серия сравнительно небольших экструзивных куполов воронкообразной формы, сложенных кислыми вулканами того же состава, что и основной купол. В дальнейшем произошло внедрение субвулканических тел граносиенит-порфиоров и гранит-порфиоров, слагающих мелкие штоки, неправильные трещинные тела, полукольцевые и дуговидные дайки. Самые поздние вулканические образования в них — неправильные трубообразные тела кластолав; по существу эксплозивные тела брекчированных пород. Магматизм завершился внедрением даек регионального распространения (микрогранофиры, сферолит-порфиры, фельзиты, диабазовые порфириты), а в некоторых из них штокообразных тел гранитов с сопровождающими их дайками. И только затем развился постмагматический процесс, с которым связано рудоотложение. Важным структурным элементом рассматриваемых кальдер являются крупные пологопадающие трещины с мощной оторочкой тектонической глинки, оказавшие существенное влияние на закономерности размещения ураноносных рудных тел [2]. Они получили развитие в зоне краевого кальдерного разлома.

С кальдерами проседания связаны урановые месторождения разнообразных структурных типов:

- 1) залежи неправильной формы на пересечении крутопадающих разломов с экранирующими горизонтами;
- 2) простые и сложные пластовые тела в экранированных терригенных прослоях и в зоне контакта вулканических покровов с различными физико-механическими свойствами;
- 3) неправильные залежи в зонах пологих разрывных нарушений;
- 4) столбообразные неправильные крутопадающие залежи в субвулканических телах;
- 5) макроштокверки в крутопадающих пластиновидных блоках, ограниченных разломами;
- 6) жильные и жилообразные тела и крутопадающие макроштокверки;
- 7) мелкие гнезда и неправильные залежи в вулканах центрального типа.

Вулкано-плутоны. С ними связаны месторождения медно-порфирового типа, комплексных редкометальных руд (W, Mo, Sn), ураноториевые и др. Редкометальные месторождения связаны с гранитоидами, медно-порфировые — с породами среднего состава и ториево-урановые — со щелочными породами калиевого ряда. В строении вулкано-плутонов принимают участие как вулканические, так и интрузивные породы. Они приурочены к сложным узлам пересечения глубинных разломов в жестких консолидированных блоках земной коры. Общая морфология и особенности их внутреннего строения определяются кольцевыми и дуговидными разломами в тесном сочетании с тектоническими разрывами. В некоторых из них кольцевые структуры

имеют подчиненное значение при ведущей роли тектонических разрывных нарушений.

В геологической истории формирования вулканоплутонов выделяются два этапа. Из них ранних, с которым связаны вулканические образования, развивался в условиях растяжения земной коры. В поздний этап, в обстановке сжатия, господствовал интрузивный магматизм. Иногда эти соотношения между вулканизмом и интрузивным магматизмом несколько усложнялись за счет повторного внедрения вулкаников.

На ториево-урановых месторождениях вулканические породы представлены щелочными базальтоидами, эпилейцитовыми и псевдолейцитовыми порфирами, трахит-эпилейцитовыми и трахитовыми порфирами, фonoлитами и их пирокластами. Среди интрузивных образований установлены псевдолейцитовые, нефелиновые и эгириновые сиениты, шонкиниты и щелочные граниты. На некоторых месторождениях помимо щелочного выявлен более поздний субщелочной комплекс. К нему относятся биотитовые перидотиты, кенталлени-ты, эссекситы, сиениты и граносиениты.

Процесс формирования ториево-урановых месторождений расчленяется на два этапа. С первым этапом связано образование высоко-температурных ториеносных кварцевых жил и тел неправильной формы, со вторым — основное оруденение месторождений, представленное уранит-смолкой минерализацией. Медно-порфиновые и редкометалльные месторождения, приуроченные к вулканоплутонам, являются крупными промышленными объектами.

ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ

Разнообразные эндогенные, и в том числе урановые, месторождения связаны с постскладчатыми гипабиссальными гранитами. Интрузивы гранитов весьма разнообразны по морфологии и масштабам. Среди них выделяются гигантские массивы типа лакколитов и гарполитов, различные купола и штоки и интрузивы центрального типа.

Кровля гарполитов и лакколитов обычно осложнена крупными куполами и гребнеобразными выступами, контролируемые, как правило, догранитными зонами региональных разломов. При незначительной эродированности на поверхности они обнажаются в виде относительно небольших выходов.

Оловянные, вольфрамовые, полиметаллические и урановые месторождения грейзенового, скарнового или жильного типов располагаются в тесной пространственной связи с куполовидными осложнениями кровли гранитов и нередко образуют единые рудные поля, в которых ведущим является какой-либо один тип оруденения, а остальные уступают ему по масштабам.

Урановорудные жилы располагаются как в эндо-, так и в экзоконтактах гранитов и приурочены чаще к зонам долгоживущих глубинных разломов. Установлено, что главные системы рудовмещающих разрывов возникли в период складчатости до интрузии гранитов. В дальнейшем, при внедрении и последующем остывании больших масс гранитных магм, происходило обновление многих нарушений и воз-

никновение новых систем разрывов в породах рамы вблизи интрузивных тел. Эти процессы активно протекали в обрамлении гранитных куполов и приводили к формированию сбросов и сбросо-сдвигов, расположенных радиально по отношению к контактам, а также крутопадающих кольцевых и полукольцевых нарушений, часто унаследующих разрывы, образовавшиеся в догранитное время. Наличие в этих участках пересечений и сочленений региональных тектонических разломов и гетерогенных по составу и прочностным свойствам пачек пород служило причиной возникновения аномальных по насыщенности разрывами зон, в которых локализовались прожилково-вкрапленные и жильные руды олова, вольфрама, полиметаллов и урана. Для урановорудных жил характерна локализация в нарушениях определенной ориентировки, отличающейся, как правило, от ориентировки более ранних жил.

Широко распространены сравнительно небольшие (сотни метров в поперечнике) купола и штоки гранит-порфиров, монзонит-порфиров и других пород, с которыми часто связаны молибденовые и вольфрамовые месторождения штокверкового типа. Обычно они рассеяны достаточно густой сетью мелких трещин радиальной и концентрической ориентировки, к которым приурочены рудные прожилки. Реже встречаются крупные радиальные трещины. Характерно, что рудовесные штоки встречаются не только в материнских, но и во вмещающих их породах.

Значительно распространены в земной коре интрузивы центрального тела, сосредоточенные в узлах пересечения глубинных разломов, главным образом, в краевых частях щитов и древних платформ. Их морфология и внутреннее строение определяются, как правило, радиальными и полукольцевыми цилиндрическими и коническими формами. Штокообразные, кольцевые и полукольцевые и другой формы интрузивы также контролируются главным образом кольцевыми, реже тектоническими разломами.

К интрузивам центрального типа относятся массивы ультраосновных — базальтов пород с карбонатами, несущими ниобиево-редкоземельное содержание. С гагчеттолитовыми их разностями встречаются урановые концентрации, которые попутно с основными компонентами могут извлекаться.

ТЕКТОНИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Для древних метаморфических толщ характерны гнейсовые купола, заложенные еще в лунный и нуклеарный периоды развития Земли. Кроме того, встречаются крупные продольные складки и протяженные участки субгоризонтального залегания древних метаморфических пород. В этих толщах широко распространены также складки неоднородной генетической природы — продольного изгиба со скольжением и с расслоением, изгиба с течением, складки течения (скальвания) и различные их сочетания. Они имеют разнообразную, нередко совершенно неправильную форму. Известны как тесноперелатые и изоклиналильные складки, так и с пологими крыльями. В замко-

вой части теснопереложатых складок часто проявляется сланцеватость осевой плоскости и другие ее типы. Разнообразна пространственная ориентировка осевых плоскостей складок вплоть до крутопадающих и вертикальных их шарниров.

Складчатые формы метаморфических толщ обычно рассекаются зонами древних разломов, представленных полосами бластомилонитов и бластокатаклазитов. В период поздней тектоно-магматической активизации на древние разломы нередко накладываются более поздние крупные тектонические разрывы, сформированные в обстановке развития хрупких деформаций.

С древними толщами щитов связаны самые разнообразные эндогенные рудные месторождения и среди них особое значение имеют железорудные и урановые. На месторождениях последних развиты жильные и жиллообразные тела простой и сложной формы, линзы и гнездообразные скопления, сосредоточенные в зонах активизированных древних разломов и на периклинальных замыканиях теснопереложатых складок с крутопадающими и вертикальными шарнирами.

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В последние 20—25 лет в результате интенсивного изучения гидротермальных месторождений вообще и урановых, в частности, выявлены достаточно оригинальные типы рудовмещающих структур. Как показали исследования, они не являются привычными тектоническими структурами, а возникли в результате параллельного с ними действия других причин — гравитации, температурных перепадов, гидравлического воздействия и др. Выявлены и связанные с этими структурами значительные рудные концентрации.

Выделяются три группы разных по генезису структур. Большинство их развивается в приповерхностных условиях, вблизи границ раздела литосферы с атмосферой и гидросферой. Первая группа структур по происхождению связана с возникновением температурных перепадов в приповерхностной части земной коры.

Общезвестно явление контракции магматических тел и прилегающих к ним различных пород. Как это установлено, магматическое тело, например массив гранита, при остывании сокращается в объеме до 5 %. Сокращается и очаг, откуда поступал гранитный расплав. Все эти обстоятельства обуславливают просадку кровли пород над очагом и массивами. В результате этого образуются дуговые, реже кольцевые зоны трещиноватости вокруг массивов и над ними. Однако наблюдать это можно в идеальном случае, когда вмещающие породы не были тектонически нарушены и являлись однородными. Этих двух условий обычно не бывает и за счет остывания очага или массива подновляются ранее существовавшие нарушения и трещины, которые более всего оказались ориентированы субсогласно с радиальными или кольцевыми разрывами.

Важное значение в структурах интрузивов имеет трещиноватость, возникающая в самом массиве по мере его застывания.

За счет суточных и годовых температурных перепадов в близпо-

верхностном слое, практически в коре выветривания, возникают трещины отрыва, иногда они заполняются осадочными породами или их обломками. Эта просыпка пород по трещинам обычно создает сеть неглубоких «нептунических» даек. Такая приповерхностная коровая структура в рудных гидротермальных месторождениях встречается редко, хотя известны случаи использования гидротермами, в зоне разгрузки подобных коровых образований, включая и урановые месторождения. Чаще эти структуры выполняются чернями и слюдками урана, в них отмечаются промышленные скопления урана, в так называемых месторождениях гидрогенного типа.

Вторая группа нетектонических структур связана с силами гравитации. Известны, например, сложные системы мелких разрывов и трещин в породах, перекрывающих карстовые полости. Обрушения пород в эти полости создают своеобразные структуры, не укладывающиеся в какие-либо закономерности их пространственной ориентировки.

Наиболее часто гравитационные структуры, вмещающие оруденение, связаны с оползнями. Они известны на нескольких гидротермальных урановых месторождениях и, как правило, в значительной степени определяют морфологию рудных залежей; встречаются обычно в сочетании с достаточно крупными тектоническими швами. Важным признаком выявления таких структур, помимо достаточно сложного, иногда причудливого залегания слоистости в каком-либо месте, является спокойное и моноклиналиное залегание пачек пород под оползнями и над ними. Нередко оползневые структуры проявляются в том, что соседние блоки характеризуются резко различным простиранением слоистости, а контакт между такими блоками нетектонический. Встречаются оползни, сложенные разноразмерными обломками осадочных пород (типа «мусорных»), покрываемых и подстилаемых четко выдержанными слоистыми горизонтами осадочных пород.

Оползневые структуры, как правило, возникают в зонах грубинных разломов. Приурочены они к тонкослоистым горизонтам глинистых и кремнистых аргиллитов, алевролитов, переслаивающихся пачками с тонкозернистыми песчаниками. В подобных породах они могут развиваться и на некотором удалении от разломов. Такие участки необходимо внимательно обследовать при картировании.

Примеры подобных структур и приуроченных к ним тел приведены на рис. 5. Как видно на рис. 5, границы оползня часто одновременно оказываются и границами рудного тела. Само тело приурочено к участку смятых при оползне пород.

Известны также оползневые явления в рыхлых обводненных осадках на дне водоемов, где происходит их накопление. За счет колебательных движений дно водоема коробится, изгибается. Особенно часто такие явления наблюдаются в зонах перехода от интрагеосинклиналей к интрагеоантиклиналям. При наклоне дна бассейна на $0,5-2^\circ$ осадки под влиянием гравитации сползают вниз, образуя мелкие линейные складки и зоны оползневых брекчий. Такие дислокации известны на некоторых урановых месторождениях.

Много внимания в последние годы уделяется изучению таких

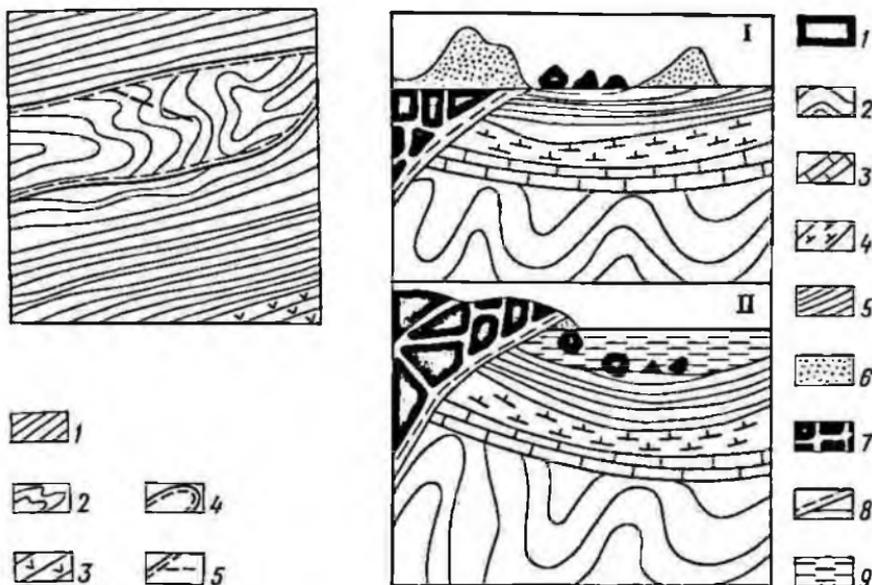


Рис. 5. Оползни, картируемые в стенках горных выработок месторождений.

1 — тонкослоистые алевролиты, песчаники и тонкие кремнистые породы; 2 — оползни; 3 — кварцевые порфиры; 4 — контуры рудных тел, приуроченных к древним оползням; 5 — разломы

Рис. 6. Схема образования олистостром. I — современный разрез; II — образование древних обломков на молодых глинистых породах.

1 — метаморфиты докембрия; 2 — палеозойские складчатые толщи. Мезозойские отложения; 3 — известняки; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — песчаники; 7 — древние расколы в метаморфитах; 8 — надвиги и взбросы; 9 — вода бассейна во время образования олистостром

относительно редких образований, как олистостромы. Они обнаруживаются все в большем числе районов. Это, как правило, несориентированные угловатые разновеликие обломки (олистоолиты) более древних пород среди молодых осадков. Они часто возникают за счет воздымания по разломам бортов прогибов. При этом по надвигам и в результате скольжения вниз обломков древних пород в бортах прогибов возникают олистостромные образования (рис. 6). Интересен случай с одним урановым рудопроявлением, расположенным в альпийском Средиземноморском поясе. Это рудопроявление залегает среди метаморфических докембрийских пород, окруженных со всех сторон нижнемеловыми отложениями. Бурением было установлено, что древние породы образуют достаточно большой обломок и рудные жилы являются древними и не прослеживаются за его пределы.

Близко к механизму образования олистостром и возникновение сильно сжатых часто веерообразно расположенных в разрезе так называемых лежачих складок и складок выдавливания. В последнем случае за счет блокового сжатия по разлому более пластичные породы выдавливаются вверх. Под действием гравитационных сил эти складки в процессе выжимания на поверхность заваливаются. Механизм,

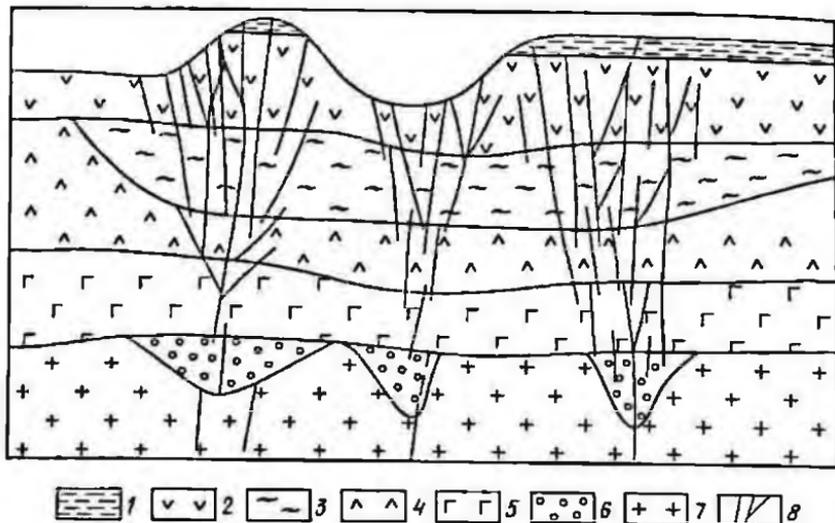


Рис. 7. Увеличение разрывов в верхних горизонтах под воздействием давления поднимающихся растворов.

1 — алевролиты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — фельзиты; 4 — дацитовые порфиры; 5 — порфириты; 6 — конгломераты; 7 — граниты; 8 — разрывы

поясняющий образование олистостром и лежачих складок, показан на рис. 6. В их образовании, помимо тектонических сил, большое значение имеет гравитация. Именно под ее воздействием обламываются края высоких, надвинутых на бассейн блоков (см. рис. 6). При этом происходит скольжение больших обломков по склонам бассейна.

Часто встречаются в месторождениях рудные залежи, приуроченные к различной формы пустотам, имеющим карстовую природу. Они характерны, например, для полиметаллических месторождений Забайкалья. К этому же генетическому типу, по В. И. Казанскому, относятся рудные тела уранового месторождения Тюя-Муюн. Здесь можно наблюдать последовательное послойное заполнение карстовой трубки жильными и рудными минералами. В этих случаях создание рудовмещающих структур обязано действию поверхностных вод. Не исключается, что к таким же результатам может привести и действие глубинных горячих потоков вод.

Известно, что руды, в том числе и урановые, формировались из растворов, имевших большое давление. Согласно данным декрепитации и гомогенизации руд, давление в образовавших их растворах достигает многих десятков мегапаскалей. Такие давления в гидросистеме, видимо, оказывали существенное воздействие на вмещающие породы до глубин 2,5—3 км от дневной поверхности, существовавшей в момент рудообразования. При этом они раскалывались и дробились; отдельные их блоки перемещались по разломам относительно друг друга. Могли возникать дополнительные трещины и достаточно протяженные разрывы, не имеющие продолжения на глубину. Таким

образом, в верхней части земной коры на вертикальном интервале, равном первым километрам, за счет высокого давления действовавших здесь гидротермальных растворов возникала более густая сеть разрывов, благоприятных для рудоотложения. Такие явления особенно характерны для месторождений, приуроченных к стратифицированным вулканогенным и вулканогенно-осадочным толщам и сложно построенным разного рода вулканическим сооружениям.

В этих толщах можно отчетливо наблюдать развитие густой сети разрывов в пределах одной какой-либо разновидности пород. С глубиной число подобных разрывов в пределах других слоев резко уменьшается. Таким образом, наблюдается своеобразная зональность в густоте развития разрывов и трещин по падению (рис. 7).

ГЛАВА 3.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ УРАНОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Урановые рудные поля и месторождения, развитые в пределах древних платформ, образованы в процессе разновозрастных эпох тектоно-магматической активизации этих областей. Время проявления собственно докембрийских эпох эндогенного уранового рудообразования охватывает большой временной интервал — около 1,5 млрд. лет (от раннепротерозойской до байкальской эпох), в течение которого значительную эволюцию претерпели как сам характер эндогенных процессов, так и геологическая обстановка и среда их проявления. На протяжении этого интервала времени в сферу уранового рудообразования вовлекались разнообразные комплексы метаморфических и ультраметаморфических пород кристаллического фундамента древних платформ; комплексы метаморфизованных и неметаморфизованных пород различного состава и происхождения, слагающие наложенные разновозрастные складчатые и нескладчатые прогибы; отдельные интрузивные тела и массивы древнейших и относительно более поздних магматических пород; горизонтально залегающие осадочные отложения платформенного чехла. Все это в совокупности обусловило исключительное разнообразие типов структур рудных полей и месторождений. Именно поэтому последние обычно характеризуются сложной комбинацией структурных элементов, сформировавшихся нередко при различных геотектонических режимах, в условиях резко различных глубин и температур и разорванных периодом времени, достигавшим часто многих сотен миллионов лет.

Урановые рудные поля и месторождения, будучи порождены процессами и структурами эпохи тектоно-магматической активизации, всегда несут в себе определенный отпечаток основных черт строения и тех крупных элементов тектоники древних платформ, которые подвергались активизации (протяженные зоны разломов, ультраметаморфизма и дислокационного полиметаморфизма, гранитогнейсовые купола, кратоны, складчатые пояса и прогибы и т. д.). Однако наиболее характерные, специфические особенности структур рудных полей и месторождений определяются их положением в основных структурно-фациальных мегакомплексах разреза древних платформ, точнее в их основных структурных этажах. Этим же фактором обусловлены и коренные, принципиальные различия типов структур рудных полей и месторождений, локализованных в различных структурных этажах.

Поэтому наиболее целесообразно производить рассмотрение типов структур рудных полей и месторождений в соответствии с положением последних в основных структурных этажах древних платформ, а в основу последующего более дробного деления на подтипы и группы положить тектонические формы и элементы, наиболее типичные для структурно-формационных комплексов каждого из структурных этажей.

Наиболее подробно в данной главе описаны структуры отечественных рудных полей и месторождений. Учитывая появление в последнее время в геологической литературе значительного количества публикаций, посвященных геологии многих зарубежных рудных полей и месторождений, структуры последних охарактеризованы выборочно и кратко. Исключение сделано лишь для некоторых новых типов, еще недостаточно освещенных в печати.

Рудные поля и месторождения в активизированных древнейших ядрах и эpiarхейских платформах

Рудные поля и месторождения в региональных поясах плит-пегматоидных жил зон ультраметаморфизма

Урановые рудные поля этого типа известны на юго-восточном фланге древней Восточно-Европейской платформы. Они развиты в краевой части древнейшего блока раннеархейской консолидации, подвергшейся в конце раннего протерозоя в эпоху тектоно-ультраметакристаллической активизации интенсивной динамотермальной переработке, и приурочены к зоне межблокового глубинного разлома северо-западного простирания, отделяющего указанный блок от смежного более поздней раннепротерозойской консолидации. Рудные поля характеризуются метасоматическим редкоземельно-торий-урановым оруденением в высокотемпературных калиевых метасоматитах (микроклинитах) также раннепротерозойского (2 млрд. лет) возраста [2].

Раннеархейские метаморфические породы представлены в основном гиперстеновыми, двупироксеновыми и кордиерит-биотит-гиперстеновыми кристаллическими сланцами с прослоями биотит-гранатовых и графитовых гнейсов и мраморов. Они смяты в сложные складки общего северо-западного простирания и метаморфизованы в условиях

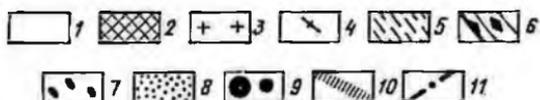
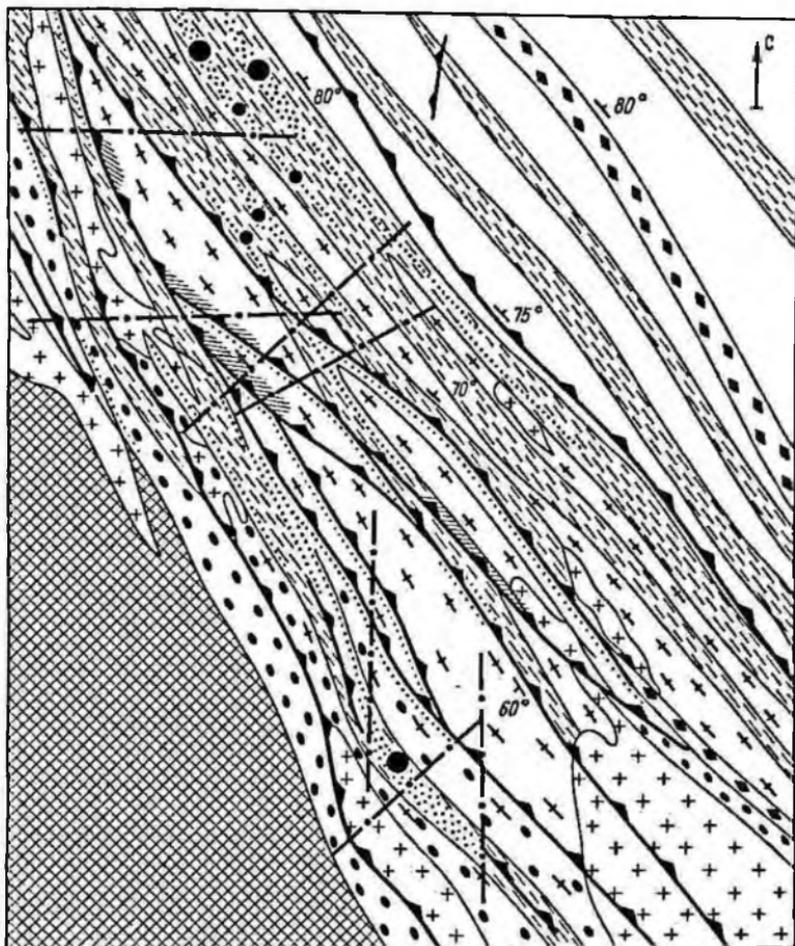


Рис. 8. Позиции редкоземельно-торий-урановых месторождений в зоне глубинного разлома.

1 — нижнепротерозойские гнейсы; 2 — нижнепротерозойские кристаллические сланцы и амфиболиты; 3—5 — зона ультраметаморфизма и полиметаморфизма: 3 — раннепротерозойские граниты, 4 — метаморфические породы, мигматизированные и гранитизированные в условиях амфиболитовой фации; 5 — зоны разломов с проявлением мигматизации, смятия и будинажа, с поясами аплит-пегматонидных жил; 6—7 — blastsмилониты (б) и blastsкатаклазиты (к) амфиболитовой фации; 8 — высокотемпературные калиевые метасоматиты (микроклиниты); 9 — редкоземельно-торий-урановые месторождения и рудопроявления; 10 — среднетемпературные натриевые метасоматиты; 11 — поздние немкинерализованные разрывы

гранулитовой фации. В зоне краевого глубинного разлома эти породы в пределах широкой (около 20 км) полосы в конце раннего протерозоя интенсивно были подвержены дислокационному метаморфизму и ультраметаморфизму (2,2—2 млрд. лет), протекавшим в условиях регрессивной амфиболитовой фации, а в узких зонах — более позднему (1,8 млрд. лет) метаморфизму зеленосланцевой фации.

Раннепротерозойские ультраметаморфические образования развиты весьма широко. Они образованы как единичными достаточно крупными линейно вытянутыми массивами абиссальных крупнозернистых гранитов, так и широкими поясами несколько более поздних жил незональных аплит-пегматоидных гранитов. И те, и другие отчетливо вытянуты вдоль мощных (0,2—1 км) тектонических швов, составляющих в совокупности зону глубинного разлома, и вместе с вмещающими гранитизированными и мигматизированными метаморфическими породами неравномерно смяты, будинированы и рассланцованы.

Ураноносные высокотемпературные калиевые метасоматиты пространственно тесно связаны с ультраметаморфическими породами. В разломах они развиты в основном в виде протяженной (десятки километров) полосы узких линейных прерывистых тел, однако содержат редкоземельно-торий-урановое оруденение только в тех участках, где мощность метасоматитов и интенсивность метасоматоза резко возрастают (рис. 8). Такие участки обычно приурочены к интервалам разломов, пересекающим продольные пачки часто переслаивающихся кристаллических сланцев и гнейсов различного состава и структурно-текстурных особенностей и насыщенных большим количеством жил аплит-пегматоидных гранитов, составляющих до 40 % объема вмещающих пород [2].

Одно из рудных полей рассматриваемого типа расположено в участке плавного изгиба крупной тектонической зоны, являющейся составной частью глубинного разлома. Вмещающие метаморфические породы неравномерно мигматизированы и на большей части площади рудного поля преобразованы в условиях регрессивной амфиболитовой фации в теньевые мигматиты, содержащие останцы и поля кристаллических сланцев и тела раннепротерозойских ультраметабазитовых гранитов. Они имеют северо-западное простирание и крутое падение на юго-восток под углом 70—75° и рассечены серией продольных зон рассланцевания и смятия.

Отмеченная выше тектоническая зона — наиболее крупный элемент структуры рудного поля, которому целиком и подчинено размещение уранового оруденения. Она согласна с залеганием вмещающих метаморфических и ультраметаморфических пород и развита в основном в продольной пачке кристаллических сланцев и гнейсов мощностью около 1 км.

Строение тектонической зоны весьма сложное. Она представляет собой широкую (более 1 км) полосу относительно слабо мигматизированных и рассланцованных пород, в пределах которой выделяются узкие (десятки — первые сотни метров) полосы более интенсивных деформаций, насыщенные жилами аплит-пегматоидных гранитов

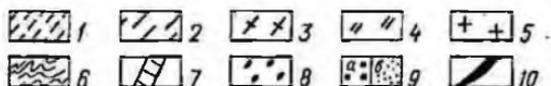
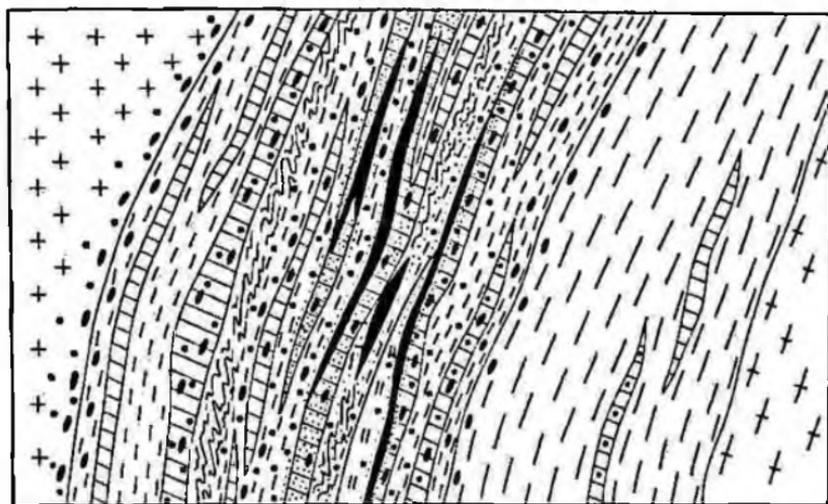


Рис. 9. Разрез через редкоземельно-торий-урановое месторождение.

1 — меланократовые мелкозернистые гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и гранат-биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы; 2 — массивные среднезернистые биотит-гиперстеновые гнейсы; 3 — биотит-гиперстеновые гранито-гнейсы; 4 — графитовые гнейсы; 5 — гранит; 6 — зоны смятия и мигматизации; 7 — пегматоидные и аплит-пегматоидные граниты; 8 — бластокатаклазиты и бластомилониты амфиболитовой фации; 9 — слабо- (а) и сильно (б) микроклинизированные и биотитизированные породы (калиевые метасоматиты); 10 — рудные тела

и содержащие тела высокотемпературных калиевых метасоматитов с редкоземельно-торий-урановым оруденением. Эти более узкие полосы располагаются исключительно среди пород верхней части разреза рудовмещающей пачки, сложенной часто переслаивающимися пластинами и прослоями мелкозернистых гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, биотитовых, биотит-гранатовых и графитовых сланцев и гнейсов, и отмечены совмещением разновозрастных структурных элементов, существенно различных по условиям образования (рис. 9).

От ранних к поздним выделены следующие последовательно сформировавшиеся структурные элементы: 1) дайки метабазитов и амфиболитов; 2) широкие зоны мигматизации, смятия и будинажа, очково-сланцеватых пород типа бластокатаклазитов; 3) многочисленные жильные тела аплит-пегматоидных гранитов; 4) широкие полосы бластокатаклазитов с узкими бластомилонитовыми швами; 5) крупные и протяженные полосы высокотемпературных калиевых метасоматитов с серией прерывистых и относительно небольших тел ураноносных микроклининов в центральных их частях; 6) редкие и маломощные швы катаклазитов и милонитов, сопровождаемые зеленосланцевым изменением, и иногда наложенной на них альбитизацией.

Тектониты и ультраметаморфические породы четырех первых разновидностей структурных элементов образуют наиболее древнюю

гранулитовой фации. В зоне краевого глубинного разлома эти породы в пределах широкой (около 20 км) полосы в конце раннего протерозоя интенсивно были подвержены дислокационному метаморфизму и ультраметаморфизму (2,2—2 млрд. лет), протекавшим в условиях регрессивной амфиболитовой фации, а в узких зонах — более позднему (1,8 млрд. лет) метаморфизму зеленосланцевой фации.

Раннепротерозойские ультраметаморфические образования развиты весьма широко. Они образованы как единичными достаточно крупными линейно вытянутыми массивами абиссальных крупнозернистых гранитов, так и широкими поясами несколько более поздних жил незональных аплит-пегматоидных гранитов. И те, и другие отчетливо вытянуты вдоль мощных (0,2—1 км) тектонических швов, составляющих в совокупности зону глубинного разлома, и вместе с вмещающими гранитизированными и мигматизированными метаморфическими породами неравномерно смяты, будинированы и рассланцованы.

Ураноносные высокотемпературные калиевые метасоматиты пространственно тесно связаны с ультраметаморфическими породами. В разломах они развиты в основном в виде протяженной (десятки километров) полосы узких линейных прерывистых тел, однако содержат редкоземельно-торий-урановое оруденение только в тех участках, где мощность метасоматитов и интенсивность метасоматоза резко возрастают (рис. 8). Такие участки обычно приурочены к интервалам разломов, пересекающим продольные пачки часто переслаивающихся кристаллических сланцев и гнейсов различного состава и структурно-текстурных особенностей и насыщенных большим количеством жил аплит-пегматоидных гранитов, составляющих до 40 % объема вмещающих пород [2].

Одно из рудных полей рассматриваемого типа расположено в участке плавного изгиба крупной тектонической зоны, являющейся составной частью глубинного разлома. Вмещающие метаморфические породы неравномерно мигматизированы и на большей части площади рудного поля преобразованы в условиях регрессивной амфиболитовой фации в теньевые мигматиты, содержащие останцы и поля кристаллических сланцев и тела раннепротерозойских ультраметагенных гранитов. Они имеют северо-западное простирание и крутое падение на юго-восток под углом 70—75° и рассечены серией продольных зон рассланцевания и смятия.

Отмеченная выше тектоническая зона — наиболее крупный элемент структуры рудного поля, которому целиком и подчинено размещение уранового оруденения. Она согласна с залеганием вмещающих метаморфических и ультраметаморфических пород и развита в основном в продольной пачке кристаллических сланцев и гнейсов мощностью около 1 км.

Строение тектонической зоны весьма сложное. Она представляет собой широкую (более 1 км) полосу относительно слабо мигматизированных и рассланцованных пород, в пределах которой выделяются узкие (десятки — первые сотни метров) полосы более интенсивных деформаций, насыщенные жилами аплит-пегматоидных гранитов

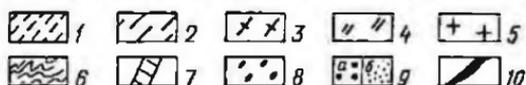
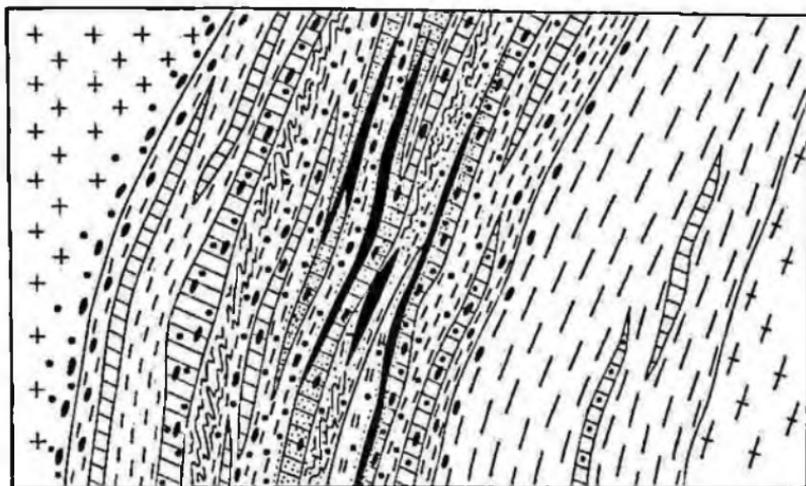


Рис. 9. Разрез через редкоземельно-торий-урановое месторождение.

1 — меланократовые мелкозернистые гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и гранат-биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы; 2 — массивные среднезернистые биотит-гиперстеновые гнейсы; 3 — биотит-гиперстеновые гранито-гнейсы; 4 — графитовые гнейсы; 5 — гранит; 6 — зоны смятия и мигматизации; 7 — пегматоидные и аплит-пегматоидные граниты; 8 — blastsкатаклазиты и blastsмилониты вифроболитовой фации; 9 — слабо- (а) и сильно (б) микроклинизированные и биотитизированные породы (калиевые метасоматиты); 10 — рудные тела

и содержащие тела высокотемпературных калиевых метасоматитов с редкоземельно-торий-урановым оруденением. Эти более узкие полосы располагаются исключительно среди пород верхней части разреза рудовмещающей пачки, сложенной часто переслаивающимися пластинами и прослоями мелкозернистых гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, биотитовых, биотит-гранатовых и графитовых сланцев и гнейсов, и отмечены совмещением разновозрастных структурных элементов, существенно различных по условиям образования (рис. 9).

От ранних к поздним выделены следующие последовательно формировавшиеся структурные элементы: 1) дайки метабазитов и амфиболитов; 2) широкие зоны мигматизации, смятия и будинажа, очково-сланцеватых пород типа blastsкатаклазитов; 3) многочисленные жильные тела аплит-пегматоидных гранитов; 4) широкие полосы blastsкатаклазитов с узкими blastsмилонитовыми швами; 5) крупные и протяженные полосы высокотемпературных калиевых метасоматитов с серией прерывистых и относительно небольших тел ураноносных микроклининов в центральных их частях; 6) редкие и маломощные швы катаклазитов и мионитов, сопровождаемые зеленосланцевым изменением, и иногда наложенной на них альбитизацией.

Тектониты и ультраметаморфические породы четырех первых разновидностей структурных элементов образуют наиболее древнюю

и распространенную группу. Они отражают основные этапы развития тектонической зоны и имеют раннепротерозойский возраст (2,1—2 млрд. лет).

Тектониты характеризуются устойчивостью минеральных ассоциаций и пластическими деформациями и перекристаллизацией материала пород, свойственными глубинным ($4 \cdot 10^8$ — $6 \cdot 10^8$ Па) и высокотемпературным условиям метаморфизма амфиболитовой фации. Ими непосредственно и контролируются близкие к ним по возрасту (2—1,95 млрд. лет) и по условиям образования ураноносные микроклиниты. В отличие от них милониты и катаклазиты, а также мелкие редкие тела альбититов имеют среднепротерозойский (1,8—1,7 млрд. лет) возраст и играют резко подчиненную роль в строении разломов и структуре рудного поля. Они отражают этапы крайних слабых пострудных тектонических движений, происходивших в условиях относительно приповерхностных хрупких деформаций. По-видимому, для этих поздних этапов характерен иной структурный план, благоприятствовавший формированию в рудном поле и в районе пострудных единичных даек диабазов и разрывов в основном поперечного, северо-восточного простирания.

Ураноносные высокотемпературные калиевые метасоматиты развиты за счет всех вмещающих ультраметаморфических и метаморфических пород, включая blastsкатаклазиты и blastsмилониты, но особенно интенсивно проявлены в жилах расщелившихся аплит-пегматоидных гранитов (см. рис. 9). Последние имеют простое, незональное строение и представлены двумя разновидностями. Одни из них (их большинство) имеют резкие контакты с вмещающими породами и отличаются более крупной зернистостью. Они образованы за счет кристаллизации магматических расплавов, поступавших вдоль зоны разломов из более глубоких горизонтов. Другие жилы характеризуются постепенными контактами с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами. В последних при приближении к таким жилам увеличивается зернистость и лейкократовость вплоть до образования переходной существенно полевошпатовой — гиперстеносодержащей породы, которая непосредственно в краевой части жил сменяется зоной почти мономинерального крупнозернистого гиперстена мощностью 0,1—0,5 м. Такие жилы несут все признаки метасоматического образования, сопровождающегося в процессе ультраметаморфизма собирательной перекристаллизацией порообразующего гиперстена вмещающих пород и его концентрацией в приконтактных частях жил.

Высокотемпературные калиевые метасоматиты образуют линейные ореолы, согласные с залеганием поясов аплит-пегматоидных жил, и характеризуются зональным строением [2]. В широкой внешней зоне ореолов во вмещающих гнейсах и кристаллосланцах наблюдается замещение гиперстена биотитом с выделением «избыточного» мелкозернистого кварца и частичное развитие тонкорешетчатого микроклина по плагиоклазу и кварцу; частичное замещение плагиоклаза и кварца тонкорешетчатым микроклином наблюдается и в жилах аплит-пегматоидных гранитов. В средней, промежуточной зоне кварц полностью замещен новообразованным микроклином и широко развит антипертит

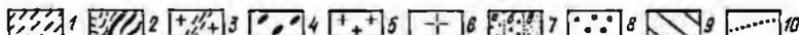
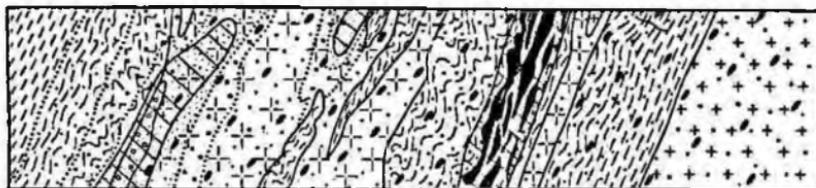


Рис. 10. Положение рудных залежей среди пегматоидных гранитов и мигматитов. 1 — гнейсы; 2 — зоны смятия, гранитизации и мигматитов; 3 — темновые граниты с реликтовой сланцеватостью исходных гнейсов; 4 — бластокатаклазиты амфиболитовой фации; 5 — средневезерястый гранит; 6 — пегматоидный гранит; 7 — высокотемпературные калиевые метасоматиты внешней (а), промежуточной (б) и внутренней (в) зон; 8 — метасоматический и жильный дымчатый кварц; 9 — рудные тела в основном с убогим оруденением; 10 — границы метасоматических зон

по плагиоклазу. Во внутренней зоне плагиоклаз полностью замещен тонкорешетчатым микроклином, составляющим 80—95 % объема метасоматитов, и порода представляет собой микроклинит, содержащий переменное количество биотита (больше в апогнейсовых микроклинитах и меньше — в апогранитных), иногда реликты крупных зерен гиперстена и небольшое количество переотложенного дымчатого кварца в виде небольших зон окварцевания и непротяженных жил и прожилков. В направлении от неизменных пород к внутренней, биотит-микроклиновой, зоне метасоматитов последовательно увеличиваются содержания калия (до 12 %) и отчасти глинозема и уменьшаются — кремнезема и натрия. Полная зональность калиевых метасоматитов с образованием микроклинитов развивается не всегда. Она наблюдается главным образом в жильных телах аплит-пегматоидных гранитов и значительно реже и лишь в пределах узких интервалов в мигматизированных гнейсах и сланцах, для которых обычно широкое развитие в основном внешней и промежуточной зон.

Редкоземельно-торий-урановое оруденение развито во внутренней зоне ореолов высокотемпературных калиевых метасоматитов, преимущественно среди апопегматоидных микроклинитов [2]. Оно занимает обычно лишь часть их мощности и вместе с ними контролируется зонами смятия, мигматизации, бластомилонитов и бластокатаклазитов, развитыми в зонах разломов нередко вблизи и за счет прослоев графитосодержащих гнейсов (рис. 10). Гораздо реже и на узких интервалах оно отмечается в апогнейсовых и апомигматитовых микроклинитах.

По данным А. И. Тишкина и В. А. Стрельцова, урановая минерализация представлена вкрапленностью мелких (0,1—0,5 мм) кубических кристаллов торийсодержащего уранинита и обычно сопровождается также вкрапленными апатитом, ксенотимом, циртолитом, ортитом, цирконом, сфеном, монацитом, молибденитом и подчиненным количеством пирита, пирротина и халькопирита. Главную массу руд составляет обычно микроклин, наряду с которым присутствуют биотит, иногда реликты гиперстена, частично замещенного грюнеритом и биотитом, а также метасоматический и жильный темно-серый

кварц, образованный за счет переотложения кремнезема, вынесенного из вмещающих пород в процессе калиевого метасоматоза.

Намечается следующая последовательность минералообразования:

- 1) зональные ореолы высокотемпературных калиевых метасоматитов;
- 2) дымчатый кварц и близодновремененно — редкоземельные минералы, уранинит и апатит;
- 3) сульфиды;
- 4) поздние карбонатные прожилки.

В микроклинизированных жилах пегматоидных гранитов урановое оруденение обычно локализуется в приконтактных их частях и нередко частично наложено на примыкающие к жилам участки микроклинизированных гнейсов (см. рис. 10). В микроклинитах пегматоидных жил первой из отмеченных выше разновидностей оруденение обычно убогое и представлено ассоциацией уранинита, главным образом с апатитом, содержание которого в рудах нередко составляет 3—5 % (см. рис. 10). Несколькo более высокие концентрации урана отмечаются в жилах и неправильных гнездах темно-серого дымчатого кварца. В апогнейсовых микроклинитах распределение уранинита подчинено сланцеватости исходных пород и контролируется участками проявления в них мигматизации или контактами с апопегматоидными микроклинитами (см. рис. 10). Более богатая минерализация развита в приконтактных частях микроклинизированных пегматоидных жил второй разновидности, где оно локализуется преимущественно среди реликтов крупнозернистого гиперстена и замещающих его грюнерита и биотита и в меньшей степени среди апопегматоидного микроклинита.

Характерная особенность описываемых месторождений — полное отсутствие в метасоматитах и в рудах хрупких деформаций, близких к ним по времени образования. Ураноносные калиевые метасоматиты развиты непосредственно за счет бластомилонитов и бластокатаклизитов амфиболитовой фации и, в свою очередь, рассечены редкими прерывистыми жилами темно-серого ураноносного кварца. Для последнего типичны структуры, аналогичные бластомилонитовой и образованные, несомненно, в результате глубинного пластического течения и перекристаллизации кварцевых зерен. Минеральные ассоциации в бластомилонитах отвечают амфиболитовой фации и возникли при давлениях не менее $4 \cdot 10^8$ — $4,5 \cdot 10^8$ Па, что соответствует величине литостатической нагрузки на глубине 12—13,5 км. Вероятно, этой же величиной определяется верхний предел формирования и близких к бластомилонитам по возрасту редкоземельно-торий-урановых месторождений в высокотемпературных калиевых метасоматитах. Наблюдаемые иногда среди последних катаклиз и дробление, сопровождаемые развитием хлорита и эпидота, а иногда и альбита, являются значительно более поздними и связаны с проявлением в среднем протерозое в зонах разломов дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации и приразломного натриевого метасоматоза. Таким образом, структуры месторождения ураноносных микроклинитов в зонах ультраметаморфизма являются, по-видимому, наиболее глубинными среди эндогенных урановых месторождений.

Урановую минерализацию рассматриваемых месторождений нередко относят к классу магматических (ультраметаморфических) пегматитовых месторождений. Однако постоянная приуроченность

ее к микроклинитам, развитым не только среди пегматоидов, но и во вмещающих гнейсах, кристаллических сланцах и мигматитах, однозначно свидетельствует о наложенном характере урановой минерализации и ее формировании в процессе высокотемпературного калиевого метасоматоза [2, 7]. Он происходил уже в постмагматическую (точнее, постультраметаморфическую), гидротермальную стадию, ибо в процессе метасоматоза интенсивно корродировались мирмекиты, широко развитые в неизмененных пегматоидных гранитах и гнейсах и представляющие наиболее ранние постмагматические образования. Этот вывод подтверждается данными С. В. Кузнецовой и Е. Е. Лазаренко о температурах гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и микроклине, составляющих 420—210 °С.

Ураноносные щелочные калиевые растворы, по-видимому, имеют мантийное происхождение и являются конечным остаточным продуктом эволюции потоков мантийных трансмагматических флюидов, производивших на ранних этапах деятельности региональный метаморфизм и ультраметаморфизм амфиболитовой фации. Возникновение таких растворов можно представить, предположив, что после завершения ультраметаморфизма в глубинных условиях происходила эволюция остаточных порций трансмагматических флюидов. В последующий этап интенсивных тектонических движений вдоль глубинных разломов, ознаменовавшийся формированием мощных бластомилонитовых швов происходило резкое падение давления, связанное с этим тектоническим событием. Оно неизбежно должно было приводить к приобретению флюидом щелочного характера, обогащению его литофильными элементами за счет извлечения их из глубинных пород и к дальнейшему формированию ураноносных микроклинитов при поступлении флюидов в породы земной коры.

Данная генетическая концепция, которую можно назвать мантийно-флюидной, подкрепляется следующими фактами:

1) отсутствие у рудоносных микроклинитизирующих растворов физико-химической эволюции, свойственной постмагматическим процессам;

2) постоянная приуроченность ураноносных микроклинитов к протяженным разломам подкорового заложения;

3) наличие перерыва между становлением ультраметаморфических пегматоидов и проявлением калиевого метасоматоза, в течение которого происходили интенсивные тектонические движения вдоль разломов и формирование бластомилонитов;

4) низкое содержание (0,9 г/т в гнейсах и 2,1 г/т в пегматоидах) и немиграционноспособная форма нахождения урана во вмещающих породах, по существу, исключают возможность рассмотрения последних в качестве источника рудного вещества.

Весьма сходны с рассмотренным рудным полем структуры урановых рудных полей и месторождений провинции Гренвилл Канадского щита, ограниченной с юго-востока герцинской складчатой системой Аппалачей, а с северо-запада — мощной полосой разломов так называемого Гренвиллского фронта. Древнейшие докембрийские породы фундамента этой провинции представлены комплексом тоналитов

и трондьемитов, гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, амфиболитами и чарнокитами, относящимися, вероятно, к раннеархейским образованиям. Они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, смяты в системы крутых складок общего северо-восточного простирания и прорваны гранитоидами возраста 2550 млн. лет. На всех этих породах с угловым несогласием залегают породы серии Гренвилл предположительно раннепротерозойского возраста, в составе которой чередуются кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты, графитовые и пиритсодержащие сланцы, разнообразие гнейсы и амфиболиты. Как раннеархейские, так и раннепротерозойские метаморфические породы в среднем-позднем протерозое были неоднократно разбиты разломами, прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов и анортозитов и преобразованы в условиях регрессивных амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Особенно интенсивные преобразования связаны с гренвиллской (1 млрд. лет) эпохой орогении, отмеченной наиболее крупной перестройкой земной коры провинции с интенсивным проявлением ультраметаморфизма, массовым формированием разломов и почти повсеместным омоложением древних датировок возраста пород. С этой эпохой связано образование и эндогенного промышленного уранового оруденения провинции Гренвилл, отчетливо контролируемого разломами и развитыми в их зонах гранитогнейсовыми куполами и многочисленными линейными телами ультраметаморфических пород. На площади известных рудных полей Халибертон-Банкрофт (Онтарио), Монт Лоури и Джоан Битц (Квебек) среди ультраметаморфических пород количественно резко преобладают жильные тела пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов мощностью до 15 м при протяженности десятки — первые сотни метров. По данным Э. У. Хейнриха, они нередко несут следы наложенного рассланцевания и в краевых частях, обычно резко обедненных кварцем и обогащенных микроклином и биотитом, содержат вкрапленность уранинита в ассоциации с ураноторитом, циртолитом, цирконом, сфеном, апатитом, молибденитом, пирротином, пиритом и флюоритом. Эти месторождения обнаруживают черты очевидного генетического сходства с описанной выше эндогенной редкоземельно-торий-урановой минерализацией в зоне глубинного разлома на юго-западном фланге древней Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, специфические особенности структуры рудных полей и месторождений в зонах ультраметаморфизма, расположенных в пределах устойчивых древнейших блоков земной коры древних платформ, следующие:

- 1) линейный характер структуры, определяемый приуроченностью к протяженным региональным (и глубинным) разломам, контролировавшим протяженные зоны регрессивного дислокационного метаморфизма, ультраметаморфизма и полиметаморфизма;

- 2) тесная пространственная и временная связь рудных полей с линейными зонами ультраметаморфических пород;

- 3) ведущая роль разрывных нарушений при резко подчиненной роли складчатых;

4) преимущественно глубинные условия формирования разломов при широком развитии процессов ультраметаморфизма, пластических деформаций и перекристаллизации пород;

5) резко подчиненное значение в структуре рудных полей поперечных и диагональных нарушений, а также пострудных разрывов.

Рудные поля и месторождения в зонах
крупных омоложенных разломов фундамента

Структурные особенности рудных полей и месторождений этого типа могут быть кратко рассмотрены на примере урановых месторождений района Биверлодж на Канадском щите, руды которых локализованы в щелочных натриевых метасоматитах. Эти месторождения развиты в пределах пояса Тейзин эпиархейского Западного кратона, расположенного в западной части структурной провинции Черчилл, и контролируются протяженной региональной зоной разломов, имеющей северо-восточное простирание, согласное с преобладающим направлением крупных тектонических элементов этой провинции (рис. 11).

В строении указанного кратона в районе месторождений принимают участие две группы пород: 1) метаморфических пород архейского возраста, слагающих кристаллический фундамент и выделенных под названием группы Тейзин; 2) неметаморфизованных вулканогенно-осадочных пород среднепротерозойской формации Мартин, несогласно залегающих на породах фундамента. Группа Тейзин снизу вверх разделена на три комплекса: 1) Фут-Бей — биотит-гранат-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты; 2) Дональдсон-Лейк — биотит-мусковитовые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты; 3) Фей-Майн — парагнейсы, парасланцы, амфиболиты, кварциты. Породы группы Тейзин метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, сильно гранитизированы и испытали два периода ультраметаморфизма (около 2500 и 1900 млн. лет) и складчатости. Для них характерны сложные изоклинальные складки и сланцеватость, имеющие в породах комплекса Фут-Бей северо-западное или меридиональное, а в Дональдсон-Лейк и Фей-Майн — северо-восточное направление.

Формация Мартин представлена в основном косослоистыми красноцветными конгломератами и аркозами, смятыми в широкие пологие складки северо-восточного простирания, содержащими покровы и силы базальтов и андезитов. Она достигает мощности 6000 м и выполяет узкие приразломные прогибы, примыкающие к крупным ураноносным разломам северо-восточного простирания. Самые молодые породы района — пострудные дайки диабазов, имеющие преимущественно северо-западное и субширотное простирание (см. рис. 11).

Важнейшее значение в структуре района и уранового рудного поля имеют разрывы. Крупные разломы северо-восточного простирания (Блек-Бей, Сент-Луи и др.) расчленяют кристаллический фундамент на ряд блоков, часто ограничивают узкие прогибы, выполненные породами формации Мартин, и контролируют положение урановых месторождений. Они характеризуются наличием признаков по мень-

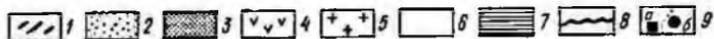
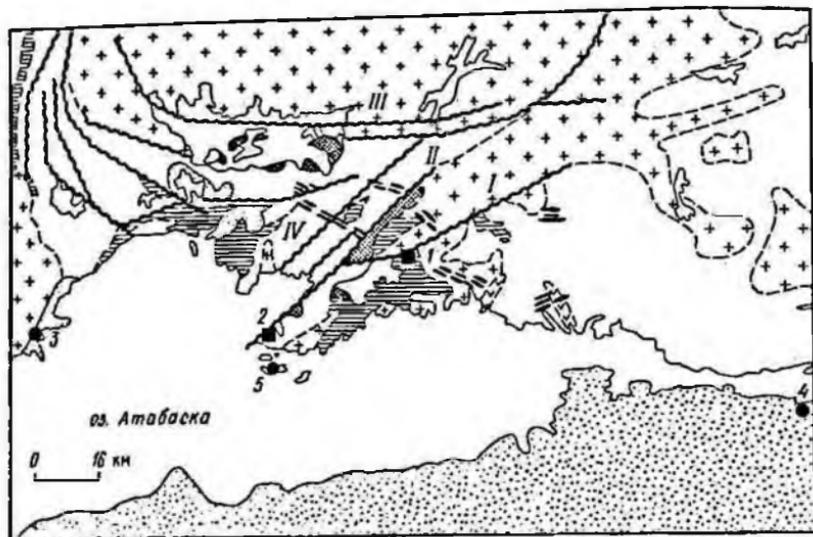


Рис. 11. Схема геологического строения района оз. Биверлодж — Атабаска. По Л. Беку. 1 — дайки диабазов; 2—3 — покровные отложения формаций Атабаска (2) и Мартии (3); 4—7 — комплекс фундамента: 4 — основные интрузивы, 5 — граниты и мигматиты, 6 — парагнейсы, 7 — метасадочные и метавулканические породы; 8 — главные разломы (I — Сент-Луи, II — Блек-Бей, III — Тейзин-Ривер, IV — Орбит-Лейк); 9 — урановые месторождения в натриевых метасоматитах (а) (1 — Эйс-Фей, 2 — Гуннар) и в зонах несогласия (б) (3 — Морис-Бей, 4 — Фонд-дю-Лак, 5 — Стьюард-Исленд)

шей мере трехактных движений. По данным Р. Мортон и Дж. Сассано, в первую фазу были образованы широкие полосы милонитов очковой текстуры, обладающие флюидальной основной массой.

Судя по микрофотографиям, приводимым указанными выше авторами, милониты несомненно являются бластомилонитами, т. е. тектонитами, образующимися в условиях глубоких пластических деформаций. Они сопровождаются микроклинизацией, явно предшествовавшей натриевому метасоматозу. Со второй фазой формирования разломов связаны брекчирование и катаклаз, сопровождаемые развитием полевого шпата (альбита), эпидота, хлорита и небольшого количества серицита (т. е. зеленосланцевым изменением и натриевым метасоматозом). В третью фазу в разломах были образованы более поздние секущие зоны дробления, сопровождаемые прожилками эпидота, кальцита или ангидрита и гиббсита, а также хлорита и микроклина.

Урановое оруденение тесно связано с развитыми в разломах натриевыми метасоматитами, представляя, по-видимому, конечный продукт процесса их формирования. Оно представлено вкрапленностью браннерита и настурана в хлорит-гематит-карбонатном цементе катаклазированных альбититов¹ и системами непротяженных насту-

¹ Я. Н. Белевцев в составе альбититов отмечает также эпидот и рибекит.

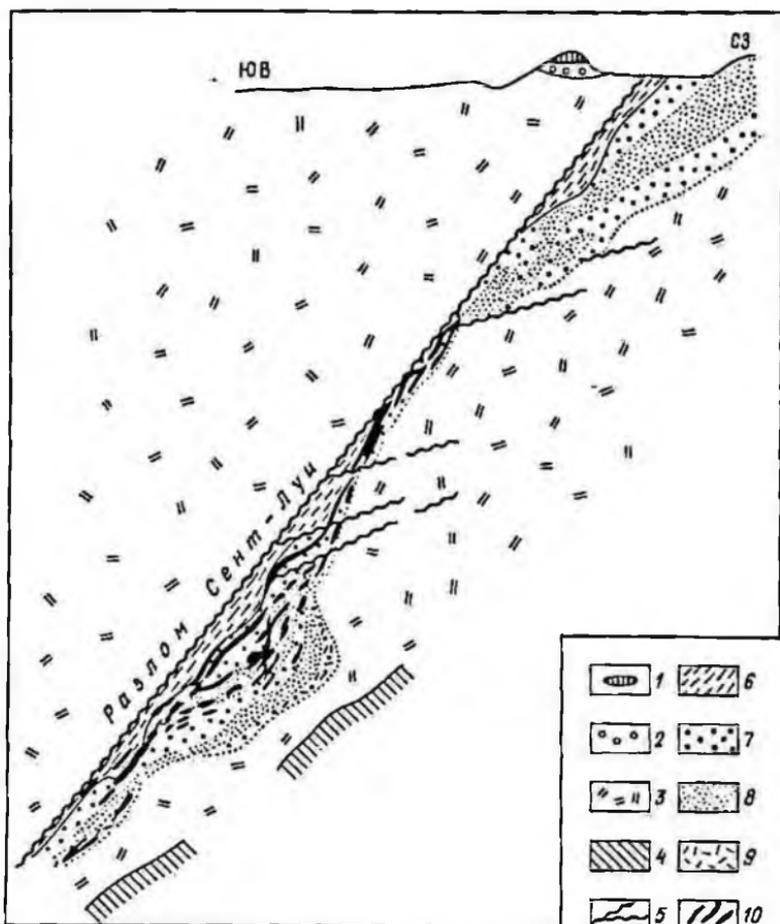


Рис. 12. Поперечный разрез через месторождение Эйс-Фей. По Р. Мортону и Дж. Сас-сано.

1—2 — покровные отложения формации Мартин; 1 — потоки андезито-базальтов, 2 — арко-зовые песчаники, алевролиты; 3—4 — комплексы фундамента: 3 — Дональдсон-Лейк (биотит-мусковитые гнейсы, амфиболиты), 4 — Фут-Бей (биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты); 5 — разрывные нарушения; 6 — альбитизированные милониты (бластомилониты?); 7 — аль-бититы; 8 — альбитизированные тонкослаицеватые милониты (бластомилониты?); 9 — окварце-вание; 10 — рудные тела

ран-кварц-карбонат-гематит-хлоритовых жил и прожилков, также развитых среди натриевых метасоматитов. Основываясь на опубликованных работах канадских геологов, в рассматриваемом районе по структурным особенностям, морфологии альбититовых тел и характеру распределения рудных концентраций могут быть выделены два основных структурных типа месторождений, представленных: 1) протяженными линейными альбититовыми телами жиллообразной формы, приуроченными к основным тектоническим швам крупных разломов и

содержащими относительно богатые жильные и прожилково-вкрапленные руды; 2) крупными трубо- и столбообразными телами альбититов с несколько более бедным вкрапленным оруденением, контролируемым узлами сопряжения разломов.

Пример месторождений первого типа Эйс-Фей, приуроченное непосредственно к разлому Сент-Луи (рис. 12). Согласно Л. П. Трембли, урановое оруденение локализовано в широкой полосе альбитизированных и катаклазированных милонитов (бластомилонитов) с гематитом, хлоритом и карбонатом и представлено рассеянной вкрапленностью браннерита и неправильными скоплениями и прожилками настурана.

Наиболее яркий пример месторождений второго структурного типа — Гуннар. Оно локализовано среди гранитогнейсов вблизи их контакта с парагнейсами и контролируется участком пересечения разломов двух направлений: северо-восточного и субширотного, падающих, соответственно, на юго-восток и на юг. Основное тело хлорит-гематит-карбонатных альбититов имеет трубообразную форму. Ось его приблизительно параллельна линии сопряжения указанных выше разломов и в то же время в разрезе совпадает с падением сланцеватости гранитогнейсов и их контакта с парагнейсами. Существенных разрывов среди альбититов не обнаружено, однако последние повсеместно, но неравномерно катаклазированы и содержат браннерит, рассеянный в участках катаклаза.

Рудные поля и месторождения в активизированных интракратонных раннепротерозойских складчатых поясах и прогибах

В СССР эндогенные урановые рудные поля известны в пределах раннепротерозойских складчатых поясов в основном двух разновидностей, контролируемых зонами глубинных разломов: 1) широких приразломных прогибах, сложенных преимущественно дислоцированными толщами метаграувакков и метапелитов при подчиненной роли лептитов, и 2) узких шовных прогибах трогового типа, выполненных интенсивно дислоцированными породами железисто-кремнистой формации и крупными месторождениями железистых кварцитов. Рудные поля складчатых поясов первой разновидности контролируются в основном крупными гранитогнейсовыми куполами, разбитыми системами их краевых и внутренних разломов, второй — комбинацией крупных продольных разломов и сложных складчатых нарушений в отложениях шовных прогибов. В обоих случаях как в геологической позиции рудных полей, так и в их строении важную роль играют крупные региональные трансблоковые разломы поперечного и диагонального направлений.

К таким рудным полям по позиции близки урановые рудные поля района Аллигейтор-Риверс в Северной Австралии и восточной части района оз. Атабаска на Канадском щите, локализованные в пределах раннепротерозойских складчатых поясов, — соответственно Пайн-Крик и Волластон-Лейк. Однако они обнаруживают региональный

структурный контроль крупными зонами несогласия, разделяющими метаморфические породы фундамента и неметаморфизованные отложения средне-верхнепротерозойского субгоризонтально залегающего платформенного чехла, и в качестве самостоятельного структурного типа рассмотрены в разделе 3.3.

Рудные поля и месторождения в широких приразломных прогибах с продольными линейными полями ультраметаморфизма и гранитогнейсовыми куполами

Рудные поля этого типа одного из урановорудных районов приурочены к центральной части широкого раннепротерозойского складчатого пояса, представляющего собой крупный приразломный прогиб, вытянутый в меридиональном направлении и заключенный между смежными крупными блоками пород архейской консолидации (эпиархейскими кратонами). Метаморфические породы, слагающие прогиб, представлены преимущественно биотитовыми, гранат-биотитовыми и кордиерит-биотитовыми гнейсами, образованными за счет метаморфизма песчаников, граувакков и пелитов в условиях амфиболитовой фации, а также горизонтами метавулканитов и метаконгломератов. Они имеют общую мощность не менее 4,5—5 км и смяты в системы относительно простых крутых и пологих линейных складок субмеридионального простираения. Вдоль центральной части прогиба в субмеридиональной полосе метаморфические породы интенсивно гранитизированы, мигматизированы, пронизаны крупными и многочисленными мелкими телами разнообразных по составу гранитоидов в основном ранне-, а также среднепротерозойского возраста, и рассеяны сериями крупных разломов и тектонических швов того же простираения. В совокупности эта полоса соответствует положению зоны протяженного глубинного разлома, которая характеризуется увеличенной мощностью гранито-метаморфического слоя, наличием системы линейных продольных магнитных аномалий, крупного регионального гравитационного минимума, многочисленных отражающих площадок в разрезе земной коры и смещений границы Мохо. Геологические данные свидетельствуют о том, что тектонические движения и магматизм вдоль описываемого глубинного разлома, особенно интенсивно проявившиеся в раннем и среднем протерозое, неоднократно происходили и позднее, в верхнем протерозое, среднем-верхнем девоне и мезо-кайнозое.

Центральное положение в структуре зоны глубинного разлома, имеющего падение на восток под углом 60—70°, занимают два крупных массива интрузивных пород: 1) ультраабиссальных крупнозернистых трахитоидных калиевых гранитов раннепротерозойского возраста, образующих ядро еще более крупного гранитогнейсового купола, 2) гипабиссальных — приповерхностных гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними габбро и анортозитов, образованных в эпоху среднепротерозойской тектоно-магматической активизации. Оба эти массива располагаются в участке пересечения зоны субмеридионального глубинного разлома системой поперечных трансблоковых региональных разломов субширотного простираения, контролирующих

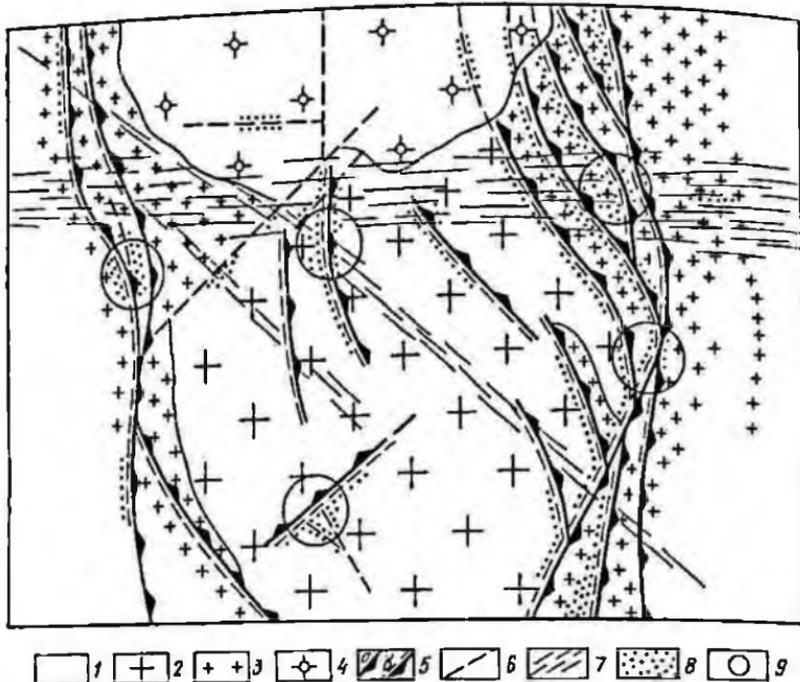


Рис. 13. Схема размещения рудных полей альбитит-урановых месторождений в зоне глубинного разлома относительно гранито-гнейсового купола.

1 — гнейсы; 2 — крупнозернистые граниты ядра гранито-гнейсового купола (2,1 млрд. лет); 3 — полоса интенсивного проявления ультраметаморфизма (неравномерно гранитизированных гнейсов, мигматитов, линейных тел среднеразнозернистых и поясов жил аплит-пегматондных гранитов); 4 — среднепротерозойские граниты рапакиви (1,8 млрд. лет); 5 — раннепротерозойские разломы (а), омоложенные в среднем протерозое (б); 6 — среднепротерозойские разломы; 7 — зоны средне-верхнепротерозойских разрывов и даек; 8 — натриевые метасоматиты; 9 — рудные поля

отдельные дайки и пояса даек пикритов, сиенитов и диабазов средне-верхнепротерозойского возраста.

Урановые рудные поля располагаются среди ультраметаморфических пород зоны глубинного разлома и находятся в тесной пространственной связи с отмеченным гранито-гнейсовым куполом раннепротерозойского возраста (рис. 13), но оторваны от времени формирования последнего интервалом в 200—250 млн. лет. Как и граниты рапакиви, они образованы в эпоху среднепротерозойской тектономагматической активизации и характеризуются развитием уранового оруденения в среднетемпературных натриевых метасоматитах (альбититах). Они отделены от эпохи ультраметаморфизма целым рядом разнообразных и различных по возрасту ранне- и среднепротерозойских эндогенных процессов.

Рассматриваемый гранито-гнейсовый купол имеет форму овала, слабо вытянутого в субмеридиональном направлении и срезанного на севере массивом гранитов рапакиви. Он представляет собой интрузивно-метасоматическое образование и имеет в целом концентри-

чески-зональное строение, обусловленное сменой фаций ультраметаморфических пород в направлении от ядра купола к его эндо- и экзоконтакту. Фации ядра помимо упоминавшихся выше крупнозернистых трахитоидных калиевых гранитов представлены также монцонитами и чарнокитами. Они образованы в условиях наиболее высокотемпературной гранулитовой фации и содержат мелкие и крупные останцы предположительно архейских гиперстеновых гнейсов и сланцев основания раннепротерозойского прогиба. В направлении к краевой части купола эти породы последовательно сменяются мелко-трахитоидными гранат-биотитовыми гранитами, адамеллитами, тоналитами и теньвыми мигматитами гранодиоритового состава, формирующимися в отличие от гранитоидов ядра в условиях метаморфизма амфиболитовой фации. Все перечисленные породы — образования наиболее раннего (первого) подэтапа ультраметаморфизма.

Помимо них, в пределах купола, главным образом вдоль его восточного и западного эндо- и экзоконтактов, рассеченных зонами субмеридиональных разломов, широко распространены несколько более поздние ультраметаморфические породы второго и третьего подэтапов, непосредственно не связанные с этой структурой и слагающие основную массу ультраметаморфических пород протяженной субмеридиональной полосы в центральной части прогиба. Они представлены отдельными крупными и многочисленными мелкими преимущественно линейными телами равномернозернистых мелко- и среднезернистых гранитов и мигматит-гранитов (второй подэтап), аплитов, аплит-пегматитов и мигматит-аплитов (третий подэтап), насыщающими зоны субмеридиональных разломов.

Среди ультраметаморфических гранитоидов широко распространены в виде мелких участков и пятен слабо выраженные грейзеноподобные кварц-мусковитовые метасоматиты, иногда выделяемые как двуслюдяные граниты. Они, вероятно, являются продуктом слабо проявленной стадии кислотного выщелачивания, связанной с деятельностью постультраметаморфических растворов, возникавших при кристаллизации «сухих» абиссальных ультраметаморфических гранитоидных расплавов. Близки к ним по возрасту и высокотемпературные калиевые метасоматиты (микроклиниты). Они также проявлены слабо, но в отличие от кварц-мусковитовых изменений имеют отчетливо приразломный характер развития и в зонах разломов обычно интенсивно переработаны значительно более поздними (среднепротерозойскими) процессами дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации и ураноносного среднетемпературного натриевого метасоматоза.

В пределах гранитогнейсового купола урановые рудные поля занимают различную позицию и локализованы как среди гранитоидов ядра, так и среди пород эндо- и экзоконтакта. Вне зависимости от их положения относительно элементов гранитогнейсового купола они всегда контролируются крупными разрывными нарушениями, располагаясь в участках их изгибов и расщепления или пересечения разрывов различного направления. Вместе с тем, различия в строении разных частей купола и в составе пород как среды рудообразования

наложили отпечаток на особенности формирования разрывов и гидротермальной минерализации и в итоге отразились на особенностях структуры рудных полей и месторождений.

Рудные поля и месторождения в зонах
красвых разломов гранитогнейсовых куполов

Многочисленное интенсивное проявление ультраметаморфизма, наличие разнообразных и в различной степени гранитизированных и мигматизированных гнейсов субстрата определили весьма сложное строение восточного и западного эндо- и экзоконтактов гранито-гнейсового купола и резко гетерогенный анизотропный характер вмещающей среды. Именно здесь, в субмеридиональной полосе шириной 10—15 км, сосредоточены наиболее мощные разломы, контролирующие размещение натриевых метасоматитов и урановых рудных полей и месторождений. Эти разломы протягиваются на север и юг на сотни километров за пределы гранитогнейсовых куполов и представляют собой крупные граничные, восточный и западный, тектонические швы основного глубинного разлома. В большинстве они субсогласны с условиями залегания вмещающих гранитизированных и мигматизированных метаморфических пород экзоконтакта и имеют в основном послонный характер, обычно повторяя крупные плавные изгибы складчатых структур метаморфических толщ.

Наиболее активно ураноносные разломы развивались в две крупные эпохи: 1) раннепротерозойскую (2100—1950 млн. лет) и 2) среднепротерозойскую (1800—1700 млн. лет), отмеченную формированием месторождений ураноносных альбититов. Они имеют сложное внутреннее строение и образованы структурными элементами в основном двух существенно различных между собой и разновозрастных групп. Структурные элементы первой, древнейшей группы возникли еще в раннем протерозое в процессе ультраметаморфизма и становления кристаллического фундамента. Они представлены последовательно формировавшимися мощными зонами мигматизации, смятия и линейных гранитных тел, широкими полосами очково-сланцеватых пород, поясами жил аплит-пегматоидных гранитов, а также крупными и мелкими швами тонкорассланцованных и перекристаллизованных пород — бластомилонитов, сопровождаемых широкими зонами слабо рассланцованных пород — бластокатаклазитов.

Для тектонитов из зон смятия и очково-сланцеватых пород, а также для бластомилонитов и бластокатаклазитов характерны интенсивные пластические деформации и перекристаллизация исходных вмещающих пород при сохранении устойчивости минеральных ассоциаций, присущих породам амфиболитовой фации. Следовательно, эти древнейшие структурные элементы образованы на абиссальных глубинах (12—14 км) и при высоких температурах (не менее 560 °С). Они пересекают все ультраметаморфические раннепротерозойские гранитоиды, но, в свою очередь, срезаются массивом среднепротерозойских гранитов рапакиви и габбро-анортозитов [7]. Этими структурными элементами контролируются мелкие проявления также раннепротерозойского высокотемпературного гидротермального калиевого метасоматоза (микроклинизации).

Структурные элементы второй, более поздней, группы были образованы в разломах фундамента при их подновлении в процессе среднепротерозойской активизации щита и несут явные признаки формирования в условиях относительно приповерхностных хрупких деформаций и значительно менее высоких температур. Они представлены главным образом многочисленными относительно узкими милонитовыми швами и зонами катаклаза, сопровождающимися полосами зеленосланцевого (эпидот-хлоритового) изменения пород, а также наложенными на них более поздними катаклазитами, в которых заключены тела ураноносных натриевых метасоматитов. Милониты и катаклазиты унаследовали более древние blastsmilonitovые и blastokataklazitovые швы, их мощность достигает десятков метров и особенно интенсивно проявлены среди мигматитов и гранитоидных тел, пронизывающих гнейсы. В отличие от blastsmilonitov и других структурных элементов первой группы они отчетливо прослеживаются в среднепротерозойских гранитах рапакиви, но имеют в них заметно меньшую мощность (см. рис. 13).

Наиболее поздние в ураноносных разломах — зоны дробления, залеченные прожилками молочно-белого кварца, а также мелкие неминерализованные тектонические швы и зоны трещиноватости, рассекающие как натриевые метасоматиты, так и поперечные дайки диабазов верхнепротерозойского возраста.

Натриевые метасоматиты в краевой части купола образуют крупные и протяженные (десятки километров) прерывистые линейные тела, в целом согласные с залеганием вмещающих ультраметаморфических и метаморфических пород и вытянутые по простиранию и падению контролирующих их разломов. По данным Б. И. Омеляненко [15], их ореолы характеризуются наличием трех зон: промежуточной, внешней и внутренней, собственно альбититовой. В общем случае во внешней зоне во вмещающих гранитах и гнейсах наблюдаются частичное замещение кварца альбитом и микроклином, деанортизация порообразующего плагиоклаза (иногда с образованием эпидота) и развитие рибекита (или хлорита) по биотиту. В промежуточной зоне кварц полностью замещен альбитом и метасоматиты представлены породой, состоящей из микроклина, альбита и рибекита (или хлорита с эпидотом). Во внутренней зоне микроклин почти полностью замещен альбитом, а рибекит — эгирином, и метасоматиты представляют собой альбитит, содержащий также эгирин (или хлорит с эпидотом). Кроме того, в альбититах нередко присутствует метасоматический кварц, образованный за счет переотложения кремнезема, выносимого из пород при их альбитизации. Они располагаются среди катаклазитов и милонитов зеленосланцевой фации и преимущественно сложены слабо альбитизированными породами, характеризующимися по сравнению с кларком повышенным содержанием урана, но лишенными промышленных концентраций. Урановое орудование отмечается в них лишь в тех участках, где интенсивность натриевого метасоматоза и мощность метасоматитов резко возрастают и последние представлены альбититовыми телами, несущими признаки наложенного рудоносного катаклаза. Оно сосредоточено в рудных полях двух структур-

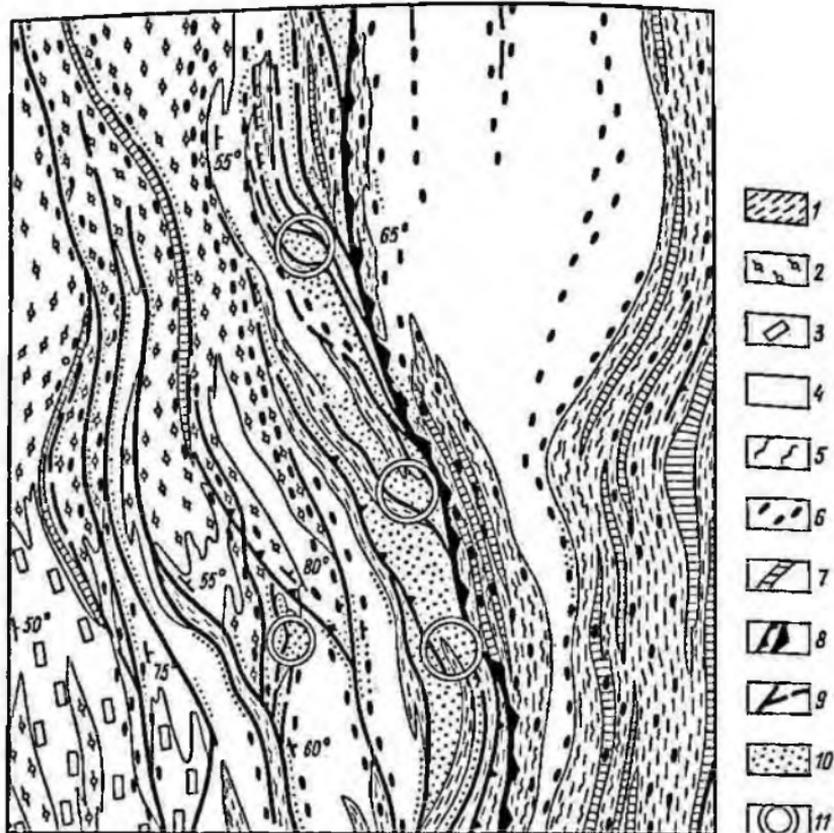


Рис. 14. Схема геологического строения рудного поля в краевой части гранито-гнейсового купола.

1 — гнейсы; 2—3 — ультраметаморфические породы гранито-гнейсового купола: 2 — порфи-ровидные темные мигматиты экзоконтакта, трахитоидные граниты эндоконтакта; 4—8 — раннепротерозойские структурные элементы долгоживущих разломов: 4 — линейные тела среднезернистых гранитов, 5 — зоны мигматизации, смятия и будинажа, 6 — очково-сланцеватые породы и бластокатклизиты, 7 — аплит-пегматоидные граниты, 8 — бластомилониты амфиболитовой фации, в различной степени подвергшиеся поздним деформациям; 9—10 — среднепротерозойские структурные элементы разломов: 9 — швы милонитов и катаклазитов зеленосланцевой фации, 10 — ореолы натриевых метасоматитов; 11 — альбитит-урановые месторождения

ных типов, располагающихся в местах: 1) крупных плавных изгибов и расщепления краевых ураноносных разломов; 2) пересечения их крупными поперечными или диагональными зонами региональных транс- и внутриблоковых разломов, часто сопровождаемыми дайками основных, ультраосновных и щелочных пород.

Важную роль в структуре рудных полей первого типа играют складчатые нарушения в метаморфических и ультраметаморфических породах, а также гетерогенность и анизотропия последних по физико-механическим свойствам. Они определили общий план расположения раннепротерозойских разломов, их изгибы и преимущественное развитие вдоль контактов различных пород (рис. 14).

Строение кристаллического фундамента играет важную роль и в структуре рудных полей второго типа. Однако приуроченность урано-

Типы структур альбитит-урановых рудных полей и месторождений, пространственно связанных с гранитогнейсовым куполом

Позиция рудных полей	Структурные типы		Рудоконтролирующие факторы
	рудных полей	месторождений	
Среди гетерогенных толщ в зонах краевых разломов гранито-гнейсового купола	<p>I. В участках изгибов и расщепления зон крупных краевых разломов</p> <p>II. В участках пересечения зон краевых разломов поперечными разломами и дайковыми поясами</p>	<p>1. В участках пересечения продольными краевыми разломами флексурных изгибов толщ вмещающих метаморфических пород</p> <p>2. В узлах пересечения продольных краевых разломов зонами поперечных и диагональных разрывов и дайковыми поясами</p>	<p>Структурный (разрывы, флексурные изгибы складок и толщ) и литологический (обусловленный анизотропией пород по физико-механическим свойствам)</p>
Среди однородных пород (гранитов) в зонах внутренних (срединных) разломов гранито-гнейсового купола	<p>I. В узлах пересечения субмеридиональных и северо-восточных долгоживущих внутренних разломов с региональными поперечными и диагональными зонами разломов и дайковыми поясами</p>	<p>1. В сложных тектонических узлах пересечения основных субмеридиональных разломов с разломами двух других направлений</p> <p>2. В местах пересечения крупных пологих гранитных даек зонами продольных субмеридиональных разломов и диагональными зонами разрывов и даек основных ультраосновных пород</p> <p>3. В изгибах и расщеплениях основных субмеридиональных долгоживущих разломов</p>	<p>Структурный (разрывы) и литологический (при наличии пологих гранитных даек)</p>

вых месторождений к местам пересечения продольных разломов краевой части гранитогнейсового купола тектоническими швами и поясами даек субширотного направления указывает на решающее значение поперечных наложенных разрывов в создании структурных узлов, послуживших путями движения гидротермальных растворов при формировании этих месторождений (см. рис. 13).

Позиция в пределах рудных полей и структуры урановых месторождений весьма разнообразны, однако факторы рудоконтроля в целом однотипны (табл. 3). Как и рудные поля, месторождения контролируются изгибами, расщеплением и сопряжением краевых разломов или пересечением последних с субширотными разломами, а локализация образующих их альбититовых тел и рудных залежей подчинена комбинации структурного и литологического факторов. Последний проявлен в избирательном развитии катаклаза, натрового мета-

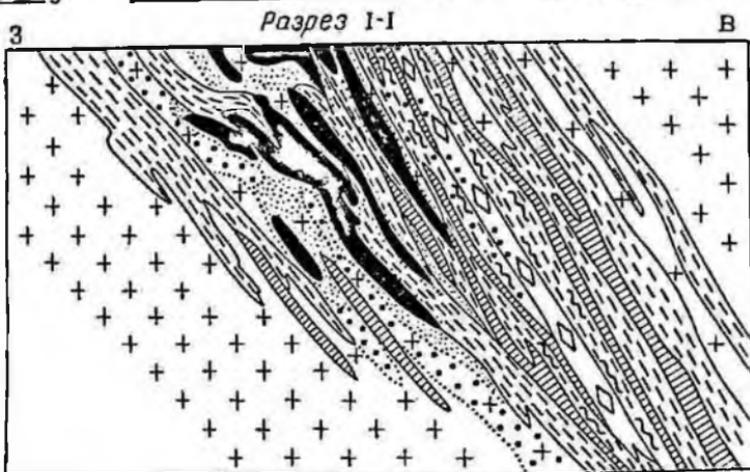
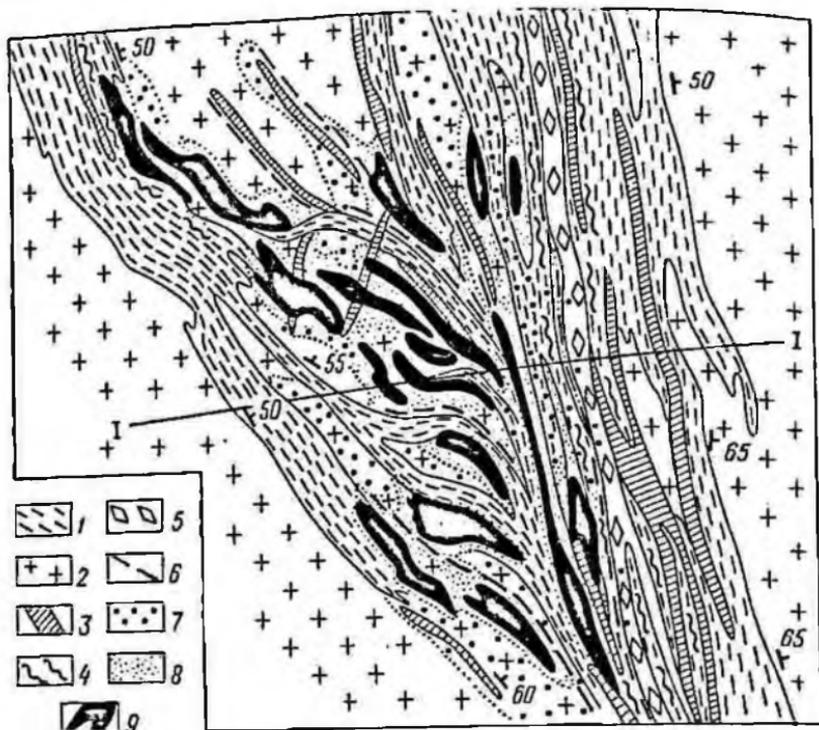


Рис. 15. Схема геологического строения альбитит-уранового месторождения, приуроченного к участку пересечения долгоживущим разломом флексурного изгиба гнейсов.

1 — гнейсы; 2 — среднезернистые граниты; 3 — пегматонидные граниты; 4 — зоны мигматизации, смятия и будинажа; 5 — бластомилониты; 6 — швы миловитов и катаклазитов; 7—8 — натриевые метасоматиты внешней и промежуточной (7) и внутренней (8) — альбититовой зоны; 9 — рудные залежи

соматоза и оруденения в одних разновидностях вмещающих пород при слабом или резко подчиненном проявлении этих процессов в других. Он обусловлен в основном неодинаковым проявлением деформаций в связи с различием пород по физико-механическим свойствам.

Месторождения в участках пересечения разломами флексурных изгибов толщ метаморфических и ультраметаморфических пород. Одно из месторождений этого типа располагается в лежащем боку крупного разлома субмеридионального простираения и приурочено к продольному блоку гнейсов. Последний насыщен субсогласными телами и жилами раннепротерозойских среднезернистых и пегматоидных гранитов и испытывает в плане и в разрезе поперечный флексурный изгиб (рис. 15). Рудоконтролирующий разлом представлен зоной мигматизации, смятия и будинажа, рассеянной аплит-пегматоидными жилами и blastsмилолитовыми и милолитовыми швами. Он имеет крутое ($65-70^\circ$) восточное падение и в разрезе косо срезает пачку гнейсов, падающих также на восток несколько более полого. В участке флексурного изгиба гранитные тела имеют форму крупных овальных будин, вдоль контактов которых с гнейсами развиты многочисленные слабо выраженные оперяющие разрывы, представленные милолитовыми швами. К последним тяготеют участки массового катаклаза гранитов и натриевые метасоматиты, преимущественно развитые среди гранитов и гораздо слабее — в гнейсах. В результате этого преобладают крупные линзообразные альбититовые тела, согласные с залеганием вмещающих пород. Наряду с ними в крупных относительно изометричных гранитных телах непосредственно в участке флексурного изгиба развиты неправильные линзо- и столбообразные альбититовые тела, форма которых часто определяется контактами гранитов не только с гнейсами, но и с различно ориентированными жилами пегматоидных гранитов.

Урановорудные залежи, залегающие среди альбититов, в целом также имеют форму линз и столбообразных тел, но характеризуются гораздо меньшими размерами. Они занимают незначительную часть (не более 30 %) объема альбититовых тел и приурочены к участкам развития массового (объемного) постальбититового катаклаза. В цементе катаклизированных альбититов отмечены флогопит, гематит, карбонат, хлорит и урановые минералы, представленные главным образом браннеритом, а также настураном, уранинитом и коффинитом. Катаклиз проявлен неравномерно и обычно несколько более интенсивен среди апогранитных альбититов на контакте с апогнейсовыми и апопегматоидными и в местах частой перемежаемости всех этих альбитизированных пород. В большинстве случаев катаклиз распространен гораздо шире участков развития урановой минерализации и в той или иной степени захватывает большую часть объема альбититовых тел.

Месторождения в узлах пересечения продольных краевых разломов зонами поперечных разломов и дайковыми поясами. Одно из характерных месторождений этого типа приурочено к тектоническому узлу пересечения широкой полосы относительно небольших продольных швов субмеридионального простираения, развитых среди порфи-

ровидных мигматитов вблизи их контакта с мелкозернистыми гнейсовидными гранитами и поперечной субширотной зоны разрывов и даек. Контакт имеет общее субмеридиональное простирание, но в пределах месторождения заметно меняет свое простирание от северо-западного (на юге) до меридионального (на севере), имея в плане вид дуги, обращенный выпуклостью на запад. Как сами ультраметаморфические породы, так и их контакт падают на восток под углом около 60° .

Вблизи контакта мигматиты насыщены многочисленными мелкими согласными телами мелкозернистых гранитов и жилами аплит-пегматоидных гранитов. Все эти породы неравномерно расчленены вплоть до приобретения ими очково-сланцеватых текстур и возникновения зон бластокатаклазитов с отдельными бластомилонитовыми швами. Более поздние эпидот-хлоритовые милонитовые швы и натровые метасоматиты развиты, главным образом, среди мигматитов вдоль их контактов с мелкозернистыми и аплит-пегматоидными гранитами и сопровождаются рядом полос слабо выраженного катаклаза. Мощности катаклазированных пород и метасоматитов заметно возрастает в местах пересечения их поперечными милонитовыми швами субширотного северо-западного простирания. Последние вместе с дайками пикритов, диабазов и гастингситовых анортосиенитов образуют широкий поперечный пояс, пересекающий всю центральную часть месторождения.

Ореолы натриевых метасоматитов имеют сложное внутреннее строение, обусловленное неодинаковым проявлением натриевого метасоматоза среди различных ультраметаморфических пород. Метасоматиты внутренней зоны, собственно альбититы, в большинстве случаев развиты за счет мигматитов, а в заключенных среди последних мелких телах мелкозернистых и аплит-пегматоидных гранитов они нередко сменяются метасоматитами промежуточной или даже внешней зон. Основное альбититовое тело месторождения имеет форму протяженной уплощенной и слабо изогнутой в плане линзы, согласной с залеганием вмещающих ультраметаморфических пород. Оно располагается среди мигматитов в участке изгиба их контакта с мелкозернистыми гранитами и развития серии поперечных разрывов и даек. Рудные залежи, имеющие линзовидную форму, также вытянуты вдоль сланцеватости вмещающих пород в субмеридиональном направлении и среди апомигматитовых альбититов находятся как непосредственно вблизи их контакта с мелкозернистыми гранитами, так и в стороне от него. Главные рудные залежи локализованы в центральной части месторождения, непосредственно в участке изгиба контакта и развития поперечных разрывов и даек. Менее значительные по размерам залежи отмечаются в южной части месторождения в участке местного изгиба основного контакта. Все они склоняются в плоскости контакта согласно с падением линий пересечения продольных и поперечных разрывов или осей изгибов контакта.

В контурах рудных тел урановая минерализация распределена в целом относительно равномерно в цементе катаклазированных альбититов, однако почти всегда присутствуют мелкие участки и пятна

непромышленных руд. В большинстве случаев участки более интенсивного катаклаза среди рудных и безрудных альбититов распределены хаотически и не увязываются с ориентировкой и масштабом конкретных разрывов. Поперечные дайки, среди которых имеются как дорудные (пикриты) либо слабо затронутые альбитизацией, так и пострудные (диабазы, гастингситовые анортосиениты), обычно расчленяют рудные залежи и образуют внутри последних блоки безрудных пород.

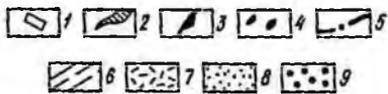
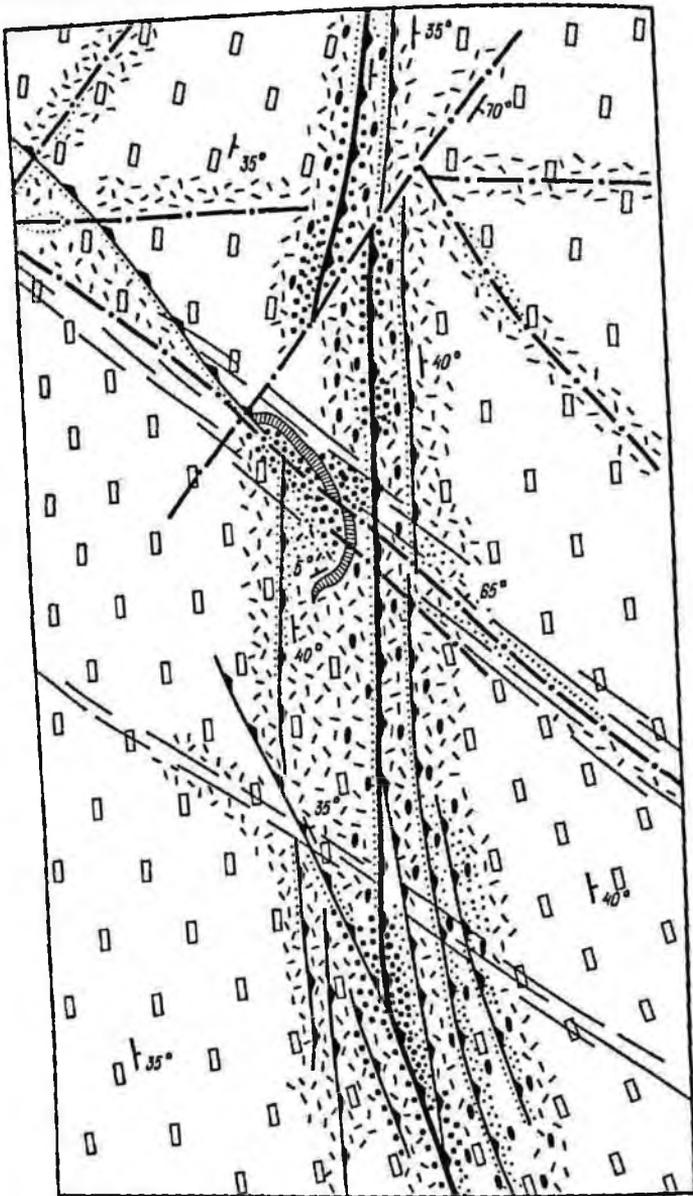
**Урановые рудные поля и месторождения в зонах
внутренних разломов гранитогнейсовых куполов**

Основная особенность геологии урановых рудных полей срединных частей гранитогнейсового купола заключается в однородности состава вмещающей среды, представленной крупнозернистыми трахитоидными калиевыми гранитами, и отсутствии складчатых нарушений. В этих условиях важное значение в структуре рудных полей имеют разрывные нарушения. Другой существенный фактор, оказывающий определенное влияние на особенности проявления деформации и формирование мелких разрывов и зон катаклаза,— первичные магматические (ультраметаморфические) структуры гранитоидного массива, представленные трахитоидностью. Последняя выражена в закономерной ориентировке крупных таблитчатых кристаллов микроклина и имеет в пределах массива преимущественно субмеридиональное простирание и пологое (угол 30—50°) восточное падение. В отдельных случаях в структуре рудных полей заметна роль и секущих пологих дайкообразных тел мелкозернистых гранитов второго подэтапа и аплитовидных гранитов третьего подэтапа ультраметаморфизма.

Крупные разломы внутренних частей гранитогнейсового купола в большинстве своем являются фрагментами крупных и протяженных региональных разломов, прослеживающихся далеко за пределы купола. Они подразделяются на две основные группы: 1) являющиеся составными частями основной субмеридиональной зоны глубинного разлома и также имеющие в основном субмеридиональное и реже северо-восточное, северо-западное простирание и 2) являющиеся составными частями крупных зон региональных, в том числе трансблоковых разломов северо-западного, субширотного и, отчасти, северо-восточного простирания. Из них субмеридиональные и северо-восточные разломы первой группы по строению и истории развития близки описанным выше долгоживущим разломам краевых частей гранитогнейсового купола, но имеют заметно более простое строение и значительно меньшую мощность. Они также заложены в раннем и интенсивно омоложены в среднем протерозое, в эпоху дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации и натриевого метасоматоза.

В отличие от них разломы субширотного и северо-западного простирания, сопровождаемые поясами даек, активно развивались в основном в среднем протерозое и позднее.

Эти особенности разрывов наряду с первичными магматическими структурами гранитов отражены в структуре урановых рудных полей и месторождений. Они обычно приурочены к участкам пересечения крупных долгоживущих субмеридиональных разломов, согласных



с трахитоидностью массива, с поперечными и диагональными наложенными зонами региональных разрывов и дайковых поясов субширотного и северо-западного простирания либо к местам приращения небольших поперечных разрывов к протяженным долгоживущим разломам, либо контролируются пересечением крупных долгоживущих разломов северо-восточного простирания с системой небольших разломов субмеридионального — северо-западного простирания (рис. 16).

Комбинации разрывных нарушений в структурах урановых месторождений весьма разнообразны. В структуре и в локализации урановых руд месторождения первого типа важнейшее значение имеют сложные узлы пересечения зон крупных долгоживущих разломов с крупными диагональными и поперечными тектоническими швами, являющимися часто составными частями протяженных региональных тектонических зон. Одно из месторождений этого типа локализовано среди крупнозернистых трахитоидных гранитов и приурочено к участку пересечения и смещения мощной субмеридиональной зоны долгоживущих разломов крупными зонами дробления двух направлений — северо-восточного и субширотного, вдоль которых первая смещена на значительную амплитуду. Альбититовые тела этого месторождения, содержащие залежи вкрапленных урановых руд, контролируются разрывными нарушениями (рис. 17).

На месторождении отчетливо проявлена смена по вертикали альбититов и рудоконтролирующих структурных элементов и, соответственно, структурно-морфологических типов альбититовых и рудных тел, связанная с изменением структурной обстановки гидротермального минералообразования. На нижних горизонтах месторождения главный контролирующий элемент — локальный поперечный изгиб тектонической поверхности северо-восточного разлома, определивший положение основного, относительно изометричного в плане крутопадающего столбообразного альбититового тела. Оси последнего и указанного изгиба в плоскости северо-восточного разлома полностью совпадают. Им соответствует положение проекций осей крутопадающих столбообразных и линзовидных залежей урановых руд.

На верхних горизонтах месторождения в роли главного элемента, контролирующего альбититы и рудные залежи, выступает субмеридиональный разлом, вдоль смещенных (северной и южной) частей которого развиты линейные тела альбититов и рудные залежи, имеющие жилообразную форму.

Одно из месторождений второго структурного типа контролируется тектоническим узлом пересечения субмеридиональной долго-

Рис. 16. Схема геологического строения рудного поля в зоне внутреннего долгоживущего разлома гранитогнейсового купола. Составлена с использованием материалов Н. Н. Тарасова.

1 — крупнозернистые трахитоидные граниты ядра гранитогнейсового купола; 2 — дайки мелкозернистых гранитов; 3 — крупные тектонические швы с blastsмилонитами амфиболитовой фации и более поздними милонитами и катаклазитами зеленосланцевой фации; 4 — blastsкатаклазиты амфиболитовой фации; 5 — зоны дробления; 6 — дайковые пояса; 7 — диафориты зеленосланцевой фации; 8—9 — натриевые метасоматиты (8) с ураноносными альбититами (9)

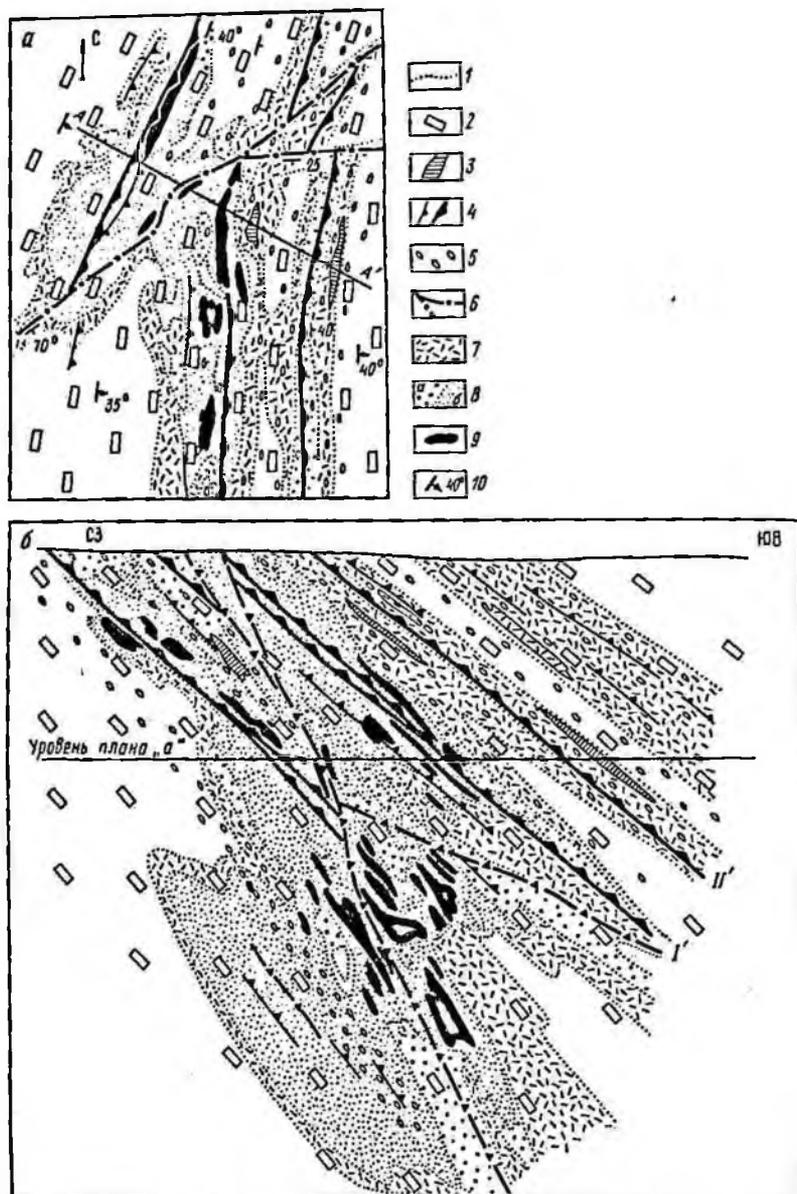


Рис. 17. Схематический геологический план верхнего (а) горизонта и разрез по линии А—А' (б) месторождения, приуроченного к тектоническому узлу пересечения разломов различного направления. Составлены с использованием материалов Н. Н. Тарасова.

1 — гнейсы; 2 — трахитоидные граниты; 3 — жилы аплит-пегматондных гранитов; 4 — мелкие и крупные омоложенные blastsмилонитовые швы; 5 — blastsкатаклизиты; 6 — зоны дробления; 7 — диафориты зеленосланцевой фации; 8 — натриевые метасоматиты (а), в том числе альбититы (б); 9 — рудные залежи; 10 — углы падения трахитоидности (на плане)

живущей зоны разломов с региональными поясами разрывов и даек северо-западного простирания. Специфическая особенность его структуры состоит в наличии в указанном узле протяженной субгоризонтальной дайки мелкозернистых гранитов, относящейся к поздним образованиям раннепротерозойского ультраметаморфизма (рис. 18, а). Эта дайка рассечена и смещена разломами как субмеридионального, так и северо-западного простирания и имеет слабо тектонический сорванный верхний контакт с вмещающими крупнозернистыми гранитами ядра гранитогнейсового купола.

На месторождении ураноносные альбититы развиты главным образом за счет крупнозернистых трахитоидных гранитов и образуют тела трех структурно-морфологических типов: 1) крупные покровоподобные пологие линзы, 2) относительно изометричные столбо- и штокообразные тела, 3) линзы.

Первые из них наиболее крупные и вмещают главные залежи урановых руд месторождения. Они контролируются крутопадающими разломами и швами северо-западного простирания, но локализованы среди крупнозернистых гранитов вдоль верхнего, висячего контакта дайки мелкозернистых гранитов (см. рис. 18, а). Этот контакт обычно тектонически сорван, но тектонические швы, представленные альбитизированными милонитами, по мощности обычно не превышают первых сантиметров. При этом мелкозернистые граниты в целом слабо затронуты как деформациями, так и натриевым метасоматозом. В отличие от них эгириновые альбититы висячего бока, образованные за счет крупнозернистых трахитоидных гранитов, практически повсеместно интенсивно катаклазированы и содержат новообразованные карбонат, флогопит, хлорит, а также урановую минерализацию, развитую более локально. Рудные залежи среди катаклазированных альбититов тяготеют в целом к контакту с дайкой мелкозернистых гранитов, но иногда несколько удаляется от него. Как и вмещающее их альбититовое тело, они имеют форму пологих уплощенных линз и пластов, без четких геологических границ в катаклазированной массе альбититов, и характеризуются развитием промышленного вкрапленного оруденения, постепенно сменяемого непромышленным при переходе от рудных альбититов к безрудным. Альбититовые тела столбо- и штокообразной формы располагаются под дайкой среди крупнозернистых трахитоидных гранитов и тяготеют к участкам пересечения разломов и мелких разрывов северо-западного и субмеридионального простирания, а линзовидной формы локализованы вдоль крутопадающих разрывов субмеридионального простирания.

Структурные особенности месторождений третьего структурного типа определяются в основном особенностями строения и условиями залегания самих зон ураноносных разломов. Примером их может служить месторождение, локализованное в участке изгиба зоны долгоживущего разлома в плане и усложнения ее внутреннего строения (см. рис. 18, б). Основным альбитито- и рудоконтролирующим элементом является долгоживущий разлом северо-северо-западного простирания, косо срезающий трахитоидность вмещающих крупнозернистых гранитов и имеющий пологое падение ($<40-45^\circ$) на северо-

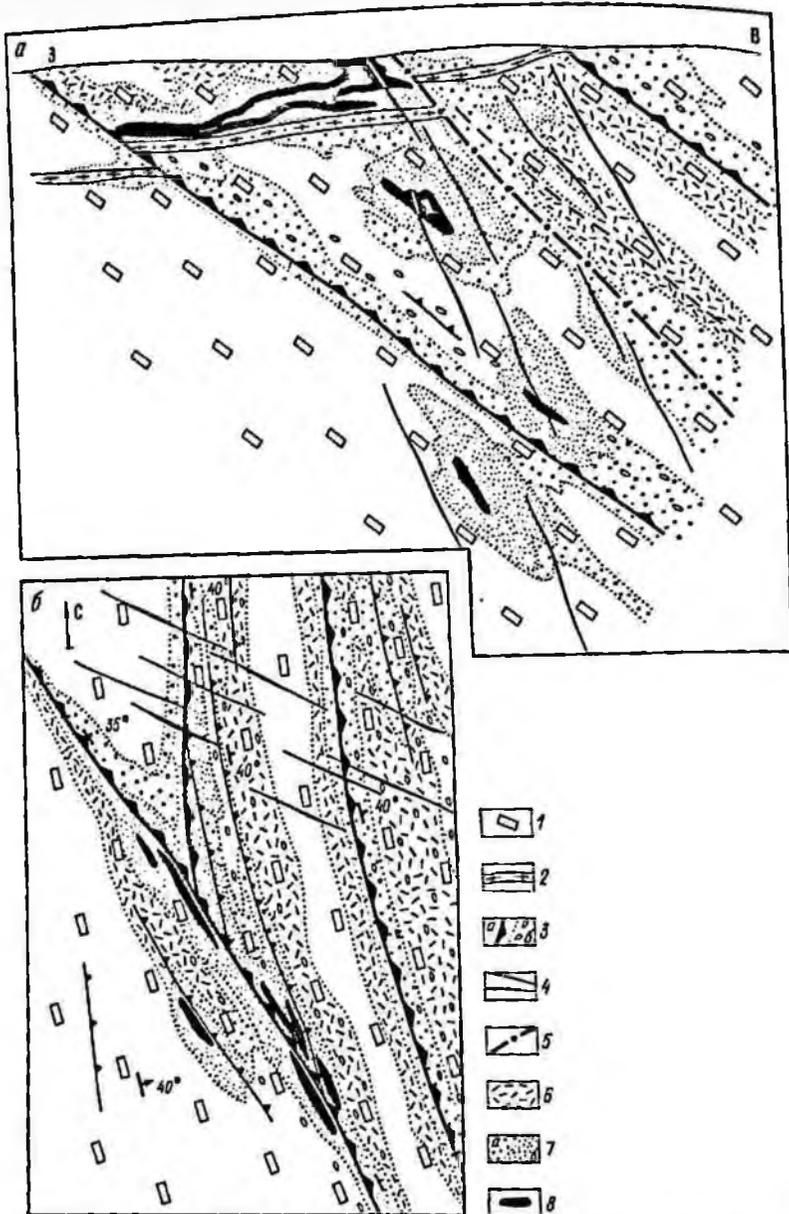


Рис. 18. Геологические структуры альбитит-урановых месторождений второго (а) и третьего (б) типов во внутренних разломах гранитогнейсового купола (а — разрез, б — план). Составлено с использованием материалов Н. Н. Тарасова.

1 — трахтонидные граниты; 2 — дайки мелкозернистых гранитов; 3 — омоложенные бластомилоновые швы (а) и бластокатаклазиты (б) амфиболитовой фации; 4 — дорудные дайки диабазовых порфиритов и пикритов; 5 — зоны дробления поперечных тектонических зон; 6 — диафориты зеленосланцевой фации; 7 — натриевые метасоматиты (а), в том числе альбититы (б); 8 — рудные залежи

восток. К нему приурочено основное протяженное альбититовое тело, прослеживающееся через всю площадь месторождения. Оно имеет переменную мощность и содержит кулисообразно расположенные уплощенные линзовидные залежи вкрапленных урановых руд. Мощность альбититов и заключенных в них рудных залежей резко возрастает в участках причленения к основному северо-северо-западному разлому со стороны его висячего бока долгоживущих разломов и небольших швов субмеридионального простираия. При этом раздувы альбититового тела и рудных залежей склоняются на глубину согласно падению линии сочленения указанных разрывов.

О механизме формирования катаклизитов в ураноносных натриевых метасоматитах. Изучение геологических структур месторождений ураноносных натриевых метасоматитов показало, что как для натриевых метасоматитов, так и для локализованных среди них урановых руд основным типом деформаций пород, сопряженных с гидротермальной деятельностью, является катаклиз, часто называемый «массовым» или «объемным» из-за широкого его распространения.

Характер хрупких деформаций в зонах «объемного» катаклаза весьма своеобразен. Породы в различной степени, а нередко и сплошь пронизаны густой сетью микротрещин, развитых в основном на стыке зерен породообразующих минералов, замещенных альбитом, причем сами минералы и их обломки обычно практически не испытывают хоть сколько-нибудь значительных перемещений или вращений относительно друг друга. Примечательно, что контуры участков проявления катаклаза укладываются в границы ореолов натриевых метасоматитов, а сами катаклизиты наиболее контрастно выражены среди метасоматитов внутренней зоны, т. е. альбититов. Обычно альбититы макроскопически представляют собой монолитную и очень прочную породу, сохранившую текстурные особенности исходных пород. Макроскопически в них хорошо виден лишь катаклиз, наложенный на альбититы, т. е. постальбититовый, часто неоднократный и сопровождаемый образованием в участках катаклаза более поздних ассоциаций минералов (эпидот, карбонат, флогопит, гематит, хлорит и урановые минералы). Однако под микроскопом в них устанавливаются реликтовые, преальбититовые (или доальбититовые) катаклизитические структуры, в которых мелкие остроугольные обломки мутного породообразующего плагиоклаза, деанортизированного до альбита, сцементированы водяно-прозрачным новообразованным альбитом, возникшим непосредственно в процессе натриевого метасоматоза. Такие преальбититовые катаклизиты безусловно являлись путями движения ураноносных альбитизирующих растворов, но они сами оказались «залеченными» в ходе метасоматоза. Таким образом, катаклиз при формировании месторождений проявлялся многократно: он предшествовал альбитизации пород (преальбититовый катаклиз), отложению урановорудных (предрудный катаклиз) и других (с хлоритом, эпидотом, карбонатом) постальбититовых ассоциаций минералов, завершавших гидротермальный этап.

Обычно катаклизиты рассматриваются как основные пути движения альбитизирующих растворов, а их образование связывается с

подвижками вдоль рудоконтролирующих разломов, происходившими в период рудообразования. Однако такому объяснению противоречат следующие факторы:

1) отсутствие признаков сколько-нибудь существенных перемещений вдоль крупных рудоконтролирующих разломов в период рудообразования; 2) изометричная или эллипсовидная в плане и нередко воронкообразная (или каплевидная) в разрезе форма альбититовых тел, часто лишь отдаленно согласующаяся с особенностями структуры месторождения (см. рис. 16); 3) резкое выклинивание альбититовых тел вверх по восстанию, необъяснимое с тектонических (структурных) позиций; 4) отсутствие внутри альбититовых тел тектонических нарушений, с которыми можно связать образование катаклизитов, а также отсутствие корреляции (соответствия) между масштабом рудоконтролирующих разломов и внутриминерализационных подвижек, с одной стороны, и размахом проявления катаклаза, с другой; 5) хаотичность расположения в контуре катаклизитов участков интенсивного катаклаза и микробрекчирования; 6) ограничение контуров катаклизитов границами метасоматических ореолов.

Совкупность этих особенностей наводит на мысль, что причина (механизм) формирования катаклизитов заключена не во внешней геолого-структурной обстановке, а в самом альбитизирующем растворе, т. е. обусловлена не тектоническими причинами, а особенностями этого раствора. Высокие значения давления альбитизирующего раствора, достигающие, по данным А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова, $2,3 \cdot 10^8$ — $2,5 \cdot 10^8$ Па, а также высокое, по данным С. В. Кузнецовой и Н. М. Гостяевой, содержание углекислоты (до 300 г/кг породы) позволяют считать, что наиболее реальным механизмом формирования катаклизитов является взрывной, обусловленный в основном высоким давлением флюида, а также газовой его составляющей. При этом отсутствие в цементе преальбититовых катаклизитов карбонатов говорит о том, что преальбититовый катаклизит является результатом в основном гидроразрыва пород. Наоборот, присутствие в значительном количестве карбонатов среди поздних минеральных, в том числе урановородных, ассоциаций в цементе постальбититовых катаклизитов указывает на проявление газоразрыва пород и высокую роль углекислоты в осуществлении этого механизма.

При формировании альбититов, вероятно, происходила серия взрывов, причем новые импульсы каждый раз проявлялись после того, как более ранние катаклизиты оказывались залеченными продуктами гидротермальной деятельности и во флюидах вновь повышалось давление, задаваемое глубинными процессами.

С позиций взрывного механизма формирования катаклизитов становится очевидной важная роль углекислоты в альбитизирующих растворах: рудоносный катаклизит и формирование рудных залежей могли происходить только в тех случаях, когда содержания и давления углекислоты в растворе достигали величин, достаточных для проявления локального газоразрыва пород.

Взрывной механизм формирования ураноносных катаклизитов подсказывает и наиболее вероятную причину рудоотложения. Ею, по-

видимому, являлась декомпрессия в результате гидро- и газоразрыва пород и вызванная ею дегазация растворов с отложением карбонатов и разрушением уранил-иона. Декомпрессия, вероятно, приводила также к частичному подтоку в зону катаклаза метаморфогенных и метеорных вод, способствовавших гидролизу и окислительно-восстановительным реакциям.

Таким образом, щелочные натриевые ураноносные флюиды являлись не только фактором переноса рудных компонентов, но и структурообразующим, оказавшим решающее влияние на размещение и морфологию альбититовых тел, а также отложение в них урановой минерализации.

Оживленная дискуссия развернулась вокруг проблемы генезиса рассмотренных альбитит-урановых месторождений. Высказаны три главные гипотезы происхождения последних: 1) метаморфогенная по Я. Н. Белевцеву, В. Б. Коваль, и др., 2) постультраметаморфическая по Я. Н. Белевцеву, Н. П. Гречишникову и 3) латераль-секреционная по В. Г. Кушеву. В соответствии с первыми двумя ураноносные растворы возникли в раннем протерозое в процессе, соответственно, регионального метаморфизма и становления ультраметаморфических гранитоидов (в том числе ядра гранитогнейсового купола); согласно третьей — образование урановых руд связано с циркуляцией в зонах разломов метеорных вод, частично смешивавшихся с незначительным количеством ювенильных растворов и приобретающих характер терм.

В последние годы установлено, что альбитит-урановые месторождения имеют возраст 1,7—1,8 млрд. лет и образованы в эпоху среднепротерозойской тектоно-магматической активизации вслед за становлением двух магматических комплексов этой эпохи — габбро-анортозит-рапакиви-гранитного и щелочного. Для решения вопроса генезиса этих месторождений должны быть учтены следующие главные особенности: 1) огромная (многие десятки и сотни километров) протяженность ореолов ураноносных натриевых метасоматитов, 2) исключительно выдержанный, как бы изначально заданный характер геохимической специализации натриевых метасоматитов (U, Th, TR, Zr, P, V, Ti, Be), независимый от фаций метаморфизма, возраста и состава различных вмещающих структурно-формационных комплексов докембрийских пород, а также типа строения и мощности земной коры; 3) постоянная приуроченность к зонам глубоко проникающих разломов подкорового заложения; 4) существенно восстановленный характер альбитизирующих растворов, содержащих в заметных количествах водород и углеводороды; 5) глубинный источник углерода и серы, подтвержденный данными изотопно-геохимических исследований альбититов; 6) отсутствие у альбитизирующих флюидов физико-химической эволюции (кислотно-щелочной дифференциации), свойственной постмагматическим растворам.

Совокупность этих особенностей месторождений наиболее удовлетворительно может быть объяснена с позиций мантийного происхождения ураноносных щелочных флюидов, возникших в связи с процессами дегазации и петрохимической дифференциации глубинных оболочек Земли.

подвижками вдоль рудоконтролирующих разломов, происходившими в период рудобразования. Однако такому объяснению противоречат следующие факторы:

1) отсутствие признаков сколько-нибудь существенных перемещений вдоль крупных рудоконтролирующих разломов в период рудобразования; 2) изометричная или эллипсоидная в плане и нередко воронкообразная (или каплевидная) в разрезе форма альбититовых тел, часто лишь отдаленно согласующаяся с особенностями структуры месторождения (см. рис. 16); 3) резкое выклинивание альбититовых тел вверх по восстанию, необъяснимое с тектонических (структурных) позиций; 4) отсутствие внутри альбититовых тел тектонических нарушений, с которыми можно связать образование катаклизитов, а также отсутствие корреляции (соответствия) между масштабом рудоконтролирующих разломов и внутриминерализационных подвижек, с одной стороны, и размахом проявления катаклаза, с другой; 5) хаотичность расположения в контуре катаклизитов участков интенсивного катаклаза и микробрекчирования; б) ограничение контуров катаклизитов границами метасоматических ореолов.

Совкупность этих особенностей наводит на мысль, что причина (механизм) формирования катаклизитов заключена не во внешней геолого-структурной обстановке, а в самом альбитизирующем растворе, т. е. обусловлена не тектоническими причинами, а особенностями этого раствора. Высокие значения давления альбитизирующего раствора, достигающие, по данным А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова, $2,3 \cdot 10^8$ — $2,5 \cdot 10^8$ Па, а также высокое, по данным С. В. Кузнецовой и Н. М. Гостяевой, содержание углекислоты (до 300 г/кг породы) позволяют считать, что наиболее реальным механизмом формирования катаклизитов является взрывной, обусловленный в основном высоким давлением флюида, а также газовой его составляющей. При этом отсутствие в цементе преальбититовых катаклизитов карбонатов говорит о том, что преальбититовый катаклаз является результатом в основном гидроразрыва пород. Наоборот, присутствие в значительном количестве карбонатов среди поздних минеральных, в том числе урановородных, ассоциаций в цементе постальбититовых катаклизитов указывает на проявление газоразрыва пород и высокую роль углекислоты в осуществлении этого механизма.

При формировании альбититов, вероятно, происходила серия взрывов, причем новые импульсы каждый раз проявлялись после того, как более ранние катаклизиты оказывались залеченными продуктами гидротермальной деятельности и во флюидах вновь повышалось давление, задаваемое глубинными процессами.

С позиций взрывного механизма формирования катаклизитов становится очевидной важная роль углекислоты в альбитизирующих растворах: рудоносный катаклаз и формирование рудных залежей могли происходить только в тех случаях, когда содержания и давления углекислоты в растворе достигали величин, достаточных для проявления локального газоразрыва пород.

Взрывной механизм формирования ураноносных катаклизитов подсказывает и наиболее вероятную причину рудоотложения. Ею, по-

видимому, являлась декомпрессия в результате гидро- и газоразрыва пород и вызванная ею дегазация растворов с отложением карбонатов и разрушением уранил-иона. Декомпрессия, вероятно, приводила также к частичному подтоку в зону катаклаза метаморфогенных и метеорных вод, способствовавших гидролизу и окислительно-восстановительным реакциям.

Таким образом, щелочные натриевые ураноносные флюиды являлись не только фактором переноса рудных компонентов, но и структурообразующим, оказавшим решающее влияние на размещение и морфологию альбититовых тел, а также отложение в них урановой минерализации.

Оживленная дискуссия развернулась вокруг проблемы генезиса рассмотренных альбитит-урановых месторождений. Высказаны три главные гипотезы происхождения последних: 1) метаморфогенная по Я. Н. Белевцеву, В. Б. Коваль, и др., 2) постультраметаморфическая по Я. Н. Белевцеву, Н. П. Гречишникову и 3) латераль-секреционная по В. Г. Кушеву. В соответствии с первыми двумя ураноносные растворы возникли в раннем протерозое в процессе, соответственно, регионального метаморфизма и становления ультраметаморфических гранитоидов (в том числе ядра гранитогнейсового купола); согласно третьей — образование урановых руд связано с циркуляцией в зонах разломов метеорных вод, частично смешивавшихся с незначительным количеством ювенильных растворов и приобретавших характер терм.

В последние годы установлено, что альбитит-урановые месторождения имеют возраст 1,7—1,8 млрд. лет и образованы в эпоху среднепротерозойской тектоно-магматической активизации вслед за становлением двух магматических комплексов этой эпохи — габбро-анортозит-рапакиви-гранитного и щелочного. Для решения вопроса генезиса этих месторождений должны быть учтены следующие главные особенности: 1) огромная (многие десятки и сотни километров) протяженность ореолов ураноносных натриевых метасоматитов, 2) исключительно выдержанный, как бы изначально заданный характер геохимической специализации натриевых метасоматитов (U, Th, TR, Zr, P, V, Ti, Be), независимый от фаций метаморфизма, возраста и состава различных вмещающих структурно-формационных комплексов докембрийских пород, а также типа строения и мощности земной коры; 3) постоянная приуроченность к зонам глубоко проникающих разломов подкорового заложения; 4) существенно восстановленный характер альбитизирующих растворов, содержащих в заметных количествах водород и углеводороды; 5) глубинный источник углерода и серы, подтвержденный данными изотопно-геохимических исследований альбититов; 6) отсутствие у альбитизирующих флюидов физико-химической эволюции (кислотно-щелочной дифференциации), свойственной постмагматическим растворам.

Совокупность этих особенностей месторождений наиболее удовлетворительно может быть объяснена с позиций мантийного происхождения ураноносных щелочных флюидов, возникавших в связи с процессами дегазации и петрохимической дифференциации глубинных оболочек Земли.

Рудные поля этой группы располагаются в узком раннепротерозойском трогообразном складчатом прогибе шовного типа, развитом вдоль зоны межблокового глубинного разлома на стыке эпиархейского кратона и раннепротерозойского подвижного пояса, сложенного преимущественно метафлишоидами. В строении шовного прогиба Р. П. Петровым и Ю. А. Мещерским выделены образования трех структурных этажей. Нижний структурный этаж, образующий фундамент прогиба, сложен архейскими дислоцированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и мигматитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, а также гранитоидами. К среднему структурному этажу относятся интенсивно дислоцированные породы раннепротерозойской железисто-кремнистой формации, заполняющие шовные прогибы с разрывом и резким несогласием залегающие на породах фундамента. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, содержат резкие межпластовые интрузии метаамфиболитов и гипербазитов и разделены на три свиты: 1) нижнюю, кварцито-сланцевую мощностью 100—250 м; 2) среднюю, продуктивную железорудную, включающую крупные залежи бедных и богатых железных руд, мощностью до 1300 м; 3) верхнюю, доломит-кварцито-сланцевую мощностью до 1500 м. Верхний структурный этаж образуют горизонтально залегающие кайнозойские отложения платформенного чехла.

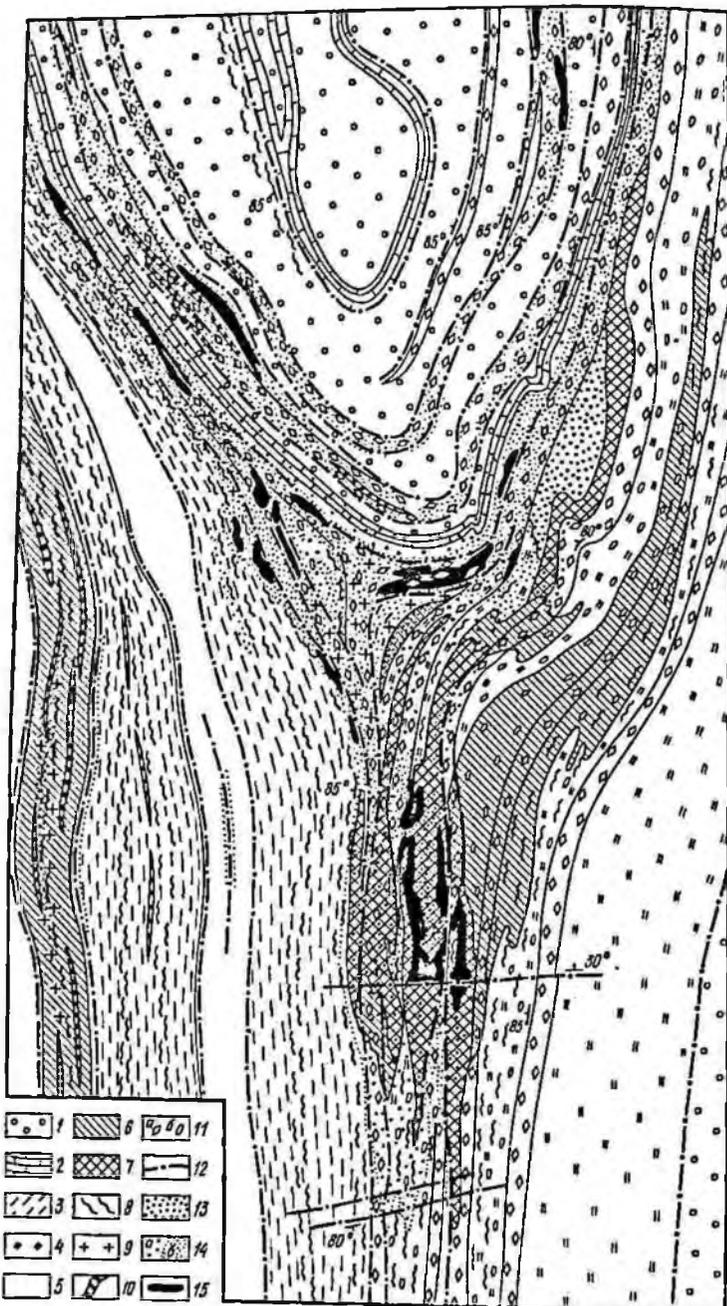
Наиболее поздние магматические породы представлены среднепротерозойскими дайками основных-ультраосновных пород субширотного простирания, являющимися обычно составными частями региональных трансблоковых дайковых поясов.

Шовный прогиб в структурном отношении представляет собой сложную узкую (3—9 км) синклинорную зону, представленную серией глубоких изоклинальных синклинальных складок, большей частью опрокинутых на восток и разбитых серией крупных продольных сбросов и пологих надвигов. На значительной части его протяжения западное крыло срезано крупным продольным разломом взбросового характера. Урановое оруденение, локализованное в нем, принадлежит к двум основным генетическим типам: ураноносным конгломератам раннепротерозойского возраста (2,6 млрд. лет) и метасоматическим гидротермальным урановым месторождениям, связанным с натриевым и карбонатным метасоматозом. Незначительно развиты также проявления урана в высокотемпературных калиевых метасоматитах. Урановые конгломераты с убогой минерализацией образуют прерывистые небольшие залежи в основании разреза нижней свиты железисто-кремнистой формации. Они не имеют существенного практического значения. В отличие от них месторождения в натриевых метасоматитах имеют важное промышленное значение. Они развиты локально только в северной части шовного прогиба, где в отличие от южной части породы железисто-кремнистой формации метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации и в

незначительной степени подверглись раннепротерозойскому ультраметаморфизму. Они залегают в породах, главным образом, второй и отчасти третьей свит и характеризуются преимущественно комплексными железо-урановыми рудами.

В связи с малой шириной полосы рудовмещающих пород шовного прогиба площади урановых рудных полей имеют ярко выраженный линейный характер и отличаются «цепочечным» расположением в них месторождений и рудопроявлений, последние нередко развиты в прогибе по простираению одних и тех же тектонических элементов. Среди урановых рудных полей могут быть выделены два основных структурных типа, приуроченных к участкам: 1) центриклинального замыкания изгибающихся в плане протяженных изоклинальных синклинальных складок, рассеченных продольными и поперечными разломами; 2) крупных флексуобразных изгибов шовного прогиба, разбитых крупными поперечными и диагональными, а также продольными разломами.

Для рудных полей обоих типов характерны исключительно высокая степень общей деформированности метаморфических пород в связи с интенсивным характером складчатых нарушений и широким развитием многочисленных зон разломов. Среди разрывных нарушений наиболее значительная роль в структуре рудных полей принадлежит крупным и протяженным крутопадающим продольным разломам, часто имеющим субпослойный характер среди дислоцированных крутопадающих толщ пород железисто-кремнистой формации. Они достигают по мощности нескольких и даже многих десятков метров и отличаются крупными амплитудами смещения блоков пород, составляющими нередко многие сотни метров. Как правило, они являются главными рудоконтролирующими раствороподводящими и рудо локализирующими структурными элементами урановых рудных полей и несут признаки длительного развития, по существу аналогичного истории развития рассмотренных выше ураноносных разломов, контролируемых гранитогнейсовыми куполами. Эти разломы в пределах рудных полей обычно рассечены более поздними как дорудными, так и послерудными крутопадающими и пологими разрывами, ориентированными диагонально и поперек направления главных продольных разломов. Такими разрывами часто контролируются положения отдельных месторождений и их рудных залежей. Разные комбинации складчатых и различно ориентированных разрывных нарушений и определяют разнообразие структур урановых месторождений. Согласно Р. П. Петрову, В. С. Карпенко и Ю. А. Мещерскому и с учетом наших дополнений урановые месторождения, развитые в шовном прогибе, относятся к трем структурным типам, локализованным: 1) в структурных узлах пересечения и смещения крупными продольными разломами замковых частей центриклинально замыкающихся изоклинальных складок; 2) в узлах пересечения продольными и секущими разрывами крутосклоняющихся флексурных перегибов на крыльях синклинальных складок; 3) в зонах продольных и секущих разрывов на участках моноклинального залегания железистых кварцитов.



Месторождения первого типа представляют наибольший интерес и более подробно будут охарактеризованы ниже. Месторождения второго типа отличаются развитием уранового оруденения в крупных столбообразных залежах богатых железных руд, локализованных в пределах крутосклоняющегося флексурного изгиба пород прогиба (рис. 19). Основные рудоконтролирующие и рудо локализирующие структурные элементы этих месторождений — крутые продольные долгоживущие разломы, повторяющие флексурные изгибы вмещающих пород и содержащие тела натриевых метасоматитов с жило- и линзообразными залежами комплексных железо-урановых руд. В пределах флексурного изгиба, интенсивно рассеченного поперечными и диагональными разрывами, рудные тела приобретают столбообразную форму и склоняются почти вертикально. Месторождения третьего типа имеют подчиненное значение. Они приурочены к изолированным железорудным горизонтам, залегающим среди гнейсов и мигматитов, и характеризуются развитием натриевого метасоматизма и уранового оруденения, главным образом, вдоль продольных согласных и секущих разрывов. Рудные тела имеют форму столбов, линз и гнезд.

Структурные условия локализации и образования урановых руд в шовном прогибе могут быть рассмотрены на примере одного из месторождений первого структурного типа. Это месторождение приурочено к участку пересечения и смещения крупным, так называемым Главным разломом центриклинального замыкания крутой изоклинальной складки. Ядро складки сложено переслаивающимися роговиками, доломитами и графитовыми сланцами верхней свиты, а крылья — мелкозернистыми кварц-биотитовыми сланцами и часто чередующимися горизонтами тонкополосчатых магнетит-куммингтонитовых, магнетит-биотит-куммингтонитовых и магнетит-гранат-куммингтонитовых сланцев и железистых кварцитов средней свиты. Осевая плоскость и крылья складки почти вертикальны на верхних и средних горизонтах и имеют крутое западное падение на нижних горизонтах месторождения. Они часто плавно изгибаются по простиранию и падению вплоть до глубины более 1500 м. Шарнир складки также почти вертикален у поверхности и, испытывая ряд местных плавных изгибов, приобретает крутое (80—75°) северо-северо-западное падение на глубине. В результате крылья и замковая часть складки осложнены мелкими складками второго и третьего порядков, имеющими как вертикальное, так и горизонтальное склонение осей. Вдоль Главного разлома, который имеет общее северо-северо-западное

Рис. 19. Схема геологического строения уранового месторождения, приуроченного к участку пересечения и смещения продольными разломами замковой части синклинальной складки.

1—2 — породы верхней свиты: 1 — нерасчлененные, 2 — доломиты; 3—6 — породы средней свиты: 3 — магнетит-куммингтонитовые сланцы, 4 — гранат-куммингтонит-биотитовые сланцы, 5 — кварц-биотитовые сланцы, 6 — железистые кварциты; 7—11 — раннепротерозойские структурные элементы долгоживущих разломов: 7 — залежи богатых железных руд, 8 — зоны смятия и будинажа; 9 — наложенная мигматизация, 10 — жильные тела аплитов и аплит-пегматонидных гранитов, 11 — blastsмилониты (а) и blastsкатаклизиты (б) амфиболитовой фации; 12—15 — среднепротерозойские структурные элементы разломов: 12 — тектонические швы с мионитизацией, катаклизом и брекчированием, 13 — окварцевание, 14 — натриевые и натриево-карбонатные метасоматиты с участками слабо (а) и интенсивно (б) измененных пород, 15 — урановорудные залежи

простираение и крутое западное падение, в целом согласное с залеганием вмещающих пород в центральной и южной частях месторождения, в тектонический контакт приведены различные горизонты пород средней свиты. Здесь развиты крупные залежи богатых железных руд (см. рис. 19).

Разрывные нарушения распространены чрезвычайно широко. Согласно слонности метаморфических толщ они могут быть разделены на крутопадающие согласные и резко им подчиненные крутые и пологие секущие разрывы. Первые в большинстве случаев были заложены в раннем протерозое еще в процессе формирования прогиба, складчатости и метаморфизма, вторые — в среднем протерозое, главным образом, в связи с наложенными процессами тектоно-магматической активизации и позднее.

Согласные разрывы имеют важнейшее значение в структуре месторождения и в локализации залежей железных и урановых руд. Они представлены мощными разломами и многочисленными швами, и в зависимости от условий залегания вмещающих пород разделяются на линейные продольные, развитые среди пород средней свиты и дугообразные, сформированные в замковой части складки в основном среди пород верхней свиты и среди кварц-биотитовых сланцев средней свиты. Все разрывы имеют мощность от первых дециметров до 80 м и обычно включают структурные элементы главным образом двух разновозрастных групп, ранне- и среднепротерозойской, резко различных по условиям формирования.

В раннепротерозойский период развития разломов были последовательно образованы: а) мощные согласные линейные зоны изоклиальной мелкой складчатости и пloyчатости, сопровождающиеся среди железистых кварцитов глубокой метаморфической дифференциацией вещества этих пород с отжиманием кварца и формированием залежей богатых железных руд; б) зоны слабовыраженной гранитизации и мигматизации, смятия и будинажа; в) мелкие жильные тела аплит-пегматоидных гранитов; г) широкие зоны бластокатаклазитов с крупными бластомилонитовыми швами; д) мелкие зоны микроклинизации с редкоземельно-торий-урановой минерализацией, имеющей возраст около 2 млрд. лет. Перечисленные структурные элементы характеризуются глубинными пластическими деформациями, перекристаллизацией и, иногда, метаморфической дифференциацией железисто-кремнистой формации пород при сохранении деформированными породами их первичного минерального состава. Перечисленные особенности, а также совпадение тектонической сланцеватости со сланцеватостью слоистости вмещающих метаморфических пород вызывают трудности при выделении и изучении разломов и требуют как тщательных полевых наблюдений, так и привлечения методов микроскопического изучения шлифов и микроструктурного анализа.

В отличие от древней структурные элементы второй, среднепротерозойской группы характеризуются широким развитием катаклаза, милонитизации и брекчий, свидетельствующих о приповерхностных условиях их проявления. Выделение их и прослеживание обычно не представляют особых трудностей. Тектонические швы этой возрастной

группы обычно унаследуют положение более древних тектонитов, но обычно имеют гораздо меньшую мощность. Они сопровождаются зеленосланцевым изменением и более поздними натриевыми метасоматитами с урановым оруденением, возраст которых около 1,7 млн. лет. Таким образом, образование собственно ураноносных разрывов в долгоживущих разломах оторвано от времени активного раннепротерозойского развития шовного прогиба, складчатости и метаморфизма слагающих его пород огромным интервалом времени, составляющим не менее 200—250 млн. лет.

Секущие разрывы имеют значительно меньшую распространенность и мощность и в отличие от продольных разрывов характеризуются простым строением. Они представлены зонами дробления и брекчирования, которые по отношению к урановому оруденению являются дорудными, частично — пострудными. Дорудные разрывы имеют в основном северо-северо-западное и субширотное простирание и пологое падение, соответственно, на восток и на север. Они сопровождаются проявлением натриевого и карбонатного метасоматоза и урановой минерализации. Пострудные разрывы выражены неминерализованными зонами дробления, смещающими урановорудные залежи на 10—12 м; простирание их преимущественно северо-восточное, падение — северо-западное.

Урановое оруденение тесно связано с проявлением щелочного натриевого и сопряженного с ним карбонатного метасоматоза. Натриевые метасоматиты распространены наиболее широко, выделяется несколько фациальных разновидностей, минеральный состав которых зависит от состава исходных пород. Их ореолы имеют зональное строение с постепенной сменой одних минеральных ассоциаций другими по направлению от внешних частей ореолов к внутренним. За счет кварц-биотитовых сланцев средней свиты, а также пород верхней свиты развиты альбитсодержащие метасоматиты с рибекит-эгириновыми и эгириновыми альбититами во внутренних зонах ореолов. Среди разнообразных кварц-магнетит-биотит-куммингтонитовых сланцев, железистых кварцитов и залежей богатых железных руд натриевые метасоматиты представлены в различной степени рибекитизированными и эгиринизированными породами (соответственно, магнетит-родусит-рибекитовыми, магнетит-рибекит-эгириновыми и магнетит-эгириновыми). Урановая минерализация среди натриевых метасоматитов этого состава приурочена к внутренней зоне, развита в участках проявления наложенных катаклаза, брекчий и мелких трещин.

Карбонатные метасоматиты сопряжены с натриевыми, будучи тесно с ними связанными пространственно и во времени. Они локализируются главным образом среди измененных (рибекитизированных и эгиринизированных) железистых кварцитов, магнетит-куммингтонитовых сланцев и залежей богатых железных руд, а также частично в альбититах. При карбонатизации железистых кварцитов возникают своеобразные железокarbonатные руды с полосчатой, реже брекчиевидной текстурой. По данным Р. П. Петрова и др., основные минералы карбонатных метасоматитов — магнетит, мартит и карбонаты типа мезитита, пистомезита и сидерита. В железо-карбонатных рудах,

содержащих урановую минерализацию (вкрапленность уранинита), карбонат представлен доломитом, наряду с которым в небольшом количестве присутствуют поздние щелочные минералы — эгирин (акмит), крокидолит и гидрослюда. В качестве аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон, а также пирит.

По данным В. И. Жуковой, гидротермальное минералообразование протекало в четыре стадии: 1) раннего натриевого метасоматоза (урановая I), 2) карбонатно-уранинитовая (урановая II), 3) позднего натриевого метасоматоза (безурановая) и 4) сульфидно-настурановая (урановая III). С ним связано формирование апатит-малаконовового, уранинит-настуран-ненадкевит-браннеритового, уранинитового и настуран-коффинитового типов руд. Первый, второй и четвертый (резко подчиненный) типы характерны для альбититов и альбитсодержащих натриевых метасоматитов, третий — для карбонатных метасоматитов. В участке пересечения Главным разломом замковой части синклинали метасоматиты образуют основное наиболее крупное столбообразное тело. Оно имеет протяженные апофизы, вытянутые вдоль ветвей этого разлома, развитых на западном и восточном крыльях складки. Крупные седловидной формы тела натриевых метасоматитов приурочены также к дугообразным разломам, развитым в ядре синклинали складки (см. рис. 19). Все они круто, почти вертикально склоняются согласно с падением складки и зоны пересечения последней Главным разломом. Рудные залежи составляют лишь незначительную часть общего объема метасоматически измененных пород, развиваясь в участках проявления наложенных на метасоматиты тектонических швов, катаклаза и дробления. Последние в зонах долгоживущих разломов контролируются их изгибами по простиранию и падению, часто унаследующими мелкие складчатые формы (флексуры на крыльях и в замке синклинали складки). Однако наряду с продольными крутопадающими на верхних горизонтах месторождения важное рудолокализирующее значение имеют собственно среднепротерозойские пологие продольные и поперечные разрывы, занимающие секущие положения относительно основных продольных крутопадающих разломов. Они развиты южнее участка пересечения замка складки долгоживущими продольными крутопадающими разрывами зоны Главного разлома и вместе с ними определяют положение и морфологию ореолов метасоматитов с залежами наиболее ценных на месторождении комплексных железо-урановых руд.

Для рассматриваемого месторождения характерен большой вертикальный размах уранового оруденения по вертикали. Он обусловлен исключительным постоянством на столь большом интервале благоприятной геологической обстановки и вмещающей среды, сохранением складчатой структуры с крупным почти вертикальным погружением участка замыкания складки пород верхней свиты, выдержанностью положения относительно складки и строения основных рудоконтролирующих долгоживущих разломов, постоянством состава рудоовещающих пород (среды рудообразования) в связи с межформационным и послонным характером ураноносных разрывов и, по-видимому, отсутствием сообщения последних с дневной поверхностью в период рудообразования.

**СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ НАЛОЖЕННЫХ
СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПРОГИБОВ И ПОЯСОВ**

**Рудные поля и месторождения в зонах
ультраметаморфизма складчатых поясов**

Типичный представитель складчатых поясов данного типа — верхнепротерозойский Дамарский складчатый пояс в Южной Африке, расположенный между двумя щитами древней Африканской платформы, — Касаи-Ангольским на севере и Танзанийско-Трансваальским на юге. Он вытянут в восток-северо-восточном направлении и рассматривается как интракратонная миогеосинклиналь. Особенность Дамарского складчатого пояса состоит в необычайно сильной гранитизации, гранитоидном магматизме и интенсивном метаморфизме (амфиболитовая фация), проявившихся в центральной, осевой части пояса и отсутствующих в краевых его частях. Гранитные тела сопровождаются полями мигматитов и пегматитов. Складчатость метаморфических толщ крайне сложная с изгибами и крутыми погружениями шарниров складок, с диапировым характером массивов гранитов в ядрах антиклиналей. Линейный характер проявления этих процессов, вероятно, свидетельствует о наличии в осевой части пояса зоны глубинного разлома.

Урановое оруденение располагается на юго-западном фланге пояса и приурочено к осевой, наиболее мобильной его части. Оно представлено урансодержащими пегматоидами крупного месторождения Россинг и более мелкими месторождениями и рудопроявлениями того же и экзогенного, калькритового типа.

В геологическом строении района принимают участие архейские и позднепротерозойские метаморфические породы. Архейские породы фундамента представлены биотитовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и кварцитами системы Абабис, смятыми в складки меридионального простираения и обнажающимися в ядрах крупных антиклиналей. Эти породы с угловым несогласием и трансгрессивно перекрыты образованиями верхнего структурного этажа. Последний сложен разнообразными метаморфизованными терригенными и терригенно-карбонатными осадочными породами (гнейсами, мраморами, известково-силикатными породами, кварцитами), принадлежащими системам Носиб (1,8—1,1 млрд. лет) и Дамара (1,1—0,7 млрд. лет). Все они образованы в условиях метаморфизма высоких ступеней амфиболитовой фации.

Складчатость, метаморфизм и магматическая деятельность проявлялись в районе неоднократно — до отложения верхнепротерозойских пород Дамарского пояса и после него. Главная особенность структуры района — наличие системы крупных синклиналий, выполненных породами системы Дамара, и куполовидных поднятий, в ядрах которых обнажаются кристаллические сланцы и граниты архейского фундамента. Все они имеют северо-восточное простираение, отвечающее общему простираению пояса.

Рудное поле месторождения Россинг приурочено к одному из синклиналий, расположенному между двумя куполовидными подня-

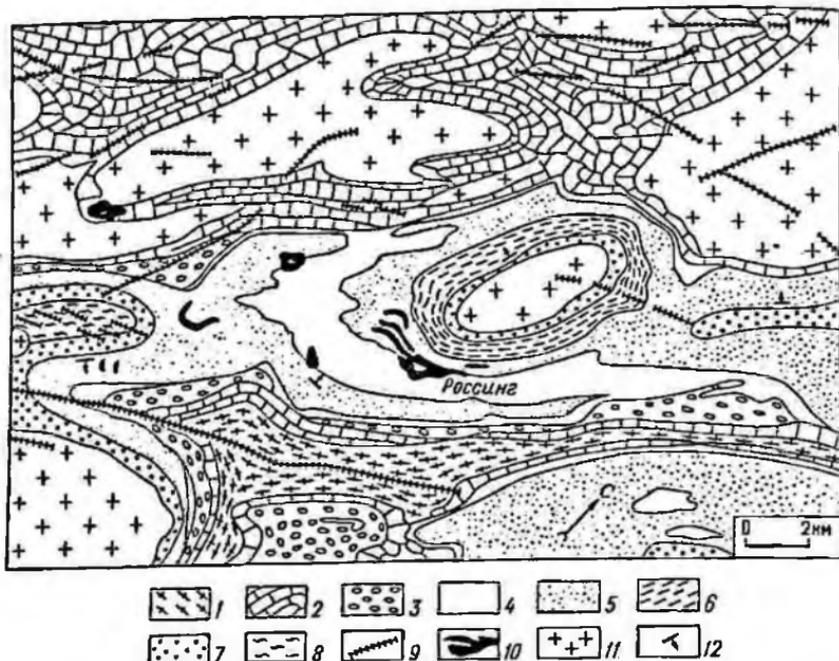


Рис. 20. Схема геологического строения рудного поля месторождения Россинг. По Д. Смиуту.

1 — блотит-кордиерит-гранат-силлиманитовые сланцы формации Хомас; 2 — мраморы с прослоями кремнистых пород формации Веланч; 3 — тиллиты формации Чус; 4 — гнейсы, кварциты, конгломераты, мраморы формации Россинг; 5 — гнейсы и амфиболиты формации Хан; 6 — гнейсы формации Этусис; 7 — кварциты и гнейсы формации Этусис; 8 — силлиманитовые и кварц-полевошпатовые очковые гнейсы Аббабис; 9 — долериты пост-каруу; 10 — пегматоидные граниты; 11 — гранитогнейсы, граниты, мигматиты; 12 — направление падения толщ

тиями и осложненному серией изоклинальных вертикальных и слабо опрокинутых складок (рис. 20). Оно характеризуется широким развитием среди вмещающих пород мелких интрузивных тел и многочисленных жил аплит-пегматоидных гранитов аляскитового состава, значительная часть которых содержит уран. Жилы пегматоидов часто группируются в поля, к наиболее крупному из которых, расположенному на северном крыле синклинория, приурочено месторождение Россинг.

В пределах этого месторождения тела и жилы пегматоидов развиты на площади $3 \times 0,1 \times 0,7$ км вдоль тектонического контакта формаций Россинг (система Дамара) и Хан (система Носиб), имеющего крутое, почти вертикальное падение на юго-запад. Они имеют мощность от нескольких дециметров до многих десятков метров и занимают преимущественно субсогласное, а также секущее положение по отношению к слоистости вмещающих метаморфических пород. Местами они настолько густо пронизывают вмещающие породы, что последние составляют не более 30—40 % объема.

Жилы аплит-пегматоидных гранитов формировались, главным образом, путем магматического замещения вмещающих пород. На это указывают преобладание постепенных контактов жил и сохранение в останцах и ксенолитах той же ориентировки слоистости и сланцеватости, что и во вмещающих породах. В то же время состав пегматоидов не зависит от состава последних.

Анализ материалов Дж. Бернинга и др. [17, 19] позволяет наметить последовательность геологических событий на площади месторождения (от ранних к поздним): 1) формирование вдоль тектонического контакта пород формаций Россинг и Хан изоклинальной складчатости, сопровождаемой интенсивной мигматизацией пород северо-восточного направления; 2) внедрение жил пегматоидных гранитов; 3) проявление бластеза (бластоклазитов — ?) вдоль контактов жил пегматоидов, 4) формирование вокруг куполовидного поднятия и особенно в ядре синклинория секущих сбросо-сдвигов с горизонтальной амплитудой смещения от нескольких сантиметров до 50 м, 5) внедрение даек долеритов, 6) сильная трещиноватость северо-восточного и, особенно, северо-северо-западного направления, пересекающая все вмещающие породы, в том числе и пегматоиды.

Пегматоидные жилы — незональные и часто являются теневым мигматитом, ибо сохраняют реликтовую структуру исходных метаморфических пород. Пегматоиды представляют собой неравномерно-зернистую породу с широкой вариацией структур от аплитовой до гранитной и пегматитовой и состоят из олигоклаза, кварца, биотита и аксессуарных минералов. Большинство их тел и жил безрудны, меньшая часть содержит лишь повышенные концентрации урана и совсем небольшая часть несет промышленное урановое оруденение. Причина появления урановой минерализации в пегматоидах еще неясна. Рудоносные пегматоиды отличаются от безрудных несколько повышенным содержанием биотита и красноватой окраской. Они сосредоточены главным образом в пределах двух ураноносных зон: северной и центральной, вытянутых в северо-восточном направлении вдоль контакта пород формаций Россинг и Хан. Северная зона располагается преимущественно среди пироксен-гранатовых гнейсов и амфиболитов, центральная — среди амфибол- и кордиерит-биотитовых гнейсов и мраморов. На юго-западном фланге месторождения ураноносные зоны разделены пачкой безрудных пироксен-роговообманковых гнейсов и характеризуются выходом на поверхность богатого оруденения, которое имеет ограниченное протяжение на глубину. В направлении к северо-восточному флангу месторождения отмечается уменьшение мощности и увеличение угла падения безрудной пачки и присутствие богатого оруденения на все более глубоких уровнях, где отмечены также слепые тела ураносодержащих пегматоидов.

Распределение урана в пегматоидах весьма неравномерное. Среднее содержание 0,05 %, причем 55 % его заключено в уранините, 5 % — в бетафите и около 40 % — во вторичных минералах. Обогащенные участки внутри рудных зон располагаются: 1) в краевых частях пегматоидных жил, обогащенных биотитом, 2) в тех местах, где тела аляскитов вверх по восстанию резко уменьшаются по мощности и расщепляются на ряд жил, 3) в жилах, внедрившихся вдоль осевых плоско-

стей складок, и 4) в пегматоидных жилах, образованных за счет замещения амфиболитов.

Месторождение Россинг с редкоземельно-торий-урановыми месторождениями СССР и Канады объединяет следующее: 1) приуроченность к протяженным зонам ультраметаморфизма, 2) локальное развитие уранового оруденения при региональном распространении пегматоидных гранитов, 3) приуроченность к зональным пегматоидам с высоким содержанием микроклина и характерным (переотложенным) дымчатым кварцем, 4) в целом одинаковая ассоциация минералов в рудах, 5) развитие более богатых руд в краевых зонах, обогащенных темноцветными минералами. Совокупность этих общих черт, а также доказательства связи урановой минерализации с процессом микроклинизации в пегматоидных гранитах месторождений СССР и Канады позволяют предполагать, что и месторождение Россинг относится к классу гидротермальных [2]. Вне зависимости от точки зрения на генезис, структурные условия образования всех этих месторождений идентичны в том отношении, что урановая минерализация образована в глубинных зонах ультраметаморфизма и в тесной связи с проявлением последнего, а также глубинных пластических деформаций.

Рудные поля и месторождения в складчатых поясах, сложенных слабо метаморфизованными осадочными породами

Типичные рудные поля и месторождения этой группы находятся на территории Заира и Замбии в так называемом Медном поясе Центральной Африки, известном месторождениями меди мирового значения, а также кобальта и полиметаллов. Этот рудный пояс располагается в пределах северо-восточной части верхнепротерозойского Дамаро-Катангского интракратонного складчатого пояса, заключенного между тремя щитами древней Африканской платформы: Касаи-Ангольским на северо-западе, Танзанийско-Трансваальским на юго-востоке и Нигеро-Мозамбикским на северо-востоке [3]. Указанная часть складчатого пояса выделяется под самостоятельным названием Катангского складчатого пояса или Луфилийской дуги. Она представляет протяженную (более 500 км) область верхнепротерозойской складчатости, вытянутую в северо-западном направлении и имеющую в плане вид огромной дуги, обращенной выпуклостью на север, и протягивается в северо-западном направлении из Замбии в Заир.

Внутренняя структура Луфилийской дуги сложная и определяется наличием цепи куполообразных поднятий, в ядрах которых обнажаются породы архея и доверхнепротерозойские граниты. Преобладают линейные складки с ундулирующими шарнирами, а также купола и мульды, осложненные поперечными антиклинальными и синклинальными прогибами субмеридионального и северо-восточного направлений.

Магматические породы распространены крайне слабо. Помимо известных доверхнекунделунгских силлов и даек габбро и долеритов в различных участках Медного пояса, главным образом в юго-восточной его части в последнее время выявлены также послекун-

делунгские небольшие интрузивные тела и дайки биотитовых, гасдингситовых и авгитовых гранитов, сиенитов, полевошпатовых порфиров, аплитов, пегматитов.

Рудные месторождения Медного пояса представлены многочисленными меднорудными, кобальт-меднорудными, уран-кобальт-меднорудными (Камото, Мусоной, Камбове, Руве, Руанси, Луисвиши и др.), медно-урановыми (Шинколобве) и медно-свинцово-цинковыми месторождениями.

Важнейшая особенность размещения месторождений в юго-восточной и центральной частях Медного пояса — приуроченность к узкой протяженной (около 350 км) линейной зоне северо-западного простирания, отражающей, по мнению Ю. Ф. Мендельсона, положение крупных скрытых расколов фундамента.

Общие особенности структуры и локализации руд рассматриваемых месторождений следующие: 1) постоянное сочетание складчатых и разрывных нарушений; 2) широкое развитие в слоистых толщах разрывов послыного и межформационного характера, а также надвиго-шарьяжных дислокаций, оказавших решающее влияние на формирование и широкое распространение месторождений стратиформного типа; 3) проявление неотчетливо выраженных литологического и стратиграфического контроля оруденения; 4) важная роль крупных скрытых разломов кристаллического фундамента в размещении рудных полей и месторождений.

Рудные поля и месторождения в прогибах, выполненных слабометаморфизованными и неметаморфизованными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами

Особенность прогибов данного типа заключается в сочетании интенсивного вулканизма эпохи тектоно-магматической активизации древних платформ и весьма слабой степени или полного отсутствия метаморфизма вулканитов и вулканогенно-осадочных пород. Проявления вулканизма происходили на фоне интенсивных тектонических движений в условиях растяжения и в относительно ограниченных по площади участках, что обусловило значительную мощность вулканогенных пород и формирование их в небольших по размерам прогибах, контролируемых и нередко ограниченных крупными разломами.

Классический пример урановых рудных полей и месторождений в подобных прогибах — жильные месторождения района Большого Медвежьего озера на Канадском щите. Эти месторождения подробно описаны в литературе [2, 6, 10]. Вероятно, к этой же группе может быть отнесено и крупнейшее медно-ураново-золотое месторождение Олимпик-Дам необычного субстратиформного типа, приуроченное к локальному грабеноподобному прогибу района плиты Стюарт в Южной Австралии.

Субстратиформные месторождения среди слоистых толщ
неметаморфизованных обломочных пород и вулканитов
в приразломных грабеноподобных прогибах

Подобные месторождения обнаружены в 1975 г. в юго-восточной части древней Австралийской платформы в 650 км северо-северо-западнее г. Аделаида. Они представляют новый и весьма специфический тип урановых месторождений, который характеризуется комплексным составом руд с необычной ассоциацией Cu-U-TR-Au , огромными масштабами оруденения и приуроченностью к локальным приразломным грабеноподобным прогибам, заполненным, главным образом, брекчиями предположительно осадочного происхождения и подчиненными им кислыми вулканитами и конгломератами.

В настоящее время известны два месторождения этого типа — Олимпик-Дам и Акрополис, из которых в литературе охарактеризовано лишь первое [21]. Согласно Д. Е. Робертсу и Д. Р. Т. Худсону, Олимпик-Дам представляет собой огромное месторождение, площадь его около 20 км², вертикальная мощность рудной минерализации более 350 м и запасы более 2 млрд. т руд со средним содержанием меди 1,6 %, урана 0,06 % и золота 0,6 г/т.

В геологическом отношении район месторождения Олимпик-Дам размещается в пределах плиты Стюарт в восточной краевой части крупного раннедокембрийского кратона Гаулер, отделенной от позднепротерозойской-кембрийской (байкальской) геосинклинали Аделаида крупной тектонической зоной Торренс Хинджи субмеридионального простирания. По данным Д. Е. Робертса и Д. Р. Т. Худсона, он сложен разнообразными комплексами пород архейского, ранне- и среднепротерозойского, а также верхнепротерозойского — кембрийского возраста. Комплекс архейских пород представлен, в основном, переработанными гнейсами, сохранившимися в западной и северо-западной частях кратона и слагающими фундамент для раннепротерозойских метаосадков. Последние залегают с несогласием на архейском фундаменте и распространены преимущественно в восточной части территории. Они сложены, главным образом, кварцитами, а также залегающими выше метапелитами и амфиболитами, содержащими месторождения железных руд; их мощность 1500—2000 м. Породы этого возраста интенсивно деформированы, подвергнуты метаморфизму, поднимавшемуся до гранулитовой фации, и прорваны гранитоидами в течение кимбанской орогении (1800—1580 млн. лет). Вместе с архейскими гнейсами они образуют кристаллический фундамент кратона Гаулер.

Более поздними являются среднепротерозойские кислые вулканиты Гаулер Рейндж и граниты (возраст 1550—1460 млн. лет), вулканиты Рупена, а также кластические породы и вулканиты формаций Олимпик-Дам и Гринфельд, вмещающие месторождение. Все они, вероятно, образованы в условиях тектоно-магматической активизации кратона Гаулер.

Наиболее молодыми образованиями в районе Стюарт, слагающими верхний платформенный структурный этаж, являются горизон-

тально залегающие неметаморфизованные осадочные породы аделаидского (Pt_3-t_1) возраста. Они залегают с несогласием на среднепротерозойских породах и имеют мощность около 350 м.

В пределах плиты Стюарт месторождение Олимпик-Дам контролируется узлом пересечения линейментов запад-северо-западного и северо-северо-западного направлений и совпадает с положением положительных гравитационной и магнитной аномалий. Оно приурочено к небольшому (7×4 км) грабеноподобному прогибу, ограниченному разломами и вытянутому, вероятно, в северо-западном направлении (рис. 21). Прогиб заполнен неметаморфизованными среднепротерозойскими породами (возможно, моложе 1580 млн. лет), принадлежащими двум формациям: Олимпик-Дам и сменяющей ее вверх по разрезу Гринфельд.

Для пород формации Олимпик-Дам свойственны резкая изменчивость по латерали состава пачек, их мощности, а также резкое выклинивание или примыкание к стратиграфически более нижним слоям. Породы формации Гринфельд сохранились лишь в опущенных вдоль разломов небольших тектонических блоках в центральной части прогиба (см. рис. 21). Породы обеих формаций прорваны дайками долеритов и вместе с последними после значительной эрозии перекрыты платформенным чехлом аделаидских песчаников, сланцев и известняков. Кроме того, известны дайки микрогранитов, прорывающие нижнюю пачку формации Олимпик-Дам. Все доделаидские породы, включая долериты, в пределах грабена повсеместно изменены: гематитизированы, серицитизированы и хлоритизированы. В брекчиях с высоким содержанием гранитного компонента проявлены также окварцевание и карбонатизация.

Приблизительно в средней части грабен осложнен небольшим поперечным сводообразным поднятием, ось которого вытянута в северо-восточном направлении. Это поднятие в результате проявления двух фаз сводообразования, в свою очередь, осложнено более мелкими куполами и мульдообразными синклиналями и разбито продольными (северо-восточными) и поперечными (северо-западными) разломами (см. рис. 21). Последние параллельны длинной оси грабена и, вероятно, являются главными: они контролируют положение долеритовых даек и ограничивают распространение даек микрогранитов. Часть из них являются конседиментационными. Разломы северо-восточного простирания — более молодые. Вдоль них отмечаются левосторонние перемещения блоков пород с амплитудой более 1200 м в плане и более 600 м в разрезе. Сводообразование, разрывные дислокации и эрозия вывели нижние пачки формации Олимпик-Дам в участке поперечного перегиба к поверхности несогласия, разделяющей их и платформенный чехол.

Промышленное оруденение развито во всех породах грабена, за исключением гранитов фундамента и долеритов.

Главными компонентами руд являются разнообразные сульфиды, в основном меди, с которыми тесно ассоциируют минералы урана, редких земель, золота и серебра. Основная масса сортовой руды

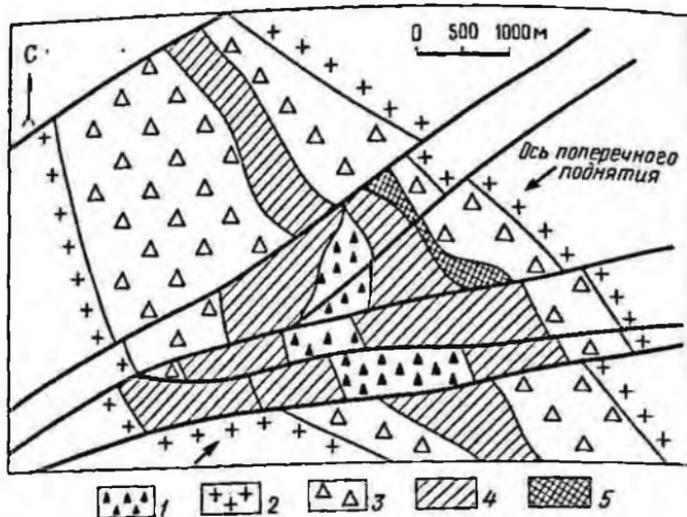


Рис. 21. Генерализованный геологический план месторождения Олимпик-Дам на горизонте — 450 м. По Д. Е. Робертсу и Д. Р. Т. Худсону.

1 — формация Гринфельд; 2 — щелочные граниты; 3—5 — формация Олимпик-Дам: 3 — пачки верхних гранитных брекчий, 4 — пачки Брукс, Уэзан, Черный Гематит (полимиктовые брекчи с обломками различного состава, в том числе с гематитом в обломках и цементе; линзы фельзитов и туфов фельзитов), 5 — зона, богатая сидеритом

залегает в породах формации Олимпик-Дам и в нижней пачке формации Гринфельд. Имеется прямая зависимость между содержанием рудных компонентов и количеством цемента во вмещающих брекчиях.

С сульфидной минерализацией отчетливо связано интенсивное изменение пород, для которого типична вертикальная зональность. В породах нижних пачек (формации Олимпик-Дам) проявлены гематитизация и хлоритизация, а в породах верхних пачек и в двух нижних пачках формации Гринфельд развиты серицитизация и окварцевание.

По минеральному составу руд, условиям залегания, морфологии и положению в разрезе установлены два типа сульфидной минерализации (рудных залежей):

1) стратиформная борнит-халькопирит-пиритовая, ограниченная формацией Олимпик-Дам;

2) секущая халькозин-борнитовая (в линзах и секущих жилах), развитая в формациях Олимпик-Дам и Гринфельд (рис. 22).

Детальная генетическая модель формирования месторождения Олимпик-Дам еще не разработана. Д. Е. Робертс и Д. Р. Т. Худсон предполагают, что брекчи, заполняющие грабен, имеют осадочное происхождение и образованы в аридной приповерхностной обстановке как продукт каменных лавин, осыпей и селей, срывававшихся с уступов сбросов и сдвигов во время активного развития последних и вулканизма [21]. По их мнению, рудообразование происходило в процессе геотермальной деятельности, связанной с вулканизмом, и протекало в две фазы. В первую фазу одновременно с осадконакоплением формировались гематит и стратиформная сульфидная минерализация.

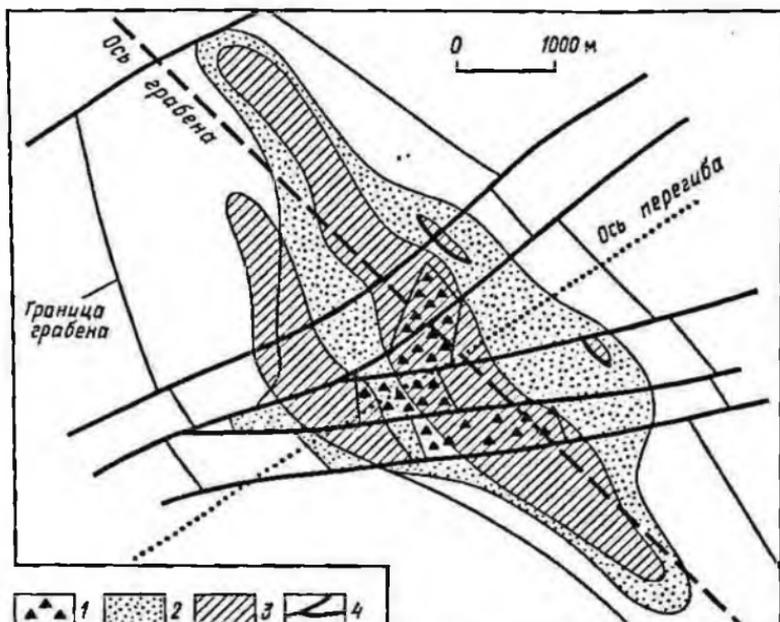


Рис. 22. Размещение типов сульфидной минерализации на месторождении Олимпик-Дам (план). По Д. Е. Робертсу и Д. Р. Т. Худсону.

1 — формация Гринфилд; 2 — стратиформная залежь борнит-халькопирит-пиритовых руд (с ураном, редкими землями, серебром, золотом); 3 — секущие залежи халькозин-борнитовых руд (с ураном, редкими землями, золотом, серебром); 4 — разрывы

фидная минерализация с ураном, редкими землями, флюоритом, сидеритом и баритом. Во вторую фазу были образованы несколько более поздние секущие жилы и линзы халькозин-борнитовой минерализации с золотом, ураном и редкими землями, а также прожилками флюорита, барита, сидерита и гематита. Эти исследователи справедливо отмечают, что медь, железо и золото, вероятно, происходят из мафического источника, а высокие содержания калия, редких земель, бария, фтора, по-видимому, связаны с щелочным магматизмом, но проявление последнего в районе не установлено.

**СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗОНАХ НЕСОГЛАСИЯ, РАЗДЕЛЯЮЩИХ
ПОРОДЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА
И ПОЛОГОЗАЛЕГАЮЩЕГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА**

Открытие в последние годы урановых месторождений в районах Адлигейтор-Риверс в Северной Австралии и Атабаска в Канаде привлекли внимание геологов в связи с очень крупными запасами сконцентрированного в них урана, высокими средними содержаниями его в рудах и комплексным характером руд, в которых урану сопутствуют необычные металлы — золото (месторождения Австралии, отчасти — Канады), никель, кобальт, а также мышьяк, селен, теллур (Канада). Интенсивные разведочные работы позволили

установить, что при многих отличиях месторождений этих двух указанных регионов их объединяет региональный контроль крупными поверхностями несогласия, разделяющими породы кристаллического фундамента и рыхлые терригенные отложения субгоризонтально залегающего платформенного чехла, от которых месторождения не удаляются в разрезе более чем на первые сотни метров. Эта особенность геологии рассматриваемых месторождений послужила основанием для выделения их в качестве самостоятельной структурно-морфологической и важной промышленной группы урановых месторождений типа несогласия.

Коренные вопросы геологии и генезиса месторождений региональных поверхностей несогласия (источник урана, возраст оруденения, характер рудообразующего процесса и т. д.) остаются еще недостаточно изученными и дискуссионными, однако многие особенности их структуры и факторы рудоконтроля в основном уже определены [16]. Более подробно последние охарактеризованы в литературе, посвященной североавстралийским месторождениям. Менее известны геология и структура канадских месторождений района оз. Атабаска, которым и уделено основное внимание в данном разделе.

Структуры рудных полей и месторождений типа несогласия Северной Австралии

Рудные поля и месторождения этого типа располагаются в пределах раннепротерозойской геосинклинали Пайн-Крик и группируются в три сближенных урановорудных района: 1) Рам-Джангл, 2) долины р. Южный Аллигейтор и 3) Аллигейтор-Риверс, охватывающий междуречье Южный Аллигейтор — Купер-Крик. Краткое обобщение геологии сделано в 1974 г. Р. Г. Додсоном и др. и в книге, вышедшей в 1975 г. под редакцией К. Найта, а также в работах советских геологов в 1977 и 1979 гг.

Почти все урановые месторождения северной территории Австралии развиты в раннепротерозойском геосинклинальном структурном этаже и подчинены региональному стратиграфическому, литологическому и структурному контролю. В районе Рам-Джангл они локализованы в углеродистых и хлоритовых сланцах формации Голден-Дайк, в долине р. Южный Аллигейтор — в черных углеродистых сланцах и песчаниках формации Кулпин, а в районе Аллигейтор-Риверс — в кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-мусковитовых и кварц-хлорит-углеродистых сланцах — аналогах формации Кулпин. К региональным рудоконтролирующим факторам С. А. Саут и А. Лэнг относят наличие гранитогнейсовых куполов, а также регионального несогласия между ниже- и верхнепротерозойскими отложениями, от которого большинство месторождений и рудных тел не удаляется в плане и в разрезе далее первых сотен метров.

Роль поверхностей несогласия в структуре и локализации рудных залежей мелких месторождений районов Рам-Джангл и долины р. Южный Аллигейтор недостаточно очевидна и нередко лишь предполагается. Наиболее очевидна она для крупных урановых

месторождений Рейнджер-1, Кунгарра, Джабилука и Набарлек района Аллигейтор-Риверс. Эти месторождения представлены преимущественно сложными субстратиформными и неправильными линзовидными залежами прожилково-вкрапленных настурановых руд, локализованных среди интенсивно хлоритизированных, а также серицитизированных и окварцованных пород. Помимо урана в промышленных количествах присутствует золото.

Не останавливаясь на вопросах генезиса этих месторождений, отметим, что для уранового оруденения характерно отсутствие связи с магматизмом. Различными исследователями допускается его формирование в ходе эндогенных или экзогенных, а также комбинированных (полигенных) процессов. Предпочтения, вероятно, заслуживает первая из перечисленных точек зрения, связывающая формирование промышленного оруденения с процессами среднепротерозойской тектоно-магматической активизации геосинклинали Пай-Крик, имевшей место 1,7 млрд. лет назад. Несомненно, однако, признаки существенного и, по-видимому, неоднократного перераспределения руд наложенными экзогенными процессами.

Основными рудо локализирующими структурными элементами рассматриваемых месторождений являются лишь разрывные и складчатые нарушения фундамента. Согласно Дж. Юпену, П. Фи, Р. Колвиллу и Дж. Риану, структура рудного поля Рейнджер-1 определяется в основном комбинацией разрывных нарушений различного направления: субмеридионального, субширотного и северо-западного простирания. Главную роль играет субмеридиональное нарушение, которое представляет мощный (первые сотни метров) межформационного типа разлом, развитый вдоль восточной краевой части гранитогнейсового купола Нанамбу и разделяющий породы эндоконтакта этого купола и породы формации Кулпин. Разлом выражен мощной (до 50 метров и более) зоной расщепления и будинажа, насыщенной жильными телами ультраметаморфических пегматоидных гранитов раннепротерозойского возраста, и серией более поздних тектонических швов с милонитами и брекчиями, сопровождаемых интенсивным карбонатно-магнезиальным метасоматозом (доломит-магнезит-хлоритовым) и урановой минерализацией (рис. 23). Он имеет пологое ($40-50^\circ$) восточное падение и характеризуется поздними надвиго-взбросовыми перемещениями, в результате которых местами рудовмещающие породы формации Кулпин надвинуты на песчаники верхнепротерозойской формации Комболджи. Эти особенности рассматриваемого разлома указывают на его возникновение еще в процессе формирования ультраметаморфических пород гранитогнейсового купола Нанамбу и многократное его подновление в среднем и позднем протерозое.

Важное значение в структуре рудного поля играют поперечные и диагональные разрывы северо-западного и субширотного направлений, интенсивно рассекающие и смещающие основной разлом и определяющие положение в его зоне крупных урановорудных тел 1 и 3. Урановорудные тела располагаются в висшем боку субмеридионального взброса среди деформированных графитсодержащих

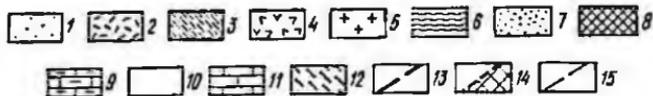
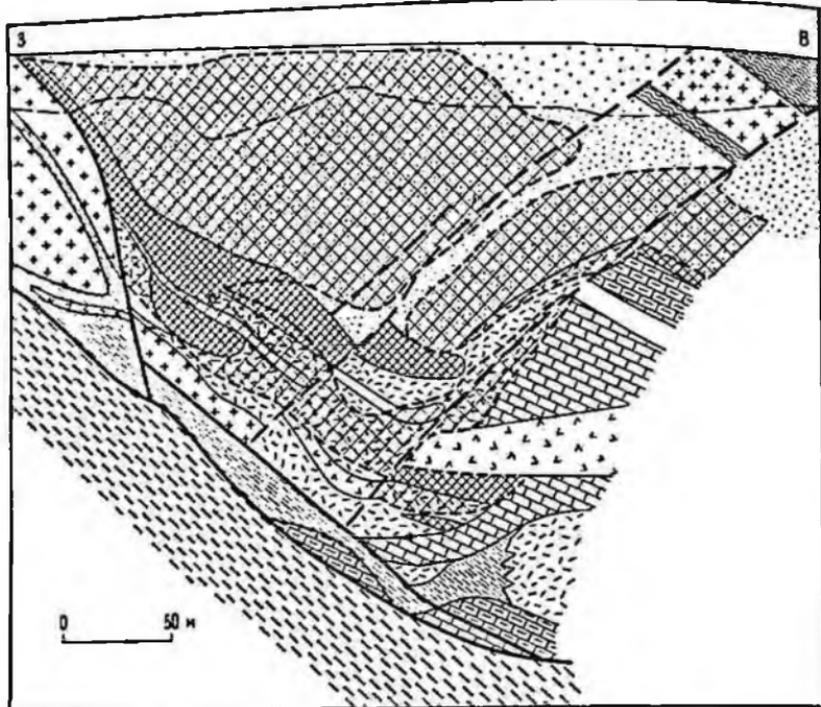


Рис. 23. Обобщенный геологический разрез рудного тела 1 месторождения Рейнджер-1. По Дж. Юпену.

1 — зона поверхностного окисления; 2 — хлоритизированные породы; 3 — зона рассланцевания лежащего бока; 4 — долериты; 5 — пегматиты; 6 — сланцы всякого бока; 7 — верхние рудные сланцы; 8 — нижние рудные кремнистые сланцы; 9 — хлорит-доломитовые породы; 10 — плитчатые сланцы; 11 — перекристаллизованные доломиты; 12 — гнейсы и сланцы лежащего бока; 13 — разрывы; 14 — рудные тела; 15 — границы зоны окисления

кварц-хлоритовых и кварц-биотит-полевошпатовых сланцев, а также роговиков и доломитов. Они имеют форму крупных неправильных относительно изометричных линз и пластообразных залежей, морфология которых определяется комбинацией разрывов межпластового и секущего типов (см. рис. 23).

Месторождения Кунгарра и Джабилука также приурочены к тектоническим узлам пересечения субмеридиональных разломов с диагональными и поперечными разрывами, однако в отличие от месторождения Рейнджер-1 наряду с разрывными нарушениями важную роль в локализации рудных залежей и распределении в них богатых участков имеют и складчатые. На месторождении Джабилука рудные залежи располагаются непосредственно вблизи от поверхности несогласия в лежащем боку пологопадающего сброса субширотного

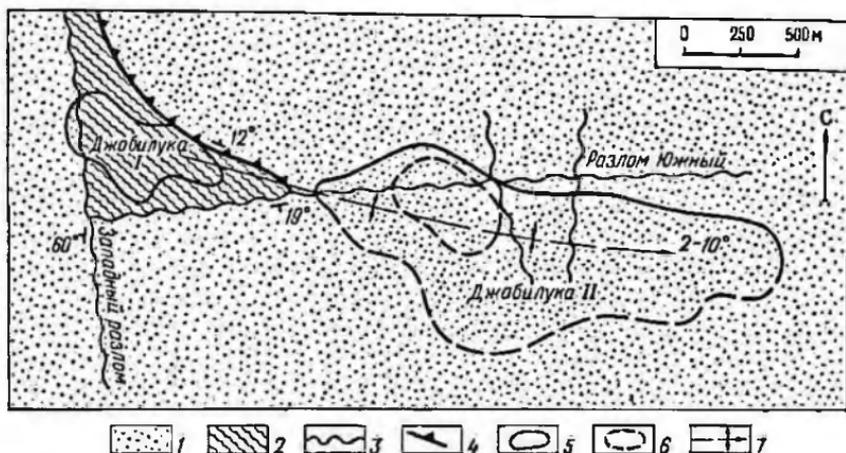


Рис. 24. Схема геологического строения месторождения Джабилука. По Р. Нидхему и др.

1 — песчаники и конгломераты Комболджи; 2 — формация Кэхилл (Кулпин); 3 — разломы; 4 — несогласие; 5 — прожекция арсала урновых рудных тел; 6 — прожекция арсала золотых руд; 7 — направление погружения оси синклинали

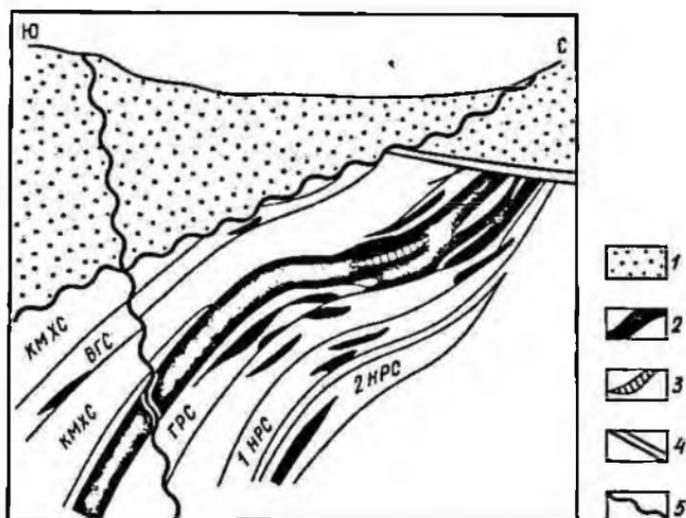


Рис. 25. Геологический разрез месторождения Джабилука II.

1 — песчаники и конгломераты Комболджи; 4 — рудные тела; 3 — золотая минерализация; 4 — несогласие; 5 — разломы. КМХС — кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; ВГС — верхние графитовые сланцы; ГРС — Главная рудная серия (кварц-мусковит-хлоритовые, кварц-графитовые и хлорит-графитовые сланцы); 1 НРС — первый горизонт нижней пачки рудной серии (кварц-хлоритовые брекчии, хлоритовые сланцы, доломит-магнетитовые породы); 2 НРС — второй горизонт нижней пачки рудной серии (хлорит-графитовые сланцы)

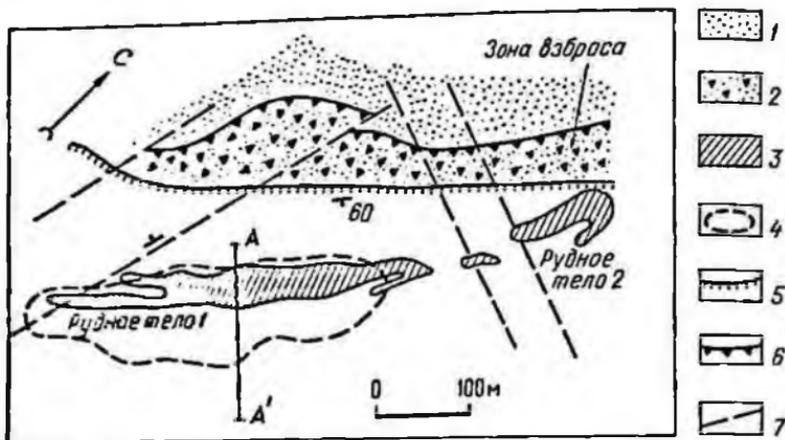


Рис. 26. Схематический геологический план месторождения Кунгарра. По М. Фою и К. Педерсону с изменениями Нидхема и др.

1—2 — породы формации Комболджи ненарушенные (1) и брекчированные (2); 3 — рудные тела; 4 — контур вторичных руд; 5 — всисячий бок взброса Кунгарра; 6 — лежащий бок взброса Кунгарра; 7 — разрывы

направления, приуроченного к контакту песчаников Комболджи и рудовмещающих сланцев формации Кулпин (рис. 24, 25). По данным Дж. Роунтри и Д. Мошера, они имеют пластообразную форму, многоярусное расположение в разрезе, вытянуты в субширотном направлении вдоль осей небольших асимметричных синклинали и антиклинальной складок и в то же время примыкают к поперечным разрывам, рассекающим эти складки.

Урановорудные залежи месторождения Кунгарра, согласно М. Фою и К. Педерсону, находятся в всисячем боку одноименного взброса в участке пересечения его поперечными разломами, рассекающими рудоносную зону и рудовмещающие породы формации Кулпин (рис. 26). Наиболее богатые жильные, прожилковые и сплошные руды приурочены к крупным тектоническим швам взброса Кунгарра и к послыльным трещинам в местах резкого изгиба складок в зоне расслаивания.

Аналогичной позицией, но несколько отличной структурой характеризуется месторождение Набарлек, известное весьма высокими содержаниями урана в рудах (до 10 % и более). Оно расположено на южной периферии гранито-гнейсового купола Нимбуа и приурочено к сдвигающему надвигу северо-западного направления, с углом наклона ($30-45^\circ$) на северо-восток. Последний рассекает субширотную складку раннепротерозойских рудовмещающих пород, которая имеет ось погружающуюся на запад. По данным П. Энрикса, складкообразование происходило в несколько фаз, в главной из которых возникли сжатые складки волочения в расщепленном массиве, а также преобладающая субгоризонтальная сланцеватость. В зоне надвига Т. Холвудом установлены изоклинали, предположительно связанные с дельцевыми сжатыми складками, предположительно связан-

ные с надвигообразованием, но возможно относящиеся и к более древней тектонической зоне, унаследованной надвигом. На глубине около 80—100 м надвиг срезан мощным (около 250 м) силлом оливиновых долеритов, относящимся к долеритам Оэнпелли.

Урановая минерализация месторождения Набарлек локализована непосредственно в зоне надвига, сложенной кварцевой брекчий, среди смятых, рассланцованных и интенсивно измененных пород, состоящих главным образом из хлорита (95—65%), а также серицита и гематита. Рудное тело имеет пластообразную форму и неправильные контуры, обусловленные наличием раздувов и сужений. Длина его 230 м при средней мощности 10 м, а протяженность на глубину до 85 м. Основная масса руд сосредоточена в интервале между поверхностью и глубиной 45 м. Урановая минерализация всегда выклинивается выше силла долеритов и не обнаружена ни в последних, ни в подстилающих их метаморфических породах и гранитах. Интенсивность оруденения в пределах рудного тела крайне изменчива и варьирует от 0,1 до 72% U_3O_8 .

Австралийские геологи считают, что современная поверхность точно отвечает несогласию между метаморфическими породами фундамента и формаций Комболджи, небольшие выходы пород которой известны вблизи рудного тела. Если это так, то из всех известных месторождений Набарлек пространственно наиболее тесно связано с поверхностью регионального несогласия.

Структуры рудных полей и месторождений поверхностей несогласия района Атабаска на Канадском щите

Рудные поля и месторождения этого типа находятся в тесной пространственной связи с крупным верхнепротерозойским внутриплатформенным прогибом Атабаска, имеющим в плане вид овала с максимальными размерами 425×225 км и заполненным 1500-метровой мощности толщей песчаников группы Атабаска. Данный прогиб расположен в пределах структурной провинции Черчилл Канадского щита и имеет фундамент, сложенный породами архейского и нижне-среднепротерозойского возраста.

Платформенные отложения прогиба Атабаска с несогласием залегают на эродированном фундаменте. Ниже поверхности несогласия располагается кора выветривания пород фундамента мощностью 1—2 м и представленная реголитом, в котором все породобразующие минералы пород фундамента замещены. Платформенные отложения группы Атабаска имеют мощность около 1500 м и расчленены на девять неметаморфизованных формаций. Отложения залегают горизонтально, за исключением кольцевой структуры Корсуэлл, где они смяты в изоклиналинные складки ордовикского возраста и разбиты разломами.

Породы группы Атабаска рассечены дайками габбро и разрывами различного направления. Возраст их от 1230 до 950 млн. лет. Разрывы наиболее обильны над скрытыми разломами фундамента.

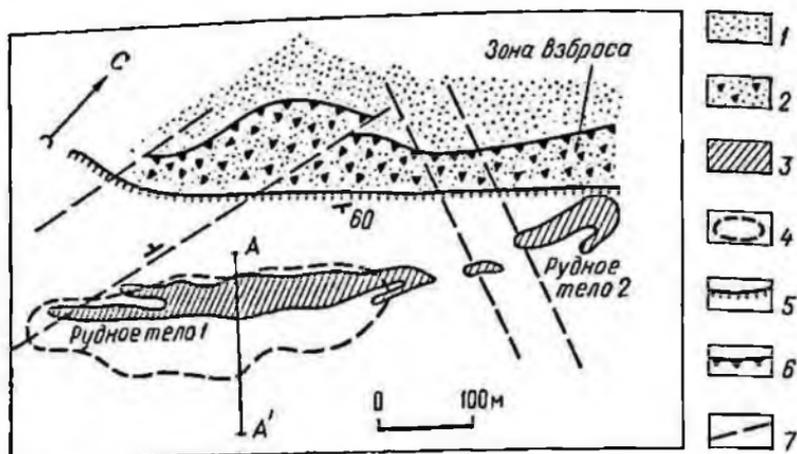


Рис. 26. Схематический геологический план месторождения Кунгарра. По М. Фою и К. Педерсону с изменениями Нидхема и др.

1—2 — породы формации Комболджи ненарушенные (1) и брекчированные (2); 3 — рудные тела; 4 — контур вторичных руд; 5 — висячий бок взброса Кунгарра; 6 — лежачий бок взброса Кунгарра; 7 — разрывы

направления, приуроченного к контакту песчаников Комболджи и рудовмещающих сланцев формации Кулпин (рис. 24, 25). По данным Дж. Роунтри и Д. Мошера, они имеют пластообразную форму, многоярусное расположение в разрезе, вытянуты в субширотном направлении вдоль осей небольших асимметричных синклинальной и антиклинальной складок и в то же время примыкают к поперечным разрывам, пересекающим эти складки.

Урановорудные залежи месторождения Кунгарра, согласно М. Фою и К. Педерсону, находятся в висячем боку одноименного взброса в участке пересечения его поперечными разломами, пересекающими рудоносную зону и рудовмещающие породы формации Кулпин (рис. 26). Наиболее богатые жильные, прожилковые и сплошные руды приурочены к крупным тектоническим швам взброса Кунгарра и к последней трещинам в местах резкого изгиба складок и зон рассланцевания.

Аналогичной позицией, но несколько отличной структурой характеризуется месторождение Набарлек, известное весьма высокими содержаниями урана в рудах (до 10 % и более). Оно располагается на южной периферии гранито-гнейсового купола Нимбуа и приурочено к секущему надвику северо-западного направления, с пологим падением ($<30-45^\circ$) на северо-восток. Последний рассекает субширотную складку раннепротерозойских рудовмещающих пород, которая имеет ось, погружающуюся на запад. По данным П. Энтони, складкообразование происходило в несколько фаз, в главную из которых возникли сжатые складки волочения в рассланцованных кварцитах, а также преобладающая субгоризонтальная сланцеватость. В зоне надвига Т. Холвудом установлены изоклинные опрокинутые и лежащие сжатые складки, предположительно связан-

ные с надвигообразованием, но возможно относящиеся и к более древней тектонической зоне, унаследованной надвигом. На глубине около 80—100 м надвиг срезан мощным (около 250 м) силлом оливиновых долеритов, относящимся к долеритам Оэнпелли.

Урановая минерализация месторождения Набарлек локализована непосредственно в зоне надвига, сложенной кварцевой брекчией, среди смятых, рассланцованных и интенсивно измененных пород, состоящих главным образом из хлорита (95—65%), а также серицита и гематита. Рудное тело имеет пластообразную форму и неправильные контуры, обусловленные наличием раздувов и сужений. Длина его 230 м при средней мощности 10 м, а протяженность на глубину до 85 м. Основная масса руд сосредоточена в интервале между поверхностью и глубиной 45 м. Урановая минерализация всегда выклинивается выше силла долеритов и не обнаружена ни в последних, ни в подстилающих их метаморфических породах и гранитах. Интенсивность оруденения в пределах рудного тела крайне изменчива и варьирует от 0,1 до 72% U_3O_8 .

Австралийские геологи считают, что современная поверхность точно отвечает несогласию между метаморфическими породами фундамента и формаций Комболджи, небольшие выходы пород которой известны вблизи рудного тела. Если это так, то из всех известных месторождений Набарлек пространственно наиболее тесно связано с поверхностью регионального несогласия.

Структуры рудных полей и месторождений поверхностей несогласия района Атабаска на Канадском щите

Рудные поля и месторождения этого типа находятся в тесной пространственной связи с крупным верхнепротерозойским внутриплатформенным прогибом Атабаска, имеющим в плане вид овала с максимальными размерами 425×225 км и заполненным 1500-метровой мощности толщей песчаников группы Атабаска. Данный прогиб расположен в пределах структурной провинции Черчилл Канадского щита и имеет фундамент, сложенный породами архейского и нижне-среднепротерозойского возраста.

Платформенные отложения прогиба Атабаска с несогласием залегают на эродированном фундаменте. Ниже поверхности несогласия располагается кора выветривания пород фундамента мощностью 1—2 м и представленная реголитом, в котором все породообразующие минералы пород фундамента замещены. Платформенные отложения группы Атабаска имеют мощность около 1500 м и расчленены на девять неметаморфизованных формаций. Отложения залегают горизонтально, за исключением кольцевой структуры Корсуэлл, где они смяты в изоклинные складки ордовикского возраста и разбиты разломами.

Породы группы Атабаска рассечены дайками габбро и разрывами различного направления. Возраст их от 1230 до 950 млн. лет. Разрывы наиболее обильны над скрытыми разломами фундамента.

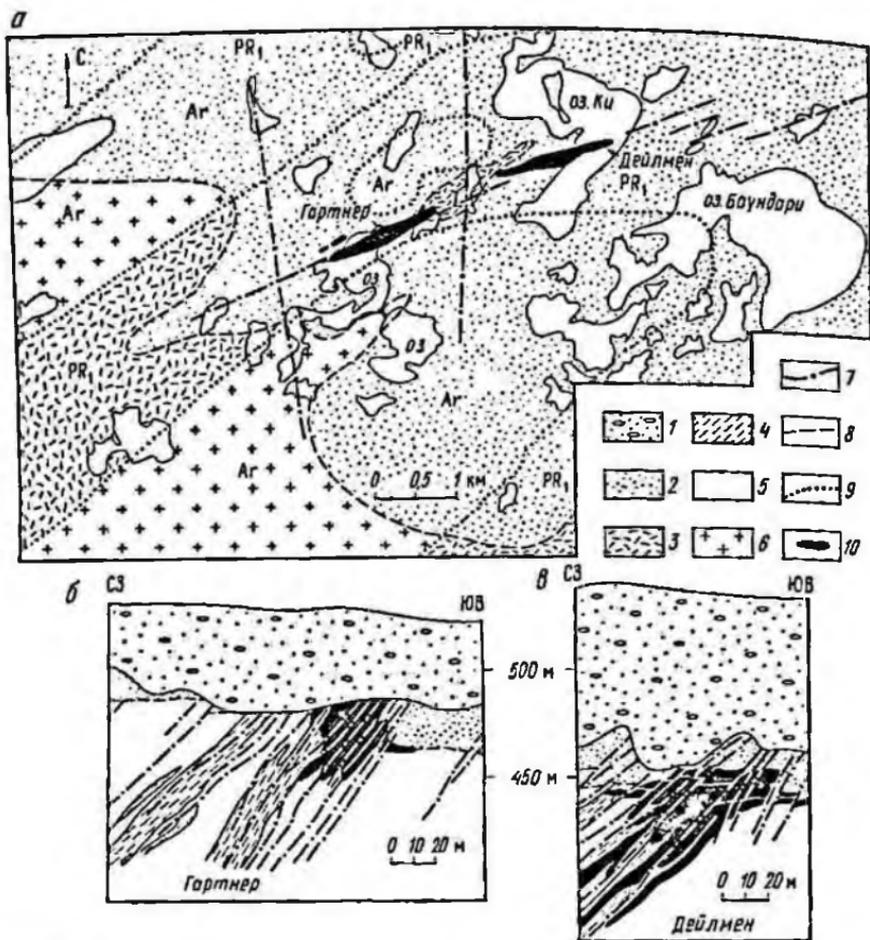


Рис. 27. Схема геологического строения рудного поля Ки-Лейк (а) и разрезы (б, в) месторождений, по Р. Гатцуиллеру, Ф. Далькампу и Б. Тену.

1 — наносы, элювий; 2 — песчаники Атабаска; 3—5 — нижнепротерозойские метаморфические породы: 3 — метопелиты, метааркозы, полевошпатсодержащие кварциты и амфиболиты, 4 — графитсодержащие сланцы; 5 — биотитовые гнейсы; 6 — архейские гранитоиды; 7 — разрывы; 8 — несогласие; 9 — геологический контакт под наносами и песчаниками (на плане); 10 — рудные залежи

Вдоль некоторых из них отмечается вертикальное смещение поверхности несогласия более чем на 40 м.

Урановые месторождения типа несогласия сосредоточены в пяти рудных полях. Почти все месторождения пространственно связаны с поверхностью несогласия между породами фундамента и платформенного чехла. Большинство их в разрезе располагается в интервале от 40 м выше несогласия и до 100 м и ниже его. В фундаменте оно локализуется среди разнообразных по составу пород: гнейсов, гранитоидов, кварцитов, известково-силикатных образований, амфиболитов (рис. 27). Согласно Л. Трембли [22], все руд-

ные залежи расположены среди измененных пород, среди которых выделены три типа изменений: 1) выщелачивание; 2) окварцевание и 3) аргиллизация. Аргиллизация и урановое оруденение тесно связаны с разрывами, главным образом, взбросами, и развиты либо непосредственно в их зонах, либо вблизи них.

Большинство месторождений имеет форму, линейную в плане и сигарообразную в пространстве. Они резко вытянуты вдоль разломов фундамента и приурочены к участкам пересечения ими поверхности несогласия. В отдельных участках корневые части рудных тел прослежены вдоль разломов среди интенсивно аргиллизированных пород фундамента на глубину более 150 м.

В породах чехла ураноносные зоны также вытянуты вдоль секущих разрывов и вместе с тем распространяются вдоль мелких межпластовых срывов. На ширину и мощность таких месторождений, по-видимому, влияют текстуры, размер зернистости, пористость и интенсивность трещиноватости пород.

Основная масса руд представлена рассеянной вкрапленной минерализацией и является собственно урановой. Наиболее богатые руды локализованы непосредственно в зоне несогласия (рис. 28).

Генезис рассматриваемых месторождений дискусионен. Они имеют возраст 1250—1280 млн. лет и образованы в период, отмеченный энергичными движениями вдоль разломов, проявлением интенсивной приразломной аргиллизации и внедрением даек габбро. Согласно Ф. Далькампу и М. Пэйджу, глубина формирования месторождений составляла не менее 5 км, а структуры распада твердого раствора пентландита в пирротине, наличие тетрагонального уранинита, результаты изотопных исследований и изучения флюидных включений свидетельствуют, что минералообразование протекало при температурах менее 300 °С. По данным И. Уэндта и др., все месторождения имеют радиометрические признаки переотложения урана, фиксируемого значениями абсолютного возраста, равными 918, 270 и 100 млн. лет.

Обычно для создания модели образования этих месторождений различные исследователи привлекают предполагаемые глубинные эндогенные источники урана, а также уран, содержащийся в породах фундамента, в коре их выветривания и в породах платформенного чехла. В зависимости от этого, а также выбора предполагаемого характера рудообразующего процесса, выдвинуты и обсуждаются гипотезы гидротермального, экзогенного и гидротермально-экзогенного, полигенного происхождения урановых руд.

Месторождения районов оз. Атабаска и Северной Австралии имеют следующие черты сходства: 1) контроль уранового оруденения зонами разломов кристаллического фундамента, 2) локализация руд вблизи региональной границы, обычно тектонической, разделяющей метаморфические породы сложно дислоцированного кристаллического фундамента и неметаморфизованные породы горизонтально залегающего платформенного чехла, 3) тесная связь оруденения с процессами метасоматоза; 4) широкое развитие наложенных экзогенных процессов вторичного перераспределения урана.

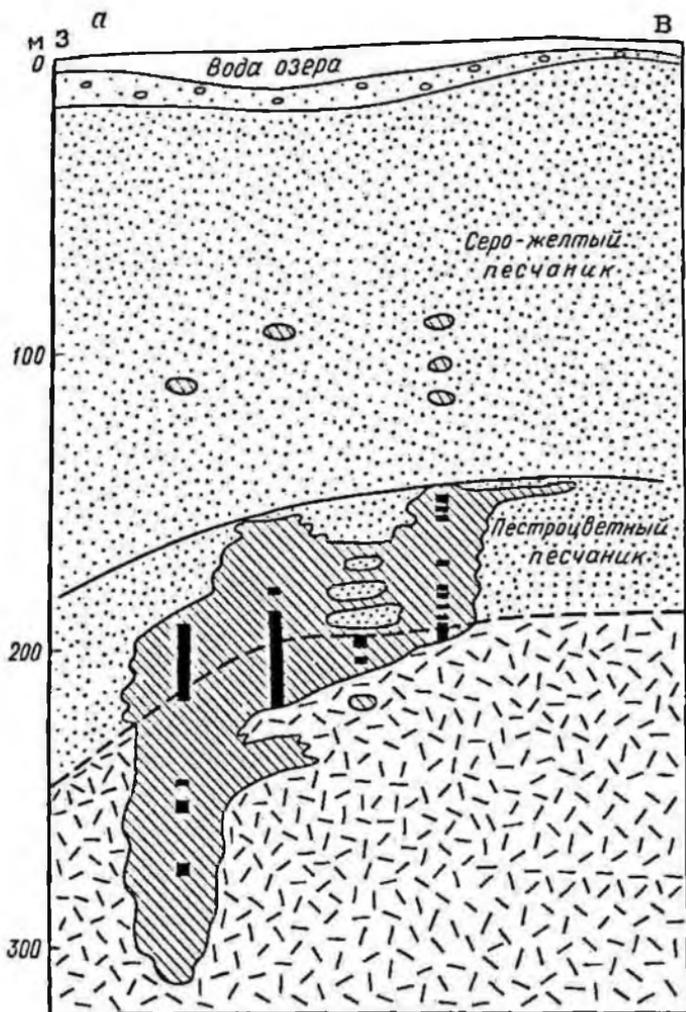
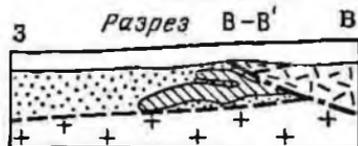
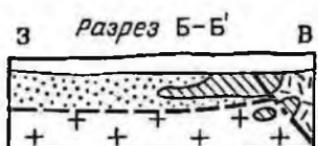
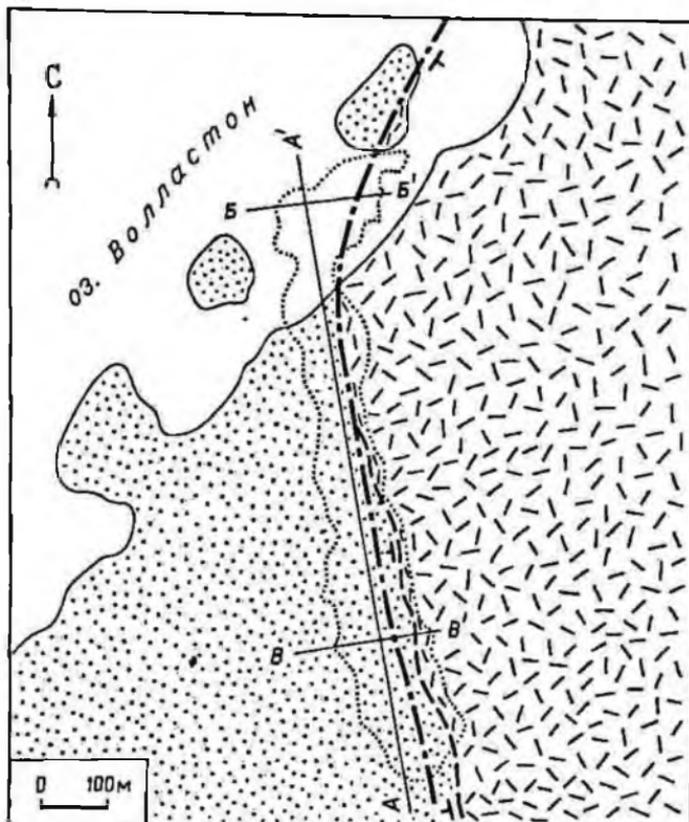


Рис. 28. Урановые месторождения в зонах несогласия (Мидуэст-Лейк) и среди песчаников Атабаска (Коллинз-Бей): а — разрез, б — план и разрезы. По Л. Трембли. 1 — наносы, элювий; 2 — песчаники Атабаска; 3 — нижнепротерозойские парагнейсы; 4 — гранитогнейсы; 5 — контуры рудных залежей в плане; 6 — рудные залежи (а) с интервалами богатых руд (б) среди рядовых; 7 — несогласие; 8 — разрывы

Существует ряд отличий. Наиболее важным из них является, по-видимому, различное соотношение времени формирования несомненно эндогенных первичных урановых руд и платформенного чехла: докомболджийское в районе Аллигейтор-Риверс и постатабасское — в районе Атабаска.

Сравнение геологических структур урановых рудных полей и месторождений, приуроченных к различным крупным тектоническим

б



0 30М



элементам активизированных, древних платформ, показывает, что на их разнообразие оказывают влияние главным образом следующие факторы: 1) степень метаморфизма и консолидации вмещающих пород, 2) степень дислоцированности вмещающих пород, 3) строение разреза и тип рудовмещающих толщ, 4) особенности геотектонического режима тектоно-магматической активизации. Относительная роль и значение каждого из этих факторов меняются от одного рудного района к другому вместе со сменой геологической обстановки. В породах кристаллического фундамента важную роль в структурах рудных полей и месторождений играют зоны мощных долгоживущих разломов со сложным внутренним строением, а также складчатые нарушения и флексуры. Непосредственно рудоносными структурными элементами являются как глубинные зоны ультраметаморфизма и пластических деформаций, так и зоны наложенных хрупких деформаций, обычно унаследующие положение первых.

В наложенных средне-верхнепротерозойских прогибах, выполненных слоистыми толщами неметаморфизованных осадочных пород, на первый план в структурах рудных полей и месторождений выдвигаются разрывы межформационного и межпластового типа и надвиги в сочетании с секущими разрывами, часто связанными со скрытыми разломами кристаллического фундамента.

В структурах рудных полей и месторождений типа несогласия в различных соотношениях сочетаются структурные элементы, характерные для кристаллического фундамента и для слоистых толщ неметаморфизованных пород, с региональной тектонической границей раздела между породами фундамента и платформенного чехла.

Из всего разнообразия типов структур следует особо выделить те, которые пока не имеют аналогов в ураноносных провинциях фанерозойских складчатых и областей мезо-кайнозойской активизации. Такими типами являются: 1) зоны ультраметаморфизма и глубинных дислокаций с TR—Th—U оруденением, 2) надразломные грабены, заполненные брекчиями с Cu—U—Au оруденением, и 3) рудные поля и месторождения типа несогласия.

ГЛАВА 4.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УРАНОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В складчатых областях выделяется несколько геологических типов ураноносных провинций, отличающихся по возрасту и геотектоническому положению. Оруденение гидротермального генезиса развивается преимущественно среди складчатых областей палеозойского возраста. В более молодых складчатых регионах урановорудные провинции чаще относятся не к собственно складчатым областям, а к областям наложенной мезо-кайнозойской активизации. Напомним, что главные этапы гидротермального рудообразования в складчатых областях фанерозоя делятся на четыре периода. Это

поздний девон, ранняя—поздняя пермь, ранний мел, миоцен. При этом два первых и последний рубежи рудоотложения приходится на постинверсионный период времени развития геосинклинали, а третий — раннемеловой предшествует инверсии, т. е. нет определенной связи с периодами развития геосинклинали относительно ее инверсии, однако все отмеченные периоды рудообразования характеризуются условиями, типичными для орогенного этапа развития геосинклинали.

В собственно геосинклинальных складчатых областях различают несколько видов провинций. Некоторые из них, как правило, молодые, развиваются в областях стыка геосинклинали с окружающей ее платформенной рамой.

ПРОВИНЦИИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ И ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН

Наиболее распространены в складчатых областях провинции, приуроченные к срединным массивам и геоантиклинальным структурам, которые по геологическому развитию сходны со срединными массивами, но для которых не обязательна стадия прохождения состояния щита или платформенного (чаще докембрийского) развития. По А. Л. Яншину, срединный массив в фанерозойских складчатых областях представляет собой останец раннего щита или платформы, вовлеченный в эпикратонную складчатую область и обрамленный единовозрастной складчатостью. Для геоантиклинали это условие не обязательно.

Группировка рудных полей и месторождений

Исследования показывают, что условия размещения и структура рудных полей и месторождений складчатых областей определяются непосредственно предрудными структурами в сочетании с более древними. Если оруденение позднепермское, то предрудными разнообразными прогибами, поднятиями и разломами этого возраста; если оруденение девонского или иного возраста, то предрудными структурами соответствующего возраста и типа, и т. д. На рис. 29 и 30 показана схема размещения рудных полей в провинциях, приуроченных к срединному массиву и интрагеоантиклинальному поднятию с рудами позднедевонского возраста.

Как видно на рис. 29, все рудные поля размещаются в основном в трех позициях: на верхне-среднедевонских поднятиях, вблизи приразломных прогибов, осложняющих поднятия, и в зонах перехода поднятий в прогибы, т. е. в областях изменения направления знака вертикальных движений этого времени. Естественно, что территория срединного массива, вовлеченная в поднятие-свод, прошла сложную историю геологического развития, очень разнообразна по строению и разбита разнотипными и различно ориентированными зонами глубинных разломов. На рис. 29 видно, что в поднятие вовлечены как блоки стабильно воздымавшиеся, так и стабильно прогибавшиеся в геосинклинальный период (до инверсии) развития территории. В зону рудоконтролирующего свода и его

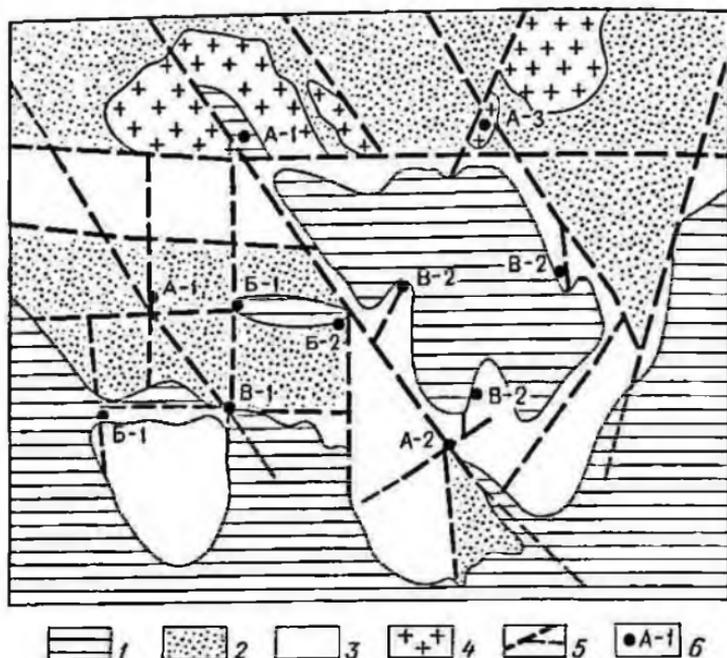


Рис. 29. Положение рудных полей в структурах срединного массива.

1 — предрудный прогиб; 2 — древние поднятия метаморфитов; 3 — древние аффузивно-осадочные прогибы; 4 — орогенные гранитоиды; 5 — зоны глубинных разломов; 6 — рудные поля и их шифр

обрамления попадают глубинные разломы, отделявшие докембрийские сланцево-гнейсовые ядра (блоки) от палеозойских блоков прогибов геосинклинального типа. Глубинные разломы в пределах таких разнотипных блоков определяют направление осей складок в прогибах или разделяют разновозрастные поля развития пород. В блоках поднятий, например, они часто отделяют вендские и довендские породы и т. д. Эти и другие разломы часто переходят из древних блоков поднятий в блоки прогибов. По многим из них произошли подновления и возобновились движения при сводообразовании. Такие подновленные разломы и узлы их сочленения и пересечения обычно контролируют положение рудных узлов, полей и месторождений. Геологическое строение этих участков определяет структуру приуроченных к ним рудных полей и месторождений.

Таким образом, в строении рудных полей, приуроченных к орогенному поднятию, принимают участие все основные элементы строения территорий, вовлеченных в поднятие, и, следовательно, возникшие задолго до формирования рудоконтролирующих поднятий, а также элементы, возникшие в предрудный и рудный периоды. Типовые сочетания этих главнейших элементов поднятия по существу составляют структуру поля и его позицию. Прежде всего отметим, что месторождения приурочены к зонам глубинных разломов и тяготеют к участкам их сопряжения и пересечения.

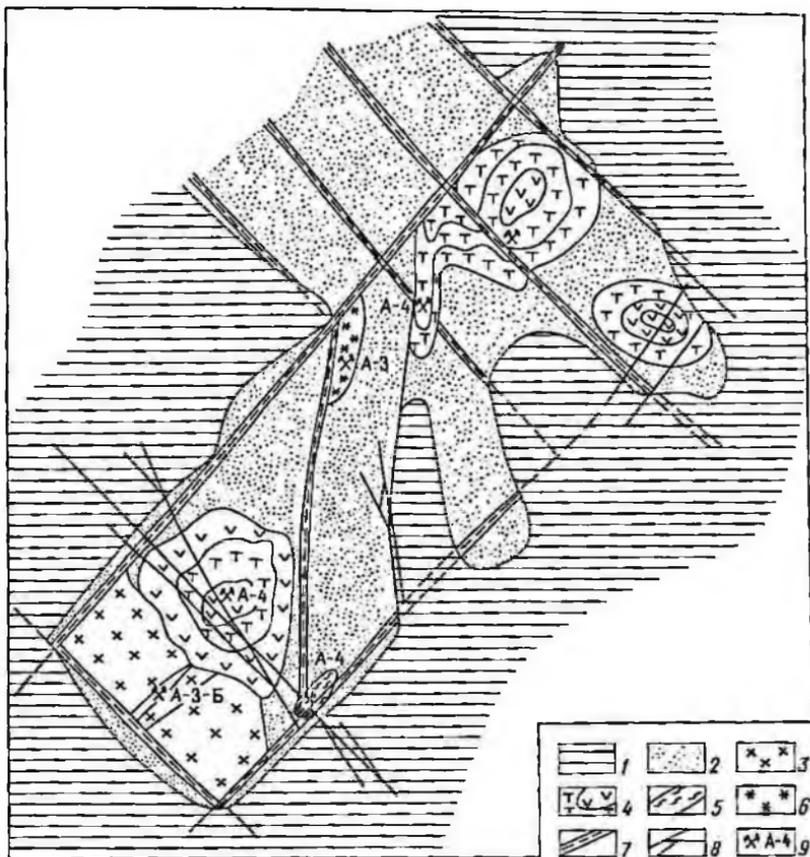


Рис. 30. Положение рудных полей в интрагеоантиклинальной зоне.
 1 — предрудный прогиб; предрудное поднятие; 2 — породы фундамента, 3 — диориты орогенные, 4 — вулканические постройки, 5 — субвулканические тела, 6 — предрудные граниты; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — отдельные разрывы; 9 — рудные поля

Рассмотрим несколько типовых случаев позиции и, следовательно, в какой-то степени структуры рудных полей.

Группа А. Объединяет рудные поля, расположенные на предрудном поднятии. Они удалены на различные расстояния от края поднятия. В зависимости от древней структуры и молодого предрудного поднятия выделяются рудные поля, приуроченные: к зонам пересечения и сопряжения разломов, расположенных среди блоков доинверсионных поднятий (А-1); к участкам сопряжения глубинных разломов, один из которых разделяет древние блоки доинверсионных поднятий и прогибов между собой (А-2). Выделяется тип полей и месторождений, приуроченных к гранитоидным телам (А-3). Эти тела располагаются в зонах разломов или ограничиваются зо-

нами глубинных разломов. Различаются месторождения, находящиеся в массивах или в их эндоконтактах (А-3а) и развитые на их экзоконтактах (А-3б). В последнем случае объединяются в разновидности месторождения жильные (А-3б₁) и с телами прожилково-вкрапленных руд (А-3б₂).

Можно выделять типы рудных полей по условиям формирования вмещающих пород — орогенные, докембрийских метаморфитов, геосинклинального комплекса и т. д. Для некоторых провинций, где один из указанных комплексов пород широко развит и определяет специфику структуры поля, такое деление вполне оправданно. Так, например, если на предрудном поднятии срединного массива или геоантиклинали широко развиты различного рода сложные вулканические постройки орогенного периода развития складчатой области (некки, сателлиты, кольцевые дайки, кальдеры, субвулканы и т. д.) и к ним приурочены рудные поля, то выделение самостоятельной структурной группы вполне правомерно — это, например, группа А-4. Она по специфике структуры будет близка к структуре рудных полей, пространственно связанных с вулканическими поздними постройками областей активизации. В пределах группы, в зависимости от специфики строения поля и закономерностей размещения в нем месторождений отчетливо выделяются подгруппы. Например, поля связанные с некками и субвулканическими интрузивами разной формы и возраста в фундаменте (А-4а) или субпластовые месторождения в вулканогенно-осадочных толщах, залегающих на древнем фундаменте (А-4б). Так, в группе А-4б выделяются рудные поля и месторождения, приуроченные к сложнопостроенным кальдерам обрушения (А-4б₁), отдельным горизонтам вулканических построек на древнем фундаменте (А-4б₂) или различного рода вулкано-купольным сооружениям (А-4б₃).

Группа Б включает рудные поля на поднятиях, располагающиеся в приразломных и других прогибах. Оруденение в таких полях размещается или в породах фундамента прогиба (Б-2), или собственно в породах прогиба (Б-1), или захватывает те и другие.

Такие поля и месторождения располагаются в массивных, чаще кристаллических породах (Б-2а), или в слоистых отложениях (Б-2б). Выделяются поля, приуроченные к различным субвулканическим телам, неккам и т. д. (Б-2в).

Группа В структур рудных полей и месторождений размещается в обрамлении предрудных поднятий. Выделяется несколько типов: это рудные поля по обрамлению прогибов, на частных антиклинальных поднятиях, осложняющих прогиб и существовавших во время его заложения (В-1).

Поля приурочены также к разломам и размещаются в породах фундамента предрудного прогиба или в зонах сопряжения и пересечения глубинных разломов, часто осложняющих края обширного предрудного прогиба приразломным частным прогибом; ранее по такому разлому обычно отделялся прединверсионный прогиб от такого же по возрасту поднятия (В-2).

Различаются прогибы, обрамляющие провинцию, и более мелкие,

осложняющие ее. Обычно в области перехода низких гор поднятия в высокие эти прогибы развиваются чаще на блоках, ранее испытывавших прогибание, и обрамляются зонами глубинных разломов.

Рудные поля и месторождения на предрудных поднятиях

Для предрудных поднятий типичны месторождения, расположенные вдали от края поднятия, обычно в докембрийских породах, и контролируемые зонами глубинных разломов различного типа. Они залегают в породах доорогенного этапа развития геосинклинали.

Рудные поля и месторождения в доорогенных породах

Месторождения приурочены к участкам древних поднятий и тяготеют к узлам сопряжений и пересечений разнонаправленных зон этих разломов (тип А-1). По одной из систем региональных разломов производят деление на два значительных по размерам и различно построенных блока. Первый блок сложен глубоко метаморфизованными породами — кристаллическими сланцами и различными гнейсами (рис. 31), второй — сложен платформенными, верхнепротерозойскими, кварцевыми песчаниками, черными доломитами, алевролитами с горизонтами известняков, которые залегают на метаморфитах. Амплитуда вертикального движения оценивается не менее 3 км. Рудный узел приурочен к участку пересечения и сопряжения ортогональных систем разломов с ранее отмеченным глубинным, диагональным по направлению, разломом. При этом на участке узла, вдоль разделяющего блоки, и диагональных глубинных разломов прослеживается узкая приразломная складка, образованная кембро-ордовикскими и подстилающими их древними платформенными отложениями. Складка глубоко погружена в гранито-метаморфический слой по системе контролирующей ее разломов. Таким образом, на территории узла вдоль диагонального разделительного разлома амплитуда суммарных вертикальных движений достигает уже не 3 км, а приблизительно 10 км, т. е. равна или больше суммарной мощности пород, слагающих приразломную складку.

Рудные поля и месторождения рассматриваемой группы характеризуются большим разнообразием геолого-структурных обстановок формирования оруденения, обусловленным размещением их на сложном, гетерогенном геологическом основании и широком интервале геологического разреза. Рудные поля и месторождения располагаются в метаморфических толщах докембрия, в позднепротерозойских субплатформенных отложениях и в перекрывающих геосинклинальных образованиях кембро-ордовика вместе с магматическими породами.

В общем случае оруденение в рудных полях и на месторождениях контролируется сочетанием нескольких структурных элементов — разрывных и складчатых нарушений, контактов интрузивных тел, корневых частей вулканических построек, поясов даек и т. д. Значение каждого такого элемента определяется особенностью строения рудного поля и положением его в структурном этаже, но главенствующая роль принадлежит разрывным нарушениям.

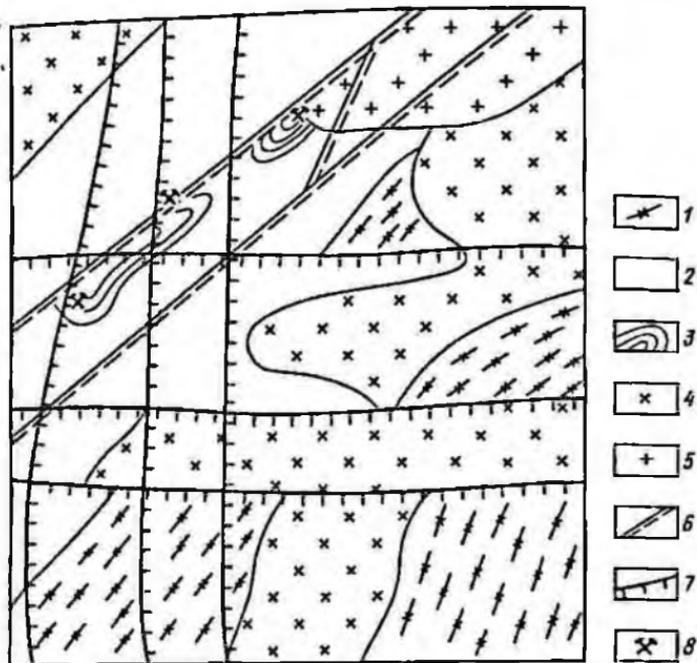


Рис. 31. План рудного поля, расположенного на поднятии в участке пересечения зон глубинных разломов.

1 — кристаллические сланцы и гнейсы древней геосинклинали; 2 — кварцевые песчаники, известняки, доломиты, полимиктовые песчаники и черные сланцы древней (вендской) платформы; 3 — алеволиты и песчаники приразломного геосинклиналиного прогиба; 4 — батолитоподобные гранодиориты; 5 — массивы гранитов; 6 — главные тектонические швы глубинных разломов; 7 — второстепенные тектонические швы разломов; 8 — рудные месторождения

В метаморфических толщах докембрия размещение оруденения определяется секущими разрывными нарушениями при определенном влиянии послонных срывов в зонах контактов толщ различного состава. В субплатформенных отложениях секущие разрывные нарушения сохраняют первенствующее значение, но существенно важными оказываются послонные срывы, особенно в узлах осложнений складчатости, где могут оказывать решающее влияние на размещение оруденения в масштабе всего месторождения или отдельных рудных тел.

В геосинклиальном структурном этаже определяющее значение в размещении оруденения вновь получают зоны секущих разрывных нарушений. Обычно они наследуют направления более древних расколов фундамента и рассекают поздние массивы гранитоидов.

Общее строение одного из рудных полей рассматриваемой группы приведено на рис. 32. Рудное поле располагается в узле пересечения широкой зоны северо-восточного межблокового глубинного разлома с системой крупных швов трансблокового разлома широтно-го простирания.

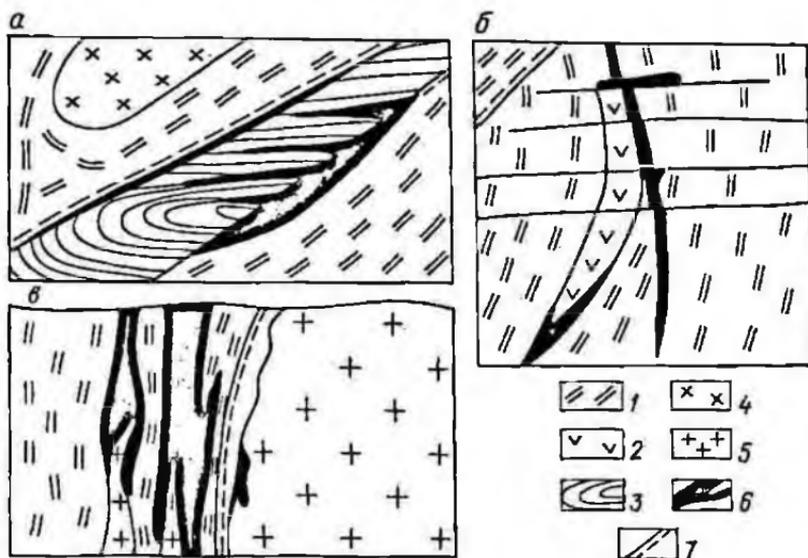


Рис. 32. Структуры некоторых месторождений, расположенных в разломах на пред-рудном поднятии.

а — в послойных трещинах оперения (плав); б — в разрывах вдоль контактов и в осложняющих их поперечных нарушениях (плав); в — в экзоконтакте гранитов (разрез); 1 — древние платформенные отложения — кварцевые песчаники и известняки, углистые сланцы. Геосинклинальные образования: 2 — субвулканические тела диабазов; 3 — приразломные прогибы (полимиктовые алсеропесчаники); 4 — гранодиориты и диориты; 5 — граниты вляскитовые; 6 — рудные тела; 7 — разломы

Рудное поле сложено образованиями двух структурных этажей. Нижний этаж представлен платформенными отложениями — полимиктовыми песчаниками, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, известняками, доломитами и кварцевыми песчаниками. Верхний — слогаается разнообразными осадочными и вулканогенными образованиями — песчано-глинисто-кремнистыми отложениями, туфами, конгломератами и эффузивами основного-среднего состава. Метаморфизм всех названных пород примерно одинаков и не превышает средних ступеней зеленосланцевой фации.

Платформенные и геосинклинальные отложения смяты в систему тесно сжатых линейных протяженных антиклинальных и синклинальных складок грабен-синклинали, развившейся по зоне межблокового глубинного разлома. Крылья складок осложнены перегибами, nasledующими направления вееров широтных трансблоковых разломов.

Отличительная особенность рудного поля — возникновение в центре приразломной грабен-синклинали локальной антиклинальной складки, фиксирующей наибольшее продвижение к поверхности метаморфического протерозойского фундамента, облекаемого породами платформенного чехла.

Рудное поле характеризуется интенсивным магматизмом геосинклинального и раннеинверсионного этапов при подчиненном зна-

чении позднеорогенного. Магматические тела, тесно связанные с зонами глубинных разломов, усилили неоднородность строения рудного поля; приконтактным частям их принадлежит важная роль в размещении оруденения.

Большинство месторождений рудного поля располагается в прибортовых частях грабен-синклинали, где намечается определенная приуроченность рудоносных площадей к участкам гетерогенного строения — границам толщ осадочных пород различного литологического состава, контактам мощных субвулканических тел диабазовых порфиритов или массивов гранитоидов. Тектонические дислокации в этих участках проявлялись наиболее контрастно. Вдоль секущих разломов обычно развивались мощные зоны дробления и сильной трещиноватости, которые вместе с системами разрывных нарушений глубинного заложения создавали благоприятные условия для проникновения гидротермальных рудоносных растворов.

На месторождении наблюдается развитие собственно урановой рудной формации, связанной с низкотемпературными натровыми метасоматитами (эйситами). Урановорудные тела практически повторяют контуры эйситизированных пород. Формирование руд осуществлялось в значительной мере путем метасоматоза, в связи с чем в локализации оруденения важная роль отводится химическому составу вмещающих пород, их способности к замещению. Мощные тела рудоносных метасоматитов образуются в гранит-порфирах и кварц-полевошпатовых песчаниках. Неблагоприятные породы — габбро и пелитоморфные известняки. Рудные тела развиваются в них только вдоль сильно тектонически проработанных зон и имеют резкие границы с неизменными породами.

Несмотря на это обстоятельство, оруденение на разных месторождениях рудного поля локализуется среди различных по составу и возрасту толщ. На одних месторождениях оруденение развивается преимущественно в карбонатно-сланцевых породах, на других — в песчаниках и алевролитах или среди вулканогенно-осадочных и эффузивных образований. Оруденение в рудном поле распространяется, таким образом, по всему стратиграфическому разрезу пород платформенного и геосинклинального структурных этажей. Отдельные рудные тела находятся среди лейкократовых гранитов в эндоконтактной зоне массива. Крупные рудные тела размещаются в экзоконтакте этого массива в дайках гранит-порфиров. Отмечается также наложение уранового метасоматического оруденения на древние интрузивные тела габбро и на самые поздние дайки лампрофиров и плагипорфиров.

Все месторождения располагаются на участках интенсивного проявления разрывных нарушений, входящих в соответствующие зоны глубинных разломов. Крупные швы глубинных разломов оруденения, как правило, не вмещают. В размещении последнего большое значение имеют северо-западные и субмеридиональные разрывные нарушения, соединяющие (или оперяющие) крупные швы региональных разломов. Рудные залежи трубообразной формы локализуются в брекчированных породах, развивающихся в особо благоприятных условиях,

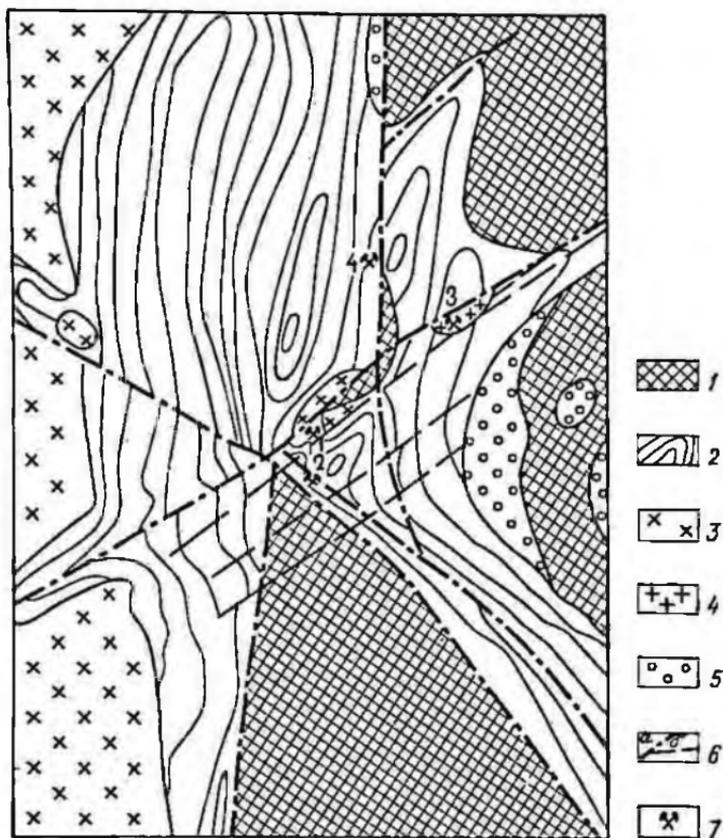


Рис. 33. Схематическая геологическая карта рудного поля группы А-2.

1 — метаморфогенные породы докембрия; 2 — кембро-ордовикские эффузивно-осадочные толщи; 3 — диориты, гранодиориты нижнего силура; 4 — аляскитовые граниты верхнего силура; 5 — девонские красноцветные молассовые отложения; 6 — основные швы краевых (а) и трансблоковых (б) зон глубинных разломов; 7 — месторождения

при пространственном совпадении нескольких хорошо проявленных геолого-структурных элементов. Жило- и линзообразные рудные тела связаны с зонами расщелачивания, брекчирования и сильной трещиноватости пород, сопровождающими секущие и последние разрывные нарушения. В рудных телах отмечаются обогащенные участки, положение которых определяется структурными ловушками различных типов, при определенном значении благоприятных литологических и физико-химических составов пород.

Рассмотрим примеры структур рудных полей и развитых в них месторождений типа А-2. Напомним, что эти поля размещаются на предрудных поднятиях и удалены на различные расстояния от краев поднятий в сторону их центров. Поля этого типа тяготеют к зонам глубинных разломов, располагаются в узлах сопряжения и пересечения разноориентированных зон глубинных разломов. При

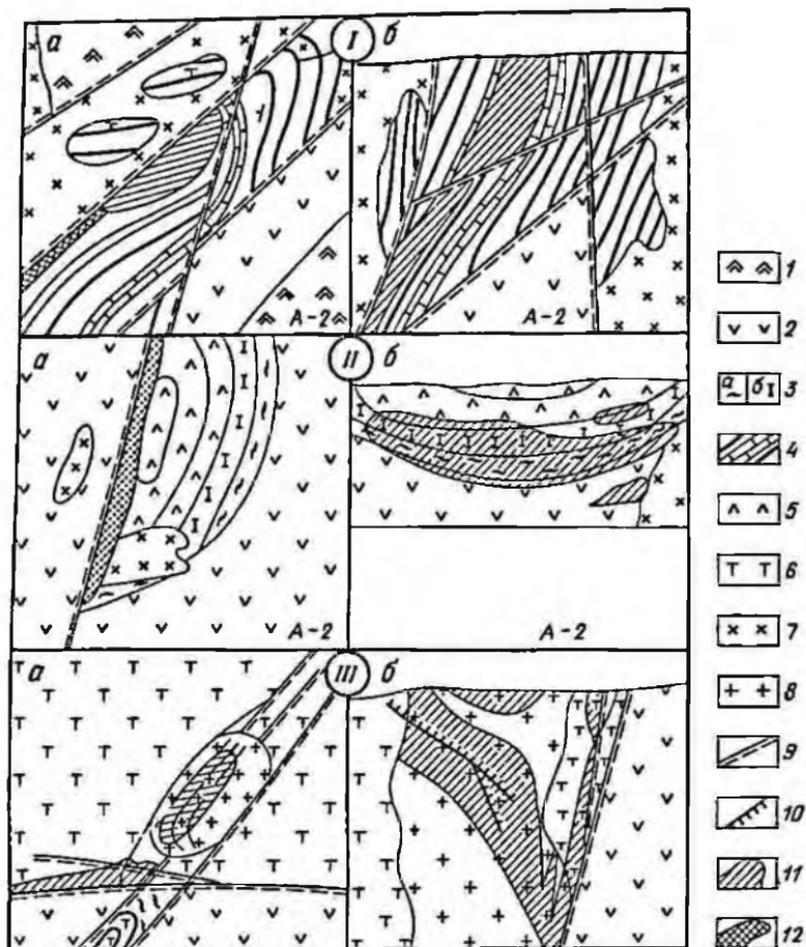


Рис. 34. Примеры структур месторождений групп А-2 и А-3. а — планы, б — разрезы. Месторождения: I — в слоистых сжатых толщах, II — на крыле брахискладки, III — в эндоконтакте гранитов (тип А-б).

1 — отложения метаморфитов докембрия; 2 — андезитовые порфиристы ордовика; 3 — алевриты (а) и кислые туфы (б), слагающие брахискладку ордовика; 4 — известняки и аргилляты ордовика; 5 — дацит-порфиры ордовика; 6 — туфы порфиритов ордовика; 7 — диориты, гранодориты нижнего силура; 8 — ялскитовые граниты верхнего силура; 9 — главные тектонические швы глубинных разломов; 10 — дополнительные тектонические швы разломов; 11 — рудные тела; 12 — проекция рудных тел на дневную поверхность

этом один из пересекающихся разломов разделяет блок древних поднятий, сложенных метаморфитами, от блоков прогибов, выполненных фанерозойскими эффузивно-осадочными породами. На рис. 33 он имеет субмеридиональное простирание. Край блока метаморфитов осложнен узкой фанерозойской сильно пережатой синклиальной складкой, которая ориентирована параллельно зонам пересекающихся

разломов меридионального и северо-западного простираний. В пределах поля западный борт этой синклинали складки отделен от блока прогиба узким горстообразным поднятием. Изгиб этого поднятия в плане сопряжен с проявлением секущего северо-восточного разлома. Вдоль него, главным образом в тектоническом узле, образованном разломами, проявились малые интрузии, внедрившиеся после инверсии. Вблизи узла по разделяющему блоки разлому возникли частные достаточно пологие, иногда коробчатые синклинали. Они развиваются на блоке поднятия, сложенного метаморфитами.

Оруденение развито, главным образом, в пределах тектонического узла. Оно контролируется разломами и приурочено к участку замыкания складки около малой интрузии (см. рис. 32) или вблизи субвулканического некка порфиритов, осложняющего эту складку. Иногда руды локализируются в крыле складки по прослойным срывам. Известны месторождения, где рудные тела слепые. Они развиваются вдоль разлома, но только там, где к нему на глубине примыкают пласты туфогенно-осадочных пород. Эти породы образуют складку, в которой выше и ниже туфогенно-осадочных пород соответственно располагаются лавы дацитовых и андезитовых порфиритов. В этом случае рудная залежь вытягивается по разлому вдоль благоприятных для рудоотложения туфогенно-осадочных пластов пород на значительное расстояние (рис. 34).

Другие месторождения этого рудного поля размещаются в тектоническом клине, на участке периклиналиного замыкания складки. Склонения рудного тела, прослойных срывов и оси складки совпадают и направлены вдоль разлома, к которому примыкают складка и благоприятные для рудоотложения туфогенно-осадочные пласты пород в ней.

Известны месторождения, рудные тела которых залегают в осадочных породах по обрамлению вулканического некка основного состава. Прожилково-вкрапленное оруденение развивается вдоль трещин и трещинных зон, облекающих некк, и склоняются согласно некку.

Месторождения, приуроченные к гранитам орогенного этапа

Известны урановые месторождения, залегающие целиком в массиве гранитов или вблизи эндоконтакта. Схема строения одного из таких месторождений показана на рис. 34. Это тип А-3а. Интрузивный массив находится на предрудном поднятии и приурочен к системе разрывов одной из пересекающихся зон глубинных разломов. В массиве развиты единичные трещины этой зоны. Они сопровождаются интенсивной трещиноватостью и полосами зон предрудного дробления, развитых по обеим сторонам нарушения, мощность их достигает 3 м. При приближении по рудоносному нарушению ко второй (поперечной) зоне глубинного разлома, появляются частые тектонические швы. Они являются дорудными, характеризуются большими пострудными амплитудами (15-30 м) смещения в плане, ориентированы параллельно секущей зоне. В этом же направлении чаще начинают встречаться в граните ксенолиты вмещающих пород,

включая и ранние гранитоиды более основного состава. Эти ксенолиты играют значительную роль в локализации более мощных участков рудных тел. В целом гранит склоняется в сторону секущей зоны глубинного разлома, где и предполагается одна из его корневых частей.

Рудоносное крутое нарушение в верхней части месторождения, располагаясь в гранитном теле, ориентировано согласно контакту массива с вмещающими породами. С глубиной, в результате падения контакта массива к центру, рудоносное нарушение переходит на границу массива и является контактовым. По простиранию оно дугообразно, соединяет между собой пересекающие зоны разломов и меняет направление на флангах согласно простираниям, пересекающихся зон глубинных разломов. Полоса рудной залежи с глубиной также склоняется под углом 25—30° к участку пересечения зон глубинных разломов. Таким образом, одной стороной залежь выходит на дневную поверхность, а другой — оказывается глубоко погруженной в недра. В пределах залежи, на участках сопряжения нарушений и раздувов мощности ксенолитов, выделяются самостоятельные небольшие рудные тела жилообразные и в виде уплощенных линз. Часто в пределах массива и на его контактах располагаются тела колчеданных и медно-порфирировых руд, золоторудные образования в березитах и грейзены с оловом или молибденом. Урановые образования во всех случаях пересекают их и являются более молодыми. Они часто оказываются ориентированными в ином структурном плане, чем более ранние сульфидные рудные образования.

Широко проявились на поднятии в зонах разломов месторождения, приуроченные к экзоконтактам гранитных тел. Это разновидность группы А-3, выделяемая автором в самостоятельный тип А-3б. Отчетливо обособляются месторождения преимущественно с прожилково-вкрапленными (метасоматическими) рудами на экзоконтакте гранитоидных тел (А-3б₂) и месторождения жильные (заполнение пустот, тип А-3б₁).

Месторождения прожилково-вкрапленных руд часто приурочены к массивам, которые прорывают монотонную слоистую толщу. Контакт массивов четкий без следов ассимиляции вмещающих пород. Однако известны случаи, когда контакт осложнен секущими разрывами ортогонального направления и контролируется ими. Рудные тела имеют трубообразную, уплощенную форму и развиваются в дайках и апофизах гранитов, осложняющих экзоконтакт, и продолжают над ними в осадочной толще (см. рис. 32). При этом тела приурочены к апофизам и дайкам гранита, ориентированным параллельно контакту. Тела представлены прожилково-вкрапленными рудами в эйситах и развиваются по микробрекциям и брекциям. Последние возникли до эйситизации пород и определяют ее контур. Генетически они, вероятно, обязаны газовой-жидкому прорыву эйситизирующих флюидов вдоль тектонических нарушений.

Известны месторождения, структура которых определяется серией жил различной ориентировки и значения, развитых в экзоконтакте гранитов. Пример такого месторождения рассмотрен далее.

Жильные урановые месторождения располагаются в блоках устой-

чивых длительных поднятий, прошедших геосинклинальный путь развития. Они характерны для срединных массивов и их обрамлений. В их пределах месторождения находятся в тесной пространственной и временной связи с крупными (батолитоподобными) интрузивами постскладчатых гипабиссальных гранитов, размещаясь в эндо- или экзоконтактах последних.

Жилы локализируются в зонах регионального разлома, имеющего сложное, неоднородное строение и ориентированных поперечно по отношению к осям главных складчатых сооружений.

Урановорудные жилы концентрируются, как правило, в участках пересечения зон указанных региональных разломов со сближенными разрывами иной ориентировки.

Рудовмещающими являются либо сами граниты, либо дислоцированные толщи контактово-метаморфизованных пород, образованных различными сланцами и гнейсами. Эти породы в рудоносных районах слагают кристаллический фундамент или относятся к образованиям геосинклинального этажа. По степени регионального метаморфизма они могут занимать весь ряд от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций изменения. В зависимости от этого контактовые преобразования минерального состава пород и их изменения прочностных свойств выражаются по-разному. Ярче и контрастнее они проявлены, когда граниты прорывают сравнительно слабо метаморфизованные толщи филлитов, филлитовидных сланцев и зеленокаменных пород. Мощность контактового ореола может достигать 1 км и более. При этом фиксируются заметные изменения физико-механических свойств пород — уменьшается их эффективная пористость, проницаемость, возрастают прочность и хрупкость. В гнейсах и кристаллических сланцах контактовое воздействие гранитов выражено слабее и фиксируется на расстояниях десятков, редко первых сотен метров. Прочностные свойства пород экзоконтакта практически не меняются.

Осложнения контактов и кровли плутонов (куполообразные выступы, гребни и т. п.) контролируются зонами глубинных, догранитных разломов, ориентированных продольно и поперек к интрузиям. Во вмещающих породах разрывы, входящие в зоны разломов, в пред- и внутрирудное время испытывали интенсивное подновление. Иногда в них локализовались рудоносные жилы.

Позиция месторождений и рудных полей в значительной степени определяется морфологией контактов гранитов, а также осложнениями зон региональных разломов (или пучков сближенных нарушений), обусловленными пересечениями с разрывами иной ориентировки или пересечениями с пачкой переслаивающихся пород, характеризующихся резко различными прочностными свойствами. Особенно благоприятны сочетания последних двух ситуаций. По отношению к гранитам месторождения могут находиться в следующих обстановках:

- 1) в экзоконтактах гранитов в жилах, залегающих в системах сближенных сбросов и сдвига-сбросов, соединенных диагональными трещинами;

- 2) над локальными, четко выраженными куполами и гребнями, а также над склонами пологих выступов верхних контактов гранитных плутонов;

3) в краевых частях плутонов, сбоку от сравнительно крутопогружающихся на большие глубины контактов.

В этих трех случаях жильные поля приурочены к узлам пересечений сближенных разрывов разной ориентировки или к зонам тектонических нарушений, пересекающих чередующиеся неоднородные по физико-механическим свойствам породы. Сочетание всех этих условий создает особо благоприятные условия для формирования жильной сети. Обязательным является наличие систем разрывов определенной ориентировки, которая была благоприятной для образования раздвигов и сдвига-сбросов, выполняемой жильной минерализацией. Эти нарушения испытывали приоткрывания в период формирования урановорудных жил и, соответственно, выполнялись последними.

Все жилы имеют крустификационное, ритмично полосчатое строение, что определенно свидетельствует об их формировании путем выполнения открытых полостей. Состав их чаще всего сложный, поскольку на месторождения почти всегда широко проявлены процессы телескопирования, совмещения в одной жиле минеральных ассоциаций до-, син- и постурановорудных стадий. Характерно также, что обычно урановорудные жилы локализуются в трещинах иной ориентировки, нежели ориентировка жил ранних стадий, с которыми связано формирование руд олова, вольфрама, полиметаллов, хотя пространственно месторождения урана и этих элементов могут быть совмещены. По составу жилы существенно карбонатные, реже кварцевые и флюорит-кварцевые. Соотношения жильных минералов в значительной степени зависят от состава вмещающих пород. Там, где ими являются граниты, кристаллические сланцы, гнейсы, филлитовидные сланцы и т. п., в жилах преобладает кварц.

В толщах, содержащих прослои и тела метадиабазов, зеленых сланцев, скарны и скарнированные породы, относительно богатых кальцием, магнием и железом, в жилах существенную, если не главную роль играют карбонаты. Присутствие последних и преобладание над кварцем иногда свойственно для нижних частей жил, тогда как в самых верхних частях может появиться барит.

Рудовмещающие разрывы и жилы обнаруживают так называемую «обратную» (по Крейтеру) зональность, которая выражается в выклинивании жил и вмещающих их сбросов и переходе вверх по восстанию в системы сближенных мелких трещин или тонкие швы с глиной трения. С приближением к гранитам мощность разрывов и локализованных в них жил увеличивается, широкое развитие получают брекчии, возрастают также амплитуды смещений по рудовмещающим сбросам, меняется также их ориентировка, плоскости их с приближением к гранитам искривляются, стремясь занять положение, перпендикулярное к поверхности контакта. Указанная зональность в строении отдельных жил и всей трещинно-жильной сети ярко выражена около гранитных куполов и гребней. В других случаях она существенно затушевана. Тем не менее ее наличие и характерные черты свидетельствуют о формировании и подновлении рудовмещающих разрывов под влиянием напряжений, возникающих при внедрении больших масс гранитных магм и последующем их остывании.

Урановые минералы образуют колломорфные, гроздевидные, линзо-, прожилко- и лентообразные скопления в жильной массе. В плоскости жил они распределены крайне неравномерно и концентрируются в рудные столбы, которые вытягиваются вдоль линий пересечения с различными по составу породами либо разрывами.

В однородных породах рудные столбы могут иметь изометричные расплывчатые очертания либо вытягиваются по падению.

Рудные поля и месторождения в вулканогенных структурах орогенного этапа развития

Большая группа урановых месторождений орогенных областей приурочена к различным вулкано-тектоническим структурам, располагающимся на предрудных сводовых поднятиях (группа А-4, см. рис. 29). Среди них выделяются рудные поля и месторождения в вулканических кальдерах, кальдеро-купольных структурах, вулканотектонических депрессиях бескальдерного типа, а также в зонах разломов фундамента, вмещающих небольшие субвулканические интрузивы, вулканические некки, трубки взрыва и корни эффузивов.

Характерные ураноносные структуры складчатых областей — поздние вулканические кальдеры обрушения, сформированные в орогенный этап [1,2]. Наиболее рудоносные кальдеры размещаются в зонах крупных долгоживущих разломов и приурочены к древним жестким блокам орогенных сводов. Они имеют в плане чаще всего овальную или изометричную полигональную, а в разрезе — корытообразную форму и почти со всех сторон ограничиваются дуговидными и линейными разломами, которые отделяют вмещающие вулканогенно-осадочные отложения от выступов фундамента (рис. 35). Размеры их достигают нескольких сотен квадратных километров.

Фундамент кальдер слагают древние (каледонские и вариссийские) граниты и останцы их кровли, представленные разнообразными кристаллическими сланцами. Несмотря на длительный (25—30 млн. лет) период формирования рудоносных кальдер, заполняющие их вулканогенно-осадочные отложения имеют в общем небольшую (до 1200 м) суммарную мощность и представлены, главным образом, игнимбритами и спекшими туфами кислого состава. Они разделяются на ряд свит и толщ, в основании которых обычно прослеживаются горизонты слоистых осадочных пород. Основание разреза вулканических пород составляют андезиты-базальты и лавобрекчии (нижняя свита). Выше их располагаются разнообразные андезиты, дациты, брекчии и туфы, залегающие с глубоким размывом на всех более древних породах.

Главная часть разреза вмещающих пород представлена более молодыми, преимущественно пирокластическими породами кислого состава, отчетливо разделяющимися на две свиты. Среди этих вулканитов наиболее широко распространены игнимбреты, спекшиеся туфы и туфобрекчии липаритов, чередующихся с туфогенными песчаниками, туффитами и образующие характерные структуры вулканического наслоения. Многие особенности их размещения обусловлены дифференцированными тектоническими движениями блоков фунда-

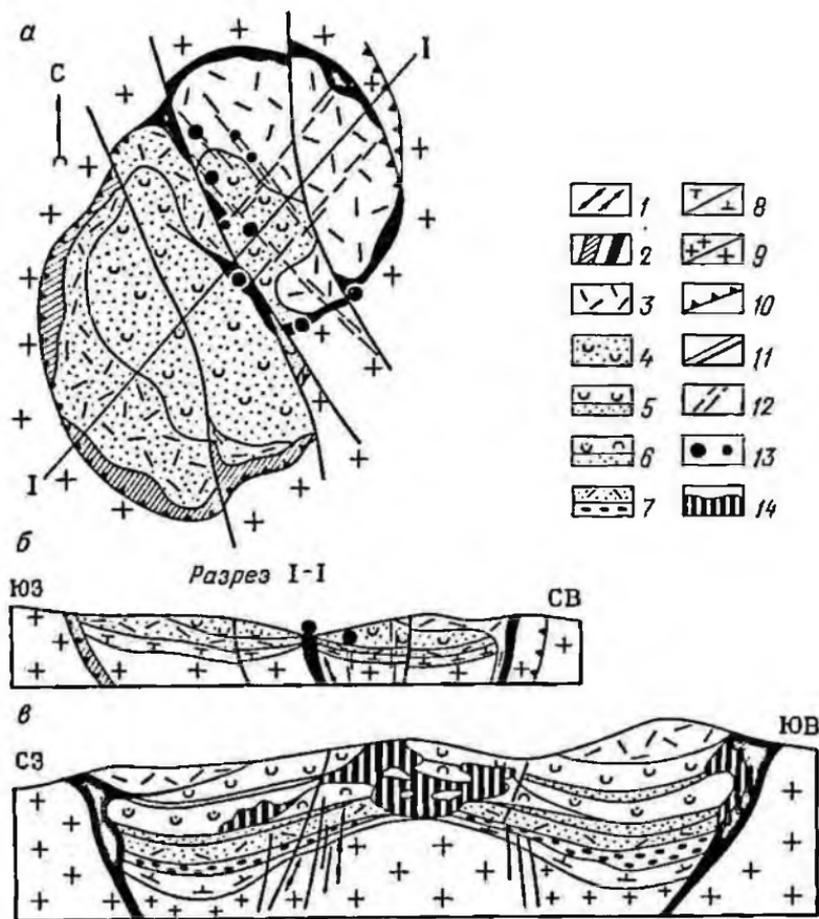


Рис. 35. Геологическое положение и особенности строения рудных полей, приуроченных к вулканическим кальдерам обрушения.

а — схема геологического строения кальдеры обрушения и особенности размещения в ней месторождений и основных рудопроявлений. **б** — геологический разрез по линии I—I. **в** — продольная проекция рудного поля.

1 — наиболее молодые дайки кислого и основного состава; 2 — поздние субвулканические интрузивы липаритов; 3 — преимущественно спекшиеся туфы, игнимбриты и брекчи липаритов верхней свиты; 4 — нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы средней свиты; 5 — спекшиеся туфы липаритов, туфобрекчи и туфопесчаники верхней толщи; 6 — разнообразные туфы липаритов, туффиты, брекчи и туфопесчаники средней толщи; 7 — игнимбриты и спекшиеся туфы липаритов, песчаники и конгломераты нижней толщи; 8 — дациты, андезиты, их туфы и андезито-базальты нижней свиты; 9 — варисийские и каледонские гранитоиды, а также останцы их кровли — кристаллические сланцы, гнейсы; 10 — кольцевые и дуговидные разломы; 11 — сквозные линейные разломы; 12 — зоны скрытых разломов фундамента; 13 — месторождения и рудопроявления урана; 14 — проекции на вертикальную плоскость рудных залежей

мента. Над внутренними поднятиями фундамента обычно наблюдаются сокращенные мощности и своеобразные фации вулканитов, выпадение из разреза отдельных горизонтов и целых толщ вулканогенно-осадочных пород. В смежных опущенных блоках обычно развиты мощные толщи преимущественно обломочных пород.

На большей части территории кальдер вмещающие вулканогенно-осадочные породы залегают почти горизонтально. Крутые (до 80°) падения пород наблюдаются лишь в узких (0,5—1 км) краевых зонах, возникших в связи с проседанием дна кальдер по кальдерным разломам, а также на участках погребенных неровностей рельефа и в зонах скрытых разломов фундамента.

Кальдерный блок ограничен сложными структурами. Они представлены разрывными нарушениями — глинистыми швами, зонами брекчий, милонитов и трещиноватых пород. В них располагаются штокообразные экструзивы и кольцевые дайки, а также наблюдаются локальные изменения условий залегания и состава вулканогенно-осадочных пород. К краевым зонам кальдер приурочены узкие кольцевые прогибы (приразломные рвы), заполненные обломочными фациями вулканогенно-осадочных пород. Они пересекаются многочисленными дуговидными разломами и корнями поздних субвулканических интрузивов.

Кольцевые разломы круто (до 85°) падают к центру кальдер. По ним дно кальдер опущено на многие сотни метров. Нередко единая кольцевая структура кальдер обрушения разделяется на крупные автономные тектонические блоки, самостоятельные кальдеры проседания. Как показывают палеовулканические реконструкции, в их пределах по-разному развивались вулканические процессы, формировались кольцевые структуры и разрывные нарушения, что отразилось и на их рудоносности (см. рис. 35). В приведенном примере наиболее рудоносная северная автономная кальдера характеризуется древним гранитоидным фундаментом, более длительным временем формирования и большой мобильностью.

Кальдерный блок пересекают крупные линейные разломы и пояса молодых послевулканических даек. Среди линейных разломов выделяются сквозные и скрытые разломы. Первые отчетливо проявлены во всех частях геологического разреза в виде единых тектонических зон, по которым устанавливаются обычно значительные (сотни метров) вертикальные и более крупные горизонтальные амплитуды смещения пород. Скрытые разломы хорошо видны лишь в фундаменте кальдеры и в нижних частях разреза вулканогенных пород. Они трассируются поясами древних даек и отчетливыми глинистыми швами, по которым, однако, не наблюдается значительных амплитуд смещения пород. Выше по разрезу они представлены рассредоточенными трещинными зонами, имеют большую (в несколько десятков-сотен метров) мощность и включают отдельные кулисообразные швы, субвулканические интрузивы, жерловые фации и поздние дайки.

В разрезе вулканогенно-осадочных пород отмечаются многоярусные пологие нарушения. Наиболее крупные из них располагаются на границах нижних свит, но широко распространены и выше в разрезе, вдоль выдержанных горизонтов слоистых туфогенно-осадочных пород.

Урановорудные поля, связанные с вулканическими кальдерами рассматриваемого типа, располагаются во внутренних частях их, и лишь отдельные месторождения приурочены к краевым кольцевым разломам (см. рис. 35).

Рудные поля представляют обычно небольшие (первые десятки квадратных километров) участки кальдер, вытянутые вдоль основных разломов. Их слагают стратифицированные, пологозалегающие вулканогенно-осадочные породы, суммарная мощность которых не превышает 1000 м. Они размещаются на неровном сложно построенном фундаменте. В его пределах выделяются гранитоидные, поперечные к основным линейным разломам поднятия и погруженные тектонические блоки, сложенные в большей части древними кристаллическими сланцами.

Геологические разрезы вмещающих пород на поднятиях и прогибах фундамента различны, и это обуславливает значительную неоднородность в строении одних и тех же толщ в разных участках рудных полей. На поднятиях фундамента, где обычно располагаются основные урановые месторождения, в разрезе вмещающих толщ преобладают, полосчатые ингимбриты и в разной степени спекшиеся туфы липаритов, разделенные маломощными горизонтами осадочных пород и согласными нарушениями. На разных уровнях разреза среди них отмечаются субвулканические и жерловые фации, которые являются важными элементами строения зон скрытых рудоносных разломов.

В таких рудных полях выделяются две группы месторождений, различающихся по геологическому строению и условиям локализации оруденения.

Главная группа месторождений приурочена к внутренним частям обособленных тектонических блоков вулканических кальдер, к зонам скрытых разломов (см. рис. 35, а). Основные черты геологической структуры этих месторождений определяются особенностями строения именно скрытых разломов, проявленных неодинаково в геологическом разрезе. В плотных лавах и игнимбритах они представлены чаще всего отдельными, маломощными просечками, а в слабопрочных вулканитах — отчетливо выраженными зонами дробления. Приуроченные к ним сложно построенные рудовмещающие зоны располагаются вблизи или над дайкообразными субвулканическими интрузивами, прослеживаются в разрезе на первые сотни метров и имеют прерывистый характер. Оруденение развито преимущественно в благоприятных пирокластических породах с относительно высокой пористостью и низкими прочностными характеристиками, значениями модуля упругости и коэффициента Пуассона.

Прожилково-вкрапленные руды таких месторождений слагают трещинно-жилвные и штокверковые тела неправильной формы, а также разнообразными по внутреннему строению пластовые залежи. Обычная форма и строение рудных тел изменяются в зависимости от свойства вмещающих пород. Линейные трещинно-жилвные и штокверковые тела неправильной формы, локализованные в хрупких, прочных вулканитах, переходя в пористые вулканогенно-осадочные

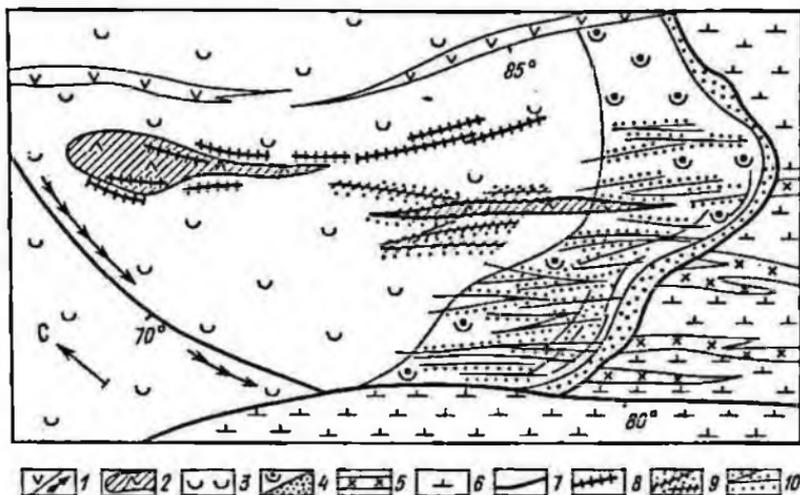


Рис. 36. Особенности локализации уранового оруденения месторождений, приуроченных к стратифицированным толщам кальдер обрушения.

1 — послевулканические дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров; 2 — поздние субвулканические интрузивы липаритов и их брекчий; 3 — разнообразные спекшистые туфы, туфобрекчий и туффиты липаритов; 4 — игнимбриты и спекшистые туфы липаритов; 5 — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры; 6 — андезитодациты нижней свиты; 7 — сквозные разломы; 8—10 — рудоносные зоны горизонтов: 8 — верхних, 9 — средних, 10 — нижних

породы, увеличиваются по площади и приобретают форму уплощенных штокверков или пластов (рис. 36).

Другая группа урановых месторождений кальдер обрушения приурочена к поздним субвулканическим интрузивам, заполняющим кальдерные разломы (см. стр. 35). Особенности структуры этих месторождений весьма близки основным месторождениям кальдеро-купольных вулканических сооружений.

Закономерности локализации уранового оруденения в них определяются особенностями проявления разрывных нарушений, обусловленных в значительной мере формой и внутренним строением субвулканических и жерловых фаций, а также условиями залегания и физико-механическими свойствами толщ вмещающих их стратифицированных вулканогенно-осадочных пород.

Рудные тела имеют обычно неправильную форму, сложное штокверковое строение и размещаются в зонах эндо- и экзоконтактов субвулканических интрузивов.

Многие урановорудные поля и отдельные месторождения урана складчатых областей приурочены к поздним кальдеро-купольным структурам.

Геологическое положение таких вулканических сооружений определяется долгоживущие глубинные разломы, разделяющие орогенные своды на обособленные тектонические блоки. Они располагаются на древнем глубоко эродированном фундаменте и относятся к так называемым наложенным структурам. Фундамент слагают преимущественно разновозрастные граниты и в меньшей мере древние кри-

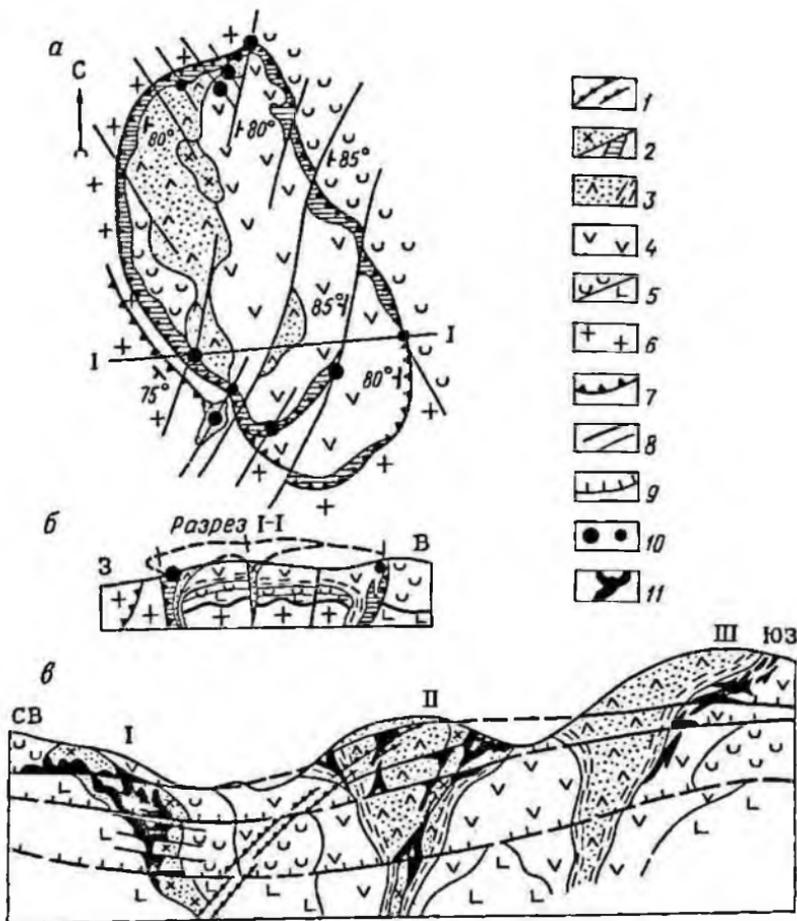


Рис. 37. Геологическое положение и особенности строения рудных полей в кальдеро-купольных сооружениях.

а — схема геологического строения одного из кальдеро-купольных сооружений и положение в нем урановых месторождений; *б* — геологический разрез по линии *I-I*; *в* — продольная проекция рудного поля.

1 — послевулканические дайки гранофиоров, фельзит-порфиоров и диабазов; *2* — поздние субвулканические интрузивы гранит- и граносенит-порфиоров; *3* — гранит-порфиры — липаритовые порфиры, лавобрекчии и кластолавы поздних вулканических куполов; *4* — разнообразие липаритовые порфиры ранних вулканических куполов; *5* — породы, вмещающие вулканические купола: различные туфы, брекчии липаритов верхней свиты и андезитов-дациты нижней свиты; *6* — гранитоиды фундамента; *7* — кольцевые разломы; *8* — линейные крутопадающие разломы; *9* — пологие тектонические нарушения; *10* — урановые месторождения и рудопоявления; *11* — рудные тела

таллические сланцы и слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы.

Рудоносные кальдеро-купольные структуры имеют чаще всего овальную форму и несколько вытянуты вдоль основных магмоподводящих разломов (рис. 37). Размеры их изменяются от 200 до 600 км² и соответствуют площадям наиболее часто встречающихся вулканотектонических структур в земной коре. Они характеризуются длительной историей формирования и сложным геологическим строением.

В разрезе их преобладают разновозрастные лакколитообразные тела и силлы в разной степени раскристаллизованных гранит-порфиров-липаритов. Центральные зоны этих тел слагают обычно гранит-порфиры—кварцевые порфиры, которые к краям постепенно сменяются слабо раскристаллизованными и кластическими разностями. Основную часть разреза и площади кальдеро-куполов слагают ранние липаритовые порфиры—гранит-порфиры, переходящие в краевых зонах в мелкозернистые и фельзитовидные липаритовые порфиры, фельзиты и их кластолавы. Их прорывает более поздняя группа гранит-порфиров — липаритовых порфиров, образующая относительно небольшие купола. Последние отмечаются преимущественно в периферических зонах кальдер обрушения. Нередко разновозрастные купола, лакколиты и силлы разделяются прерывистыми горизонтами вмещающих вулканогенно-осадочных пород, которые широко развиты в основании кальдеры и иногда в средней части ее разреза. В кольцевых и линейных разломах размещаются штокообразные интрузивы, дайки и силлы поздних монзонитов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и кластолав липаритов.

Самые поздние магматические образования — дайки основного, кислого и щелочного состава. Они пересекают все вулканогенно-интрузивные породы кальдеро-куполов и образуют крупные региональные пояса и широкие поля, которые располагаются независимо от вулканических структур. Им предшествовали мощные тектонические движения, обусловившие дробление и смещение вулканогенных структур крупными линейными разломами на многие километры. Этап формирования дайковых поясов отделяет процессы рудообразования от вулканических явлений.

Наиболее важные элементы строения таких кальдеро-купольных сооружений — кольцевые разломы, которые со всех сторон ограничивают кальдерный блок и отделяют его от выступов фундамента (см. рис. 37). Они возникли в начальный период орогенных процессов, формировались в течение длительного периода (20—25 млн. лет) и оказывали большое влияние на размещение вмещающих пород, а также последующего гидротермального оруденения.

Кольцевые разломы представлены системой субпараллельных внутренних краевых и внешних дуговидных разрывов, характеризующихся сложным внутренним строением. В их зонах, кроме протяженных и отчетливо выраженных глинистых швов, тектонических брекчий и милонитов, широко развиты субвулканические и поздние малые интрузивы и дайки, образующие прерывистые цепи, отдельные звенья которых ори-

ентированы не всегда согласно с кольцевыми разломами. Кольцевые разломы падают обычно круто ($60-85^\circ$) к центру кальдерного блока, реже отдельные их интервалы имеют вертикальное падение. По кольцевым разломам кальдерный блок опущен на многие сотни метров.

Кальдерный блок рассекают крупные, линейные северо-восточного и северо-западного простирания разломы (см. рис. 37). Наиболее сложное строение они имеют на участках пересечения с кольцевыми разломами, к которым приурочены и основные рудные поля, и месторождения.

В структуре рассматриваемых кальдеро-купольных сооружений и размещении уранового оруденения большую роль играют пологие разрывные нарушения, расположенные ярусами. Среди них выделяются крупные межформационные разломы, контролирующие размещение основных лакколитообразных интрузивов, силлов и более поздние, относительно небольшие пологие зоны, развивающиеся в зонах контактов разновременных фаз вулкано-куполов, а также мелкие сопряженные с ними пологие разрывы [1]. Крупные пологие нарушения представлены мощными (в несколько метров) глинистыми швами, зонами милонитов и интенсивно раздробленных пород.

Приуроченные к кальдеро-купольным структурам урановые месторождения и рудопроявления находятся преимущественно в зонах внутренних, краевых и внешних кольцевых разломов (см. рис. 37, а). Они концентрируются на относительно небольших площадях и образуют обособленные рудные поля сближенных в пространстве месторождений и рудопроявлений. В приведенном примере рудоносных кальдеро-купольных структур выделяется два основных рудных поля. Они располагаются на участках краевых зон кальдер, характеризуются наиболее сложным геологическим строением.

Одно поле отмечается в узле пересечения кольцевого разлома поперечными северо-восточными, а другое — преимущественно северо-западными разломами.

Рудные поля представляют часть краевых зон кальдеро-куполов. В их пределах широко развиты поздние вулканические купола гранит-порфиров, липаритов, субвулканические интрузивы гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, молодые дайки разного состава, кольцевые и пологие разломы (см. рис. 37). В основании разреза вмещающих пород залегает толща андезито-дацитов, брекчий и туфов, которые перекрываются пачкой песчаников, конгломератов, туфов и игнимбитов, липаритов. Выше их преимущественно располагаются мощные силлообразные тела ранних липаритов. Все они прорываются поздними вулканическими куполами гранит-порфиров-липаритов, субвулканическими интрузивами гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, а также многочисленными дайками разнообразного состава.

Форма залегания и внутреннее строение массивов оказывают большое влияние на особенности размещения уранового оруденения. Поздние вулканические купола, к которым приурочены отдельные месторождения, имеют форму грибо- и воронкообразных тел, с глубиной они переходят в крутопадающие штоки и дайки (см. рис. 37, в).

Их слагают в различной степени раскристаллизованные липариты — гранит-порфиры. В центральных зонах наблюдаются обычно гранит-порфиры, сменяющиеся к краям зернистыми липаритовыми порфирами и плотными липаритами. Краевые фации обычно представлены обломочными разностями — лавобрекчиями и кластолавами, включающими нередко крупные ксенолиты вмещающих пород.

Более поздние граносиенит-порфиры и гранит-порфиры слагают протяженные кольцевые дайки, обособленные значительные по размерам интрузивы дайкообразной формы, либо мелкие штоки и неправильные тела, располагающиеся внутри поздних вулканических куполов.

Характерная особенность структуры таких рудных полей — очень сложная система разрывных нарушений. Наряду с кольцевыми и линейными крутопадающими разломами, в ее пределах широко развиты пологие тектонические нарушения, которые разделяют вмещающие породы на ряд ярусов, различающихся трещинной структурой и проницаемостью. Основные особенности крутопадающих разрывных нарушений заключаются в том, что их морфология и внутреннее строение в значительной мере обусловлены собственно вулканическими элементами. Наиболее сложное их строение отмечается на участках изменений формы залегания и внутреннего строения субвулканических и жерловых фаций, а также в местах пересечения и сопряжения с пологими нарушениями.

Отдельные урановые месторождения приурочены к разобленным структурным узлам пересечения кольцевых и линейных долгоживущих разломов и образуют «многокорневые» рудные поля. Месторождения размещаются обычно не в центре структурных узлов, а локализируются больше в зонах либо кольцевых, либо линейных разломов.

В пределах рудоносных структурных узлов, как правило, развиты разновозрастные магматические образования — поздние субвулканические интрузивы и тела жерловых фаций, а также послевулканические дайки разного состава.

Месторождения приурочены к поздним обособленным куполовидным телам липаритов-гранит-порфиров и субвулканическим интрузивам гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Однако основные рудные тела месторождений отмечаются не всегда в пределах этих интрузивно-вулканических образований. На рис. 37, в показаны три группы урановых месторождений. Одни из них приурочены к поздним субвулканическим интрузивам граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, другие располагаются в куполах гранит-порфиров—липаритов, а третьи — вблизи куполов.

Геологическая структура и условия локализации уранового оруденения месторождений первой группы в значительной мере определяются формой субвулканического интрузива и особенностями проявления в нем разрывных, преимущественно пологих, нарушений.

Здесь урановое оруденение наиболее интенсивно развивается в краевых зонах интрузивов и на участках их изгибов. Месторождения имеют многоярусное строение, обусловленное широким развитием

пологих разрывных нарушений. Основные рудные тела размещаются либо над пологими разломами, либо под ними, реже они локализованы непосредственно в них. Прожилково-вкрапленные руды имеют нередко крупные размеры, обычно неправильную форму, вытянутую либо в плане, либо в разрезе, и сложное штокверковое или линейно-трещинное строение. Для месторождений второй группы наиболее важное значение имеет внутреннее строение вулканокуполов. Основные рудные тела таких месторождений располагаются в зонах контактов пород, различающихся составом, текстурно-структурными особенностями и физико-механическими свойствами. Они обычно имеют небольшие размеры, неправильную форму и отличаются сложным и изменчивым внутренним строением.

В месторождениях третьей группы особенности локализации уранового оруденения определяются формой залегания вулканических куполов и свойствами вмещающих их пород, морфологией тектонических зон. Общий контур зоны распространения оруденения имеет форму, весьма близкую к форме контакта вулканического купола. Размеры зоны развития оруденения значительно расширяются кверху и достигают максимальных площадей на участках изменения формы залегания поздних липаритов при переходе из пологого залегания в крутое. Оруденение приурочено к клиновидным тектоническим блокам, образованным сходящимися в плане и разрезе достаточно крупными крутопадающими разломами. Такие рудоносные блоки пород отличаются от соседних безрудных участков интенсивной раздробленностью и высокой проницаемостью.

Рудные тела месторождений, как правило, имеют небольшие размеры, неправильную форму и характеризуются крайне неравномерным распределением уранового оруденения по простиранию и падению рудоносных зон (рис. 38). Они отличаются сложным внутренним строением. Прожилково-вкрапленное оруденение развивается вдоль систем крутопадающих и пологих трещин, образующих узкие и протяженные или уплощенные значительные по площади штокверки [1].

Отдельные урановые месторождения орогенных областей располагаются в обширных вулканотектонических депрессиях бескальдерного типа [1, 2, 9]. Такие депрессии обычно находятся в пределах раннеорогенных прогибов или слабо воздымавшихся тектонических блоков фундамента и относятся к остаточным структурам. Основанием их являются чаще всего слабо деформированные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения, которые незначительно отличаются по физико-механическим свойствам и составу от вмещающих пород депрессий. В связи с этим в строении ураноносных разрывных нарушений и локализации оруденения не наблюдается отчетливо выраженной этажности.

Как правило, ураноносные депрессии характеризуются сложным блоковым строением. Фундамент некоторых блоков представлен древними гранитоидами и метаморфическими образованиями, на которых фиксируются сокращенные мощности и другие фации вулканогенно-осадочных пород. В их пределах интенсивнее проявлены тектонические разрывы и урановое оруденение.

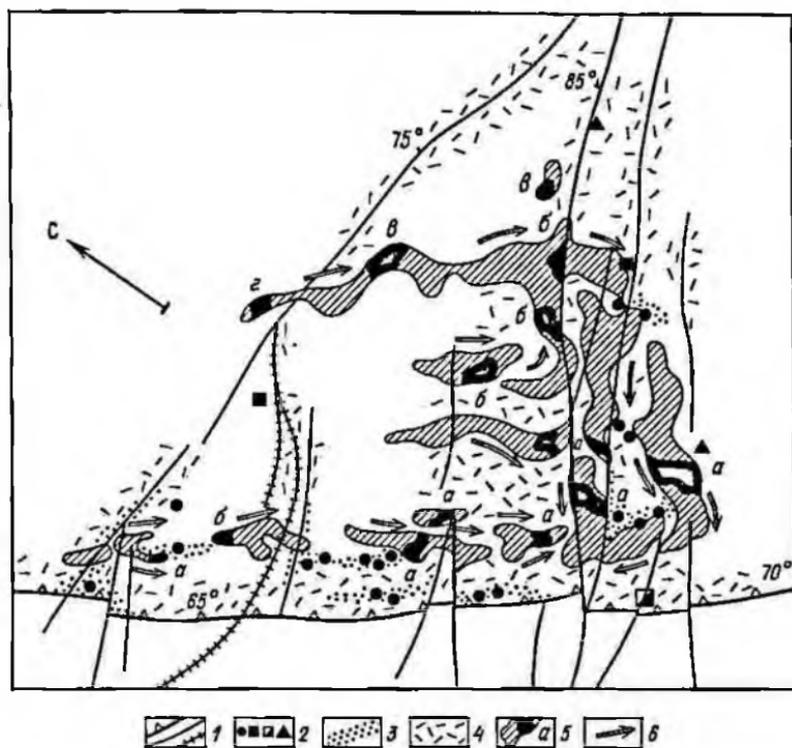


Рис. 38. Особенности локализации уранового оруденения месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам кальдеро-купольных структур.

1 — кольцевой разлом, линейные разрывные нарушения и поздние дайки гранофилов; 2 — мелкие проявления урана, свинца, полиметаллов и флюорита; 3 — зоны гематизации; 4 — окислительная зона вмещающих пород; 5 — рудные залежи и конкретные сечения их на верхних (а), средних (б) и глубоких (в, з) горизонтах; 6 — направления движения гидротермальных растворов

Депрессии заполнены осадочными и разными по составу вулканогенными породами, которые залегают полого. Суммарная их мощность чаще всего небольшая — до 1500 м.

Урановые месторождения обычно располагаются на участках пересечения, сопряжения и изгибов разломов. Одни месторождения и рудные поля приурочены к крутопадающим субвулканическим интрузивам и вулканическим жерлам, другие — к структурам вулканического наслоения — толщам пологозалегающих стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений.

Структурные условия размещения оруденения в первых из них весьма близки месторождениям в кальдеро-купольных структурах. Отличия их заключаются в особенностях морфологии и внутреннего строения конкретных тел рудовмещающих субвулканических пород и жерловых фаций или вмещающих их пород. Специфические особенности локализации оруденения каждого месторождения определяются

также трещинными структурами, проявленными неодинаково на разных участках рудных полей.

Как показано И. М. Баюшкиным, Б. П. Власовым и др. [1], рудные концентрации таких месторождений представлены крутопадающими телами неправильной формы, столбами и усложненными линзами и имеют сложное штокверковое строение. Они состоят из мелких сближенных гнезд богатых руд, между которыми развито бедное прожилково-вкрапленное оруденение. На качество руд большое влияние оказывает интенсивность проявления флюидалности во вмещающих породах и развитие брекчий различного генезиса.

Структура рудных тел и месторождений в пологозалегающих толщах вулканогенно-осадочных пород обусловлена преимущественно внутренним строением сквозных и скрытых рудовмещающих разломов, а также петрохимическими и физико-механическими свойствами вмещающих пород.

На условия локализации оруденения таких месторождений оказывают большое влияние согласные зоны дробления пород, горизонты пористых пород-коллекторов и плотных лав — экранов [1,2]. Рудные тела часто имеют форму усложненных линз и пластов с достаточно равномерным распределением оруденения внутри них. Они находятся в зонах контактов пород, существенно различающихся по прочностным свойствам и проницаемости, или в пределах отдельных благоприятных горизонтов.

Некоторые урановые месторождения орогенных областей приурочены к небольшим субвулканическим интрузивам, вулканическим неккам, трубкам взрыва и корням эффузивов, располагающихся в зонах разломов фундамента за пределами значительных вулканических полей.

Геологическая структура и условия локализации оруденения этих месторождений подробно охарактеризованы Б. П. Власовым, Н. П. Лаверовым и др. Урановое оруденение локализовано преимущественно в вулканических телах или в зонах их экзоконтактов, в породах фундамента. В зависимости от этого структуры рудных тел и закономерности размещения оруденения существенно различаются.

В вулканических образованиях преобладают крутопадающие рудные тела неправильной формы со сложным штокверковым строением. Оруденения вмещают системы мелких трещин, развившихся по отдельным разновидностям вулканических пород и зонам их контактов. На интенсивность проявления оруденения влияют текстурные особенности пород — флюидалность, брекчии.

В породах фундамента, представленных древними гранитоидами и метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями, рудные тела имеют различную форму. Урановое оруденение развивается нередко по слоистости и слазцеватости метаморфических пород, пологим разрывным нарушениям и образует согласные рудные тела.

Рудные поля и месторождения в приразломных прогибах поднятий, осложняющих свод

Широко известны месторождения в приразломных прогибах (группа Б). Напомним, что они также расположены на поднятии, но вблизи или в пределах осложняющих его приразломных, предрудных прогибов. В связи с этим они могут залегать в породах самого прогиба (тип Б-1) или в породах фундамента (тип Б-2).

Каждая из этих разновидностей в зависимости от особенностей геологического строения месторождений подразделяется на несколько типов.

Рассмотрим более подробно примеры месторождений, развитых на поднятии в молассовых отложениях одной из приразломных эрозионно-тектонических депрессий.

Рудное поле с месторождениями, залегающими в красноцветных отложениях депрессии, тяготеет к переходной зоне от срединного массива к миогеосинклинальному доинверсионному прогибу геосинклинали. Оно размещается в замыкании эрозионно-тектонической депрессии, положение которой определяется узлом пересечения крупных разломов северо-западного, северо-восточного простирания, обусловивших форму и ориентировку как самой депрессии, так и ее замыкания (рис. 39).

Фундамент депрессии сложен, в основном, толщей переслаивающихся терригенных, вулканических и кремнистых пород, смятых в крупные линейные складки с крутыми ($60-80^\circ$) углами падения крыльев. В южной части рудного поля они перекрыты флишеподобными песчано-глинистыми отложениями, развитыми в пределах миогеосинклинального прогиба. Породы фундамента прорваны относительно небольшими и немногочисленными телами андезитовых порфиритов, сосредоточенных в пределах дайкового пояса, штоко- и дайкообразными телами гранитоидов.

В пределах депрессии развиты континентальные красноцветные отложения, которые в нижней части их разреза представлены конгломератами, а в верхних — песчаниками, падающими в сторону центра депрессии преимущественно под пологими ($10-20^\circ$) углами. Эти отложения прорваны штокообразными телами и дайками дацит-порфиров. Последние сгруппированы в нечетко выраженные пояса, расположенные концентрически вокруг центрального штокообразного тела.

Разрывные нарушения рудного поля являются составляющими двух систем глубинных разломов. Северо-западные разрывы — крайние ветви разлома, отделяющего срединный массив от прогиба, а северо-восточные — составляющие другой зоны глубинных разломов, имеющей межблоковый характер. Эти разломы наиболее четко выражены в породах фундамента, хотя более крупные из них рассекают красноцветные отложения депрессии, а менее значительные или совсем не проявляются, или постепенно затухают по восстанию.

В рудном поле известны месторождения, приуроченные к прибортовым частям депрессии. Некоторые из них размещаются в породах фундамента и связаны с небольшими разрывами и по условиям ло-

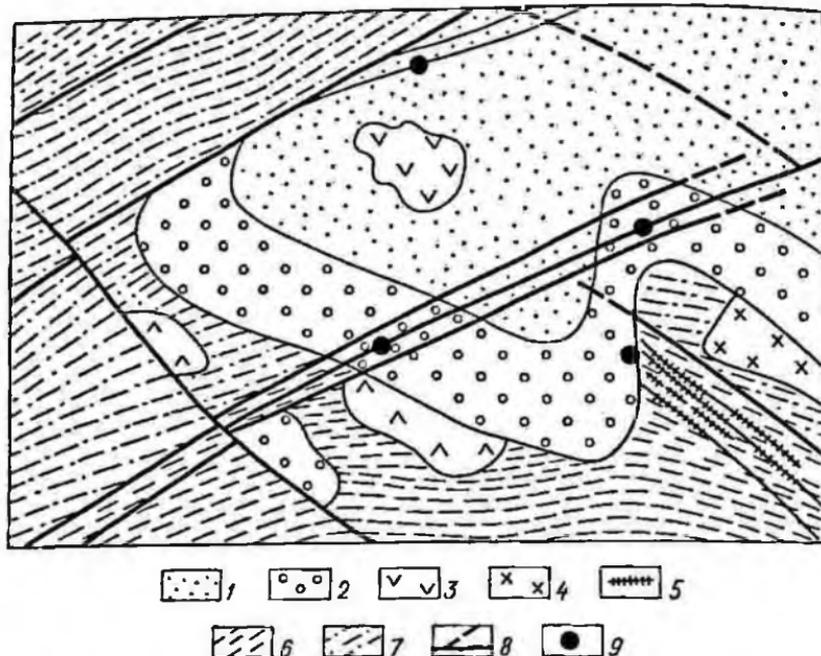


Рис. 39. Схема геологического строения рудного поля в молассовых отложениях. 1 — красноцветные песчанники; 2 — красноцветные конгломераты; 3 — андезитовые порфириды; 4 — гранитоиды; 5 — дайки среднего и основного состава; 6 — флишеподобная толща песчано-глинистых отложений; 7 — толща переслаивания терригенных, вулканогенных и кремнистых пород; 8 — разломы; 9 — урановые месторождения

кализации аналогичны охарактеризованным выше. Здесь наибольший интерес представляют месторождения, рудные тела которых в основном залегают в красноцветных породах депрессии. Они, как правило, приурочены к прибортовым частям депрессии, осложненным разрывными нарушениями. Одно из месторождений расположено в прибортовой части депрессии над дайковым поясом, залегающим в породах фундамента и контролируется мелкими разрывными структурами в красноцветных конгломератах. Рудные тела месторождений залегают часто в эйситизированных, реже в березитизированных породах. Общая характерная особенность главных месторождений рудного поля — их размещение в породах, слагающих прибортовую или придонную части депрессии в связи с разрывными структурами, затухающими по восстанию в толще красноцветов.

Одно из типичных месторождений рудного поля размещается в борту депрессии, имеющей четкий несогласный характер налегания на фундамент (см. рис. 39 и рис. 40). Фундамент сложен сильно дислоцированными терригенно-осадочными отложениями с прослоями кремнистых и вулканогенно-осадочных. На участках месторождения они прорваны сложнопостроенным телом андезитовых порфиридов и их кластолав, представляющим собой жерловину вулканического аппарата. Красноцветные породы, слагающие депрес-

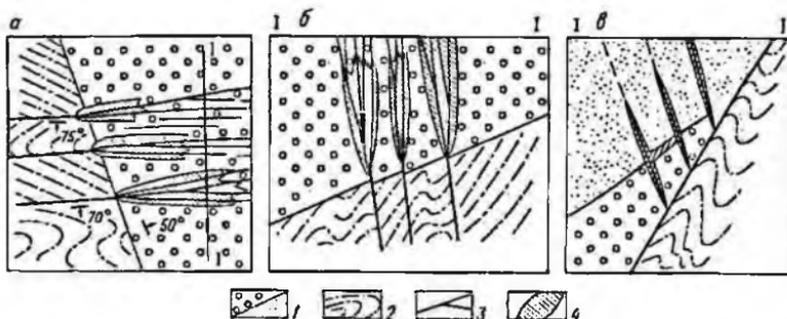


Рис. 40. Геологическое строение месторождений в молассовых отложениях депрессий: а — схема геологического строения поверхности месторождения, расположенного в месте пересечения борта депрессии с разрывными нарушениями; б — схематический разрез по линии I—I'; в — схема строения месторождения, расположенного в борту депрессии, осложненном разломом.
1 — красноцветные конгломераты и песчаники; 2 — осадочные породы фундамента депрессии; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные тела

сию, лежат на размытой поверхности пород фундамента и представлены крупногалечными конгломератами с прослоями и линзами песчаников. Они падают в сторону центра депрессии под углами $40\text{--}50^\circ$ около ее борта и постепенно выполаживаются при удалении от него. Конгломераты прорваны редкими и маломощными крутопадающими дайками дацит-порфиров.

Главная роль в формировании структуры месторождения принадлежит узлу пересечения борта депрессии с серией разрывных нарушений, ориентированных к нему почти под прямым углом. Установлено, что они были заложены еще до начала отложения красноцветных конгломератов и в процессе формирования депрессии происходило их наращивание по восстанию в виде серии расходящихся под острым углом постепенно затухающих тектонических швов, переходящих в зоны трещиноватых пород. Амплитуды смещения подошвы депрессии рассматриваемыми разрывами составляют $50\text{--}100$ м. Однако амплитуды смещения по этим же швам по их восстанию постепенно уменьшаются до полного исчезновения. Рудные тела месторождения связаны с этими нарушениями и тяготеют к придонным частям депрессии, залегая преимущественно в красноцветных конгломератах, захватывая частично и породы фундамента (см. рис. 40). Выклинивание рудных тел по восстанию происходит по мере затухания разрывного нарушения, к которому они приурочены, а по падению распространяются ниже поверхности контакта лишь на незначительное расстояние.

Некоторые рудные тела не обнаруживают прямой структурной связи с подошвой депрессии и локализуются несколько выше ее в связи с другими структурными обстановками (места пересечения разрывных нарушений с межпластовыми срывами или дайками, сочленения мелких разрывов и т. д.). Совокупность рудных тел, связанных с серией сближенных разрывных нарушений, образует рудосносную зону, которая снизу ограничивается подошвой депрессии,

а по восстанию — условной поверхностью затухания разрывных нарушений. Особенности локализации рудных тел и их морфология показывают, что в их формировании наряду с гидротермальными растворами важная роль могла принадлежать и вадозным водам, циркулировавшим в толще конгломератов, особенно в придонной части депрессии.

В несколько иной обстановке локализовалось другое месторождение рудного поля, расположенное в борту депрессии, имеющем тектонический характер (см. рис. 40). Фундамент депрессии также сложен интенсивно дислоцированными терригенно-осадочными, кремнистыми и эффузивными породами. Отложения, слагающие депрессию, представлены в нижних частях их разреза красноцветными конгломератами, а в верхних — песчаниками. На поверхности месторождения конгломераты отсутствуют, так как они сброшены по разлому, проходящему по контакту красноцветных отложений с породами фундамента. Этот разлом был заложен еще до начала накопления красноцветных отложений и определил положение борта депрессии. Движения по нему продолжались и после окончания формирования красноцветной толщи, внедрение даек происходит вплоть до завершения гидротермальной деятельности. Разлом падает в сторону центра депрессии под углами $50-68^\circ$ и по сумме движений представляет собой сброс с вертикальной амплитудой в несколько сотен метров. Разломы представлены зонами интенсивно катаклазированных пород мощностью до 5—10 м. В центральных частях этой зоны отмечаются тектонические швы с глиной трения и милонитом, в промежутках между которыми развиты интенсивно перемятые породы. Она сопровождается интенсивным расланцеванием и гидротермальным изменением прилегающих пород в полосе шириной до 80 м.

Один из важнейших структурных элементов месторождения — серия сближенных тектонических швов, развитых в висячем боку Главного разлома. В плане они образуют с последним острый угол, а в разрезе — близкий к прямому. При удалении от Главного разлома происходит их постепенное затухание как по простиранию, так и по падению. В целом эта зона сближенных разрывных нарушений представляет собой совокупность многочисленных близпараллельных или сходящихся и расходящихся под острым углом тектонических швов. Очень часто к последним приурочены дайки дацит-порфиров. В лежачем боку Главного разлома отсутствуют как эти нарушения, так и дайки. На месторождении довольно широко проявлены и сплошные нарушения.

Урановое оруденение сосредоточено во многих рудных телах небольших размеров, приуроченных к составляющим упомянутой зоны сближенных разрывных нарушений. Они залегают исключительно лишь в красноцветных отложениях депрессии и в дайках дацит-порфиров, претерпевших предрудное осветление. Рудные тела месторождения имеют жилообразную форму и сложены рудами с тонковкрапленной и брекчиевой текстурами. Руды по падению выклиниваются, не достигая Главного разлома, а по восстанию выкли-

ниваются по мере затухания разрывных нарушений, к которым они приурочены, и поэтому большинство их них — слепые. В некоторых случаях оруденение развивается и по межпластовым срывам. Литологический состав вмещающих пород на локализацию оруденения заметного влияния не оказывает.

Группа месторождений, расположенных в фундаменте прогибов (Б-2), как было отмечено выше, отличается большим разнообразием. Наиболее простые месторождения формируются в монотонном кристаллическом фундаменте (Б-2а). Это могут быть сланцы, включая и кристаллические, а также древние магматические тела или гнейсы одноптипного строения.

Месторождения в сланцах или гнейсах встречаются наиболее часто. Они характеризуются развитием наиболее простых форм рудных тел. Это или серия субпараллельных разреженных жил, или одна жила. В случае прожилково-вкрапленных рудных тел это одна или несколько линз различного размера или уплощенных столбов. Обогащенные участки тел приурочены к местам их пересечения с разрывами других направлений. Нередко здесь возникают хаотически ориентированные рудоносные трещины. Важно подчеркнуть, что не породы, а разрывы являются ведущими в структуре месторождений и рудных тел. Их изгибы, сопряжения, пересечения и т. д. контролируют тела и их обогащенные участки.

Разновидность Б-2б представлена многими месторождениями. Для всех них характерно повышенное значение тектонических послонных срывов, появление рудных тел в виде лентообразных залежей на участках пересечения послонных пологих срывов с крутыми пучками даек. Важным является и выделение наиболее благоприятного для локализации оруденения горизонта пород: на участках пересечения с ним рудовмещающих тектонических нарушений и располагаются рудные тела. При этом слоистые пачки представлены не только осадками собственно геосинклинального периода.

Отмечаются отчетливо слоистые толщи и среди достаточно древних метаморфизованных пород, например, частая перемежаемость сланцев или гнейсов с горизонтами или телами амфиболитов. В этих случаях оруденение приурочивается к одной какой-либо разновидности пород. На одних месторождениях наблюдаются раздувы рудных тел и появление обогащенных участков в них вдоль рудоносных нарушений, пересекающих горизонты или тела амфиболитов. В других месторождениях эти явления устанавливаются при пересечении рудоносных разрывов с более кислыми по составу породами или сланцами.

В этой разновидности, особенно в слоистых слабо метаморфизованных породах геосинклинального этажа, часто встречаются месторождения с широко проявленными оползновыми явлениями. Среди слоистой толщи выделяется пачка пород с аномальными горизонтами залегания пород, при сходном залегании подстилающих и покрывающих его горизонтов (см. рис. 6 и рис. 41, 42). По простиранию этот аномальный горизонт часто переходит в хаотически ориентированное залегание пород, а затем и в так называемые «мусорные» конглобрекции. Последние представляют собой различные по размеру

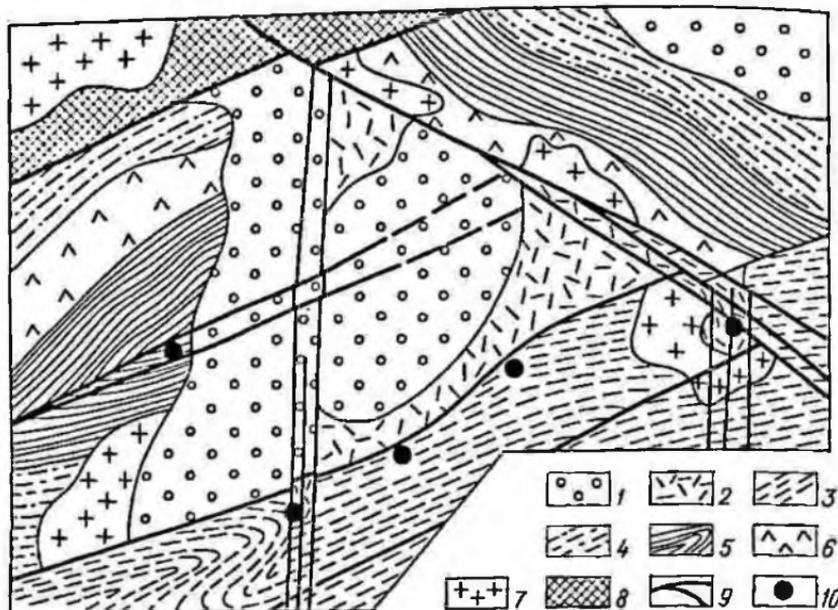


Рис. 41. Схема строения рудного поля с месторождениями в фундаменте мулды.
 1 — красноцветные конгломераты; 2 — вулканогенно-осадочные отложения кислого состава;
 3 — флишеподобная толща аргиллитов, алевролитов и песчаников; 4 — толща терригенных
 и вулканогенно-осадочных отложений; 5 — кремнистые отложения; 6 — диабазы, спилиты
 и их туфы; 7 — гранитоиды; 8 — метаморфические породы; 9 — разломы; 10 — урановые
 месторождения

угловатые обломки пород аномально залегающего горизонта. Обычно среди этих конглобрекций обломки пород иного состава не отмечаются. Обломки тесно подогнаны друг к другу и цементируются той же по составу обломочной массой более мелкого размера. Часто по границам развиваются более поздние тектонические швы и брекчии. В месторождениях с развитием многочисленных древних оползней, возникших еще до полной литификации пород, отмечается частая приуроченность рудных тел к оползневым структурам. Конечно, форма оползней чрезвычайно разнообразна, что определяет форму приуроченных к ним рудных тел.

Следует отметить, что в этой разновидности месторождений на их структуру, форму рудных тел, положение в телах обогащенных участков большое влияние оказывают не только разрывные нарушения, но и специфика строения слоистых толщ (см. рис. 42).

Другая обширная разновидность структур месторождений в фундаменте приразломных прогибов связана с осложняющими его строение различного рода субвулканическими и малыми интрузивными телами различного возраста (тип Б-2в). Здесь могут проявляться старые кальдеры, некки, силлы, развившиеся еще в геосинклинальный период развития региона. Это определяет обычно изометричные формы поля. Часто развиты вытянутые интрузивные тела ранних

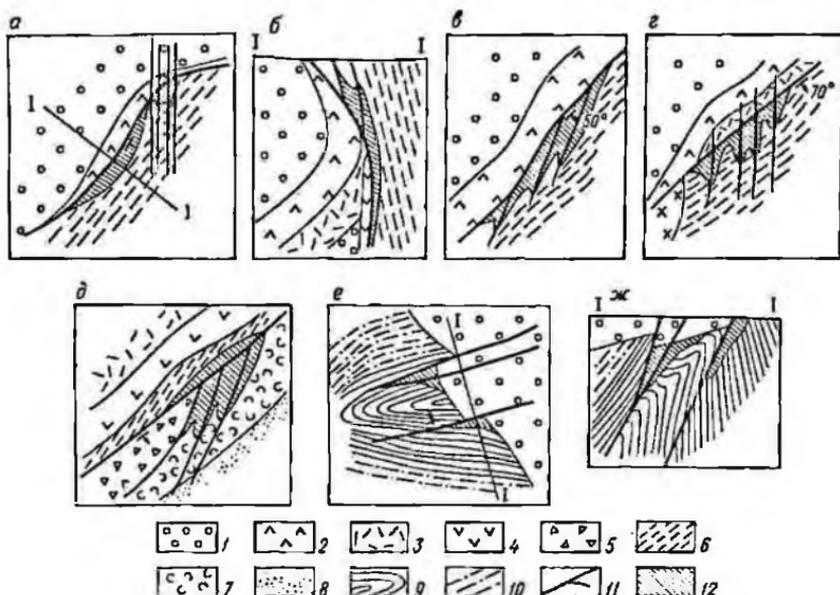


Рис. 42. Месторождения в фундаменте депрессии.

а — план месторождения на участке осложнения морфологии разлома; *б* — схематический разрез месторождения по линии *1-1*; *в* и *г* — план строения рудных залежей; *д* — месторождение, приуроченное к телу взрывных брекчий; *е* — месторождение в борту депрессии на месте пересечения его системой разломов; *ж* — схематический разрез месторождения по линии *1-1*.

1 — красноцветные конгломераты; *2* — андезит-базальты; *3* — вулканогенно-осадочные отложения кислого состава; *4* — фельзиты и кварцевые порфиры; *5* — взрывные брекчии; *6* — аргиллиты и алевролиты; *7* — горизонт палеозойский; *8* — песчаники; *9* — кремнистые породы; *10* — толща вулканогенных отложений; *11* — разрывные нарушения; *12* — рудные залежи

гранитоидов. Таким образом, помимо указанных элементов структур, важными для различного рода пород фундамента являются и другие элементы. Так, на локализацию рудных тел оказывают влияние разрывы, приуроченные к контактам вулканических тел, контролирующие вулканические тела, трещиноватость, флюидальность, брекчированность вулканических тел, цемент брекчий и т. д.

Рудные поля и месторождения в обрамлении предрудных поднятий

Рассмотрим строение рудных полей и месторождений, тяготеющих к областям перехода поднятий в обширные прогибы. Как уже отмечалось, здесь выделяются два типа структур. Первый тип выявляется на месторождениях и полях, которые приурочены к краю обширного прогиба (рис. 43). При этом край часто контролируется разломом, вдоль которого он осложнен более узким глубоким приразломным прогибом (тип В-2). Возьмем другой случай строения и положения рудных полей и месторождений. Поля и месторождения

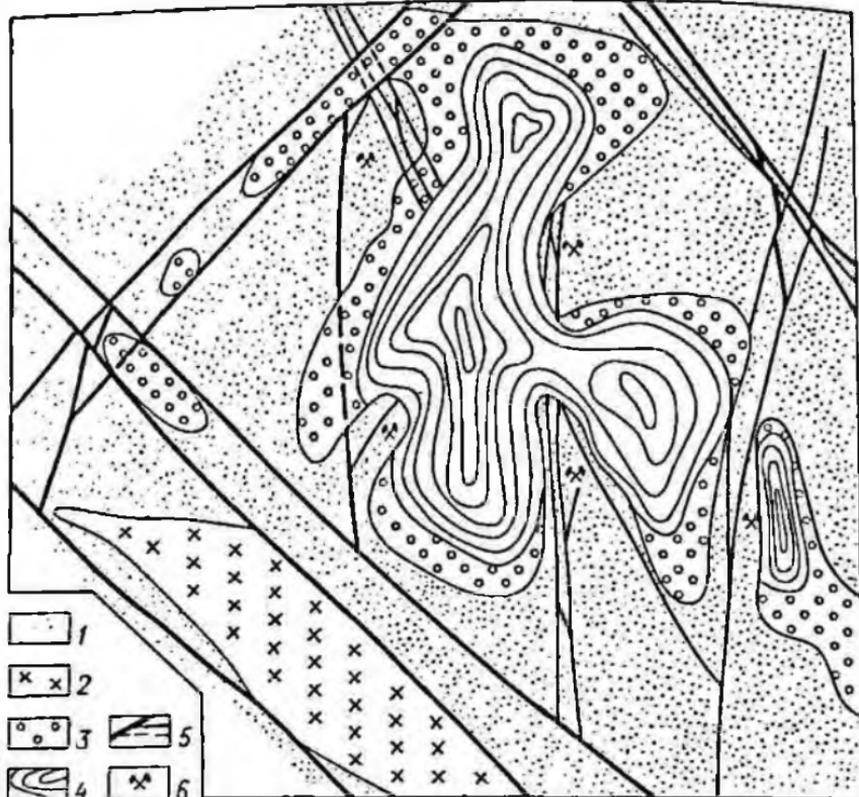


Рис. 43. Положение рудных полей в антиклинальных структурах, осложняющих борта межрадиального прогиба.

1 — кембро-ордовикские эффузивно-осадочные отложения геосинклинали; 2 — силурийские гнейзы; 3 — красноватая моласса (предрудная); 4 — посткаледонские вулканические отложения; 5 — основные и дополнительные швы глубинных разломов; 6 — рудные поля

в этом случае развиваются в породах фундамента, образующих ядро антиклинали, осложняющей борта прогиба. Последний может быть обширным, обрамляющим всю провинцию, или частным локально развитым на поднятии между региональными зонами глубинных разломов (тип В-1).

Рассмотрим рудное поле типа В-2. Рудное поле, в пределы которого входит ряд месторождений, размещается в переходной зоне от срединного массива к миогеосинклиальному прогибу каледонской геосинклинали. В пределах этой зоны широко развиты крупные глубинные разломы, имеющие краевой или межблоковый характер. Рудное поле приурочено к узлу пересечения разломов трех систем, определивших положение и конфигурацию вулканотектонической депрессии (рис. 44).

Крайняя часть площади рудного поля, охватывающая периферию упомянутого срединного массива, состоит из метаморфических пород докембрия, прорванных крупным интрузивным массивом гранитоидов, внедрившихся после инверсии геосинклинали. В пределах юго-восточ-

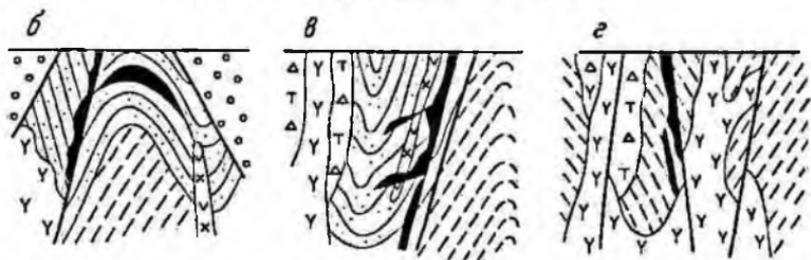
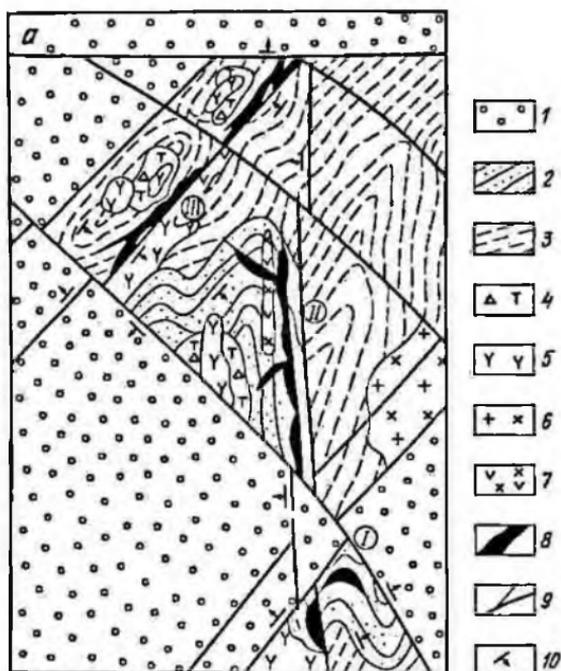


Рис. 44. Рудное поле в антиклинальном осложнении борта прогиба (план — а; разрезы — б, в, з).

1 — красноцветные конгломераты, песчаники (Pz₁); 2 — нижний палеозой: средняя толща — алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки; 3 — нижняя толща — туфопалевоалевролиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники, пласты и линзы карбонатных и карбонатсодержащих пород, верхняя толща: 4 — вулканические брекчии среднего — основного состава, 5 — субвулканические тела андезитовых, андезит-дацитовых порфиритов; 6 — гранодиориты (S); 7 — диоритовые порфириты (S); 8 — рудные тела; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания; I—III — месторождения

ной части рассматриваемой площади развиты флишеподобные терригенно-осадочные отложения, слагающие миогеосинклинальный прогиб и смятые в крупные линейные складки. Участок между упомянутыми структурами образован терригенно-осадочными, кремнистыми и эффузивно-осадочными породами, соответствующими самым нижним частям разреза геосинклинальных отложений данного района.

Центральная часть рудного поля сложена эффузивно-осадочными и грубообломочными красноцветными отложениями, выполняющими

вулканотектоническую депрессию, положение которой определяется упомянутыми разломами трех систем. Главные разрывы принадлежат системе краевого глубинного разлома, проходящего по границе срединного массива с миогеосинклинальным прогибом, а другие — к секущим эту границу системам разломов. Все они были заложены еще в начальный этап геосинклинального развития района, и движения по ним проявлялись в течение длительного времени, вплоть до вступления района в платформенный этап развития. Они определяли положение границ осадконакопления и размещение магматических пород различного возраста. Одна из последних крупных вспышек тектонической активности привела к дифференцированным движениям блоков, ограниченных отмеченными пересекающимися разломами. В пределах одного из них, испытавшего наиболее энергичное погружение, накапливались вулканогенно-осадочные и эффузивные образования, связанные в основном с деятельностью вулканов, приуроченных к органичивающим эту депрессию разломам.

В основании разреза слагающих депрессию отложений залегают красноцветные конгломераты с галькой пород фундамента депрессии. Выше они сменяются туфогенными породами с горизонтами кислых лав. Вулканическая деятельность завершается излияниями андезито-базальтов.

В результате размыва более ранних вулканических построек сформировалась мощная толща красноцветных конгломератов. В пределах блока, где развиты относительно молодые эффузивно-осадочные отложения, они залегают на размытой поверхности последних, а за его пределами — на более ранних породах фундамента. В результате последующих дифференцированных движений блоков часть этой толщи была эродирована.

Существенные поздние тектонические движения по разломам, определившие положение депрессии, проявлялись лишь на тех интервалах, где они являлись границей последней. Движения продолжались и после формирования депрессии при внедрении даек основного и среднего состава и в течение гидротермального процесса. Суммарная амплитуда вертикальных движений по этим разломам на упомянутых интервалах, в процессе формирования поздних толщ, не менее 1,2—1,5 км.

Урановые месторождения и рудопоявления рудного поля размещаются в периферических частях депрессии, зонах разломов, органичивающих ее, или в местах пересечения борта депрессионного прогиба крупными разрывами и в некотором удалении от бортов в связи с жерлами вулканических аппаратов, приуроченных к сложным тектоническим узлам. Основные месторождения рудного поля приурочены к зонам разломов, служащих ограничением депрессии. Характерно, что они размещаются в зоне крупного глубинного разлома в некотором удалении от узлов пересечения этого разлома с другими и связаны с относительно локальными структурами, осложняющими строение Главного разлома.

Группа месторождений установлена в борту депрессии, имеющем четкий стратиграфический характер. В этом случае они располагаются

в породах фундамента и связаны с узлами пересечения борта депрессии разрывными нарушениями, ориентированными к нему под углом, близким к прямому.

В месторождениях и рудопроявлениях, связанных с жерлами вулканических аппаратов, рудные тела контролируются локальными разрывными структурами, связанными с внутренним строением вулканического аппарата, и характеризуются незначительными параметрами.

Одно из месторождений рудного поля размещается в геосинклинальных терригенных отложениях в зоне крупного разлома, проходящего вдоль юго-восточного контакта рассмотренной выше приразломной вулкано-тектонической депрессии (см. рис. 42). Разлом состоит из серии тесно сближенных сходящихся и расходящихся швов, главный из которых приводит в тектонический контакт образования депрессии с геосинклинальным фундаментом. Последний представлен аргиллит-алевролит-песчаниковой толщей, содержащей горизонты палеооползней. На участке месторождения толща слагает крыло синклинальной складки, ось которой близпараллельна Главному разлому. В общем моноклинальное залегание слоистости часто осложняется мелкими складками, имеющими приразломный характер.

Разрез отложений, выполняющих депрессию, начинается с красноцветных конгломератов с прослоями песчаников. Выше они сменяются туфогенно-эффузивным горизонтом, сложенным туфами кислого состава, туфопесчаниками, туфоконгломератами с маломощными горизонтами кварцевых порфиров и фельзитов. Эти породы перекрываются горизонтом диабазов и андезитобазальтов, образованным в результате многократного излияния основных лав. Породы эффузивно-осадочной толщи прорваны телами кварцевых порфиров, фельзитов, представляющих собой корни вулканических аппаратов. На андезитобазальтах залегают грубообломочные красноцветные конгломераты, образовавшиеся за счет размыва окружающих пород.

Отложения, слагающие депрессию, в целом характеризуются залеганием, приближающимся к горизонтальному. Однако непосредственно вблизи Главного разлома, в результате надвиговых перемещений по нему, эти отложения на небольшом интервале становятся крутопадающими и поставлены почти вертикально, а местами даже опрокинуты (см. рис. 42 и рис. 45).

Вдоль основного шва разлома развита глинка трения и милонитизированные интенсивно перемятые породы мощностью до 2 м. Этот шов и другие, близпараллельные ему, сопровождаются зоной интенсивно рассланцованных пород мощностью до 100 м. Наиболее широко рассланцевание проявлено в аргиллит-алевролитовой толще миогеосинклинали и распространяется на расстояние до 60 м от главного шва. Оно образовано в результате многократных движений по разломам, однако в терригенных породах проявилась также и сланцеватость, связанная со смятием их в складки, близпараллельные Главному разлому (сланцеватость слоистости и осевой плоскости). Разлом в целом характеризуется довольно устойчивым простиранием и углами падения (65—70°). Однако на участке месторождения отме-

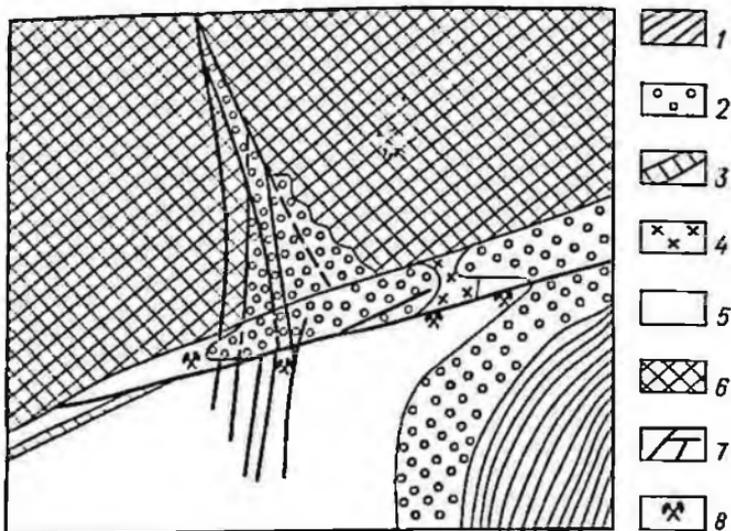


Рис. 45. Схема строения рудного поля, приуроченного к краю предрудного поднятия (план).

1 — пострудные отложения; 2 — предрудная красноцветная моласса; 3 — пучки даек основного и среднего состава; 4 — тела гранитоидов; 5 — геосинклинальные отложения; 6 — метаморфические породы геосинклинального фундамента; 7 — основные и дополнительные швы зон глубинных разломов; 8 — месторождения

чается отчетливый флексуобразный его перегиб по простиранию при одновременном уменьшении угла падения до 40° .

На месторождении установлено несколько рудных залежей, которые размещаются висячем боку Главного разлома в интенсивно рассланцованной аргиллит-алевролитовой толще, и заметно отличаются по структурным условиям локализации.

Одна из них приурочена к участку осложнения морфологии Главного разлома, выражающегося в изменении его азимута простирания и угла падения. Здесь к основному разлому приурочен ряд оперяющих нарушений, определяющих положение и конфигурацию рудной залежи, которая в плане имеет форму линзообразного тела с апофизами, вытянутыми вдоль упомянутых мелких нарушений (см. рис. 42). Наиболее мощный участок залежи локализован в верхней части Главного разлома и характеризуется пологим залеганием. По мере увеличения угла падения мощность залежи уменьшается, она из линзообразного тела переходит в жилообразную и выклинивается, когда угол падения разлома достигает 90° . Подобная связь между углом падения разлома и мощностью рудной залежи обусловлена раскрытием многочисленных трещин различного генезиса при взбросовых движениях по разлому, в результате резкого ослабления сжимающих усилий в блоке пород над пологим участком разлома.

Другая залежь связана с узлом пересечения Главного разлома с серией сближенных небольших разрывных нарушений, одни из которых органичиваются Главным разломом, а другие его пересекают (см. рис. 42). Эти нарушения часто вмещают дайки среднего и основ-

ного состава, имеющие более древний возраст, чем эффузивно-осадочные породы депрессии. Рудная залежь непосредственно примыкает к основному шву Главного разлома на участке пересечения его с зоной сближенных разрывов, вытягиваясь вдоль первого, который является лежащим боком залежи. Со стороны висячего бока она имеет многочисленные апофизы и раздувы, приуроченные к отдельным составляющим зоны сближенных нарушений. Поскольку Главный разлом на участке залежи характеризуется устойчивым углом падения, форма последней также с глубиной существенно не меняется.

Внутри обеих рудных залежей месторождения обогащенные участки контролируются разнообразными типами локальных структурных ловушек при определенном влиянии и литологическом составе вмещающих пород (аргиллиты и алевролиты более благоприятны, чем песчаники и дайки). Рудные тела имеют штокверковое строение. В них резко преобладают крутопадающие настурановые прожилки, развитые по сланцеватости и по мелким трещинам, пространственная ориентировка которых изменяется в зависимости от положения разрывных нарушений и слоистости.

Другое месторождение рудного поля в зоне этого же разлома сформировалось в несколько иной структурной обстановке (см. рис. 42). В терригенных породах на участке разреза, переходном от алевролит-аргиллитовой к песчаниковой толще, развит горизонт палеооползней значительной мощности с развитием складок чрезвычайно сложной формы и хаотичной ориентировкой их осей. Местами породы переходят в глинисто-песчанистую массу, содержащую обрывки слоев и изолированные блоки песчаников. Горизонт оползней перекрыт моноклинално залегающими песчаниками. Контакт терригенных пород с вулканогенно-осадочными отложениями депрессии, первоначально имевшей тектонический характер, на участке месторождения залечен телом фельзитов. Наиболее крупное разрывное нарушение месторождения, являющееся одной из составляющих ограничивающего депрессию разлома, проходит в терригенно-осадочных отложениях примерно по нижнему контакту оползневого горизонта. Оно отличается прямолинейностью, устойчивым падением под углами $70-80^\circ$. Разлом представляет собой тектонический шов с глиной трения, вдоль которого породы подвержены милонитизации и интенсивному смятию в зоне мощности до 1 м. Рассланцевание проявлено менее интенсивно, чем на участке рассмотренного выше месторождения.

К основному разлому со стороны висячего бока прилепляется под острым углом ряд небольших разрывных нарушений. Совместно с последним разлом контролирует положение тела взрывных брекчий, имеющего плитообразную форму и залегающего среди терригенных пород миогеосинклинали. Взрывные брекчии представляют собой обломочную породу с туфогенным, иногда лавовым цементом и слагают тело с интрузивными контактами.

Основное рудное тело месторождения залегает преимущественно в терригенных отложениях, затронутых оползевыми дислокациями. Оно размещается в месте сочленения главного нарушения с диагно-

нальным, проходящим по контакту тела взрывчатых брикетов, и охватывает в плане в виде седла фланг этого тела. Рудное тело прослеживается на значительную глубину строго вдоль линии выклинивания тела взрывчатых брикетов. Кроме этого структурного фактора, трубообразная форма рудного тела обусловлена неблагоприятным для развития линейных форм оруденения характером вмещающих пород (слабое расщепление пород из-за отсутствия выдержанной слоистости в оползневых образованиях) и незначительным масштабом движений по главному шву после внедрения фельзитов.

Местоположение и форма рудного тела месторождения были связаны с зонами трещиноватости, возникшими в результате взрывчатых явлений и тектонических деформаций в узле сочленения разноориентированных разрывных нарушений. Рудная залежь характеризуется очень неравномерным распределением урановой минерализации, обусловленным сложным залеганием слоистости вмещающих пород, несоответственным размещением различных литологических разностей в результате подводно-оползневых дислокаций.

Некоторые месторождения урана в пределах рассматриваемого рудного поля приурочены к другому борту депрессии, не осложненному разрывными нарушениями, хотя его положение и направление в целом определяются безусловно тектоническими причинами. Одно из месторождений размещается в узле пересечения борта депрессии серией разрывных нарушений, которые являются относительно небольшими составляющими краевой зоны разломов (см. рис. 41, 42).

Породы фундамента депрессии сложены преимущественно кремнистыми разностями, слагающими низы разреза геосинклинальных отложений района. Кремнистая толща имеет очень сложное складчатое строение и характеризуется широким развитием сильно сжатых, иногда опрокинутых складок. Эти породы перекрываются терригенно-осадочной толщей, несущей следы заметного метаморфизма. Красноцветные конгломераты, развитые в пределах депрессии, моноклинально падают в сторону ее центра под довольно крутым углом (40—70°).

Основные элементы структуры месторождения — разрывные нарушения, секущие борт депрессии почти под прямым углом. Они имеют раннее заложение и сложный характер движений. В прибортовой части депрессии довольно широко проявлены относительно небольшие разрывы, ориентированные близпараллельно борту.

Основные рудовмещающие породы — массивные яшмокарциты фундамента, наиболее хрупкие породы участка месторождения. В них отмечаются трещины нескольких систем, разбивающие породу на куски объемом от первых кубических сантиметров вплоть до образования брикетов и микробрикетов.

На месторождении выявлены рудные залежи, залегающие целиком в пачке яшмокарцитов в лежачем боку наиболее крупных разрывных нарушений под толщей красноцветных конгломератов (см. рис. 42). Глинка трения, развитая по шву разломов, и красноцветные конгломераты, характеризующиеся относительно слабой степенью трещиноватости, оказали экранирующее влияние на рудоносные

растворы, из которых в трещиноватых яшмокарцитах отложилось урановое оруденение, образовавшее залежи, как бы «подвешенные» к подошве депрессии вдоль секущих ее разломов.

Особенности внутреннего строения рудных залежей определяются рядом структурных обстановок, благоприятных для локализации оруденения (участки повышенной трещиноватости в узлах пересечения послынных разрывов с секущими, замковые части складок различных размеров, а также их крылья, осложненные разрывными нарушениями, и т. д.). Однако рудовмещающие структуры имеют исключительно локальный и неустойчивый характер.

Группа рудных полей и месторождений, приуроченных к краям прогибов, осложненных антиклиналями, представлена разнообразными рудно-метасоматическими типами. Известны урановые месторождения в березитах, эйситах. Среди последних широко представлены месторождения ураноносных апатитов, сопровождающиеся в карбонатных породах перекристаллизацией известняков, а в алюмосиликатных — интенсивным натровым метасоматозом пород средней и низкой температуры.

Область развития месторождений ураноносных апатитов занимает периферическую часть обширной поздней эрозионно-тектонической депрессии (мульды) (см. рис. 44), сложенной красноцветными молассами. Формирование мульды происходило значительно позднее консолидации складчатого основания. Последовавшая за складчатостью активизация сопровождалась перемещениями по древним зонам разломов. В результате этих движений обширный блок пород, ограниченный в плане зонами глубинных разломов, оказался опущенным. На его территории и происходило формирование депрессии с молассой.

Геологическая позиция одного рудного поля определяется системой региональных разрывных нарушений, пересекаемых двумя пучками разломов другого направления. Эти нарушения контролируют ориентировку осевых плоскостей складок в породах фундамента и ограничивают локальные грабен-синклинальные структуры, осложняющие строение краевой части эрозионно-тектонической депрессии. Оруденение развито преимущественно в осадочной толще складчатого основания депрессии, в непосредственной близости от края этой эрозионно-тектонической структуры. Для рудных полей с мозаичным распределением пород фундамента и красноцветной молассы устанавливается небольшой эрозионный срез и значительный размах оруденения по вертикали. Состав вмещающих пород на локализацию рудных полей в целом не влияет. Литологический контроль оруденения устанавливается непосредственно на месторождениях, где играет существенную роль при локализации рудных тел.

Рудное поле приурочено к антиклинальному выступу складчатого основания в красноцветных молассах. Представлено основание двумя толщами. Нижняя сложена туфогенно-осадочными образованиями с преобладанием карбонатного материала в верхней части разреза. В ее состав входят туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники. Реже отмечаются пласты, линзы и прослои глинистых известняков, а также известковистых песчаников. В строении верхней толщи

участвуют карбонатно-терригенные мелкообломочные породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники и различные литологические разновидности известняков. Толщи смяты в узкие изоклинальные складки с крутыми крыльями. Осевые плоскости складок имеют часто запрокинутый характер залегания. Территория рудного поля является местом пересечения разноориентированных систем складок фундамента.

Породы, выполняющие депрессионную структуру, сложены красноцветными базальными конгломератами и аркозовыми песчаниками. Они слабо нарушены и образуют широкие синклиналиные складки с пологими крыльями (см. рис. 44).

На площади рудного поля развиты тектонические разрывы различных направлений. Места пересечения либо сочленения крупных разноориентированных разрывов благоприятны для локализации рудоносных участков. Более мелкие нарушения развиты в крыльях складок. Они проявлены в пределах отдельных блоков. Некоторые из этих нарушений — послойные и рудовмещающие.

Вулканическая деятельность широко распространена в рудном поле. Тела вулканитов представлены типичными жерловыми образованиями. Они размещаются в ядрах синклиналиных складок фундамента и являются наложенными на эти структуры. Описываемые тела имеют крутопадающий активный контакт с вмещающими породами и сложное внутреннее строение (см. рис. 44). Они представлены вулканическими брекчиями (ксенотуфами). Вулканогенная составляющая ксенотуфов характеризуется средним — основным составом (андезито-базальтовые, базальтовые порфириты). В обломках встречается почти весь набор пород фундамента. Их прорывают субвулканические тела более кислого состава. Они представлены андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами. Рассмотрим структурное положение этих тел. Все они имеют четкую пространственную связь с внутренними частями синклиналиных складок фундамента, что объясняется, по-видимому, приуроченностью осевых частей этих складок к зонам глубинных разломов, с которыми связана активизация вулканической деятельности.

Интрузивные породы сформированы телами гранодиоритов, имеющими отчетливо доорогенный, возможно соскладчатый, возраст. Обломки этих пород встречены среди галек в базальных конгломератах, подстилающих красноцветную толщу депрессии.

Пространственное положение месторождений урансодержащих апатитов контролируется сочетанием складчатых и разрывных структур. Они локализируются в крыльях синклиналиных складок, сложенных карбонатными и терригенно-карбонатными породами складчатого фундамента, располагаясь вдоль тектонических нарушений.

Урансодержащие апатитовые жилы, залегающие в вулканогенных образованиях, дайках диоритовых порфиритов и туффитовых известняках, сопровождаются ореолом покраснения пород. Ширина ореолов зависит от мощности жилы и измеряется десятками сантиметров, достигая в отдельных случаях первых метров. При выклинивании рудных тел по падению и простиранию ореол покраснения пород становится менее отчетливым и на некотором удалении исчезает.

Рудное поле включает три обособленных рудоносных участка. Участок месторождения I приурочен к небольшой антиклинальной складке, осложняющей южное замыкание синклинали, в которую смяты породы верхней толщи нижнепалеозойского фундамента. Крупные разрывные нарушения взаимно перпендикулярных направлений образуют блок, в котором развиты складки и разрывы более мелких порядков. В фундаменте отмечено проявление древнего вулканизма, следы которого фиксируются в виде субвулканических тел, сложенных лавами, лавобрекчиями и лаваагломератами андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов. Согласно с простиранием крыльев складок вдоль соскладчатых нарушений внедрились поздние дайки диоритовых порфиритов.

Преобладающая часть рудных залежей локализована в карбонатных породах — известняках, известняковых песчаниках. Реже и в меньшей степени оруденельми являются силикатные породы — полимиктовые песчаники, алевролиты, красноцветные породы, магматические тела.

Морфологию рудных тел определяют в первую очередь структурные факторы. В замкнутой части антиклинального перегиба развиты седловидные жилы; с линейными трещинами вдоль крыльев складок связаны незначительные по протяженности жилы и линзы. В узлах пересечения и сочленения тектонических нарушений образуются рудные тела более сложной формы — гнезда, столбы, ветвящиеся жилы, штокверковые залежи и т. д.

Месторождение II, включающее рудные тела линейного типа, приурочено к крутопадающему крылу синклиальной складки с устойчивыми элементами залегания (см. рис. 44). Крылья складки выполнены известняками, алевролитами и песчаниками верхней толщи, прорванной дорудными дайками диоритовых порфиритов, внедрившихся вдоль близмеридионального разлома. Главное тектоническое нарушение на месторождении оруденения не вмещает, близсогласное с ним рудное тело развивается по нарушению, параллельному упомянутому разлому, и локализуется вдоль контакта различных по составу известняков, различающихся по физико-механическим свойствам. Поперечные жилы связаны с пологопадающими трещинами. Их протяженность невелика, и оруденельми являются интервалы, залегающие в известняках. Обогащенные участки жил соответствуют местам сочленения разрывных нарушений, их изгибов по простиранию и падению. Мощность рудных тел при пересечении даек резко сокращается с одновременным уменьшением содержания в них рудных компонентов.

Месторождение III приурочено к участку развития узкой синклиальной складки, зажатой между двумя разломами и сложенной породами нижней толщи складчатого основания. Для разреза толщи типична пестрота литологического состава и изменчивость его по падению и простираанию. Здесь встречаются песчаники, алевролиты, аргиллиты, черные глинистые сланцы, туффиты, карбонатсодержащие породы — известняки и известковистые мелкообломочные породы, черные глинистые известняки. Ядро складки включает поздние

рвущие тела вулканитов среднего состава, представленные вулканическими брекчиями и тесно ассоциирующими с ними субвулканическими образованиями: андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми порфиритами. Последние обособляются также в виде тел, вытянутых вдоль нарушений. Роль вулканогенных образований в строении толщи с глубиной повсеместно увеличивается.

Рудные тела контролируются разрывными нарушениями, входящими в состав зоны разломов, рассекающей крыло складки под острым углом по простиранию и падению. Обогащенные участки находятся в местах сочленения разрывов и интенсивного брекчирования пород. Морфология рудных тел определяется строением рудовмещающих структур и составом боковых пород. В зоне сближения разрывных нарушений развивается система ветвящихся жил. На участках спокойного залегания пород при наличии единичного шва рудная жила имеет простое строение.

Как и на других месторождениях рудного поля, рудоносность отдельных литологических разновидностей пород различна; практически все оруденение сосредоточено в известняках. Силикатные породы либо вовсе не вмещают уран-апатитового оруденения, либо включают убогие по всем компонентам руды. Поскольку в нижних частях разреза преобладают силикатные вулканические породы, перспективы месторождения с глубиной заметно уменьшаются.

В другом случае антиклинальное предрудное поднятие, контролирующее рудное поле, также осложняет борт обширного прогиба, обрамляющего провинцию. Как и в первом случае, границы прогиба определяются зонами глубинных разломов. В рассматриваемом случае этот разлом перекрыт более поздними отложениями края прогиба и обнажается в фундаменте лишь краевыми частями. Пересечение этого разлома со швами секущего поперечного разлома в целом определяет контур борта прогиба. К этому участку приурочена антиклиналь, осложняющая борт прогиба. На антиклинали согласно ориентировке упомянутых выше разломов проявились дайки и интрузивные тела, не заходящие в породы прогиба.

Развитые месторождения приурочены к пучкам крутопадающих даек, располагающихся в блоках, отделенных друг от друга разломами. Рудные тела месторождений представлены пологими лентообразными залежами в брекчиях, возникшими в крутопадающих пучках даек, на пересечении их пологими послойными нарушениями. На пересечении даек в их пределах возникли брекчии, цементируемые кальцит-смолковым агрегатом (см. рис. 45, а).

Известны рудные поля, которые находятся в зоне перехода прогиба в поднятие. Эта зона контролируется глубинным разломом, вдоль которого развился очень глубокий узкий прогиб, осложняющий край прогиба (депрессии). Второй узкий, глубокий локальный приразломный прогиб, ориентированный перпендикулярно к первому, приурочен к секущему разлому (см. рис. 45, б).

Месторождение залегает в отложениях верхнего структурного яруса геосинклинального этажа в пределах наложенной на позднеорогенные сводовые поднятия вулканогенно-осадочной депрессии

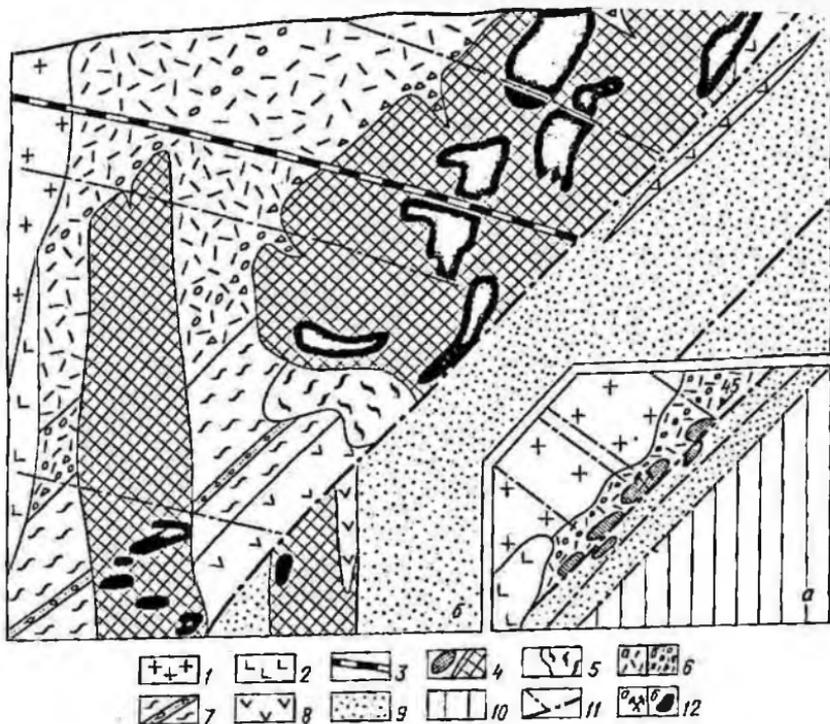


Рис. 46. Месторождение в наложенной депрессии. *а* — позиция месторождения в районе; *б* — разрез через месторождение;

1 — посторогенные гранит-порфиры; 2 — габбро-диориты; 3 — дайки диоритов и диабазов; 4 — экструзивные купола (куполовидные вулканы) и некки фельзит-порфиров; 5 — экструзивный купол дацитов; 6 — туфы и игнимбриты (*а*) фельзит-порфиров, их туфоконгломераты и туфобрекчи (*б*); 7 — покровы дацитов и их туфов с прослоями туфопесчанников; 8 — андезитовые порфириды; 9 — красноцветные туфопесчанники; 10 — платформенные отложения (известняки, песчаники, гравелиты, углистые породы); 11 — разрывные нарушения; 12 — месторождение (*а*) и рудные тела (*б*)

(рис. 46). Оно приурочено к системе крупных краевых продольных глубинных разломов, прослеживающихся вдоль краевой части сводового поднятия и контролирующей цепочку древних вулканических построек, жерловые фации которых сложены эруптивными брекчиями, андезитами, дацитами, липаритами и их туфо- и лавобрекчиями. Широко распространены некки, дайки, силлы и куполовидные вулканы, сложенные кислыми породами. Крупные купола располагаются на пересечениях главных швов регионального краевого разлома с причленяющимися к нему со стороны висячего бока поперечными тектоническими нарушениями. Последние были омоложены в поствулканическое, предрудное время.

Толща вулканогенно-осадочных образований верхнего яруса представлена тремя пачками пород. В нижней преобладают красноцветные песчаники и туфопесчанники, перекрываемые несколькими потоками андезитов. В составе средней пачки выделяются туфы,

туфолоавы и лавобрекчии дацитов, пересекающиеся с редкими мало-мощными прослоями туфопесчаников. Верхняя пачка сложена туфами, туфопесчаниками, игнимбритами фельзитов и фельзит-порфиоров. В верхней ее части распространены туфоконгломераты и грубозернистые туфопесчаники. Куполовидные вулканы дацитового состава прорывают нижнюю и часть средней пачки. В их жерловых частях встречаются остатки более древних пробок андезитового состава. Купола и крупные неки фельзит-порфиоров прорывают нижнюю, среднюю и часть верхней пачки, перекрываясь горизонтом туфоконгломератов. Именно в этих экструзивных образованиях чаще всего встречается урановое оруденение.

Вулканогенно-осадочные образования верхнего яруса в результате поздней складчатости собраны в открытые линейные или брахиформные складки. Изменили свое первоначальное залегание и расположение в толще эффузивно-осадочных пород, подвергшихся складчатости, и вулканические постройки, жерловые части которых приобрели наклонное залегание (оказались запрокинутыми). Все эти образования прорваны гипабиссальными и субвулканическими интрузивами габбро-диоритов и гранит-порфиоров. Магматическая деятельность замершила с внедрением даек кварцевых порфиоров и диабазов.

Среди разрывных нарушений выделяются две системы разломов — продольные, представляющие собой нарощенные кверху омоложенные глубинные разломы. Часть из них прослеживается вдоль крыльев складок, выступая в качестве пологих взбросов. Другая система представлена крутопадающими разрывами, поперечно ориентированными к первым. Часть из них залечена поздними дайками диабазов и кварцевых порфиоров. Другие сложены преимущественно раздробленными, тонкорассланцованными породами и глиной трения.

В всячем боку продольных разломов, главным образом среди экструзивных пород, широко развита березитизация, которая вдоль поперечных трещин распространяется и в залегающие выше по разрезу туфопесчаники и туфоконгломераты.

Широко развита мелкая трещиноватость, особенно интенсивно проявленная в экструзивных породах. В эффузивно-осадочных образованиях она выражена заметно слабее. По-видимому, значительная часть трещин в пределах экструзивных куполов обязана своим происхождением процессам изменения объемов пород в результате их охлаждения и может рассматриваться в качестве прототектонических.

Штокверки прожилково-вкрапленных руд локализуются преимущественно в неках и экструзивных куполах фельзит-порфиоров, в других случаях встречаются они в слоистой толще.

Наиболее типичны крутопадающие штокверки трубообразной и гроздевидной формы, в пределах которых оруденение распределено крайне неравномерно — в виде гнезд, линз и т. п. прожилково-вкрапленных руд, разделенных пустыми породами или породами с бедным вкрапленным оруденением. Оруденение контролируется фельзит-порфирами с ярко выраженной флюиальностью, с меняющейся ориентировкой, многочисленными завихрениями и т. п., лавобрекчиями

и эруптивными брекчиями, которые чаще всего отмечаются в экзоконтактах экструзива или в прикупольной его части.

На этом фоне рудоносные участки отчетливо тяготеют к местам, где отмечается сгущение трещин, пересечения пучков прямолинейных трещин различной ориентировки. Преобладают прожилково-вкрапленные руды. Местами сеть прожилков сгущается настолько, что образуются брекчиевые текстуры руд. Богатые руды наблюдаются также в лаво- и эруптивных брекчиях, где урановые минералы насыщают цемент брекчий. Мельчайшие шарики настурана пропитывают туфовый и туфолавовый цемент.

В фельзит-порфирах скопления настурана нередко концентрируются по флюидалности, заполняя отдельные «прослойки». В других случаях они могут заполнять пузыри в фельзит-порфирах.

В штокверках прожилково-вкрапленных руд встречаются жилобразные тела, которые формируются протяженными сближенными линейными прожилками настуран-хлоритового состава, приуроченными к крутопадающим разрывам, ориентированным под острым углом к основным продольным тектоническим швам. В корневых частях экструзивных куполов размеры штокверков уменьшаются. Возникает большое число мелких разрозненных рудных тел, тяготеющих к эндоконтактам жерловин, представленных здесь, по сути, некками фельзит-порфиров. В окружающих слоистых эффузивно-осадочных породах оруденение не прослеживается.

ПРОВИНЦИИ НА СТЫКАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ С ПЛАТФОРМАМИ

В данной геологической обстановке известны рудные поля, большинство из которых контролируется выступами фундамента. Рассматриваемое поле и его месторождения располагаются над изометричным выступом и контролируются разломами фундамента в краевых частях платформ. Пространственно они связаны с малыми интрузиями субщелочных — кислых пород.

Районы, к которым приурочены рудные поля этого типа, характеризуются существованием в их пределах образований трех структурных этажей: нижнего (допалеозойского) фундамента; среднего (палеозойского) геосинклинального; верхнего (мезо-кайнозойского) платформенного.

Нижний структурный этаж образован метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами амфиболитовой фации, часто мигматизированными, гранитизированными с широко развитым интрузивным магматизмом кислого состава. Образования этого этажа разбиты региональными разломами глубокого и древнего заложения, движения по которым неоднократно возобновлялись и в более поздние периоды их развития.

Средний структурный этаж сложен образованиями типично геосинклинального генезиса, метаморфизованными в нижних частях разреза до фаций зеленых сланцев, смятыми в линейные складки. Верхние части разреза представлены карбонатными и терригенно-осадочными толщами и красноцветами. Интрузивный магматизм

среднего структурного этажа характеризуется развитием процессов контаминации с образованием диоритов; встречаются, однако, и гранитоидные массивы. Наконец, верхний структурный этаж представлен отложениями типично платформенного осадочного чехла.

Следует отметить, что движения по разломам фундамента оказывали большое влияние на формирование среднего и верхнего структурных этажей.

Так, в период геосинклинального развития именно ими определялось появление на общем фоне прогибания территории интрагеоантиклинального поднятия с резким сокращением мощностей толщ вулканогенно-осадочных отложений, выпадением отдельных горизонтов из разрезов, развитием континентальных фаций пород.

В период платформенного развития зонами глубинных разломов определялось формирование погруженных и приподнятых блоков, а также проявление магматизма щелочного и кислого состава, с образованием тел малых интрузий, штоков и даек.

Очень важным является тот факт, что рудные поля урановых месторождений располагаются в блоках поднятий, закрытых краевой частью платформенного чехла. Блоки развивались, унаследовав главные региональные структуры от допалеозоя до кайнозоя. Они сохраняли более или менее устойчивые тенденции к воздыманию. Именно эти части земной коры характеризовались неоднократной переработкой магматическими процессами.

Рассмотрим строение одного из рудных полей на таком поднятии. Его территория сложена породами верхнего палеозоя, мезозоя и палеоген-неогеновой системы. Образования юрского возраста представлены песчано-глинистыми и более грубообломочными отложениями, местами загипсованными до образования в них линз гипса и ангидрита. Мощность изменяется от нескольких десятков до 200 м.

Породы мела представлены песчано-глинистыми, мергелистыми и карбонатными отложениями мощностью около 300 м.

Отложения палеогена, несогласно лежащие на породы мелового возраста, сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами. В толще характерно присутствие относительно большого количества пирита и органического вещества. Последние, как правило, тонко дисперсно рассеяны в осадочных породах. Реже образуются небольшие линзы, обогащенные углистым материалом, или даже пропластки угля. Общая мощность отложений палеогена достигает 1200 м.

Отложения неогена представлены глинами, реже песчаниками, мощностью в первые сотни метров. Особенностью рудного поля является проявление магматической деятельности в виде образования лакколитообразных интрузий. Последние проявляются вдоль разрывных тектонических нарушений в платформенном чехле. Они развиваются в процессе позднеальпийской тектоно-магматической активизации краевой части платформы мезозойской геосинклиналью и отражают движение по глубинным разломам фундамента.

Лакколиты характерны для блока поднятия. В погруженном блоке они не выявлены или представлены редкими криптолакколитами.

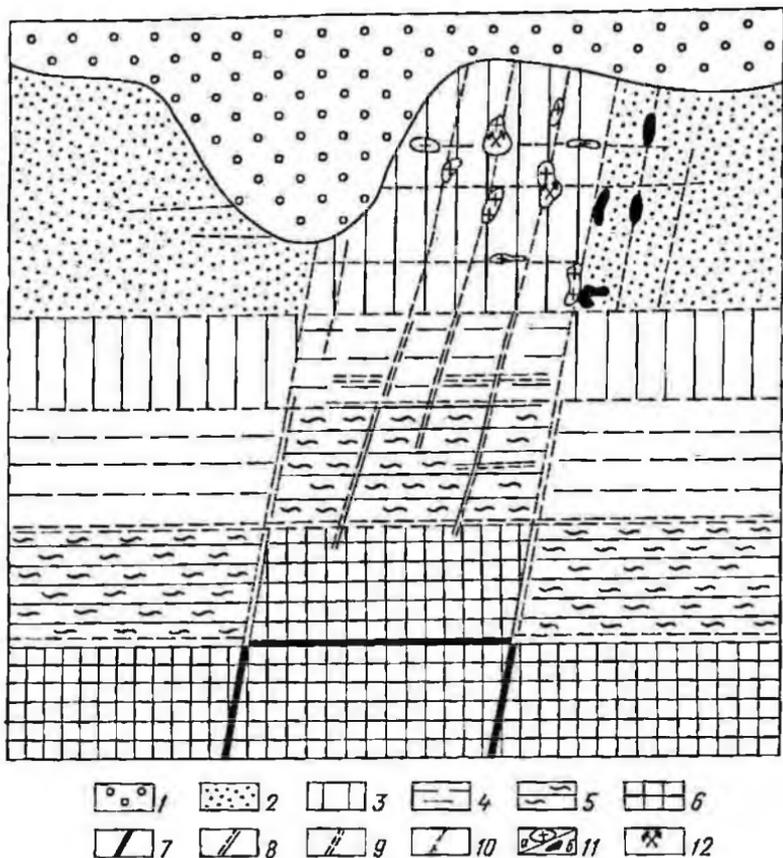


Рис. 47. Схема тектонического положения рудного поля.

Образования платформенного чехла: 1 — четвертичные; 2 — неогеновые; 3 — палеогеновые; 4 — мезозойские; 5 — палеозойские образования геосинклинального этажа; 6 — образования кристаллического фундамента (нижнего структурного этажа). Зоны разломов, заложённые: 7 — в допалеозое, 8 — в палеозое, 9 — в мезозое, 10 — в кайнозое; 11 — интрузивы: а — гранит-порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, б — криптоинтрузивы; 12 — месторождения

Состав лакколитообразных интрузивов — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиениты. Интрузивы обычно многофазны. Отмечается до четырех самостоятельных фаз внедрения. Наиболее крупные из них несут промышленное урановое оруденение. Они, как правило, расположены в узлах пересечения разрывных тектонических нарушений (рис. 47). Интрузивные штоки и тела, находящиеся вне узлов зоны разломов, оруденения не содержат. Это объясняется, вероятно, недостаточной их тектонической проработкой, а следовательно, и меньшей проницаемостью.

Тектонические напряжения оказывали влияние при формировании интрузивов еще в период их становления, что предопределило их

достаточно сложную форму, большое количество ксенолитов как вмещающих, так и глубинных пород. В процессе формирования интрузивов фазы внедрения сопровождаются тектоническими движениями. Кроме того, тектонические разрывы накладывались на уже целиком застывшие и сформировавшиеся интрузивы, образуя сеть дорудных, рудных и пострудных трещин.

Таким образом, формировалась достаточно сложная сеть трещинных зон, к которой приурочены урановые рудные тела. Рассмотрим строение одного из таких месторождений.

Месторождение расположено в участке, сложенном породами палеогена, прорванными лакколитообразным интрузивом средневерхнемиоценового возраста.

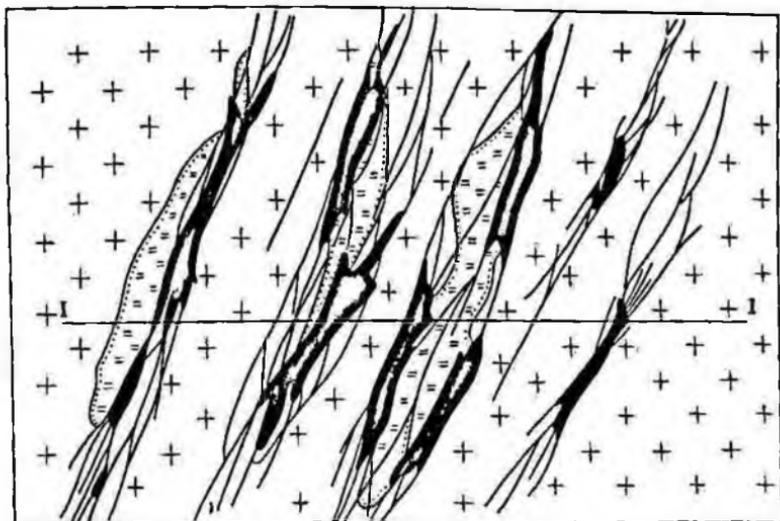
Осадочные породы образованы глинистыми аргиллитами, обогащенными дисперсным органическим веществом, мергелями с вкрапленностью углистого и битуминозного вещества, редкими прослоями песчаников. Содержание органического вещества в глинисто-мергелистой толще достигает 3 %.

Магматические породы сложены гранит-порфирами трех фаз внедрения: олигоклазовыми гранит-порфирами 1-й фазы; альбитовыми гранит-порфирами 2-й фазы; альбитовыми фельзитовидными жильными гранит-порфирами 3-й фазы внедрения.

Структура месторождения представляет собой небольшую антиклинальную куполообразную складку, образованную в связи с внедрением интрузива, разбитую системами трещин ортогонального и диагонального направления. Внедрение интрузивных пород привело к контактово-метасоматическим изменениям вмещающих пород. Среди мергелей образовались гранат-известковистые скарны, иногда обогащенные датолитом. В песчано-глинистых отложениях контактовые изменения выразились в уплотнении, обжиге и окремнении пород. Последнее обстоятельство привело к изменению их физико-механических свойств. Вмещающие породы, характеризующиеся большой пластичностью, на контактах с интрузивом и в ксенолитах стали хрупкими, легко дробящимися. В интрузивах широко развиты трещинные системы.

Другая особенность вмещающих пород месторождения — развитие битумов и органических веществ. В песчано-глинистых и карбонатных осадках эти вещества обычно находятся в тонкодисперсном состоянии и равномерно рассеяны по всей породе. На контакте с интрузивами осадочные породы, обогащенные органикой, приобретают пятнистое ее распределение. Иногда встречаются дробленые породы, пропитанные газообразными углеводородами, парами легкоподвижной нефти. В гранит-порфирах также отмечается повышенное содержание органических веществ.

Если учесть, что в породах осадочных толщ содержится много пирита, то становится ясно, что на участке месторождения было достаточно материала, благоприятного для создания восстановительной обстановки, необходимой при образовании первичных руд урана. Для разрывных нарушений характерна группировка мелких разрывов в трещинные зоны. Причем наиболее ярко проявленными оказываются трещинные зоны, совпадающие с ориентировкой долго-



Разрез I-I

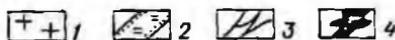


Рис. 48. Схема размещения трещинных рудных зон относительно ксенолитов.
 1 — гранит-порфиры; 2 — ксенолиты вмещающих пород; 3 — тектонические трещины; 4 — рудные зоны

живущих систем разломов, заложенных задолго до рудообразования (рис. 48). Именно эти зоны — основноеместилище руд.

Трещинные зоны хорошо развиваются в интрузивах гранит-порфиров, особенно в их экзо- и эндоконтактах с ксенолитами и внутри последних. При выходе трещинных зон во вмещающие толщи происходит довольно быстрое их угасание.

К трещинным зонам приурочено развитие рудных отложений. Зоны объединяются в серии субпараллельных в плане рудных залежей.

Трещины залежей выполнены перетертыми вмещающими породами, сцементированными глинистыми минералами, гидроокислами железа и марганца. В верхних частях тектонические трещины представлены зияющими пустотами, по боковым плоскостям которых развиты довольно мощные корки гидроокислов железа, марганца, кальцита, выделения урансодержащих гиалитов. В милонитизированных поро-

дах в глубине трещинных зон широко развиты различные темноокрашенные глинистые минералы (каолинит, галлуазит, монтмориллонит), гидрослюды, прожилки кварца, альбита, барита, флюорита с пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, урановой смолкой, кордиеритом, урановыми чернями.

Особенность первичных руд месторождений — наличие двух разновозрастных генераций урановой смолки. Характерно, что обе генерации встречаются в одних и тех же трещинах. Это подчеркивает, что унаследованность тектонических движений по ранее заложенным разрывным структурам сохранялась и во время процесса рудообразования.

Зная детально разрез и структуру куполов с рудовмещающими интрузиями, можно легко установить глубину формирования и руд, и интрузивов. Доказано, что они достигали поверхности и слабо эродированы.

ГЛАВА 5

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

С процессами тектоно-магматической активизации связано формирование месторождений разнообразных полезных ископаемых, в том числе и урановых. Эти процессы наиболее интенсивно и полно проявились в позднем мезозое. Они охватили большие территории различных по истории формирования и строению участков земной коры — древних платформ и консолидированных рифейско-фанерозойских складчатых поясов.

Урановорудные поля и месторождения, приуроченные к разным элементам строения земной коры (щитам и плитам древних платформ и консолидированным складчатым областям), различаются геологической структурой, условиями формирования, закономерностями локализации оруденения и минеральным составом руд.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

С эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации древних платформ связано формирование ряда крупных урановых рудных полей и месторождений. Они контролируются ареалами или поясами проявления энергичных разрывных и складчато-глыбовых дислокаций, магматизма и разнообразной гидротермальной деятельности, наложенными на структуры древних платформ и часто развивающимися по независимому от них плану.

Общая особенность мезозойской тектоно-магматической активизации состоит в приповерхностном характере проявления эндогенных процессов, в том числе и уранового рудообразования. Поэтому в пре-

делах областей активизации широкое распространение приобретают субвулканические и вулканические фации магматических пород, а сфера уранового рудообразования в направлении от щитов к плитам древних платформ, характеризуется мощным платформенным чехлом, закономерно смещается в разрезе из пород кристаллического фундамента в неметаморфизованные слоистые толщи платформенного чехла. Эта миграция приводит к тому, что урановое оруденение образуется в условиях резко различной среды рудообразования, что отражается и в существенных различиях структурных типов рудных полей и месторождений. Большинство из них, наиболее значительных, приурочено к областям сводово-глыбовых дислокаций щитов и локализовано в крупных разломах кристаллического фундамента. Подчиненное значение имеют урановые рудные поля и месторождения, локализованные в молодых массивах щелочных пород на стыке щитов и плит древних платформ и в линейных поясах складок, разрывов и интрузивов среди слоистых толщ платформенного чехла плит древних платформ.

Рудные поля и месторождения активизированных докембрийских щитов

Рудные поля и месторождения в крупных разломах фундамента областей сводово-глыбовых дислокаций и проявления щелочного магматизма краевой части докембрийских щитов

Области мезозойских сводово-глыбовых дислокаций щита, контролирующие положение урановых рудных полей, располагаются в краевой части гигантской древнейшей куполовидной структуры (скаччатого овала), сложенной породами раннеархейского гранулитового комплекса. Они характеризуются формированием в мезозое крупных наложенных грабеноподобных прогибов, выполненных мезозойскими горизонтально залегающими терригенными обломочными породами, и горстообразных поднятий, сложенных метаморфическими породами кристаллического фундамента и ограниченных протяженными зонами региональных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Последними контролируются также многочисленные лакколиты и дайкообразные тела мезозойских субвулканических пород щелочноземельного, субщелочного и щелочного состава, развитых в пределах как прогибов, так и поднятий.

Урановые рудные поля рассматриваемого типа располагаются в одном из горстообразных поднятий, в строении которого принимают участие образования трех структурных этажей. Нижний структурный этаж, или фундамент, почти повсеместно обнажен и сложен раннеархейскими разнообразными плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, смятыми в сложные линейные складки общего северо-западного простирания и метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Эти породы неравномерно гранитизированы и мигматизированы в архее в условиях гранулитовой и в раннем протерозое — регрессивной амфиболитовой фации. Они пронизаны

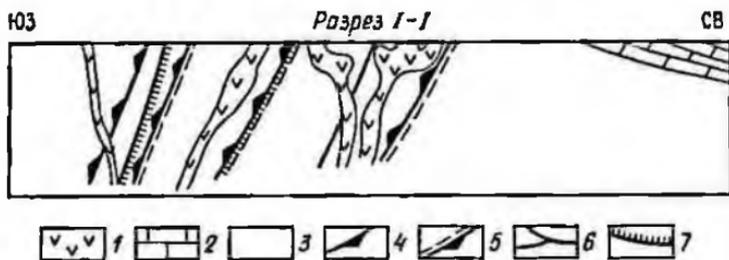
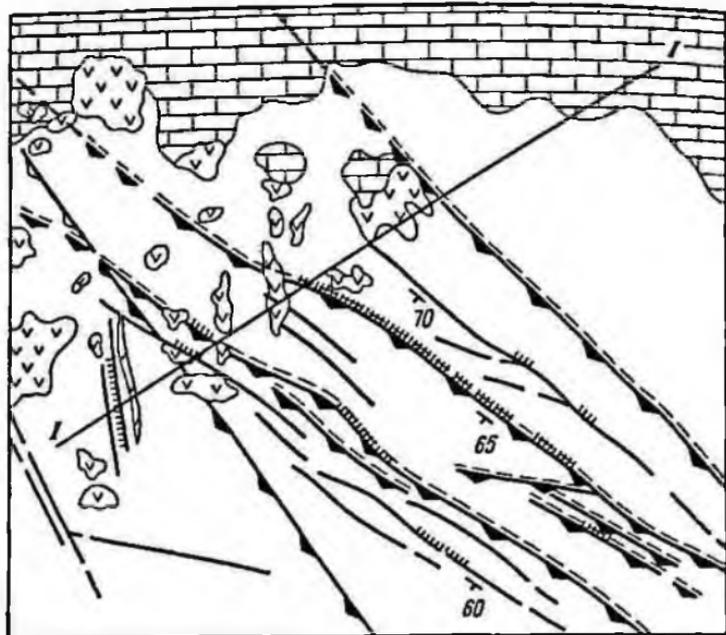


Рис. 49. Схема геологического строения района мезозойских урановых (браннеритовых) месторождений крупных разломов фундамента докембрийского щита.

1 — мезозойские интрузивы; 2 — карбонатные отложения платформенного чехла; 3 — архейские гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, граниты; 4 — раннепротерозойские разломы; 5 — омоложенные раннепротерозойские разломы с мезозойской гидротермальной минерализацией; 6 — собственно мезозойские разломы с гидротермальной минерализацией; 7 — участки развития промышленного оруденения

многочисленными ультраметаморфическими гранитными телами того же возраста.

Средний, платформенный, структурный этаж представлен карбонатными отложениями кембрийского возраста, залегающими почти горизонтально (угол падения $0-5^\circ$), мощность их несколько сот метров. Они распространены в основном в краевой северной части поднятия и далее к северу, за его пределами, переходят в мощный платформенный чехол плиты древней платформы (рис. 49).

Верхний структурный этаж, сформированный в процессе мезозойской активизации, сложен относительно маломощными (первые сотни метров) песчано-глинистыми и, реже, вулканогенными отло-

жениями юрского возраста. Эти отложения залегают несогласно на размытой поверхности платформенного чехла, выполняя смежные прогибы, а в пределах рассматриваемого горстообразного поднятия сохранились лишь в виде единичных мелких останцов.

В районе выделяются четыре возрастные группы магматических пород. Наиболее древние (не менее 3000 млн. лет) — архейские амфиболиты, гранитогнейсы, пироксеновые плагиограниты и плагиомигматиты, образованные в условиях регионального метаморфизма прогрессивной гранулитовой фации. Вторую группу составляют раннепротерозойские (2200—1900 млн. лет) биотитовые и лейкократовые граниты, гранитогнейсы и аляскиты, повсеместно пронизывающие архейские толщи, а также относительно маломощные дайки ортогнейсов диоритового состава и пегматоидных гранитов, преимущественно развитые в зонах древних разломов. Эти породы сформированы в основном в процессе ультраметаморфизма, проявившегося среди архейских гранулитовых комплексов в условиях регрессивной амфиболитовой фации. Третья группа представлена позднепротерозойскими — палеозойскими дайками диабазов и диабазовых порфиритов платформенного периода развития. К четвертой группе относится многофазный комплекс субвулканических интрузивов и даек пород щелочноземельного, субщелочного и щелочного состава, образованный в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации. Породы комплекса образованы в два этапа — юрский и раннемеловой. В первый из них, наиболее значительный, формировались субвулканические интрузивы и дайки пород щелочноземельного, а затем калиевого субщелочного составов; во второй — преимущественно дайки щелочных пород натриевого ряда, сопряженные с широкими полями фенитов. И те и другие широко распространены лишь в западной части горстообразного поднятия.

Важное значение в структуре поднятия и в размещении урановых рудных полей и месторождений имеет система крупных и протяженных разломов, хорошо выраженных в породах кристаллического фундамента и очень слабо проявленных в карбонатных породах платформенного чехла. Они субпараллельны осям складок фундамента, но имеют падение более крутое, чем слоистость архейских толщ. Протяженность разломов достигает нескольких десятков километров, а мощность их зон — от первых метров до многих десятков и даже первых сотен метров. По времени заложения и истории развития среди них выделены следующие группы: 1) раннепротерозойские, не испытавшие позднего подновления, 2) раннепротерозойские, подновленные (омоложенные) в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации и 3) собственно мезозойские.

Урановое оруденение в рассматриваемом районе локализуется среди метаморфических пород в крупных разломах только второй и третьей групп, и верхней его границей в разрезе является подошва нижнепалеозойских отложений маломощного платформенного чехла. Относительно поверхности, существовавшей в эпоху рудообразования, оно формировалось в интервале от 500 до 3000 м и представлено титанат-урановыми (браннеритовыми) рудами в щелочных низко-

температурных калиевых (пирит-карбонат-калишпатовых) метасоматитах.

По данным Я. Д. Готмана, А. К. Мигуты и Э. В. Петросяна, в западной части района ураноносные зоны дробления в разломах отчетливо наложены на магматические породы юрского возраста, испытывая резкие пережимы по мощности, и в свою очередь пересечены ранне-меловыми дайками тингуаитов, селвсбергитов и грорудитов. Пострудные дайки в свою очередь рассечены наиболее поздними продуктами постмагматической гидротермальной деятельности.

Обычно урановые руды описываемых рудных полей представляют собой мелкозернистый пирит-карбонат-калишпатовый метасоматит, рассеченный тектоническими швами с мелкообломочной ураноносной брекчией и небольшим количеством разновозрастных мало-мощных барит-кварцевых, кварцевых, кварц-карбонатных и флюорит-карбонатных прожилков. Помимо брекчий, урановая минерализация в виде вкрапленности браннерита рассеяна вблизи ураноносных швов среди метасоматитов.

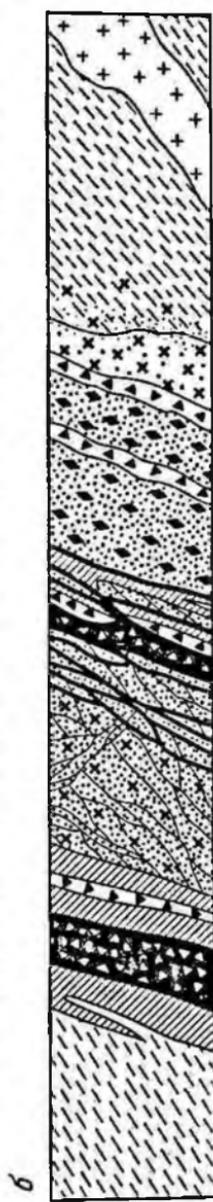
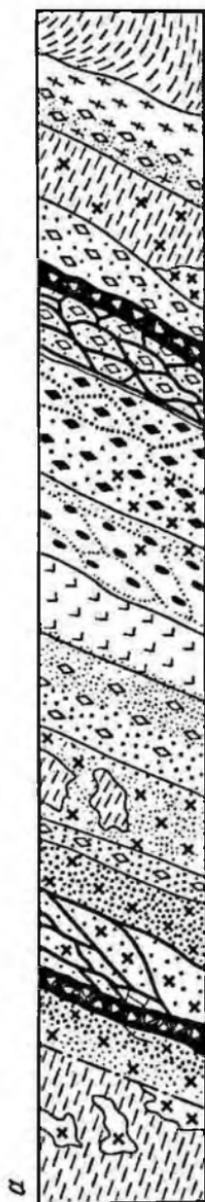
Особенности распределения и масштабы уранового оруденения в разломах фундамента весьма различны. Они зависят в основном от параметров (мощности и протяженности), истории развития и особенностей строения рудовмещающих разломов. Наиболее значительных масштабов урановое оруденение достигает в крупных омоложенных раннепротерозойских разломах второй и гораздо меньших — в собственно мезозойских разломах третьей группы.

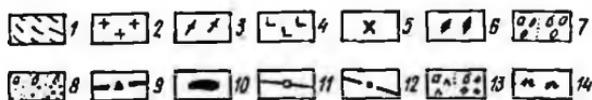
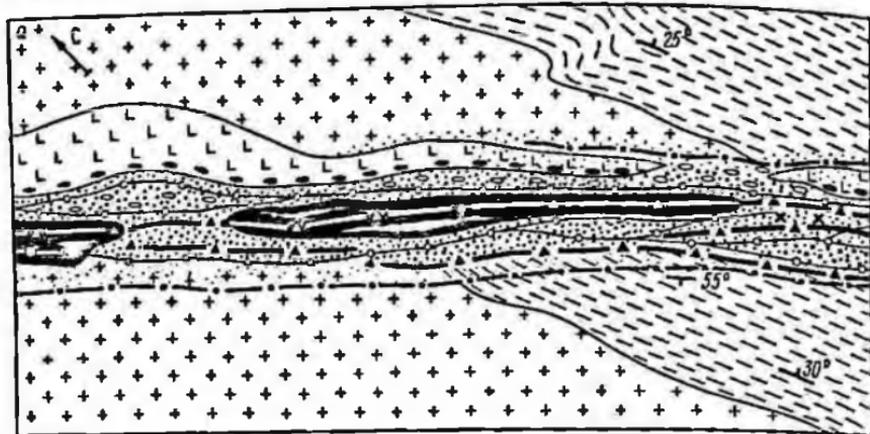
Различия ураноносных разломов по истории формирования наложили отпечаток и на особенности строения локализованных в них месторождений.

Урановые месторождения в омоложенных раннепротерозойских разломах фундамента. Ураноносные разломы этой группы отличаются сверхдлительным развитием и наличием в них структурных элементов, образовавшихся в разное время и в различных условиях. Они возникли еще в раннем протерозое и многократно подновлялись позднее, особенно в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации [1, 7]. К древнейшим структурным элементам этих разломов относятся последовательно формировавшиеся флексурные изгибы с линейными зонами крутопадающих глыбовых и послонных мигматитов, дайки мелкозернистых метадиоритов (ортогнейсов), зоны интрузивно-метасоматических кварц-полевошпатовых пород и пегматоидов

Рис. 50. Строение раннепротерозойских омоложенных (а, б, в) и собственно мезозойских (г) ураноносных разломов кристаллического фундамента.

Вмещающие породы: 1 — гнейсы в различной степени гранитизированные и мигматизированные, 2 — граниты, 3—7 — раннепротерозойские структурные элементы разломов: 3 — крутопадающие мигматиты; 4 — дайки метадиоритов (ортогнейсы); 5 — метасоматические кварц-полевошпатовые породы пегматоидного облика (а) и их включения (б) во вмещающих породах; 6 — бластомилониты амфиболитовой фации, образованные за счет метадиоритов (а) и кварц-полевошпатовых пород (б); 7 — бластокатаклизиты амфиболитовой фации; 8—12 — мезозойские структурные элементы разломов: 8 — низкотемпературные калиевые (пирит-карбонат-ортоклазовые) метасоматиты внешней (а), промежуточной (б) и внутренней (в) зон; 9 — барит-кварцевые жилы и прожилки; 10 — посткварцевые неминерализованные брекчин; 11 — швы и зоны ураноносных браннеритсодержащих брекчий; 12 — неминерализованные трещины





и, наконец, крупные blastsмилонитовые швы (рис. 50, а, б). Среди вмещающих метаморфических пород гранулитовой фации они были образованы в условиях дислокационного метаморфизма регрессивной амфиболитовой фации близодновременно с процессами раннепротерозойского ультраметаморфизма, завершая последний.

Раннепротерозойские структурные элементы занимают закономерное положение в поперечном сечении разломов этой группы. В центральной осевой части последних обычно располагаются крупные blastsмилонитовые швы, образованные за счет как даек диоритов, так и послойных и глыбовых мигматитов. Число таких швов, также как и даек диоритов, различно — от единичных и маломощных (в небольших разломах, см. рис. 50, а, г и рис. 51, а) до нескольких кулисообразно расположенных (в крупных разломах, см. рис. 51, б), разобщенных интервалами относительно слабо деформированных пород. В направлении к вмещающим породам blastsмилониты сменяются сплошной или прерывистой зоной развития неравномерно рассланцованных кварц-полевошпатовых пород, а еще дальше, в крайних частях разломов и во вмещающих гнейсах, развиты лишь пятнистые выделения кварц-полевошпатовых пород.

Более поздние структурные элементы в разломах — катаклазиты зеленосланцевой фации и прерывистые тела хлорит-альбитовых метасоматитов предположительно среднепротерозойского возраста, образующие относительно узкие зоны, а также более широко распространенные минерализованные мезозойские тектонические швы и зоны, содержащие многостадийную гидротермальную, в том числе урановую минерализацию. Для последних характерно широкое развитие катаклаза и брекчий, а также зонально-полосчатых, гребенчатых и друзовых текстур жильного выполнения, типичных для приповерхностных образований.

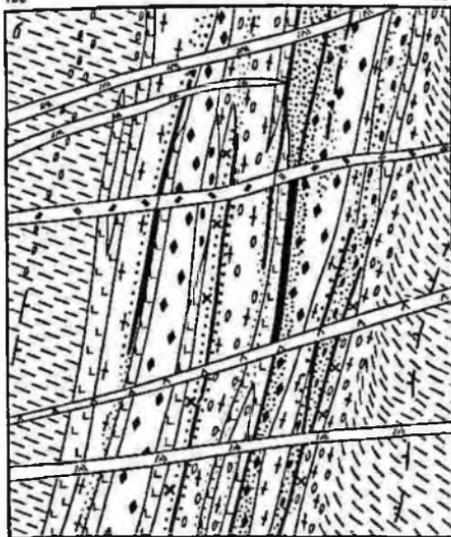


Рис. 51. Особенности локализации урановорудных тел в небольших (план — а) и в крупных (разрез — б) омоложенных раннепротерозойских разломах кристаллического фундамента.

1—2 — вмещающие породы кристаллического фундамента; 1 — гнейсы в различной степени гранитизированные; 2 — гранитонды; 3—7 — раннепротерозойские структурные элементы разломов; 3 — гнейсы с крутопадающей полосчатостью и сланцеватостью; 4 — дайки метадiorитов (ортогнейсы); 5 — метасоматические кварц-полевошпатовые породы пегматитного облика и их включения во вмещающих породах; 6 — бластомилониты; 7 — бластокатаклазиты амфиболитовой фации, образованные за счет ортогнейсов (а) и других пород (б); 8 — низкотемпературные кальцевые метасоматиты внешней (а), промежуточной (б) и внешней (в) зон; 9 — швы ураноносных брекчий; 10 — рудные тела; 11 — зоны прожилков пострудного кварца; 12 — пострудные неминерализованные разрывы; 13 — дорудные дайки бостонитов (а) и рогово-обманковых сиенитов (б); 14 — пострудные дайки эгириновых сиенитов

Мезозойские минерализованные тектонические швы особенно интенсивно развиты в наиболее крупных омоложенных разломах фундамента со сложным строением раннепротерозойских структурных элементов и непрерывно прослеживаются в них на десятки километров.

Урановое оруденение в таких разломах отличается большой общей протяженностью по простиранию (первые десятки километров) и падению (до 2 км и более) и весьма неравномерным распределением. В плоскости разломов относительно небольшие интервалы и «окна» бедных и забалансовых руд обычно чередуются со значительными по размерам интервалами с промышленным оруденением. Последние условно выделяются в качестве самостоятельных месторождений, но четкие геологические границы или существенные перерывы оруденения между ними иногда отсутствуют. В связи с этим использование для подобных рудных объектов общепринятых понятий месторождение, рудное поле достаточно условно и может быть заменено понятием рудоносная зона.

Наиболее значительные месторождения обычно приурочены к участкам: а) крупных плавных изгибов разломов по простиранию и падению, б) расщепления разломов на две и больше ветвей, в) сопряжения или пересечения основных северо-западных разломов с мезозойскими и раннепротерозойскими разломами субширотного и северо-восточного простирания (рис. 52). Они отличаются резко увеличенной мощностью (до 40 м) пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов и представлены системами взаимопересекающихся швов ураноносных брекчий мощностью от 0,1 до 1 м, сопровождаемых многочисленными и тончайшими швами, а также вкрапленным ору-

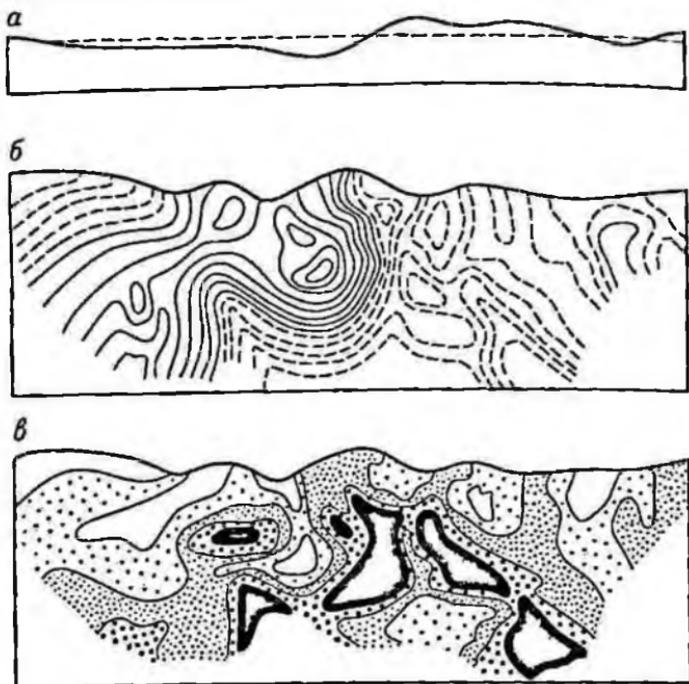


Рис. 52. Размещение уранового оруденения относительно рельефа тектонической поверхности разлома.

а — изгиб разлома в плане; б — рельеф тектонической поверхности разлома в проекции на продольную вертикальную плоскость (пунктиром показаны изолинии вогнутых, сплошной линией — выпуклых участков); в — распределение концентраций урана от наибольших (черный цвет) к наименьшим (редкие точки)

денением, образующим в совокупности протяженные жилоподобные тела сложной морфологии и со сложным характером распределения урановой минерализации (см. рис. 51, а). Для участков сопряжения и пересечения продольных и диагональных ураноносных разрывов характерны уплощенные столбообразные и штокверкоподобные тела.

В менее мощных омоложенных разломах небольшой протяженности ураноносные разрывы имеют, как правило, сравнительно простое строение и характеризуются резкими пережимами и прерывистостью. Урановое оруденение на отдельных интервалах таких разломов также достигает промышленных концентраций, однако рудные тела, имеющие преимущественно форму непротяженных жил, линз и гнезд, обычно небольших размеров (см. рис. 51, б).

Как в крупных, так и в относительно небольших омоложенных раннепротерозойских разломах ураноносные разрывы развиты среди мезозойских пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов и закономерно наследуют положение более ранних структурных элементов, сформированных как в раннем протерозое, так и в процессе внутриминерализационных движений [1]. В северо-западных флангах разломов, где дорудные стадии мезозойской минерализации прояв-

лены сравнительно слабо, рудоносные нарушения развиты почти исключительно вдоль контактов blastsмилонитов и даек ортогнейсов диоритового состава. В юго-восточных флангах разломов ураноносные разрывы и рудные тела располагаются преимущественно вдоль одного или обоих контактов мощных барит-кварцевых жил и зон прожилков (см. рис. 50, б). Однако и здесь вся совокупность гидротермальных образований тяготеет к контактам blastsмилонитовых швов, повторяя их изгибы по простиранию и падению.

В северо-западной части рассматриваемого района строение ураноносных разломов и месторождений резко осложнено мезозойскими интрузивами. Последние пересекают зоны омоложенных раннепротерозойских разломов, расчленяя рудные залежи на крутопадающие узкие пластино- и лентообразные тела, заключенные между дайками и падающие в плоскости разломов параллельно склонению линий пересечения этих даек с разломом (см. рис. 51, в).

Урановые месторождения в собственно мезозойских разломах фундамента. Собственно мезозойские ураноносные разломы третьей группы представлены минерализованными зонами дробления различной, но в целом небольшой протяженности и мощности. В каждом из них обычно локализовано не более одного уранового месторождения, а размеры рудоносных интервалов разломов не превышают 1—1,5 км.

По особенностям строения и морфологии эти ураноносные разломы разделяются на две разновидности: а) сосредоточенного типа, б) рассредоточенного типа и трещинные зоны.

Ураноносные разломы сосредоточенного типа представлены относительно крупными компактными тектоническими швами, имеющими протяженность до 8 км и мощность 3—10 м. Они характеризуются выдержанными элементами залегания, согласными с залеганием основной системы омоложенных раннепротерозойских разломов района. По масштабам проявления мезозойской гидротермальной деятельности и, в частности, уранового оруденения они значительно уступают крупным омоложенным разломам, но заметно превосходят более мелкие из них. Урановые месторождения в описываемых разломах приурочены к участкам мелких плавных изгибов тектонической их поверхности и развития систем поперечных минерализованных швов северо-восточного простирания. Они представлены системами небольших кулисообразно расположенных швов ураноносных брекчий, пересекающих пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты и образующих непротяженные рудные залежи с прерывистым характером распределения руд. Рудные тела в пределах залежей имеют форму относительно небольших жил и уплощенных линз, мощность которых заметно возрастает в участках сопряжения или пересечения рудоносных разрывов (рис. 53, а).

Ураноносные мезозойские разломы второй разновидности представлены линейными зонами субпараллельных и диагональных мелких минерализованных швов, разделенных значительными по размерам интервалами неизмененных метаморфических пород. Ширина таких зон составляет многие десятки метров, а мощность отдельных со-

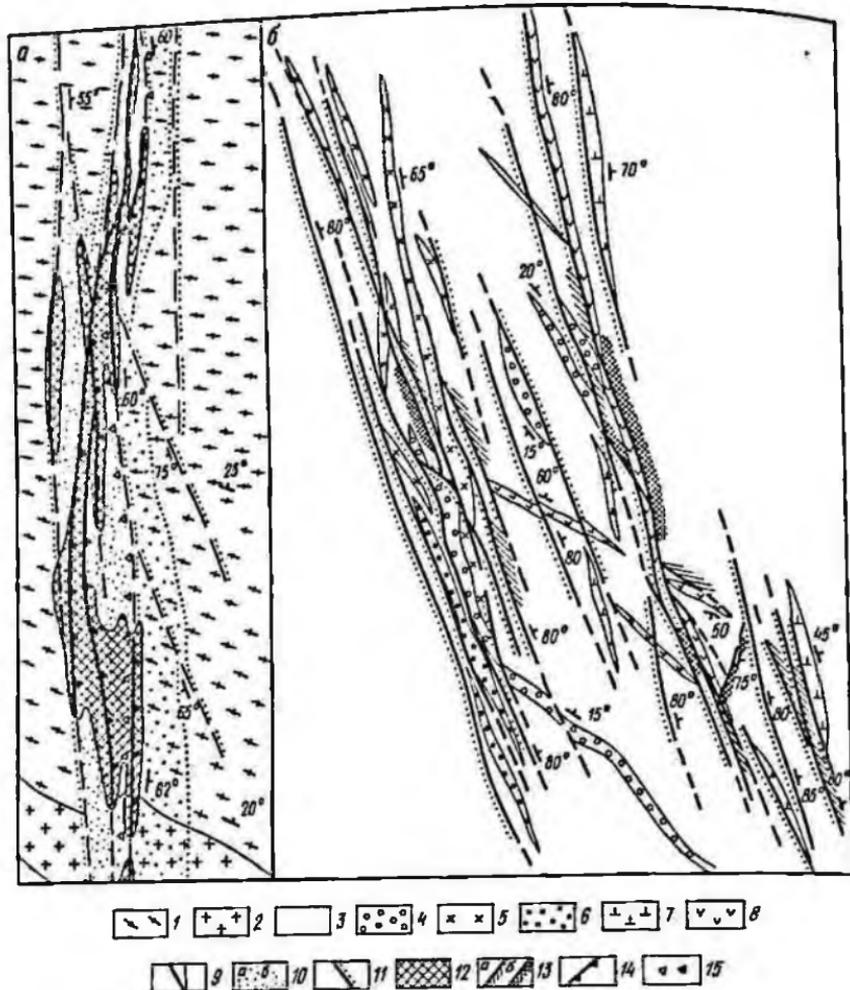


Рис. 53. Особенности строения мезозойских ураноносных разломов сосредоточенного типа (а) и в дайковом поясе (б).

1—3 — породы фундамента: гнейсы (1), граниты (2), нерасчлененные гранитогнейсы (3); 4 — эгирин-авгитовые слениты; 5 — биотитовые и роговообманковые слениты; 6 — сельсбергиты; 7 — бостониты; 8 — лампрофиты; 9 — разрывы; 10 — пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты внешней и промежуточной (а) и внутренней (б) зон; 11 — те же метасоматиты околотрещинные; 12 — рудные тела (на а); 13 — рядовое (а) и относительно богатое (б) урановое оруденение (на б); 14 — швы ураноносных брекчий; 15 — участки дробления с пострудным кварцем (и флюоритом) в цементе

ставляющих их швов — в основном десятки сантиметров. Зоны расщепленных минерализованных швов имеют преимущественно северо-западное направление, отвечающее простиранию главных ураноносных разломов района, однако иногда они приурочены и к широким поясам даек мезозойских субщелочных и щелочных пород (рис. 53, б). Степень их минерализованности невелика. Пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты имеют в пределах описываемых

зон околотрещинный характер, сопровождая каждый из минерализованных швов в виде узкого ореола мощностью от 5 до 80 см. Урановое оруденение распространено крайне прихотливо как в пределах зон в целом, так и в составляющих их тектонических швах, но нередко, наряду с ураноносными брекчиями, оно представлено также непротяженными маломощными прожилками браннерита, несколько повышающими качество руд. Рудные тела имеют форму мелких линз и жил, разделенных значительными безрудными интервалами.

Рассмотрев структуры урановых месторождений в разломах фундамента и особенности размещения уранового оруденения, перечислим их особенности: 1) огромную длительность формирования и сложное строение главнейших ураноносных разломов фундамента и унаследованный характер развития в них собственно мезозойских ураноносных разрывов; 2) ярко выраженный линейный характер рудоносных структур месторождений и их большую протяженность по простиранию и падению разломов фундамента; 3) исключительную выдержанность минерального состава продуктов гидротермальной деятельности (в том числе урановых руд) по простиранию и падению разломов, обусловленную, по-видимому, однородностью среды минералообразования (низкотемпературные щелочные калиевые метасоматиты), закрытым характером разломов в период рудообразования и большой удаленностью от источника гидротермальных растворов и энергии; 4) сочетание тесной пространственной и возрастной совмещенности мезозойских интрузивов и ураноносных разломов и резкого отличия структурного плана их развития. Все эти особенности указывают на в известной степени независимый, автономный характер развития мезозойского магматизма и уранового рудообразования.

Рудные поля и месторождения в молодых массивах щелочных пород, локализованных на стыке щитов и плит древних платформ

Рудные поля этой группы редки. Одно из них подробно описано Т. В. Билибиной, В. И. Донаковым и В. К. Титовым, В. А. Невским, П. С. Козловой и др. [1, 5].

Месторождения таких рудных полей представляют собой системы жил и трещинных зон, примыкающих к крупным разломам (рис. 54).

Основная масса уранового оруденения локализована в щелочных породах массива и лишь незначительная (около 10 %) — в породах осадочного чехла.

Гидротермальная деятельность в рудном поле проявлялась в два этапа, с каждым из которых связана радиоактивная минерализация. В первый этап были образованы постмагматические щелочные метасоматиты (калиевые, а затем и более локальные натровые) и ториеносные эгирин-анортоклаз-кварцевые жилы, распространенные весьма ограниченно и генетически связанные с ранними щелочными интрузивами. Во второй, основной этап после завершения мезозойской магматической деятельности происходила многостадийная гидротермальная деятельность, в процессе которой возникли флюо-

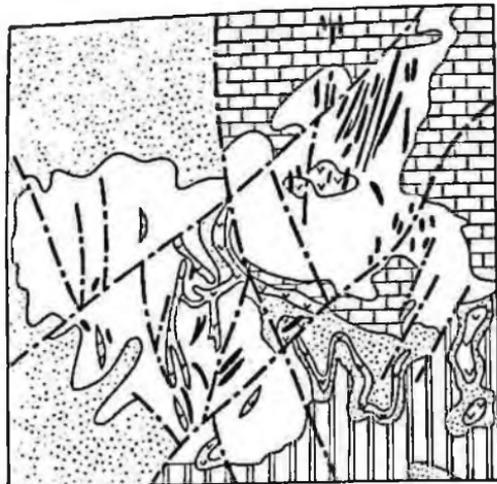
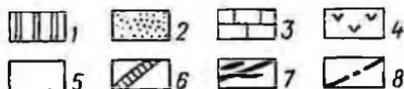
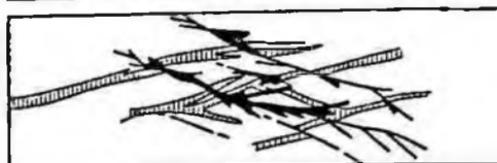


Рис. 54. Схема размещения ураноносных зон дробления в массиве щелочных пород. По Т. В. Библиной, В. И. Данакову и В. К. Титову.

1 — метаморфические толщи кристаллического фундамента щита; 2 — отложения платформенного осадочного чехла песчано-глинистые; 3 — то же, карбонатные; 4 — эффузивно-осадочные породы; 5 — щелочные и нефелиновые сиениты; 6 — ураноносные зоны и 7 — рудные тела; 8 — разрывные нарушения



рит-барит-кварцевые жилы с сульфидами и уранинитом, распространенные спорадически, и несколько более поздние ураноносные минерализованные брекчии и микробрекчии с настуром и уранинитом — главные носители урана, — а также жилы и прожилки пострудного дымчатого кварца.

Рудные поля и месторождения в платформенном чехле плит древних платформ

В пределах плит древних платформ мощность осадочных платформенных отложений нередко составляет первые километры, и сфера уранового рудообразования, в отличие от щитов, в разрезе обычно смешена в образования платформенного чехла. Размещение урановых рудных полей и месторождений и структура последних определяются комбинацией крупных пологих складчатых нарушений платформенной стадии развития и структурных элементов эпохи активизации. Последние представлены линейными зонами интенсивной наложенной складчатости, крупными разрывами со значительными амплитудами смещения блоков пород и телами магматических пород. Важную роль в их формировании играют скрытые и сквозные разломы кристаллического фундамента плит древних платформ.

На локализацию уранового оруделения значительное влияние оказывает также анизотропия пород по физико-механическим свойствам в разрезе слоистых толщ платформенного чехла. Она обусловила избирательное развитие разрывных нарушений среди отдельных горизонтов пород, широкое распространение разрывов межпластового и межформационного типа и проявление литологического контроля оруделения [1].

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ АКТИВИЗИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Важнейший элемент строения этих областей — позднемезозойские вулканические пояса, к которым приурочены все основные урановые месторождения и многие месторождения флюорита, полиметаллов и золота. Ураноносные вулканические пояса состоят из обособленных вулканотектонических структур, непосредственно вмещающих урановорудные поля и отдельные месторождения. Рудоконцентрирующие вулканотектонические сооружения формировались в разные стадии проявления позднемезозойских тектономагматических процессов и существенно отличаются геологическим строением и условиями формирования урановых месторождений.

В раннюю стадию (160—150 млн. лет) формировались эрозионно-тектонические впадины, заполненные преимущественно терригенными осадочными породами с подчиненным развитием вулканитов основного и кислого состава. Они вмещают своеобразные мышьяк-урановые месторождения субпластового типа.

Со следующей стадией (150—140 млн. лет) связано формирование разнообразных вулканотектонических структур — кальдер проседания, вулканокупольных сооружений и различных вулканотектонических депрессий со штокверковыми и жильными молибденурановыми месторождениями.

В заключительную стадию (120—110 млн. лет) образовались угленосные депрессии, вмещающие стратиформные, телетермальные, собственно урановые месторождения.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что геологические условия размещения и формирования месторождений в значительной мере определяются особенностями геологического строения вмещающих вулканотектонических сооружений.

Рудные поля и месторождения в кальдерах проседания

Ураноносные кальдеры проседания обычно являются составным звеном достаточно крупных вулканотектонических сооружений, включающих разнообразные вулканотектонические и угленосные депрессии (рис. 55).

Структурно-геологическая позиция рассматриваемой вулканотектонической депрессии, ураноносной кальдеры обрушения, определяется узлом пересечения разноориентированных глубинных разломов,

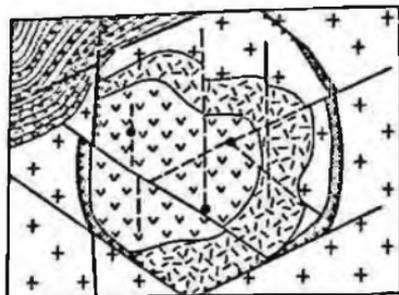


Рис. 55. Рудное поле в кальдере обрушения.

1 — гранитогнейсы, лейкократовые граниты домезозойского фундамента; 2—3 — образования верхнего структурного этажа: нижняя (2) и верхняя (3) осадочно-вулканогенные толщи; терригенная угленосная толща (4); субвулканические тела и дайки (5); 6—9 — разломы: глубинные (6), кальдерные (7), сквозные (8), скрытые (9); 10 — урановые месторождения



приуроченных к флексурному изгибу крупной брахиформной антиклинальной складки.

Фундамент кальдеры сложен в основном гранитогнейсами и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, переработавшими в процессе палеозойской гранитизации древние карбонатные породы, кристаллические сланцы и амфиболиты.

Эрозионная доверхнемезозойская поверхность, сохранившаяся под чехлом терригенных и осадочно-вулканогенных образований, характеризуется весьма высокой расчлененностью: углы склонов гранитных валов достигают 40° , а превышения их над долинами измеряются многими сотнями метров.

Образования верхнего структурного этажа слагаются тремя толщами. Нижняя представлена мощными стратифицированными излияниями базальтов и андезитобазальтов, чередующимися с покровами лав и игнимбригов дацитов. В основании, а также между телами вулканитов картируются терригенные и вулканогенно-осадочные прослои конгломератов, гравелитов и песчаников с примесью туфового материала.

В распределении фаций и мощностей нижней толщи определяющую роль оказывал рельеф контакта структурных этажей: пониженные участки его выполняются базальными грубообломочными породами и затем почти полностью нивелируются вулканокластическими покровами андезитобазальтов. Отмеченные образования резко сокращаются в мощности или отсутствуют на гребнях наиболее высоких валов гранитов, перекрывающихся непосредственно игнимбригами дацитов. Мощность покрова последних достигает сотен метров в восточной половине рудного поля, где они составляют основную часть разреза вулканитов, и уменьшается до нескольких десятков метров в его западной половине.

К концу формирования нижней толщи, в результате эксплозии игнимбригов дацитов, произошло относительно слабо выраженное проседание вулканотектонической структуры, маркируемое развитием базальных осадочных пород средней толщи. Образования ее сложены двумя комплексами: туфогенно-осадочным и фельзитовым.

Последний представлен почти исключительно игнимбритами мощностью первые сотни метров, изверженных несколькими порциями, но без существенных перерывов во времени.

Извержение столь большого объема пирокластического материала в короткий промежуток времени обусловило кальдерное обрушение кровли периферического магматического очага и обособление блока кальдеры от остальной части вулcano-тектонической депрессии.

Завершается формирование средней толщи внедрением субвулканических тел и даек липаритов, сиенит-порфиоров и граносиенитов вдоль бортовых кальдерных разломов.

Образования верхней толщи формировались преимущественно на флангах вулcano-тектонической депрессии. В начале ее накопления происходили маломощные излияния липаритов и базальтов; основной объем толщи представлен разнообразными терригенными пролювиально-аллювиальными и озерными угленосными осадками.

Переслаивание различных фаций (лав, игнимбритов, вулcano-кластических образований) вулканитов основного, среднего и кислого состава с терригенными и осадочно-вулcanoгенными прослоями обусловило исключительно высокую гетерогенность рудовмещающего разреза.

Физико-механические свойства пород рудного поля также весьма разнообразны. Эффузивы основного состава — лавы базальтов, андезитобазальтов, андезитов — характеризуются минимальной полной и эффективной пористостью, высокими упругими и прочностными параметрами. Однако лавовые брекчии и агломераты этих пород имеют пониженную прочность и упругость, высокую общую пористость и значительное водопоглощение, что обуславливает их высокопластичные деформационные свойства. Дациты и липариты по физико-механическим свойствам существенно отличаются от других образований разреза и качественно сходных между собой. Они имеют высокую полную и эффективную пористость, большую прочность; по соотношению модулей упругости и коэффициента Пуассона отмечается склонность этих пород к хрупким деформациям.

Породы туфогенно-осадочных прослоев обладают высокой пористостью, низкими значениями коэффициента Пуассона и модуля упругости, что также характеризует их как относительно пластичные.

Сиенит-порфиры и липариты субвулканических тел и даек характеризуются низкой пористостью, наиболее высокими прочностными и упругими параметрами. Учитывая частое переслаивание и различное сочетание этих пород, разрез их в целом приобретает весьма дифференцированный по деформационным свойствам, резко послойно-анизотропный облик.

Исключительно многообразно проявленные в пределах вулcano-тектонической структуры нарушения сплошности пород могут быть классифицированы по масштабу (региональные глубинные, межблоковые, приповерхностные), генезису (тектонические, вулcano-тектонические, литогенетические, контракционные, инъективные, сейсмогравитационные и пр.), морфологии (линейные и кольцевые, круто- и пологопадающие, секущие и согласные со слоистостью деформируемых пород), кинематике смещений (сбросы, сдвиги, раздвиги

и их комбинации), проявленности (скрытые и сквозные различных порядков, внутриэтажные, внутриярусные или внутрипластовые) и т. д.

К глубинным региональным относятся разломы, контролирующие положение вулcano-тектонической депрессии в целом. Эти линейные разломы, судя по данным геофизики, проникают в земную кору ниже поверхности Конрада. Они были заложены в домезозойское время, а в период позднемезозойской активизации развивались как крупноамплитудные (более 1 км) сквозные конседиментационные сбросы, контролировавшие также проявление глубинного (базальтоидного) магматизма и постмагматической гидротермальной деятельности.

К категории межблоковых относятся субпараллельные региональным разломы, рассекающие вулcano-тектоническую структуру, а также входящие в состав кольцевого кальдерного разлома. Заложены так же в домезозойское время, в период активизации они подновлялись фрагментарно, развиваясь синхронно с вулканическими процессами, контролируя проявление главным образом корового (андезитоацитового и липаритового) магматизма и вулканизма. С другой стороны, значительная часть этих разломов развивалась как вулcano-тектонические нарушения — крупноамплитудные (до нескольких сотен метров) сбросы при просадке кровли опустошающегося периферического приповерхностного магматического очага.

Характеризуемое поле четко обособлено кольцевым кальдерным разломом. Кольцевой разлом представляет собой замкнутый многоугольник, составленных объединенными фрагментами линейных нарушений, субпараллельных региональным разломам, а также диагональной к последним ориентировки. По этим нарушениям все рудное поле в вулканический этап оказалось опущенным относительно вмещающей кристаллической рамы на глубину до 1 км. Опускание было многоактным и неравномерным.

К внутрикальдерным разрывам более высокого порядка относятся собственно тектонические, существенно сдвиговые нарушения, развивавшиеся в завершающие фазы активизации, — главным образом — в гидротермальный этап. Особенность этих нарушений — их «слепой» характер на площадях, перекрытых стратифицированными осадочно-вулканогенными образованиями: при подходе снизу к контакту структурных этажей эти разломы расщепляются, выколаживаются и сливаются с межформационными контактными пологонаклонными срывами. В верхний структурный этаж они обычно не проникают, но блоковые подвижки фундамента подновляют в нем, наращивают и объединяют все ранее заложены нарушения более высоких порядков, самого различного генезиса и морфологии.

Заслуживают особого внимания крутопадающие разломы, секущие слоистые образования верхнего структурного этажа, но не проникающие в породы фундамента. Как правило, они формируются в осадочно-вулканогенных комплексах переслаивающихся высокопрочных лавовых покровов, игнибритов и мощных, но быстро выклинивающихся по латерали вулканокластических и терригенных прослоев. Положение этих «бескорневых» разломов отчетливо контролируется расчлененным рельефом кровли погребенного кристаллического фундамента, —

вдоль гребней и крутых склонов которого эти разломы и развиваются в виде шарнирных сбросов (с амплитудами до нескольких десятков метров). Формирование их, по-видимому, связано с неравномерным уплотнением первично рыхлых высокопористых осадков под действием нагрузки мощных покровов эффузивов. По своей сути эти нарушения являются промежуточным по масштабу звеном между вулканотектоническими кальдерными сквозными бортовыми разломами и литогенетическими контракционными внутрипластовыми (внутрипокровными) зонами трещиноватости. Разрывы верхнего структурного этажа характеризуемого рудного поля группируются в крутопадающие разломы, секущие весь осадочно-вулканогенный разрез, зоны внутрипластовой трещиноватости и пологопадающие согласные нарушения.

Крутопадающие секущие разломы представлены двумя генетическими типами — собственно тектоническими и описанными выше «бескорневыми» разломами. К первому типу относятся разрывы, развившиеся в верхнем структурном этаже в вулканотектонический этап формирования рудного поля в виде зон повышенной трещиноватости. В это же время, в связи с неравномерным уплотнением базальных пачек первично рыхлых терригенных и вулканокластических образований, в породах верхнего структурного этажа формировались «бескорневые» разломы. При этом наиболее интенсивно «бескорневые» разломы развивались вдоль крутых склонов, обращенных к центру кальдеры, что указывает на синхронность образования этих разломов и соподчиненность их вулканотектонике. Тектонические и «бескорневые» разломы в гидротермальный этап были активизированы, объединены и наращены в связи с деформациями фундамента диагональными сдвигами.

Пологопадающие согласные разрывные нарушения по масштабам проявления сопоставимы с основными секущими. Наиболее крупные из пологих срывов развиты по контакту структурных этажей, вдоль выдержанных тел вулканитов, особенно на контактах с туфогенноосадочными породами, в низах фельзитового комплекса и др. Как правило, согласные швы и зоны развальцевания причленяются к секущим разломам, но гасят по восстанию и падению мелкую внутрипластовую трещиноватость.

Основу зон внутрипластовой трещиноватости составляют контракционные трещины отдельности. Наиболее активно контракционная трещиноватость проявилась в игнимбритах фельзитового комплекса, дацитов, менее — лавовых потоках основного состава в виде столбчатой, плитчатой, матрацевидной, шаровой отдельности. Зоны столбчатой и плитчатой отдельности с плотностью до 100 трещин и более на 1 м развиты практически во всем объеме покровных фаций фельзитов; в игнимбритах дацитов плотность разрывов этого генезиса существенно ниже, но и в них устанавливаются площадные штокверковые зоны, приуроченные к подошве и кровле покровов. Отмеченные зоны внутрипластовой контракционной трещиноватости, в связи с блоковыми смещениями вдоль секущих разломов и подвижками по неровным поверхностям сместителей пологозалегающих межпластовых срывов, существенно усложнились. При этом из-за

повышенной хрупкости игнимбритов фельзитов, дацитов плотность внутрислоевых трещин в этих породах еще более возросла. В высокопрочных упругих лавах андезитов и базальтов, а также в плотноупакованных литифицированных конгломератах образовались относительно более редкие, протяженные, но также не выходящие за пределы пластов и покровов крутопадающие нарушения. С другой стороны, высокопластичные пористые вулканокластические туфогенные, тонкообломочные терригенные прослои, подвергаясь при деформациях интенсивному сминанию, развальцеванию, гасили по восстанию и паде-нию крутопадающую трещиноватость.

Длительная история формирования, исключительно гетерогенная по составу, текстурно-структурным особенностям и физико-механическим свойствам среда, разнородные, действующие в различных сочетаниях структурообразующие процессы обусловили проявление разнообразной вертикальной структурной зональности рудного поля.

Прежде всего, плотность разрывов гранитоидов фундамента в 2—3 раза ниже плотности разрывов верхнего структурного этажа, что связано с исключительно широким развитием в вулканитах контрактационной трещиноватости и «бескорневых» разломов. Большая контрастность плотности разрывов отмечается также на контактах осадочно-вулканогенных толщ, отдельных пачек пород, покровов и прослоев: фоновая площадная трещиноватость игнимбритов дацитов превышает трещиноватость перекрывающих туфов по крайней мере на порядок, а фельзиты со столбчатой и плитчатой отдельностью на два-три порядка более трещиноваты подстилающего их туфогенно-осадочного комплекса и т. п.

Другое проявление вертикальной зональности разрывов — различное соотношение в разрезе структурных этажей крутопадающих и пологих нарушений. В гранитах фундамента развиты почти исключительно крутопадающие разломы; в противоположность им верхний структурный этаж характеризуется интенсивным повсеместным развитием согласных срывов и зон развальцевания.

Постоянно фиксируется несоответствие размещения тектонических зон разрывов гранитов древнего заложения, маркируемых днищами палеоэрозионных врезов фундамента и «бескорневых» разломов верхнего структурного этажа, развивающихся над его выступами.

Принципиально важно несоответствие ориентировки и кинематики смещений собственно тектонических деформаций гидротермального этапа: концентрированные диагональные сдвиги гранитов в слоисто-анизотропной среде вулканитов проявляются широкими штокверками трещин скалывания и отрыва. Ориентировка трещин отрыва внутри штокверка отличается от простирания сдвигов фундамента на 50—70°.

Наконец, устанавливается зональность морфологии и внутреннего строения крупных разрывов, определяемая деформационными свойствами пересекаемых пород: в наиболее пластичных прослоях мощность этих нарушений минимальна, а полости обычно выполнены тонкоперетертым, часто — глинистым материалом; в высокопрочных вязких лавах пород основного состава разрывы представлены концентрированными зонами брекчий, а в хрупких, первично трещиноватых игнимбритах фельзитов и дацитов, отмечается значительная

расконцентрация разрывов за счет расщепления и развития сопровождающей трещиноватости. Учитывая перемежаемость покровов пород с высокой первичной трещиноватостью и высокопластичных прослоев, в разрезе рудного поля отмечается многоярусное нанизывание внутрипластовых штокерков трещин на крупные секущие разломы; интенсивность трещиноватости в таких узлах еще более усиливается.

Гидротермальный процесс в рудном поле развивался после всех проявлений магматизма, вероятно, — синхронно накоплению терригенных угленосных осадков верхней толщи.

Промышленное урановое оруденение локализуется практически во всех генетических и возрастных типах пород — метаморфических, магматических осадочно-вулканогенных, терригенных угленосных и пр., но в каждом конкретном случае выделяется группа наиболее благоприятных для оруденения типов пород по их составу, текстурно-структурным особенностям и физико-механическим свойствам.

Вертикальный размах оруденения оценивается в 1,5 км, но основные запасы урана концентрируются в гораздо более узких интервалах, измеряемых первыми сотнями метров. Максимальный размах «критической зоны рудоотложения» устанавливается в рудовмещающих разрезах с относительно однородной вмещающей средой домезозойского фундамента, минимальный — в тонкослоистых осадочно-вулканогенных образованиях верхнемезозойского чехла.

Во всем рудном поле промышленное урановое оруденение является «слепым»; мощность «надрудной» толщи составляла первые сотни метров, несколько увеличиваясь в разрезах с относительно однородной средой.

Структурно-геологические позиции месторождений в рудном поле определяются соотношением подрудных, рудовмещающих и надрудных структурных элементов.

Из подрудных наиболее важные — зоны рудоподводящих сдвигов фундамента, в особо благоприятных условиях являющихся также рудовмещающими. Другой важный рудоконтролирующий структурный элемент — палеоэрозионные выступы гранитов (во-первых, они контролируют размещение рудовмещающих «бескорневых» разломов вулканитов, во-вторых, над ними сокращены в мощности либо отсутствуют высокопластичные базальные осадочно-вулканогенные прослои, наиболее активно гасящие по восстанию тектонические разрывы гранитов). Максимально благоприятны гребневые зоны валов гранитов, образующие «окна» в базальных высокопластичных комплексах, рассеянные диагональными сдвигами. В этом случае «бескорневые» разломы вулканитов накладываются на сдвиги фундамента, и в узлах их наложения оруденение развивается в обоих структурных этапах.

В участках перекрытия рудоподводящих разрывов гранитов высокопластичными базальными слоями верхнего структурного этапа оруденение «отрывается» от фундамента и контролируется вулканотектоническими структурными элементами чехла кальдеры.

Непосредственно рудоподводящими каналами в таких случаях, по-видимому, служили крупные сквозные внутрикальдерные разломы

или рассекающие пластичные толщи дайки, раздробленные предрудными тектоническими подвижками.

Размещение и морфология разнопорядковых рудных концентраций в породах верхнего структурного этажа определяются сочетанием крутопадающих секущих разломов, многоярусных зон внутрипластовой трещиноватости и — экранирующих разрывы и оруденение — высокопластичных стратифицированных прослоев. Наряду с подрудными и рудовмещающими, важными рудоконтролирующими элементами, определяющими структурно-геологическую позицию месторождений в рудном поле, являются надрудные наложения или пересечения палеоэрозионных врезов с рудовмещающими «бескорневыми» разломами.

Учитывая, что все перечисленные структурные элементы имеют различный генезис, возраст заложения, место наиболее интенсивного развития и ориентировку, проекции «надрудных» ореолов, рудных залежей месторождений и их корней — рудоподводящих структур, — обычно не совмещаются. Удаление фронтальных (верхних) частей рудных тел (в плане) от их нижних частей достигает 1,5 км, а отрыв «надрудных» геохимических ореолов от «подрудных» (по данным Л. П. Ищуковой) достигает 3 км. На месторождениях рудного поля развиты три основных структурно-морфологических типа рудных залежей: линейные жилообразные — в крутопадающих разломах; штокверкоподобные — в зонах внутрипластовой трещиноватости; пластообразные.

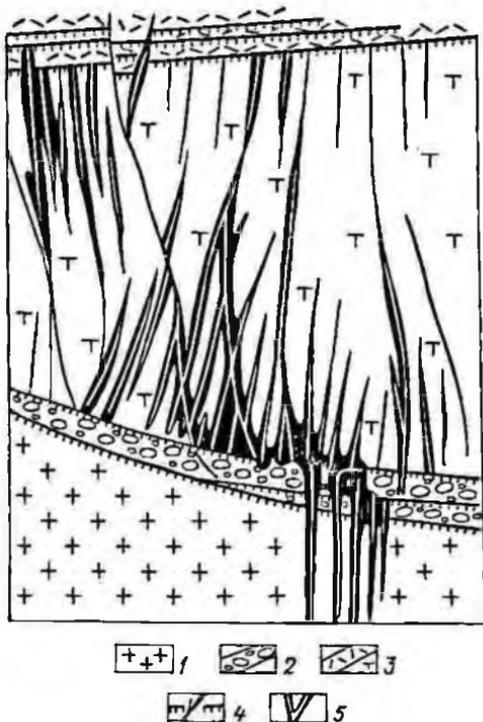
Ведущий фактор, определяющий их морфологию и внутреннее строение, — структурный. Не установлено ни единого рудоносного участка вне связи с разрывами рудовмещающих пород, а с другой стороны — малейшие изменения трещинной структуры влекут за собой изменение параметров оруденения.

В соответствии с описанной вертикальной структурной зональностью весьма существенно меняется в разрезе и соотношение структурно-морфологических типов рудных залежей, и их внутреннее строение.

Так, в гранитах фундамента почти исключительно развиты жилообразные залежи, контролируемые диагональными сдвигами. Выдержанность этих залежей по падению и простирацию максимальна. Усложнения внутренней структуры связаны с узлами расщепления рудовмещающих разрывов, сопряжения их со второстепенными оперяющими сколами или пересечения с более ранними по заложению нарушениями поперечной по отношению к рудовмещающим ориентировки. Во всех перечисленных случаях в таких узлах отмечается существенное увеличение мощности рудных тел; в участках простого строения рудовмещающих разрывов мощность рудных тел сокращается. Лишь в верхних частях жилообразных залежей в гранитах — у контакта структурных этажей — отмечается штокверкоподобные рудные тела; внутренняя структура последних обусловлена расщеплением основных разрывов в зоне развития многочисленных трещин разгрузки, разработанных экзогенными процессами в предверхнемезозойское время (рис. 56).

Основные рудовмещающие разрывы верхнего структурного эта-

Рис. 56. Сопряжение крутопадающих жиллообразных рудных тел в гранитах фундамента с рудоносным штокверком дацитов верхнего структурного этапа. По В. И. Казанскому, Н. П. Лаврову. 1 — граниты фундамента; 2 — конгломераты; 3 — ингибриты и туфы дацитов; 4 — крутопадающие секущие и пологие согласные разрывы; 5 — рудные тела



жа — трещины отрыва зон деформации над диагональными сдвигами фундамента и протяженные концентрированные «бескорневые» разрывы, подовленные этими движениями в гидротермальный этап.

В соответствии с морфологией проявления этих зон в разрезе формируются либо широкие внутрипластовые штокверкоподобные залежи, либо концентрированные секущие жиллообразные тела первого морфологического типа, часто сопровождаемые также жиллообразными, но внутрипластовыми телами. При пересечении жиллообразными залежами высокопористых трещиноватых пластов туфогенно-осадочных пород в последних формируются линзо- и пластообразные залежи.

Пологие межпластовые срывы и зоны развальцевания, как правило, не несут промышленных концентраций урана, но оказывают существенное влияние на распределение и морфологию рудных тел, ограничивая по восстанию и падению большинство рудоносных разрывов внутрипластовых штокверков и рудных апофиз секущих жиллообразных залежей.

Жилообразные залежи в верхнем структурном этапе редко проявляются самостоятельно: обычно по простираению и восстанию они усложняются зонами относительно простых внутрипокровных крутопадающих жил, либо — штокверкоподобными залежами (рис. 57).

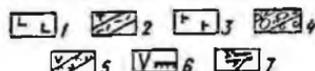
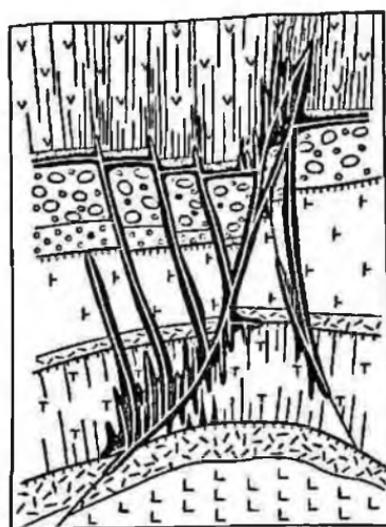


Рис. 57. Сложная рудная залежь, состоящая из рудоносных штокверков, простых жил, а также пластообразного тела.

1 — лавы и агломераты андезитобазальтов; 2 — игнибриды и туфы дацитов; 3 — лавы базальтов; 4 — конгломераты, гравелиты, туфопесчаники; 5 — игнибриды и туфы липаритов; 6 — крутопадающие и согласные разрывы; 7 — рудные тела

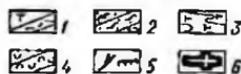
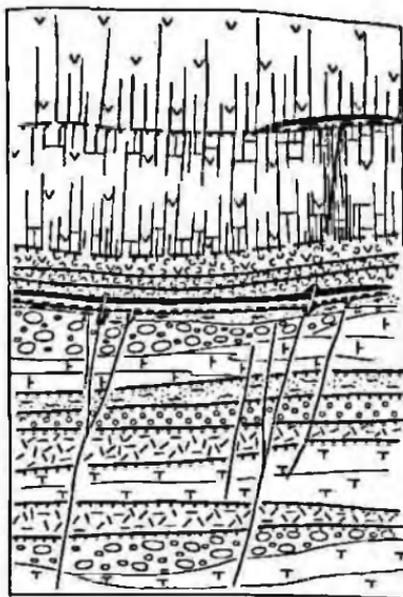


Рис. 58. Пластообразная залежь в туфопесчаниках в зоне тектонического срыва контакта нижней и верхней осадочно-вулканических толщ.

1 — игнибриды и туфы дацитов; 2 — конгломераты, гравелиты, туфопесчаники и туфолевролиты; 3 — лавы и лавобрекчи базальтов; 4 — игнибриды и туфы липаритов; 5 — крутопадающие и согласные разрывы; 6 — рудные тела

Последние контролируются зонами внутрислоевой трещиноватости, основу которых обычно составляют контракционные трещины, подновленные тектоническими деформациями гидротермального этапа. Эти залежи вытянуты вдоль основных жилообразных тел, имеют уплощенную лентообразную форму и пологое склонение, согласное с элементами залегания вмещающих пород. В соответствии с многоярусным развитием в разрезе покровов вулканитов с интенсивно развитой контракционной трещиноватостью, штокверкоподобные залежи также локализуются на нескольких уровнях. Распределение оруденения внутри таких залежей неравномерное: наиболее высокие параметры контролируются зоной пересечения рудоносного штокверка крутопадающей секущей жилой и практически всеми узлами увеличения плотности трещин и приоткрывания их полостей. Большая роль принадлежит также пологонаклонным рудным столбам экранирования крутопадающих рудовмещающих разрывов высокопластичными туфовыми прослоями и межслоевыми срывами с глиной трения.

Пластообразные рудные залежи (см. рис. 57 и рис. 58) развиты преимущественно в горизонте туфопесчаников, подстилающих фельзит-липаритовый комплекс, а также, в меньшей мере, — в горизонте базальных терригенных пород и в некоторых туфогенно-осадочных прослоях, разделяющих покровы дацитов и андезитобазальтов. Наиболее протяженные пластообразные залежи формируются в участках рудного поля, нарушенных секущими разломами, амплитуды сбросовых смещений по которым меньше мощности туфогенно-осадочных прослоев. Обычно такие разрывы рудоподводящие и в узлах пересечения с пластами рудовмещающих пород контролируют размещение богатых пологопадающих рудных столбов.

Вышеприведенный материал иллюстрирует определяющее влияние трещинных структур в генезисе форм рудных тел и залежей. В то же время оруденение далеко не всегда локализуется в наиболее подходящих структурных обстановках, оставляя «без внимания» хорошо проработанные разломы, зоны трещиноватости, благоприятные для рудоотложения структурно-литологические комплексы. Самые разнообразные структурные типы узлов взаимодействия разнопорядковых, разнонаправленных разрывов друг с другом и с экранирующими поверхностями в гидротермальном процессе приводят к одному и тому же результату — локализации руд повышенного качества. При этом участки повышенной трещиноватости, сопряжения или пересечения разломов часто вмещают рудные тела и столбы, но гораздо больше встречается пустых пересечений. Однако с позиций структурного контроля оруденения в его общепринятом понимании не вполне объясним факт «критической зоны рудоотложения», занимающей в рудном поле фиксированное гипсометрическое положение. Впервые понятие «критической зоны» для гидротермального рудообразования было введено в отечественную литературу Ф. И. Вольфсоном и Л. И. Лукиным, а морфология и проявления ее на урановых месторождениях была показана Н. С. Зонтовым.

Сущность «критической зоны» заключается в том, что при общем значительном размахе оруденения основные концентрации руд в рудном поле локализованы в относительно узком, измеряемом первыми сотнями метров, вертикальном интервале. При этом практически все структурно-литологические уровни или разновидности пород (по основному составу или примесям), попадающие в эту зону, несут промышленные (в том числе богатые) руды, а находящиеся в разрезе ниже или выше ее — характеризуются пониженной рудоносностью. Примечательно, что кривая рудонасыщенности по гипсометрическим уровням для каждого конкретного участка весьма изломана, часто состоит из нескольких пиков, соответствующих конкретным структурно-литологическим уровням. В то же время суммарная кривая для рудного поля оказывается более организованной, сглаженной, мало зависящей как от локальных структурных, так и минералого-геохимических факторов среды рудообразования.

Все это заставляет более пристально рассматривать существо структурного контроля оруденения, не ограничивая его роль морфологическим проявлением механической способности трещинных

структур служить каналами фильтрации рудоносных растворов и свободным пространством для отложения рудных минералов. Заслуживают внимания динамика развития структур в период рудообразования, морфология и гидродинамика потока растворов в конкретных трещинных структурах, изменение структурно-гидродинамических условий и режима рудообразования при взаимодействии среды и гидротермальных растворов. В конкретно рассматриваемом случае в реставрированных полях палеонапряжений удастся выделить региональную и локальную составляющие, а также динамическое воздействие на среду рудообразования гидротермальных растворов.

Региональные поля напряжений в течение всего периода тектономагматической активизации представлены ориентированными вкрест продольных структур субгоризонтальными силами сжатия. Величина этих напряжений во времени, по-видимому, менялась в значительных пределах, проявляясь в виде положительных пульсаций в начале каждого этапа активизации.

Аналогичная ориентировка сжимающих напряжений инструментально зафиксирована и в современном состоянии пород района рудного поля. Величина сжимающих напряжений в разрезе неодинакова; отмечается их резкое возрастание ниже контакта структурных этажей, а в общем случае — ниже поверхности регионального базиса эрозии.

Генерация локальных полей напряжений связывается главным образом с тепловым разуплотнением при формировании приповерхностных магматических очагов и инъекциями магматического материала. Это объемно-градиентные напряжения сжатия, вероятно, сменяющиеся лишь у самой палеоповерхности локальными напряжениями растяжения. Регрессивная стадия магматизма сопровождается также объемно-градиентными, но центростремительными локальными напряжениями растяжения, обусловленными тепловой контракцией пород, их гравитационным уплотнением и просадкой кровли опустошенных магматических камер.

В рудных полях характеризуемого типа повсеместно устанавливаются явления типа гидроразрыва, «эксплозивного» брекчирования. Эти явления уже давно привлекали внимание геологов-рудников, но оставались непонятными в связи с укоренившимися представлениями о незначительных — гидростатических — напорах гидротермальных растворов. Данные барометрических исследований, проведенные в последние 10—15 лет Г. Б. Наумовым, Е. М. Ляховым, И. В. Мельниковым и другими, показали, что реальные напоры растворов на уровне рудообразования, т. е. на глубинах часто менее 1 км, измерялись многими десятками — до сотен мегапаскалей. Эта величина давления значительно превышает не только гидростатические, но и литостатические нагрузки и в несколько раз превосходит предел прочности рудовмещающих пород на разрыв. Поэтому проявление отмеченных выше геологических явлений в приповерхностной зоне земной коры, т. е. там, где было возможным увеличение объема системы в сторону свободной палеоповерхности, выглядит не только возможным, но совершенно закономерным и обязательным.

Активное структурообразующее воздействие растворов на среду фильтрации и усиление этой роли во времени и в пространстве — от начала гидротермального этапа к пострудным стадиям минерализации и от корней месторождений к их фронтальным частям — приводит к самофокусированию гидротермальной системы.

Этот процесс, вместе с импульсами регионального сжатия, обуславливает ее саморазвитие — дискретное возрастание «открытости» структур: развитие по восстанию секущих разрывов и приоткрывание их полостей, обеспечивающее гидравлическую связь высоконапорной зоны рудоотложения с палеоповерхностью. Способностью гидротермального флюидопотока к самофокусированию и саморазвитию в значительной мере объясняется существенная автономность — независимость положения «критической» зоны рудоотложения от дорудной структуры и первичного состава рудовмещающей среды.

Поскольку положение этой зоны в разрезе земной коры определяется собственным давлением рудоносных растворов, прочностными и фильтрационно-емкостными свойствами среды — ее структурой, — постольку параметр давления и служит мостом, связующим геодинамические, структурные и физико-химические условия рудообразования.

Высокоградиентный, пульсирующий сброс сверхлитостатических давлений рудоносных высоко- и среднетемпературных растворов в приповерхностной зоне до величин гидростатического напора (несколько мегапаскалей в верхних частях зоны рудообразования) может служить непосредственной причиной изменения агрегатного состояния — дегазации, вскипания и выпаривания растворов, их резкого значительного пересыщения и в конечном итоге — минералоотложения. Доказательством реальности этого процесса является исключительно широкое распространение на месторождениях рудных полей характеризуемого типа колломорфных и криптокристаллических рудных минеральных агрегатов.

Глубина и вертикальный размах зоны рудоотложения, особенно ее «критической» части, от палеоповерхности, вероятно, определяется соотношением, с одной стороны, внутреннего давления и дебита глубинного источника растворов, а с другой — прочностных, емкостных и фильтрационных свойств близповерхностной зоны земной коры и прежде всего — гидравлических экранов, обеспечивающих «закрытость» системы и накопление в «подрудной» зоне и на разных уровнях в зоне рудоотложения упругого запаса растворов — до достижения в последних давлений, необходимых для механического «вскрытия» дренирующих флюидопроводников.

Судя по ореолам гидротермально измененных пород, в «подрудной» зоне минерализованные растворы двигались широким восходящим потоком. Наряду с этим в низах практически всех месторождений рудного поля в узлах взаимодействия различных типов флюидопроводников и водоупоров устанавливаются локальные «входные» отверстия. Эти наблюдения согласуются с давно описанными А. Локком, А. В. Королевым и др. «рудными отдушниками» и статистически весьма представительными обобщениями П. Ф. Иванкина «пучковых» структур

рудно-магматических систем. Все вышеизложенное позволяет предполагать, что стягивание широких восходящих потоков минерализованных флюидов в локальные в поперечном сечении струи непосредственно перед выводом последних в «критическую зону рудоотложения» является обязательным условием формирования рассматриваемого класса промышленных месторождений.

Ранее отмеченная приуроченность месторождений рудного поля к выступам фундамента и «окнам» последнего в высокопластичных слабопроницаемых агломератах андезитобазальтов хорошо объясняется с позиций гидродинамики. Экспериментальное моделирование таких «антиклиналеподобных» структур, проведенное А. А. Пэком, показывает закономерную концентрацию ими восходящего потока растворов, значительно усиливаемую экранирующим влиянием покрова андезитобазальтов на склонах рудоконтролирующих гранитных валов.

Пути движения растворов в зоне рудоотложения будут определяться системой гидравлически сообщающихся каналов фильтрации с минимальным суммарным сопротивлением.

Траектории их фильтрации лишь в идеальном случае будут следовать вдоль прямой, соединяющей корневые и дренирующие каналы; как правило, они будут достаточно извилисты. При этом за пределами основных зон фильтрации и, следовательно, рудоотложения могут оставаться «неиспользованными» достаточно крупные разрывы и зоны трещиноватости, не имевшие непосредственной гидравлической связи с входными и дренирующими каналами.

В зоне рудоотложения верхнего структурного этажа от участков ввода рудоносные растворы продвигаются по зонам повышенной проницаемости (трещиноватости), ограниченным по восстанию и падению водоупорными горизонтами (туфами или пологими зонами смятия), в сторону участков дренирования. Угол восходящего движения изменяется от 5 до 90°; нисходящего движения растворов, которое бы сопровождалось рудоотложением на площади рудного поля, достоверно не установлено.

Положение участков разгрузки растворов из дренирующих каналов при прочих равных условиях проницаемости надрудной толщи, вероятно, зависело и от мощности последней, т. е. в конечном счете от палеорельефа.

Изучение морфологии и внутреннего строения рудных тел и обогащенных участков показывает, что их структурно-геологические позиции и морфологические типы вполне соответствуют известным классификациям А. В. Королева, В. М. Крейтера, Ф. И. Вольфсона и др., т. е. являются типичными представителями гидротермальных образований. Наиболее проявлены в рудном поле столбы и тела, сформированные при ведущей роли структурных факторов в однородной среде и физико-механических свойств пород — в гетерогенной среде рудоотложения. В рудном поле распространены практически все известные типы рудных столбов, определяемые генезисом, морфологией и кинематикой смещений рудовмещающих разрывов: изгибы по падению и простиранию сбросов и сдвигов, полости приоткрывания трещин

отрыва, узлы пересечений, сопряжений, расщеплений, дробления в участках сближенного развития субпараллельных нарушений и т. п. Особо широко развиты рудные тела и столбы в связи с экранированием глинкой трения или высокопластичными малопроницаемыми породами по восстанию и в меньшей мере — простиранию рудовмещающих нарушений.

Результаты экспериментального моделирования отмеченных весьма многообразных структурных обстановок, проведенных А. А. Пэком, В. Е. Вишняковым позволяют утверждать, что гидродинамический смысл контроля повышенных рудных концентраций одинаков и заключается в стягивании такими узлами рудоносных растворов, увеличением плотности их потока и общего расхода. В соответствии с этим количество отложившегося рудного вещества в зоне рудоотложения пропорционально количеству профильтровавшихся через единицу объема рудоносных растворов. Вывод этот подтверждают сложившиеся геологические представления о роли трещинных каналов как флюидопроводников, но здесь следует отметить активную гидродинамическую роль узлов структурных усложнений: эффект стягивания может обеспечить увеличение плотности и общего расхода минералообразующих растворов в них на несколько порядков по сравнению с «рядовыми» участками флюидопроводников.

При объяснении механизма формирования рудных тел и столбов в узлах «экранирования», результаты моделирования подтверждают предположение о том, что чаще всего в таких узлах происходит не «замедление скорости растворов и их застаивание», а, наоборот, — увеличение плотности потока, связанного с переориентировкой вектора его движения — вдоль «экранирующей» поверхности, ускорение его фильтрации, увеличение общего расхода рудоносных растворов.

Именно этот гидродинамический эффект, аналогичный по конечному результату, установленному А. А. Пэком эффекту стягивания растворов, и обуславливает формирование рудных тел и обогащенных участков в связи со структурами экранирования.

Учитывая, что в гидротермальном процессе в целом преобладает восходящее движение растворов, стягивание их будет наиболее эффективным при крутом залегании флюидопроводящих и пологонаклонном — «экранирующих» участков структур с формированием соответственно крутопадающих и пологозалегающих рудных столбов, что вполне согласуется с геологическими данными.

Внутреннее строение потока растворов в зоне рудоотложения определяется вертикальной и латеральной фильтрационно-емкостной зональностью среды рудоотложения, в том числе соотношением флюидопроводников и экранов: практически непроницаемых, с переменной во времени или фазовой проницаемостью и т. д. Отмеченные гидравлические свойства среды предопределяют многократное (многоярусное) растекание растворов из стволовых флюидопроводников во вмещающие породы и последующее обратное стягивание их на более высоких уровнях. При установившемся стабильном развитии процесса этот режим «автосмещения» растворов, выявленный А. А. Пэком, В. Л. Барсуковым и Н. П. Лавровым, обуславливает локальные нару-

шения состава и физико-химических параметров «стволовых» и «породных» минерализованных растворов и формирование в разрезе многоярусных разнопорядковых рудных концентраций.

У большинства жильных приповерхностных гидротермальных месторождений структурообразующая роль самих рудоносных растворов в совокупности с импульсами разрядки региональных сжимающих напряжений обеспечивает механически нестабильный, т. е. пульсирующий режим развития гидротермального процесса. Такой режим обеспечивает периодическое длительное накопление растворов в экранированных структурах с высокой гидравлической емкостью и их быстротечную разгрузку в моменты прорыва экранов.

При этом число ритмов — стадий, парагенетических ассоциаций, генераций минералов в корневых и дренирующих участках «критической зоны рудоотложения» может быть неодинаково — увеличиваться снизу вверх.

Пульсирующий режим накопления и мобилизации растворов на уровне рудоотложения обеспечивает существенно больший эффект обмыва и смещения минерального вещества и растворов между рудовмещающими породами и основными трещинными каналами фильтрации, чем отмеченный выше эффект «автосмещения». Прорыв же растворов сквозь экраны на вышележащие структурно-литологические уровни с повышенными фильтрационно-емкостными свойствами, сопровождающийся радикальными изменениями состояния растворов — спадом их давления, фазовым расслоением, обуславливает концентрированное рудоотложение не только под экранами, но и над ними.

Это свойство взаимодействия и взаимообусловленности состояния среды и растворов, структуро- и рудообразования — одна из наиболее характерных сторон развития гидротермального процесса в близповерхностных условиях вулканотектонических структур.

Таким образом, структурный контроль оруденения не ограничивается ролью разрывных нарушений в размещении и генезисе форм разнопорядковых рудных концентраций.

В совокупности с гидродинамикой рудоносных растворов трещинные структуры непосредственно определяют развитие «критической зоны рудоотложения» в разрезе земной коры и активно участвуют в процессе минералообразования.

Различные гидродинамические эффекты обуславливают концентрацию потока рудообразующих растворов в узлах структурных усложнений и тем самым отложение в них большего количества минерального вещества в относительно меньшем объеме среды фильтрации, т. е. образование рудных столбов внутри рудных тел, рудных тел — в контуре ореолов повышенных концентраций рудных минералов, месторождений — в объеме гидротермального перераспределения элементов в земной коре и т. д.

Рудные поля и месторождения в вулcano-купольных структурах

Многие урановорудные поля областей послеплатформенного орогенеза приурочены к своеобразным вулcano-купольным структурам [2]. Рудоконцентрирующие вулcano-купольные сооружения имеют изометричную или несколько вытянутую форму и обычно значительные (несколько сотен квадратных километров) размеры. Такие рудоносные структуры почти со всех сторон отделены от смежных вулканических сооружений выступами пород фундамента и ограничиваются разломами (рис. 59).

Как показывают палеовулканические реконструкции, рудоносные вулcano-купольные структуры возникают в завершающий период позднемезозойской тектоно-магматической активизации в результате внедрения крупных лакколитообразных субвулканических интрузивов в пределы эрозионно-тектонических депрессий, заполненных толщами стратифицированных вулcanoгенно-осадочных пород.

Основную часть разреза таких структур составляют разнообразные трахилипариты, ниже и выше которых располагаются слоистые вулcanoгенно-осадочные породы. Трахилипариты слагают лакколитообразные тела, характеризующиеся в общем симметричным строением. В краевых и корневых зонах их развиты лавобрекчии, агломераты и кластолавы, которые к центру сменяются вначале флюидалными стекловатыми, а затем массивными липаритами с более раскристаллизованной основной массой.

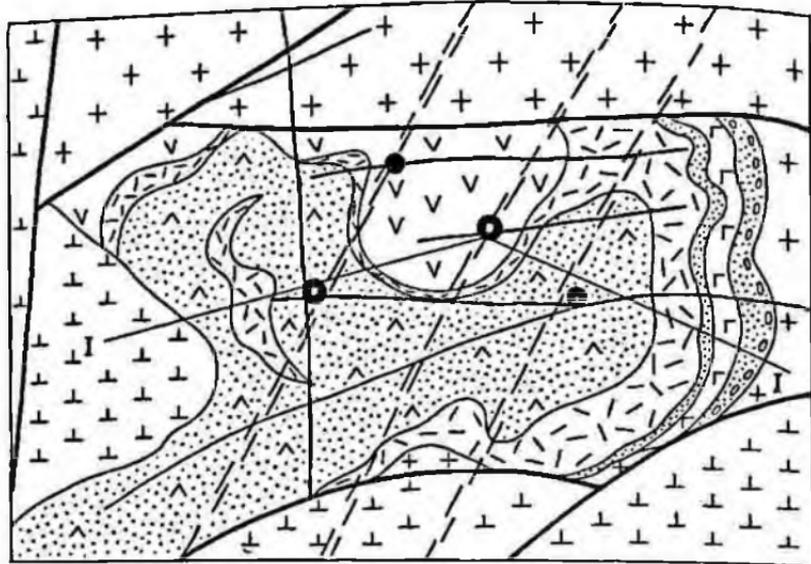
В центре рудных полей мощность таких интрузивов достигает многих сотен метров, а к флангам она постепенно уменьшается.

В основании купола трахилипаритов располагаются горизонты литокластических ингимбритов, спекшихся туфов и туфобрекчии липаритов небольшой мощности. Ниже их распространены преимущественно терригенные осадочные породы, отдельные покровы субщелочных андезитобазальтов и маломощные силлы поздних трахилипаритов.

Кровлю лакколитов трахилипаритов составляют характерные литонидные ингимбириты и литокластические спекшиеся туфы липаритов, а также разнообразные по текстурно-структурным особенностям и внешнему облику флюидалные трахилипариты, обсидианпорфиры, гранофиры и лавобрекчии с прослоями спекшихся туфов. Суммарная мощность достигает нередко нескольких сотен метров. Они рассекаются поясами послевулканических даек андезитобазальтов и трахилипаритов.

На крыльях купольных структур развиты поздние трахиандезиты, базальты, латиты и липариты, а также угленосные отложения ранне-меловых впадин.

В верхней части геологического разреза рудных полей вмещающие породы полого ($10-45^\circ$) падают от центра куполов и образуют отчетливо выраженный свод, а в нижней части разреза — к центру впадин, дно которых обычно имеет сглаженно-ступенчатую форму. Локальные поднятия фундамента оказывают большое влияние на особенности распределения и условия залегания вулcanoгенно-осадочных



Разрез 1-1

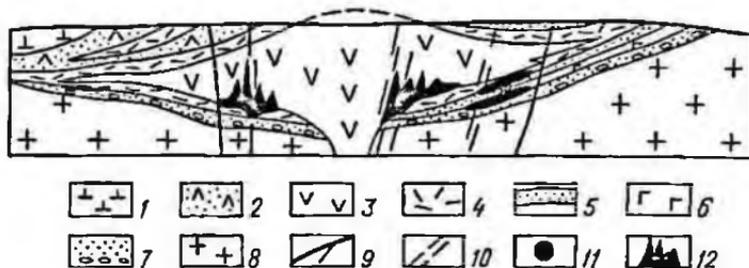


Рис. 59. Структура рудных полей в вулcano-купольных сооружениях.

1 — поздние трахиандезиты, латиты и липариты; 2 — трахилипариты; 3 — морниоовые липариты, их лавобрекчии и кластолавы; 4 — спекшиеся туфы, игнимбриды, туфобрекчии и туффиты липаритов; 5 — гравелиты, песчаники и алевролиты; 6 — андезитобазальты, трахидациты; 7 — конгломераты, гравелиты и песчаники; 8 — древние гранитогнейсы и гранитизированные кристаллические сланцы; 9 — сквозные разломы; 10 — скрытые трансблоковые разломы; 11 — урановые месторождения; 12 — положение оруденения в геологическом разрезе

пород. Как правило, над ними отмечается резкое сокращение мощности отложений и другой фациальный состав. Фундамент вулcano-купольных структур слагают преимущественно докембрийские и позднепалеозойские гранитогнейсы и в разной степени гранитизированные кристаллические сланцы. На отдельных участках развиты более молодые «интрузивные» граниты и гранодиориты.

В структуре рассматриваемых рудных полей большую роль играют разнообразные разрывные нарушения (см. рис. 59). В зависимости от их геологического положения, строения и истории формирования выделяются долгоживущие сквозные, скрытые и так называемые бескорневые крутопадающие разрывы, а также характерные пологие тектонические нарушения. Сквозные разломы отчетливо проявлены

практически во всех частях геологического разреза в виде сосредоточенных зон дробления и смещения пород. Амплитуды горизонтального и вертикального смещения пород достигают нередко нескольких сотен метров. Эти разломы располагаются в основном на краях рудных полей и имеют различное простирание.

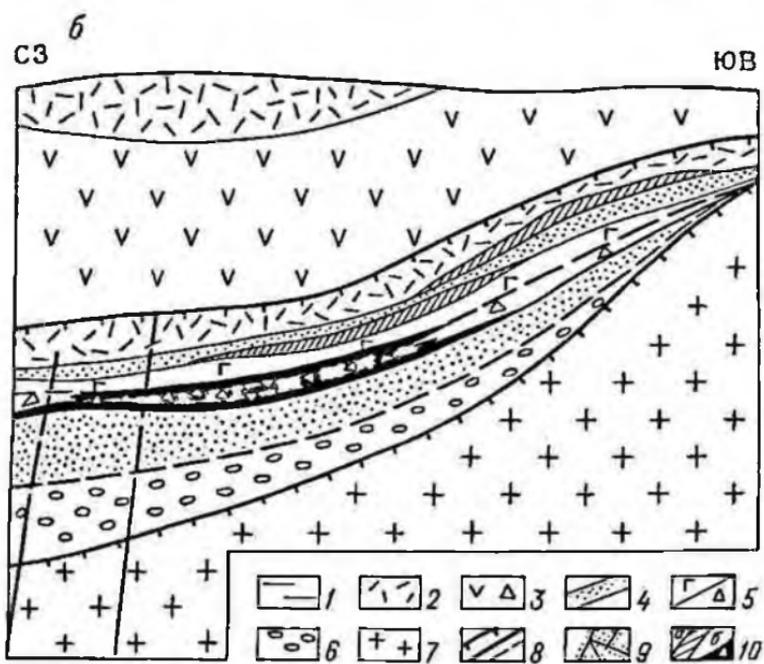
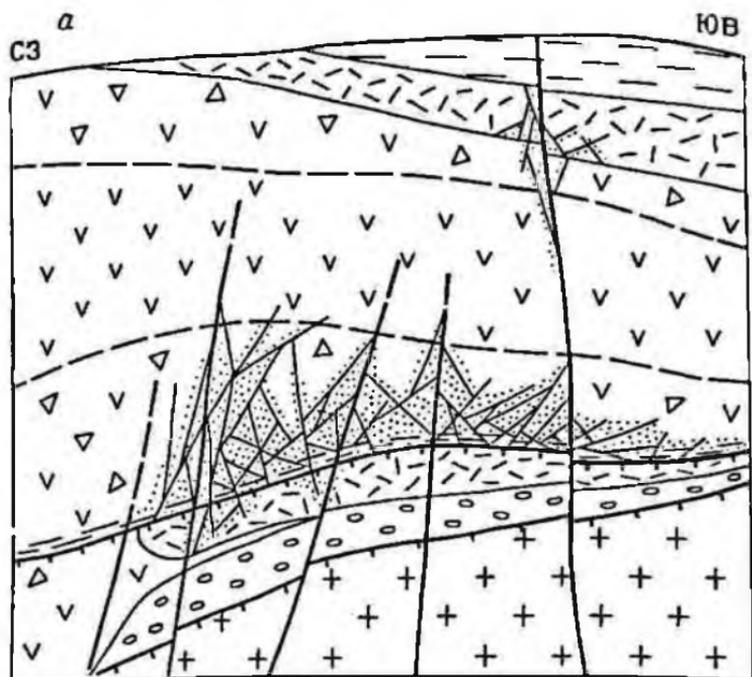
Скрытые крутопадающие разрывы развиты преимущественно внутри рудоносного блока, ограниченного сквозными разломами, и являются часто рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. В отличие от сквозных разломов они отчетливо проявлены лишь в фундаменте и в нижних частях вулканогенно-осадочных пород, но оказывают большое влияние на размещение поздних субвулканических интрузивов и послевулканических даек.

Вверху разреза они представлены широкими (до нескольких сотен метров) зонами трещиноватости пород, включающих отдельные глинистые швы, поздние дайки, по которым вмещающие породы не смещены или смещены незначительно. Ниже по разрезу мощность зон заметно сокращается, появляются более протяженные и отчетливо выраженные тектонические швы, зоны превращаются в компактные тектонические линии сосредоточенных разрывов. На фоне такого закономерного изменения структуры скрытых разрывов с глубиной на особенности их строения большое влияние оказывают состав и физико-механические свойства некоторых горизонтов и толщ вмещающих пород и положение в разрезе наиболее крупных согласных нарушений. Как правило, в плотных вулканических лавах и игнимбритах они представлены редкими маломощными тектоническими линиями — глинистыми швами, зонами брекчий и полосами сближенных трещин, а среди горизонтов слабопрочных туфов — более мощными и сложно построенными зонами дробления. Наиболее сложное строение их отмечается в узлах пересечения и сопряжения с согласными тектоническими нарушениями. Все это обуславливает специфическую зональность скрытых разломов.

Основные скрытые разломы принадлежат системе диагональных трансблоковых ослабленных зон. Отдельные из них параллельны главным продольным и поперечным разломам.

Многие особенности структуры рудных полей и локализации уранового оруденения определяют пологие, чаще всего согласные нарушения (рис. 60). Они развиты в зонах контактов практически всех горизонтов вулканогенно-осадочных пород, различающихся физико-механическими свойствами. Пологие разрывы нередко наблюдаются и в однородных вулканических покровов и субвулканических интрузивов. Наиболее крупные из них располагаются в основании разреза поздне-мезозойских вулканогенно-осадочных пород — на границе основных структурных этажей, ниже и выше лакколита трахилипаритов и в зоне контакта средней и верхней толщ. Они разделяют геологический разрез на ряд субгоризонтальных пластиновидных блоков, различающихся трещинной структурой, проницаемостью и интенсивностью проявленного уранового оруденения.

Основные пологие нарушения имеют часто большую мощность (до 30 м). В их зонах, помимо интенсивно раздробленных пород,



наблюдаются мощные (до 5 м) пакеты тектонической глинки, мило-ниты и согласные субвулканические интрузивы. Глинистые швы нередко собраны в сложные складки волочения, содержат крупные (до нескольких метров) будины вмещающих пород. Наиболее сложное строение пологие нарушения имеют на участках изменения элементов залегания и в узлах пересечения и сопряжения с крутопадающими разломами.

В пределах пластиновидных блоков пород, ограниченных согласными нарушениями, широко развиты свои, так называемые бескорневые крутопадающие разрывы. Они возникли, скорее всего, в процессе изгиба горизонтов вмещающих пород при проседании дна локальных впадин и сдвига-надвиговых движений по согласным разрывным нарушениям. Большая их часть располагается в осевых зонах прогибов. Они представлены обычно системами небольших крутопадающих трещин и даек, не прослеживающихся выше-ниже главных пологих разломов. Эти трещинные структуры также оказывают большое влияние на локализацию уранового оруденения.

В истории формирования рассматриваемых рудных полей выделяется два основных этапа, в течение которых формировались разные комплексы пород, складчатые и вулканические структуры, составляющие два разновозрастных структурных этажа: древний фундамент и располагающиеся на нем верхнемезозойские рудоносные вулканотектонические структуры.

Фундамент является частью древнего срединного массива, который располагался среди полициклических геосинклинальных систем. Это предопределило широкое развитие в его пределах структур геосинклинальной регенерации и отраженной активизации. На его территории интенсивно и многократно проявлялся гранитоидный магматизм и континентальный вулканизм и, что важно, в этот период были заложены основные системы крупных разломов, оказавшие большое влияние на формирование структур рудных полей.

Главные продольные (северо-восточные) и поперечные (северо-западные) разломы ориентированы в соответствии с простираем складчатых структур, зон сланцеватости и кливажа фундамента. В этот период были заложены, вероятно, и важные субмеридиональные разломы, обусловившие многие особенности размещения вулканогенно-осадочных пород, строения разрывных нарушений и локализации оруденения в позднемезозойских вулканотектонических сооружениях. Вдоль главных субмеридиональных разломов в фундаменте наблюдаются зоны разгнейсования и рассланцевания пород и пояса древних даек. Они оказывают влияние на форму и внутреннее строение вулканокупольных сооружений, вмещают корневые зоны позднемезозойских субвулканических интрузивов. Позднемезо-

Рис. 60. Положение штокверковых (а) и пластовых (б) рудных залежей в вулканокупольных структурах.

1 — трахиллипариты; 2 — спекшиезы туфы и игнимбриты липаритов; 3 — липариты, их брекчии и кластолавы; 4 — гравелиты, песчаники и алевролиты; 5 — андезитобазальты и своеобразные брекчии; 6 — грубообломочные конгломераты, гравелиты и песчаники; 7 — гранитоиднейсы фундамента; 8 — разрывные нарушения. Урановое оруденение: 9 — в лавобрекчиях липаритов; 10 — в песчаниках (а), брекчиях андезитобазальтов (б)

зойские вулcano-тектонические структуры формировались в специфических условиях сводово-глыбовых движений и проявления магматизма. Они приурочены к узлам пересечения региональных разломов и их зонам и в целом образуют крупные наложенные вулканические пояса. Формирование рудовмещающих вулканокупольных структур и располагающихся в них урановорудных полей происходило в три основные стадии.

В раннюю — формировались крупные и нередко глубокие эрозионно-тектонические депрессии рифтового типа, заполненные преимущественно грубообломочными осадочными породами и вулканитами основного и среднего состава. В меньшей мере в их пределах развиты трахилипариты и их туфы и игнимбриты. Эти депрессии составляли основание, на котором в дальнейшем формировались вулканокупольные структуры средней стадии. Они сложены в основном трахилипаритами. С третьей, заключительной стадией позднемезозойской тектоно-магматической активизации связано формирование угленосных депрессий, располагающихся на флангах рудных полей.

Важные элементы структуры рудных полей — крупные разломы — были заложены еще в период формирования фундамента. В дальнейшем, в процессе осадконакопления и проявления вулканизма, по одним из них подвижки повторялись многократно, и они превратились в сквозные разломы, по другим — значительные движения происходили лишь в первую стадию формирования вулcano-тектонических структур, и они в верхних частях разрезов представлены неотчетливо. По характеру смещения блоков пород эти разломы представляют собой сбросо-сдвиги. В разные периоды формирования рудного поля, в зависимости от особенностей тектонических усилий по ним, вмещающие породы в большей мере либо сдвигались, либо проседали.

Большая группа крутопадающих разломов возникла в завершающий период вулканической деятельности, в результате остывания и уменьшения объема лакколита трахилипаритов, проседания эрозионно-тектонической депрессии и движения блоков по крупным крутопадающим разломам.

Основные пологие нарушения формировались в процессе проседания дна депрессии, внедрения лакколита трахилипаритов и движений блоков по крупным крутопадающим разломам. В ранний период, в связи с проседанием дна эрозионно-тектонической депрессии, движение пород по пологим нарушениям было направлено преимущественно внутрь ее, затем движения по ним возобновились при внедрении лакколита, остывания и уменьшения его объема. В поздний период движения по пологим нарушениям повторялись в связи с подвижками по крупным крутопадающим разломам.

Основные урановые месторождения и рудопроявления располагаются в центральных «околокорневых» частях вулканокупольных структур и приурочены к локальным поднятиям фундамента и узлам пересечения трансблоковых субмеридиональных разломов с разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Отдельные рудные залежи известны в пределах эрозионно-тектонических врезов (см. рис. 59, 60).

Промышленные урановые руды локализованы в разных частях геологического разреза и в разных по составу и физико-механическим свойствам вмещающих пород. Однако главный уровень их локализации располагается в основании лакколита трахилипаритов (см. рис. 59). Он обусловлен зоной развития многоярусных пологих нарушений и бескорневых крутопадающих разрывов, наиболее значительными изменениями состава и свойств вмещающих пород и поверхностью несогласия между отложениями, принадлежащими разным (нижней и средней) свитам. Оруденение развивается на небольшом интервале по вертикали (десятки — первые сотни метров), но рудные залежи обычно занимают значительные площади.

Отдельные месторождения представляют относительно небольшие (первые квадратные километры) участки рудоносных вулканокупольных структур и характеризуются сходными геологическим строением и закономерностями локализации оруденения. Одни из них представлены преимущественно трещинно-жильными рудными телами, локализованными в разных частях геологического разреза со значительным вертикальным размахом, другие — пластового типа, занимающими определенное стратиграфическое положение (см. рис. 60). В пределах наиболее крупных месторождений распространены рудные залежи как трещинно-жильного, так и пластового структурно-морфологического типов.

Рудные тела первого типа локализованы преимущественно на двух основных уровнях: в верхней части лакколита трахилипаритов и в его основании. На флангах вулканокупольных структур, где мощность лакколита трахилипаритов незначительная, оруденение развивается по всей мощности.

На верхнем рудоносном уровне оруденение представлено главным образом мелкими трещинно-жильными зонами и телами неправильной формы. Они имеют наибольшую протяженность по простиранию и минимальную по падению. В пределах рудных тел оруденение распределяется весьма неравномерно. Интенсивность проявления оруденения зависит преимущественно от удельной трещиноватости вмещающих пород и в меньшей мере — от их эффективной пористости.

На этом уровне развиты крутопадающие разрывные нарушения всех известных систем, но оруденение локализовано главным образом вдоль одной из них. Другие системы трещин лишь усложняют форму рудных концентраций и изменяют интенсивность проявления оруденения. Вблизи поперечных и диагональных разрывных нарушений оруденение либо прерывается, либо увеличивается в мощности. Нередко в узлах пересечения и сопряжения разрывных нарушений разных систем располагаются участки наиболее богатых руд — рудные столбы. На верхнем рудоносном уровне пологие разрывные нарушения оказывают незначительное влияние на локализацию оруденения. Однако на отдельных участках месторождений вдоль них просачивались рудоносные растворы к сквозным дренирующим разрывам, и в их зонах также локализовано урановое оруденение.

На многих участках рудных залежей прожилково-вкрапленная урановая минерализация наблюдается во вмещающих породах за

пределами разрывных нарушений. Мощность ореолов ее развития зависит от интенсивности проявления предрудных гидротермальных изменений пород, но обычно не превышает нескольких десятков сантиметров.

Наиболее крупные рудные залежи размещаются на втором — главном уровне, в основании лакколитов трахилипаритов и приурочены к ложной системе пологих нарушений. Они представлены преимущественно уплощенными штокверковыми зонами линзо-, пластообразной и неправильной формы и характеризуются сложным внутренним строением, обусловленным разной плотностью мелких рудовмещающих трещин, текстурно-структурными особенностями и эффективной пористостью вмещающих пород. Как правило, участки интенсивно раздробленных пород подверглись наибольшему гидротермальному изменению и имеют высокую эффективную пористость. В их пределах прожилково-вкрапленная урановая минерализация достаточно равномерно развита не только в мелких трещинах, но и между ними во вмещающих породах. К таким участкам приурочены наиболее богатые руды.

В рудных залежах этого уровня преобладают крутопадающие разрывы, но важную роль играют и пологие нарушения (см. рис. 60, а). Рудовмещающие разрывы представлены обычно несколькими системами пересекающихся в разрезе и в плане трещин. Они принадлежат зонам субмеридиональных трансблоковых разломов, имеющих наиболее сложное строение в основании лакколитов трахилипаритов. Среди рудовмещающих трещин большое значение имеют подовленные трещины отдельности и гравитационные разрывы, возникшие в связи с неоднократным проседанием дна вулканокупольных структур. Основные пологие нарушения располагаются обычно в основании рудных залежей и оказывают исключительно большое влияние на особенности размещения оруденения. Урановое оруденение наиболее интенсивно проявлено выше пологих нарушений, на участках значительного увеличения скорости фильтрации рудоносных растворов. Вверх и вниз от рудных залежей нередко прослеживаются крутопадающие жильные зоны, также вмещающие урановое оруденение.

Как уже отмечалось, на интенсивность проявления уранового оруденения большое влияние оказывают текстурно-структурные особенности вмещающих пород — флюиальность, поля распространения сферолитов и участки развития брекчий и кластолав, характеризующихся благоприятными для локализации оруденения более высокой общей и эффективной пористостью по сравнению с массивными трахилипаритами.

Перечисленные текстурно-структурные особенности отмечаются чаще всего в основании лакколитов трахилипаритов, где располагаются и главные рудные залежи. Во многих участках рудных залежей как хорошо видно, тонковкрапленная урановая минерализация наиболее интенсивно развивается по флюиальности пород, зонам роста сферокристаллов и цементу лавобрекчий и кластолав.

На флангах рассматриваемых рудных полей с небольшой мощностью лакколитов трахилипаритов урановое оруденение развива-

ется не только в их краевых (верхней и нижней) частях, но и в центральных зонах. Однако и здесь оно наиболее интенсивно проявлено в приконтактных зонах, в пределах которых значительно изменяются физико-механические свойства пород и разрывные структуры при переходе от стекловатых и хрупких трахилипаритов к пластичным туфам, туффитам и песчаникам.

Урановое оруденение приурочено к крутопадающим сложным жильным зонам, имеющим нередко значительную протяженность по простиранию и в разрезе. При пересечении приконтактных зон трахилипаритов ядра вулканокупольных структур они обычно существенно увеличиваются в мощности и усложняется их внутреннее строение; в их пределах наблюдаются дополнительные поперечные и диагональные крутопадающие трещины, широко распространены пологие нарушения.

Наиболее богатые урановые руды приурочены к локальным усложнениям рудомещающих разрывов — к участкам их изгибов, сопряжения и пересечения, мелким пластино- и клиновидным тектоническим блокам, характеризующимся повышенным дроблением и проницаемостью пород.

Залежи пластового типа размещаются в основании вулканокупольных структур и располагаются в отдельных горизонтах конгломератов песчаников, туфов и туффитов, липаритов и своеобразных брекчиях, залегающих в основании покровов андезитобазальтов (см. рис. 60, б). Они приурочены к бортам узких эрозионно-тектонических врезов, реже локализованы в донной их части.

В пределах таких залежей урановая минерализация развивается по порам и мелким трещинам в цементе и характеризуется довольно равномерным распределением. Вместе с тем на условия ее размещения большое влияние оказывают разрывы и прежде всего согласные разрывные нарушения. Оруденение развивается преимущественно в зонах согласных нарушений.

Влияние крутопадающих разломов проявляется менее отчетливо. Однако они в значительной мере определяют форму рудных залежей в плане. В пределах пластообразных залежей в их зонах обычно выделяются узкие поперечные и продольные «полосы» относительно богатых и мощных руд, при удалении от которых содержание металла заметно снижается. Крупные крутопадающие разломы также часто ограничивают распространение кондиционных руд.

Рудные поля и месторождения в вулcano-тектонических депрессиях

Ураноносные вулcano-тектонические депрессии бескальдерного типа являются характерными элементами строения позднемезозойских орогенных поясов. Они приурочены к наиболее древним блокам интенсивно гранитизированных пород фундамента и узлам пересечения крупных глубинных разломов и имеют чаще всего форму усложненных овалов и значительные (в несколько сотен квадратных километров) размеры (рис. 61). Фундамент их слагают различные кристал-

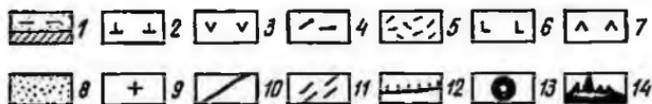
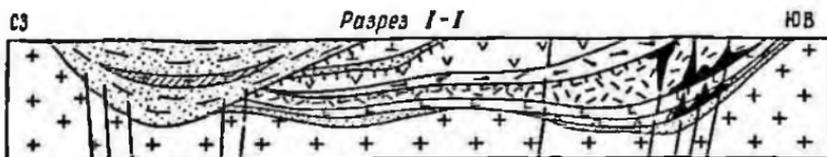
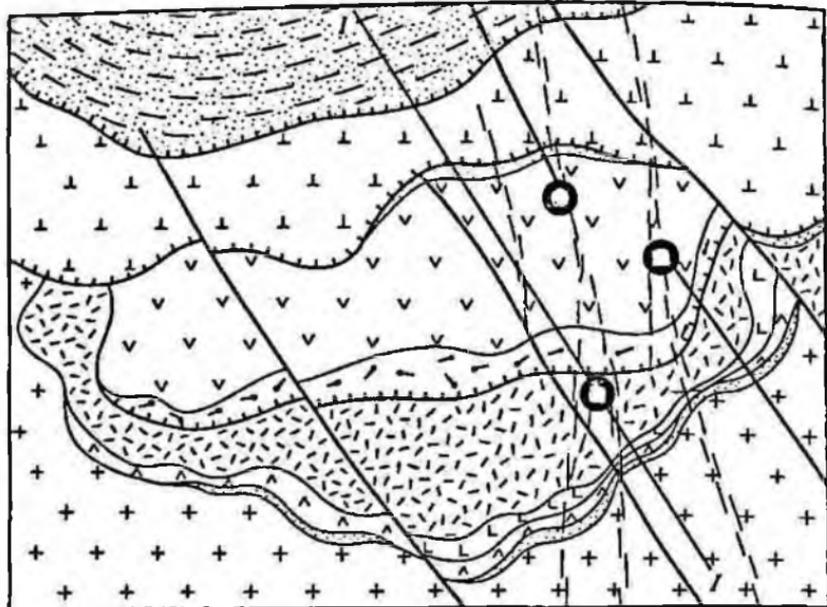


Рис. 61. Структура рудных полей в вулcano-тектонических депрессиях.

1 — раннемеловые конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, отдельные покровы андезитобазальтов и пласты бурых углей; 2 — позднемезозойские трахиандезиты и латиты; 3 — трахилипариты; 4 — псевдофлюидальные игнимбриты липаритов; 5 — литоидные игнимбриты и спекшиеся туфы липаритов; 6 — трахидациты, липариты и их игнимбриты, андезитобазальты; 7 — липарито-дациты, их игнимбриты и спекшиеся туфы, андезитобазальты; 8 — конгломераты, песчаники и алевролиты; 9 — гранитогнейсы, амфиболиты и разнообразные кристаллические сланцы; 10 — сквозные разломы; 11 — зоны скрытых разломов фундамента; 12 — крупные пологие разломы; 13 — урановые месторождения; 14 — положение оруденения в геологическом разрезе

лические сланцы, гнейсы и граниты рифей — раннепалеозойского возраста. Основание депрессии обычно неровное. В пределах в общем пологих бортов и дна депрессии выделяются локальные эрозионно-тектонические поднятия и прогибы, оказавшие большое влияние на особенности размещения позднемезозойских вулканогенно-осадочных пород.

Такие депрессии заполнены главным образом пирокластическими вулканогенными породами преимущественно кислого состава, кото-

рые разделены крупными разломами на обособленные тектонические блоки, различающиеся проницаемостью и интенсивностью проявления уранового оруденения.

Рудные поля приурочены к краевым зонам обособленных тектонических блоков. Их слагают стратифицированные пологозалегающие вулканогенно-осадочные отложения, которые разделяются на три разновозрастные свиты.

Нижняя состоит из покровов андезитобазальтов, трахидацитов и липарито-дацитов, разделенных маломощными горизонтами конгломератов, гравелитов и песчаников, имеющих суммарную мощность до нескольких сотен метров.

Разрез средней свиты начинается прерывистым горизонтом туфогенно-осадочных пород, выше которого располагаются в основном спекшиеся туфы и игнимбриты трахилипаритов, туффиты и туфопесчаники, а также различные трахилипариты. Суммарная их мощность достигает 1000 м. В верхней части разреза этой свиты широко развиты андезитобазальты, латиты и в меньшей мере липариты.

Верхняя свита представлена нередко мощными (до 1500 м) терригенными угленосными отложениями с отдельными покровами андезитобазальтов. Эти отложения слагают самостоятельные угленосные депрессии, которые размещаются обычно на флангах рудных полей.

В разных участках рудных полей разрез вмещающих пород неодинаковый. На особенности размещения вулканогенно-осадочных пород большое влияние оказывают локальные прогибы и поднятия фундамента. В пределах первых наблюдается наиболее полный и мощный разрез вмещающих пород. Здесь в одинаковой мере широко развиты вулканогенно-осадочные отложения всех свит и толщ. На поднятиях развиты преимущественно вулканогенные образования верхних частей разреза.

На большей части рудных полей вулканогенно-осадочные породы залегают полого и закономерно (под углами $10-40^\circ$), падают к центру локальных впадин депрессий.

В пределах рассматриваемых рудных полей широко развиты разнообразные разрывные нарушения (см. рис. 61). На поверхности наиболее отчетливо проявлены крутопадающие северо-западные и пологие разломы. Однако на особенности геологического строения и локализации уранового оруденения большое влияние оказывают субмеридиональные и северо-восточные скрытые крутопадающие разрывы.

Наиболее крупные — северо-западные разломы. Они ограничивают рудные поля на флангах и широко развиты внутри рудоносных блоков. Самые крупные из них отчетливо фиксируются в гравитационных и магнитных полях, но представлены не всегда отчетливо выраженными тектоническими линиями. Они проявлены в виде широких зон раздробленных пород, в пределах которых отмечаются отдельные глинистые швы, пакеты тектонических брекчий и милонитов. Как показывают палеовулканические реконструкции, они существовали уже в период формирования фундамента и оказывали влияние на размещение позднемезозойских вмещающих пород. Вертикальные смещения по

ним достигают 0,5 км, а горизонтальные — еще более значительны. В блоках, ограниченных наиболее крупными разломами, обычно широко развиты сравнительно небольшие северо-западные разрывы, усложняющие строение некоторых участков рудного поля.

Другую важную систему разрывных нарушений рудных полей составляют субмеридиональные крутопадающие разрывы, в большинстве скрытые, плохо проявленные в верхних частях разреза. Они образуют широкие зоны, где устанавливаются северо-западные ($340-0^\circ$) и северо-восточные ($0-20^\circ$) близмеридиональные разрывы. Они характеризуются отчетливо выраженным этажным строением, обусловленным общей тенденцией изменений строения с глубиной и чередованием в разрезе горизонтов разных по физико-механическим свойствам пород и положением пологих нарушений. Вверху разреза среди плотных игнибритов липаритов они представлены обычно широкими зонами преимущественно «сухих», почти вертикальных трещин. Ниже, в мощных горизонтах туфов, туффигов и песчаников они имеют сложное штокверковое строение с широко развитыми пологими нарушениями. В покровах трахидацитов и андезитобазальтов в зонах этих разломов наблюдаются единичные маломощные крутопадающие глинистые швы. Поскольку в геологическом разрезе эти породы чередуются, зоны скрытых субмеридиональных разломов то сужаются и характеризуются относительно простым строением, то расширяются и усложняются.

В фундаменте скрытые разломы прослеживаются в виде отчетливых тектонических швов, по которым вмещающие породы смещены на десятки метров.

Многие небольшие, но важные в металлогеническом отношении, крутопадающие разрывы развиты только в пластиновидных блоках, между крупными пологими нарушениями.

В геологическом разрезе рудных полей широко распространены пологие, обычно согласные разрывные нарушения. Они прослеживаются в зонах контактов почти всех пород, различающихся физико-механическими свойствами, и нередко внутри однородных вулканитов. Наиболее крупные из них располагаются на нескольких уровнях разреза: в основании позднемезозойских вулканогенно-осадочных пород, на границе свит. Эти разломы характеризуются сложным, неодинаковым на разных участках строением и разными элементами залегания. Наиболее сложное строение и максимальная мощность пологих разломов отмечаются на участках пересечения и сопряжения их с крутопадающими разломами и в местах резких изменений элементов залегания. В большинстве пересечений они представлены мощной (до 15 м) зоной дробления вмещающих пород. Обычно в этой зоне наблюдается ряд «горизонтов» тектонической глины, разделенных маломощными пакетами в разной степени раздробленных пород.

Палеовулканический анализ показывает, что важнейшие структурные элементы рудных полей возникли еще в период формирования фундамента вулcano-тектонических депрессий.

Наиболее крупные северо-западные и северо-восточные крутопадающие разломы ориентированы в соответствии с простиранием

складчатых структур, зон рассланцевания и кливажа древних пород. В период формирования фундамента были заложены также важные субмеридиональные разломы. В их зонах располагаются позднепалеозойские дайки гранит-порфиров, тела аплитов, интрузии позднепалеозойских граносиенитов, сиенито-диоритов, а также корневые зоны разновозрастных субвулканических и жерловых фаций.

Этап формирования рудоконцентрирующих вулканотектонических депрессий разделяется на три стадии, в которые формировались разные типы геологических структур и ассоциации (свиты) вулканогенно-осадочных пород.

В раннюю стадию образовались крупные эрозионно-тектонические депрессии, заполненные преимущественно грубообломочными терригенными породами и покровами андезитобазальтов, липарито-дацитов, трахидацитов и в меньшей мере игнимбритов и туфов липаритов. Со средней стадией связано формирование ураноносных вулканотектонических депрессий. Их слагают главным образом разнообразных игнимбриты и туфы трахилипаритов. В третью стадию возникли поздние угленосные впадины, располагающиеся на флангах рудных полей.

Важные элементы строения рудных полей и месторождений — крупные крутопадающие разломы — были заложены еще в период формирования фундамента. Они обусловили ступенчатую форму эрозионно-тектонических депрессий, являются границами распространения различных пород, к ним приурочены разновозрастные субвулканические и жерловые фации. По характеру смещения пород эти разломы представляют собой сбросо-сдвиги. В зависимости от плана деформаций, в разные периоды формирования рудных полей по ним происходили преимущественно сдвиговые или вертикальные смещения.

В отличие от крутопадающих разломов важные пологие нарушения — более молодые и формировались в процессе образования вулканотектонических структур, в связи с прогибанием дна депрессий и движениями крупных блоков пород по крупным крутопадающим разломам. Основные пологие разломы возникли в начале формирования депрессий и позднее неоднократно подновлялись. В ранний период движения по ним были направлены внутрь депрессий, а затем отдельные их блоки сдвигались в зависимости от особенностей смещения пород по крупным крутопадающим разломам.

Многие северо-западные и субмеридиональные крутопадающие разрывы и пологие нарушения возникли в процессе проседания дна депрессий и движения блоков по крупным разломам. Эти поздние нарушения отличаются простым строением. Они представлены обычно зонами тектонических брекчий и трещиноватых пород со слабым развитием глинки трения и милонитов.

Отдельные урановые месторождения рассматриваемых рудных полей характеризуются сходным геологическим строением и закономерностями локализации оруденения.

В зависимости от геологического положения месторождений несколько отличаются их геологический разрез, системы разрывных нарушений, уровни локализации оруденения и интенсивность его проявления. Наиболее крупные месторождения расположены на

участках, где сочетается ряд благоприятных факторов, главными из которых являются: 1) локальные поперечные поднятия фундамента; 2) узлы пересечения северо-восточных и субмеридиональных или северо-западных и субмеридиональных скрытых разломов; 3) чередование в разрезе пород, различающихся по составу и физико-механическим свойствам (чередование геологических «экранов» и проницаемых горизонтов), слабое развитие и отсутствие в основании покровов плотных андезитобазальтов; 4) наличие сложно построенных согласных разломов, разделяющих разрез на пластиновидные тектонические блоки, которые различаются трещиноватостью и проницаемостью; 5) интенсивное проявление предрудных гидрослюдистых и рудосопровождающих (альбитизация, хлоритизация, гематитизация) гидротермальных изменений пород и эндогенных ореолов спутников (Mo, Pb, Ag, Zn, Hg, F и др.) и урана; 6) проявление гидротермальных образований разных стадий и типов минерализации на одних и тех же интервалах разломов, свидетельствующих о длительном периоде сохранения режима развития обособленных тектонических блоков.

В фундаменте месторождений развиты различные древние метаморфические и интрузивные породы. Фундамент одних месторождений слагают преимущественно гранитоиды, в разной степени гранитизированные биотит-мусковитовые, пироксен-амфиболовые, серицит-мусковитовые кристаллические сланцы и метасоматические граниты, других — интрузивы более молодых каледонских и варисцидских гранитов.

Породы фундамента образуют локальные поднятия, над которыми отмечаются сокращенные мощности и другие, чем в прогибах, фации позднемезозойских вулканогенно-осадочных пород. В основании разреза обычно располагается горизонт конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с углефицированными растительными остатками. Выше наблюдается покров игнимбритов, спекшихся туфов и туффов липаритов, липарито-дацитов нижней свиты. Он перекрывается андезитобазальтами и трахидацитами, разделенных маломощными горизонтами слоистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Еще выше располагается горизонт своеобразных спекшихся туфов и туффов липаритов и второй покров андезитобазальтов нижней свиты.

В основании средней свиты также прослеживается маломощный горизонт терригенных осадочных пород, затем залегают покровы разнообразных игнимбритов и спекшихся туфов, а также тела трахилипаритов. Покровы игнимбритов и спекшихся туфов характеризуются изменяющимся в разрезе строением. Ниже их наблюдаются слоистые пепловые туфы и линзы перлитов.

Вмещающие породы месторождений залегают обычно полого и под углами 10—30° падают к центру депрессии.

Таким образом, геологический разрез месторождений характеризуется отчетливо выраженной гетерогенностью, обусловленной чередованием хрупких и относительно пластичных вмещающих пород.

В пределах одного из рассматриваемых месторождений наиболее широко развиты субмеридиональные крутопадающие разрывы, среди

которых выделяются системы северо-западных ($340-0^\circ$) и северо-восточных ($0-20^\circ$) нарушений. На поверхности месторождения, в плотных игнимбритах липаритов они проявлены неотчетливо, в виде зон повышенной трещиноватости пород. Вниз по разрезу строение их существенно изменяется в зависимости от свойств вмещающих пород и положения в разрезе согласных нарушений. В покровах трахидаци-тов и андезитобазальтов они представлены отдельными тектоническими швами, а в горизонтах туфов и слабо спекшихся игнимбритов — широкими зонами дробления.

Развитые северо-западные и северо-восточные разломы проявлены более отчетливо и значительно усложняют структуру месторождений. Они разделяют рудоносный блок на обособленные части, которые различаются трещинной структурой и рудоносностью. В структуре всех месторождений важную роль играют согласные нарушения, часто определяющие уровни наиболее интенсивного развития оруденения.

Отчетливо выраженные гетерогенность разреза вмещающих пород и этажность в строении рудовмещающих разрывных нарушений обусловили многоярусный характер размещения зон интенсивной трещиноватости и уранового оруденения. Оруденение установлено во всех частях геологического разреза, за исключением кристаллического фундамента. Его вмещают вулканогенные породы кислого и основного состава, а также песчаники и алевролиты, содержащие органические остатки. Однако основные рудные залежи располагаются только на трех стратиграфических уровнях (см. рис. 61 и рис. 62).

Оруденение верхнего уровня приурочено к одному из наиболее крупных пологих разломов и слагает пластообразные залежи, от которых вверх и вниз прослеживаются отдельные рудоносные жильные зоны. На этом уровне установлено несколько предельно сближенных в разрезе пластовых залежей, располагающихся в плоскости пологого разлома, под ним и над ним. Наиболее крупные залежи этого уровня прослеживаются по простиранию и падению на первые километры, а мощность их изменяется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Форма залежей в плане неправильная. Внутри них выделяются участки богатых и мощных руд, а также безрудных пород. Рудные залежи характеризуются сложным внутренним строением. Они представляют собой плотный штокверк преимущественно крутопадающих рудовмещающих трещин, которые прослеживаются нередко выше и ниже рудных залежей. Пологие рудовмещающие разрывы в разрезе залежи размещаются неравномерно. Большая их часть наблюдается вблизи «плоскости» пологого разлома. Ниже и выше ее такие трещины образуют узкие зоны дробления, приуроченные к границам слоистых и массивных туфов, туффитов и перлитов.

Урановая минерализация образует мелкие прожилки, гнезда и вкрапленники, развивается вдоль мелких трещин, цементирует минеральные брекчии. На интенсивность проявления оруденения оказывают влияние условия залегания и особенности строения пологого разлома, а также зоны сопряжения и пересечения с крутопадающими разломами.

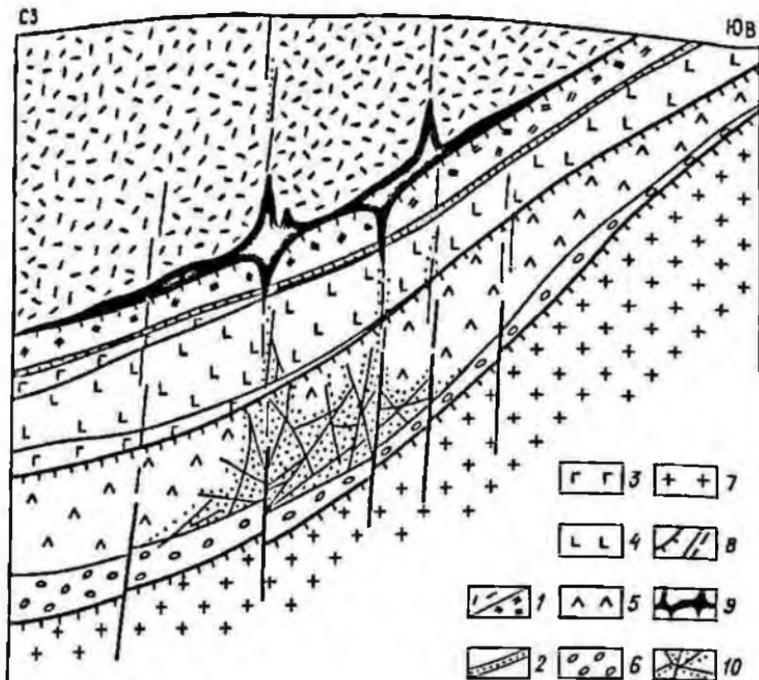


Рис. 62. Геологическая структура урановых месторождений в вулcano-тектонических депрессиях.

1 — игнимбриты и разнообразные спекшиеся туфы, туффиты липаритов; 2 — гравелиты, песчаники и алеаролиты; 3 — андезитобазальты; 4 — трахидациты и их игнимбриты; 5 — спекшиеся туфы, игнимбриты, брекчии и туффиты липаритов, липарито-дацитов; 6 — конгломераты, гравелиты и песчаники; 7 — амфиболиты, кристаллические сланцы и древние граниты; 8 — разрывные нарушения; 9—10 — урановое оруденение: 9 — верхнего и 10 — нижнего уровней

Наиболее богатые урановые руды локализованы на участках изменения падения рудоконтролирующего разлома с пологого на крутое (преимущественно в пределах пологих граней и локальных купольных возвышений), а также в зонах пересечения и сопряжения этого разлома с крутопадающими субмеридиональными и северо-западными разрывами (рис. 63). Первые являются основными рудовмещающими, а вторые — «экранами», которые обычно ограничивают распространение оруденения по простиранию.

На среднем стратиграфическом уровне, в покровах трахиандезитов и андезитобазальтов оруденение приурочено к рассредоточенным штокерковым зонам. Оно локализовано в зонах отдельных крутопадающих разрывов, проявленных достаточно отчетливо (см. рис. 62). Рудные тела имеют линзообразную и неправильную форму. Площадь их меньше по сравнению с верхним уровнем, и в их пределах оруденение распределено более неравномерно. Наряду с очень богатыми рудами наблюдаются безрудные интервалы разрывных нарушений. Рудные столбы приурочены к участкам сопряжения и пересечения

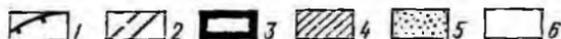
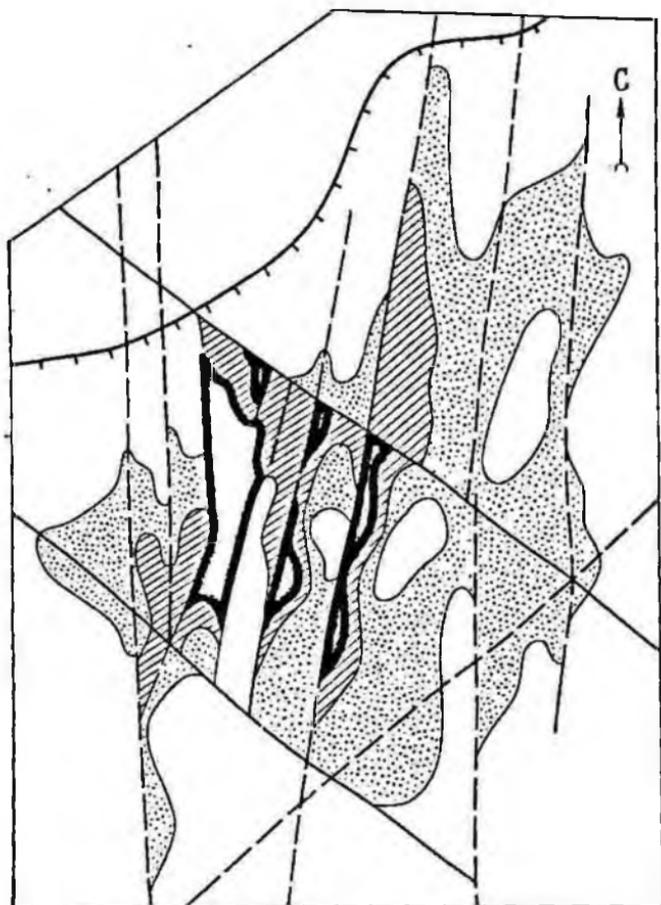


Рис. 63. Особенности локализации уранового оруденения в пластовых залежах.

1 — пологий рудовмещающий разлом; 2 — скрытые и сквозные разрывные нарушения; 3—5 — интенсивность проявления оруденения в метро-процентах; 3 — максимальная, 4 — средняя и 5 — незначительная; 6 — безрудные вмещающие породы

разрывных нарушений, изгибов по простиранию и падению, усложнений внутреннего строения. Наиболее крупные и выдержанные рудные столбы располагаются в локальных пластино- и клиновидных тектонических блоках с повышенной трещиноватостью и проницаемостью. Такие рудоносные блоки обычно небольшие (от первых метров до десятков метров) и распределены неравномерно в пределах рудных залежей.

На нижнем стратиграфическом уровне, в покровах игнимбритов, спекшихся туфов, туффитов и брекчий липаритов, липарито-дацитов урановое оруденение имеет значительный вертикальный размах (см. рис. 62). Рудные тела обычно неправильной формы и имеют сложное штокверковое строение. Урановая минерализация представлена зонами вкрапленников и мелких прожилков, развивающихся вдоль крутопадающих, преимущественно субмеридиональных разрывов и пологих разрывных нарушений, которые прослеживаются в основном в почве и кровле рудовмещающих покровов вулканитов.

Особенности рудовмещающих трещинных систем также в значительной мере зависят от физико-механических свойств пород. В плотных, лавоподобных игнимбритах липарито-дацитов развиты крутопадающие подновленные трещины отдельности, плотность которых в разных участках неодинаковая. Постоянные подвижки по ним привели к возникновению дополнительных мелких трещин, развитых главным образом в краевых зонах таких локальных блоков. Вдоль них в основном и развивается прожилково-вкрапленное урановое оруденение. Игнимбриды отличаются сравнительно низкой эффективной пористостью, что ограничивает развитие гидротермальной минерализации далеко от разрывов, внутрь блоков. Она проникает в массивные породы только в зонах отчетливо выраженной полосчатости.

В спекшихся слоистых туфах крутопадающие рудовмещающие трещины сочетаются с согласными, развитыми по элементам стратификации. Последние располагаются ярусами и наиболее интенсивно проявлены в зонах контактов туфов с игнимбридами и туфогенно-осадочными породами. Урановое оруденение развивается не только в трещинных структурах, но в значительной мере по порам и пустотам в туфах. Урановое оруденение распределено довольно равномерно.

В туффитах и туфопесчаниках развиты главным образом пологие тектонические нарушения, представленные слабо рудоносными глинистыми швами и зонами милонитов. Урановое оруденение наиболее интенсивно развивается по порам и пустотам пород.

Поскольку перечисленные типы пород чередуются в геологическом разрезе, рудовмещающие структуры имеют сложное этажное строение. Богатые участки рудных тел — рудные столбы — приурочены чаще всего к узлам пересечения и сопряжения крутопадающих и согласных разрывных нарушений и размещаются внизу и вверху отдельных покровов игнимбридов и спекшихся туфов липаритов.

На интенсивность проявления уранового оруденения большое влияние оказывают текстурные особенности и эффективная пористость вмещающих пород. В зависимости от степени спекания, сваривания вмещающих пирокластических пород; существенно изменяются значения их пористости и характеристики прочностных свойств. В плотных игнимбридах с высокой удельной трещиноватостью развиты в основном прожилковые, а в высокопористых спекшихся туфах, туффитах и брекчиях — вкрапленные, нередко богатые руды. Наиболее интенсивно урановая минерализация развивается по слоистости пород и элементам стратификации, характеризующимся повышенной эффективной пористостью.

Рудные поля и месторождения в эрозионно-тектонических депрессиях

Одно из рудных полей этого типа локализовано в прибортовой части крупной сложно построенной позднемезозойской впадины, наложенной на складчатое основание протерозойских метаморфических сланцев и гнейсов, прорванных палеозойскими гранитоидами.

Впадина имеет в плане ромбовидную форму, несколько вытягиваясь согласно общим древним структурам кристаллического фундамента. Практически все борта впадины и ее центральная часть осложнены крутопадающими тектоническими нарушениями разных порядков (рис. 64).

Два разлома проходят вдоль южного борта и по центру впадины, картируются и далеко за ее пределами, где контролируют размещение разновозрастных гранитоидных интрузий и других верхнемезозойских впадин. Разломы отчетливо фиксируются в геофизических полях, достигая, по-видимому, подошвы земной коры; сместители их круто падают в сторону относительно ненарушенного борта. Вдоль последнего фрагментарно, местами прерываясь поперечными нарушениями, трассируется зона рассредоточенных разрывов, маркируемая продуктами мезозойского магматизма и гидротермальной деятельности. Отдельные швы этой зоны падают навстречу глубинным разломам.

Помимо отмеченных продольных, фундамент впадины рассечен серией поперечных разрывов, осложняющих борта и обуславливающих внутреннюю блокировку впадины. Разломы этой системы относительно слабо проявляются на поверхности вулканогенно-осадочных образований, почти не выражены в геофизических полях. В то же время они флексуобразно изгибают зоны глубинных разломов, контролируют размещение наиболее погруженных частей впадины, а в ее бортах — формирование основных даек, центров вулканических извержений и положение рудного поля. Все это говорит о достаточно глубоком заложении, а непосредственные геологические наблюдения указывают на их существенно сдвиговую природу.

Геофизическими данными и колонковым бурением установлено ступенчато-блоковое строение впадины: в общем ее контуре выделяются два наклоненных в одну сторону резко асимметричных блока с крутыми погруженными бортами у зон глубинных разломов. Асимметрия структур подчеркивается также моноклиальным падением слоистости терригенных пород внутри каждого блока, согласным с наклоном поверхности кристаллического фундамента, навстречу «бортовым» разломам. Отмечено постепенное изменение углов падения слоистости от 10° в приазальных слоях до практически горизонтального залегания в верхах разреза, что указывает на медленное опускание днища впадины по конседиментационным бортовым разломам с синхронной компенсацией этого опускания осадконакоплением.

В составе пород верхнемезозойского структурного этажа выделяется четыре макроритма, каждый из которых начинается относительно грубообломочными осадками со сменой их тонкообломочными. К нижним частям макроритмов обычно приурочены также стратифицированные продукты разнообразного вулканизма.

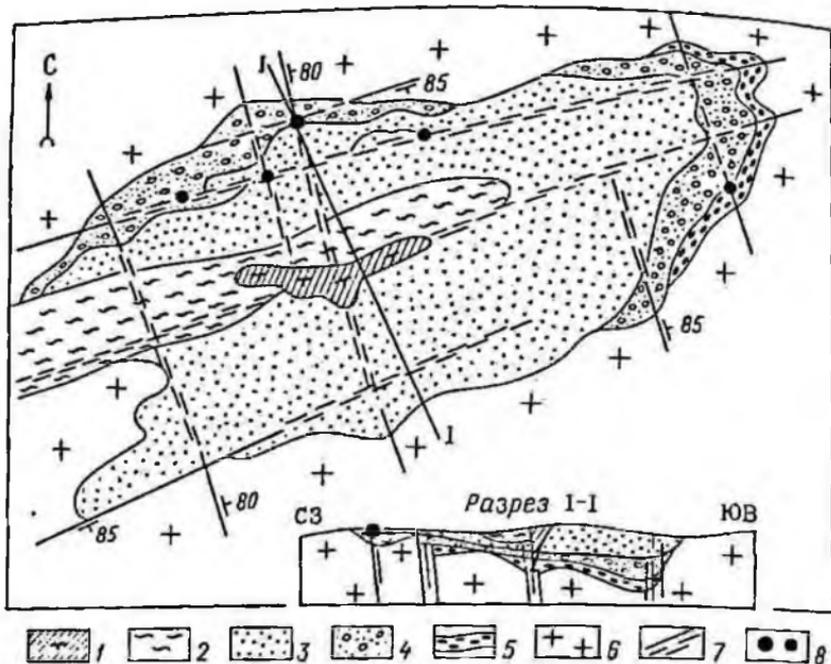


Рис. 64. Схема геологического строения эрозивно-тектонической впадины и положение урановых месторождений и рудопроявлений.

1 — наиболее молодые кайнозойские базальты; 2 — кайнозойские песчаники, алевролиты и конгломераты с прослоями углей; 3—5 — толщи мезозойских отложений: 3 — песчаники, алевролиты и аргиллиты; 4 — конгломераты, гравелиты и песчаники с «горизонтами» андезитобазальтов, липаритов и их туфов и игнимбритов; 5 — грубообломочные конгломераты и гравелиты; 6 — раннемезозойские и палеозойские граниты, гнейсы и сланцы; 7 — разломы; 8 — урановые месторождения и рудопроявления

Более древние пирокластические породы сменяются молодыми преимущественно лавовыми фациями основного состава. Установлены трещинные излияния — в начальном и заключительном ритмах и извержения центрального типа — в среднем ритме. Трещинные излияния контролируются обычно продольными разломами, постройки центрального типа — узлами пересечения продольных и поперечных разрывов. Мощности каждого из ритмов в зонах их максимального накопления измеряются многими сотнями метров.

Месторождение локализовано непосредственно в выположенной части впадины, осложненной уступом древнего «перерожденного» сброса. Кристаллический фундамент и обрамление впадины в пределах рудного поля сложены гранитами и гранитогнейсами.

Верхний структурный этаж представлен образованиями трех ритмов. В составе первого принимают участие плотноупакованные пестроцветные, местами красноцветные массивные валунно-глыбовые конгломераты, переходящие вверх по восстанию в слоистую, интенсивно дифференцированную песчано-конгломератовую пачку; последняя в свою очередь перекрывается мощным телом липаритовых игнимбритов.

Основные рудовмещающие породы (образования второго ритма) ложатся с размывом и угловым несогласием на отмеченные выше породы. В основании ритма выделяется конгломерато-гравелитовая пачка, сложенная грубослоистыми пролювиальными осадками со слабо окатанным грубообломочным материалом и песчано-гравийным базальным цементом; в низах пачки местами залегает пласт липарито-дацитовых туфов. От ранних отложений к более поздним наблюдается уменьшение размеров обломочного материала, заметно улучшается слоистость; верхние части ритма сложены тонкослоистыми озерными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Завершают разрез вулканогенно-осадочные породы третьего ритма: покровы лав и туфов основного — среднего состава, разделенные и перекрываемые пластами тонкообломочных осадков.

Особенность разреза терригенных образований — уменьшение размерности обломочного материала от бортов желобов к центральным частям и вверх по разрезу, улучшение степени сортированности, окатанности материала и резкое возрастание степени слоистости осадков. Для верхней песчано-конгломератовой пачки первого ритма и нижней конгломерато-гравелитовой пачки второго ритма характерна повышенная дифференцированность разреза и контрастность гранулометрического состава контактирующих слоев.

Петрографический состав грубообломочного материала осадков почти исключительно гранитоидный. Начиная со следов в песчано-конгломератовой пачке первого ритма и возрастая до первых процентов в озерных отложениях верхних частей разреза, в терригенных породах присутствует обугленный растительный детрит.

Разнообразие состава и строения пород рудного поля обусловило весьма значительную изменчивость их физико-механических свойств. Соотношение модуля упругости и предела прочности на сжатие неизменным образом указывает на повышенную способность к пластическим деформациям тонкообломочных осадков и туфогенных пород; грубообломочные породы и игнимбриты, при общей их повышенной прочности, склонны к хрупким деформациям. Дорудные гидротермальные преобразования пород существенно меняют их механические константы и нарушают общую тенденцию и пропорциональность этого ряда: упругость и прочность пород снижается в целом, однако среднеобломочные разности — гравелиты, мелкогалечные конгломераты с гравийной заполняющей массой, грубозернистые песчаники изменяются сильнее. В связи с этим основной эффект предрудных гидротермальных процессов — существенное увеличение контрастности физико-механических свойств контактирующих слоев пород.

Экспериментальное моделирование разнообразных по гранулометрическому классу, составу обломочного материала, типу цемента искусственных пород — бетонов и изучение их физико-механических свойств на разных стадиях «литификации» и деформаций показало, что наибольшей эффективной пористостью и трещинной проницаемостью к моменту рудообразования могли обладать гравелиты — продукты разрушения лейкократовых крупнозернистых гранитов обрамления. Именно эти образования — основные рудовмещающие породы рудных полей описываемого типа.

Рельеф кристаллического фундамента рудного поля характеризуется наличием узких грабенообразных желобов продольного плана, осложненных поперечными выступами и заливами. Желоба и выступы имеют эрозионно-тектоническую природу: развивающиеся вдоль их склонов крутопадающие зоны трещиноватости хоть и пересекают контакт фундамента, но не вызывают его существенных смещений и довольно быстро затухают в вулканогенно-осадочных породах.

На фоне общего погружения слоев под углами $15-20^\circ$ в сторону основного прибортового разлома в строении толщи отмечаются антиклинальные и синклинальные перегибы, обычно коррелирующиеся с рельефом фундамента. Природа таких брахиформ нетектоническая и обусловлена неравномерным уплотнением пачек пород различного гранулометрического состава — относительно тонкообломочные осадки центральных частей желобов уплотняются сильнее грубообломочных отложений склонов.

Разрывные нарушения рудного поля развиты широко, но качественное и количественное проявление их в различных породах существенно отличается. В гранитах фундамента крутопадающие нарушения представлены системами разрывов, субпараллельных основным продольным и поперечным разломам. Вдоль этих нарушений установлены признаки многоактных подвижек в течение длительного времени, включая позднемезозойский гидротермальный этап. Примечательная особенность последнего — существенно сдвиговые перемещения вдоль разрывов поперечной ориентировки.

В вулканогенно-осадочных породах проявлены крутопадающие и пологозалегающие протяженные (многие сотни метров) разрывы, сопровождающиеся зонами внутрислоевой секущей и согласной трещиноватости.

Среди крутопадающих разрывов преобладают поперечные сбросо-сдвиги, обычно оперяемые существенно сбросовыми продольными трещинами. Некоторые из этих разрывов рассекают чехол впадины на полную мощность, вмещают дайки диабазовых порфиритов и контролируют развитие зон гидротермальных изменений.

Как показывают детальные наблюдения, часто по восстанию, по мере удаления от гранитов фундамента меняется угол падения сместителей и характер перемещений блоков пород: существенно сдвиговые смещения в прибазальных слоях сменяются малоамплитудными сбросовыми перемещениями и далее вверх по восстанию — мелкой секущей трещиноватостью. В верхних интервалах таких сложных зон к тому же отмечается изгибание отдельных трещин по простиранию — вплоть до ориентировки продольных разрывов — и приобретение наклона, перпендикулярного к слоистости пород. Такие изменения происходят постепенно в монотонных слабослоистых осадках и скачкообразно — на границах пластов пород, существенно отличающихся гранулометрическим составом и деформационными свойствами.

Разрывы продольной системы также широко проявлены на площади рудного поля. Обычно они образуют широкие полосы повышенной трещиноватости, сложенные кулисообразными, относительно непротяженными нарушениями. Перемещения вдоль этих разрывов

существенно сбросовые с небольшими амплитудами. Падение трещин в придонных участках близвертикальное; по восстанию трещины выкручиваются до субперпендикулярных напластованию.

Отмечается изменение в морфологии всех разрывов в зависимости от пересекаемых ими пород: единичные разрывы с ровными выдержанными плоскостями, развитые в конгломератах, при переходе в гравелиты обычно сопровождаются кулисообразными субпараллельными, часто волнистыми трещинами и разветвляются на многочисленные невыдержанные трещины в песчаниках.

Помимо крутопадающих секущих разрывов, в породах рудного поля широко проявлены пологозалегающие, в большинстве случаев согласные со слоистостью тектонические нарушения.

Среди этих разрывов выделяется интенсивный срыв на границе структурных этажей, по контактам вулканогенно-осадочных ритмов, в подошве и кровле пласта туфов липарито-дацитов в базальной части второго ритма. Помимо отмеченных единичных, весьма мощных и протяженных пологозалегающих, но не всегда строго согласных слоистости нарушений в осадочных породах интенсивно развиваются согласные межпластовые срывы, морфология которых почти исключительно определяется текстурными особенностями осадков. В мелко-обломочных четкостроистых породах они представлены выдержанными протяженными концентрированными швами с глиной трения; в грубо-обломочных неслоистых или слабослоистых породах пологие зоны разрывов расконцентрированы, проявляют элементы несогласного залегания, сопровождаются дроблением и мелкой разноориентированной трещиноватостью.

Учитывая зависимость морфологии разрывов всех систем от физико-механических и текстурно-структурных особенностей слоистых пород, в пределах рудного поля в целом проявлена вертикальная структурная зональность; в прибазальных и прибортовых частях разреза — в грубообломочных слабослоистых осадках развита относительно редкая сеть протяженных крутопадающих разрывов с подчиненными им качественно и количественно пологозалегающими нарушениями. Выше по разрезу в наиболее дифференцированной, соответственно анизотропной по физико-механическим свойствам части (верхние части первого — нижние части второго ритмов), число разрывов обеих групп возрастает; среди крутопадающих трещин начинают преобладать продольные, на их морфологию и распространение по восстанию существенное влияние оказывают согласные срывы. Еще выше в разрезе возрастает качественная и количественная роль согласных срывов; секущие трещины, рассредоточиваясь по площади, теряют непосредственную связь с «подводящими» разрывами, образуя зоны внутрипластовой секущей трещиноватости. Последние характеризуются всеми морфологическими чертами и признаками широко развитой в осадочных породах «общей трещиноватости».

В пределах рудного поля промышленная урановая минерализация развита как в гранитоидах фундамента, так и в вулканогенно-осадочных образованиях: терригенных породах различных гранулсметрических классов, в игнимбриках липаритов и туфах липарито-дацитов.

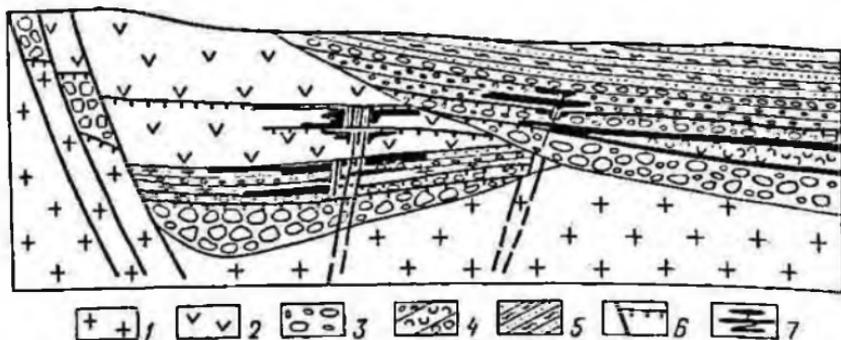


Рис. 65. Условия залегания рудных тел в прибортовой части впадины (схематический разрез).

1 — граниты нижнего структурного этажа; 2 — липаритовые игнимбриты; 3 — валунные конгломераты; 4 — разногальчатые конгломераты, гравелиты, туфы; 5 — тонкослойные песчаники, алевролиты; 6 — крутопадающие секущие и согласные разрывы и зоны трещиноватости; 7 — рудные тела

Основная масса руд сконцентрирована в верхних частях первого, нижних частях второго осадочных ритмов; интервал оруденения по вертикали изменяется от десятков до 100 м.

В пределах рудоносной зоны оруденение развито неравномерно: в разрезе обычно выделяются несколько сложных рудных залежей двух основных морфологических типов.

К первому из них относятся лентообразные, сравнительно выдержанные по мощности, протяженные тела с относительно равномерным содержанием урана. Тела этого типа контролируются согласными срывами в кровле и подошве пласта туфов липарито-дацитов (рис. 65). В пределах общей лентообразной залежи выделяются обогащенные участки, приуроченные обычно к перегибам контактного срыва, осложненным секущими разрывами. Последние, хотя и не содержат непосредственно в полостях высоких концентраций урановой минерализации, но активно влияют на ее размещение в прилегающих породах. Второй тип — лентообразные или изометричные в плане и линзовидные, иногда гнездообразные многоярусные в разрезе залежи представляют наибольший промышленный интерес. Они характеризуются большими мощностями, высокими содержаниями урана. С рудными залежами этого типа ассоциируют относительно слабо распространенные жило- и столбообразные рудные тела.

В деталях эти залежи имеют сложное строение, обусловленное сбlijженным залеганием рудных тел и обогащенных участков линзо-, жило- и столбообразной или изометричной формы.

Крутопадающие жилообразные тела, контролируемые продольными разрывами, занимают незначительное место в балансе оруденения, но играют существенную роль в генезисе форм сложных урановорудных залежей. Морфология их определяется строением рудовмещающих разрывов в связи с составом пересекаемых пород. В плотно сцементированных крупногальчатых конгломератах урановая минерализация локализуется в полостях трещин, формируя маломощные, но типичные жилы выполнения. При пересечении мелкогальчатых

конгломератов с гравийной заполняющей массой урановая минерализация образует комбинированную жилу, выполняя полость разрыва и поры прилегающих осадков. В пластах относительно мелкообломочных пород рудоносные разрывы расщепляются и урановая минерализация насыщает трещиноватые блоки, образуя пологозалегающие рудные столбы. При достаточной выдержанности высокопористых пластов и интенсивном развитии в них послышной и секущей трещиноватости форма рудных тел становится линзообразной, а в некоторых случаях и пластообразной; при этом пространственная зависимость их от крутопадающих жил сохраняется. Таким образом, в отдельных многоярусных залежах стратифицированные линзообразные тела оказываются как бы нанизанными на крутопадающие жилы.

В отличие от рудовмещающих продольных, крутопадающие поперечные разрывы в терригенных породах оказывают экранирующее воздействие на оруденение, ограничивая по простиранию продольные жилы и часто обуславливая тупое ограничение флангов линзообразных тел и сложных залежей в целом.

Наиболее крупные поперечные разрывы, рассекающие вулканогенно-осадочный чехол на значительную высоту, обуславливают блоковую структуру рудного поля в целом. Каждый из выколотых ими блоков характеризуется специфичной рудонасыщенностью, размахом оруденения по вертикали, количеством, мощностью, положением в плане и разрезе рудных залежей, соотношением в них типов рудных тел и качеством руд.

Рудные поля и месторождения в угленосных впадинах

Месторождение локализовано в прибортовой части впадины, входящей в систему аналогичных наложенных позднемезозойских структур, вытянутых вдоль древнего глубинного разлома (рис. 66).

По разлому контактируют блоки разнородного фундамента, с одной стороны преобладают метаморфизованные терригенно-карбонатные докембрийские образования, с другой — гранитоиды палеозойского возраста.

Впадина заложена в узле пересечения продольного разлома поперечным и характеризуется отчетливо выраженной асимметрией: максимально опущенным участком ее оказался внутренний угол между бортовыми разломами; асимметрия впадины подчеркивается моноклимальным наклоном фундамента и слоистости терригенных пород под углом 5—7° в сторону наиболее опущенного угла.

Относительно слабо литифицированный терригенный чехол сложен продуктами разрушения нижнего структурного этажа ближайшего обрамления впадины. В связи с различиями состава пород обрамления разрез выполняющих осадков по петрографии обломочного материала подразделяется на два типа: существенно метаморфический и гранитоидный.

В строении чехла наблюдается отчетливая тенденция (снизу вверх и от бортов впадины к ее центру) в смене пролювиально-делю-

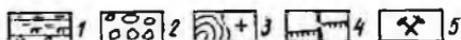
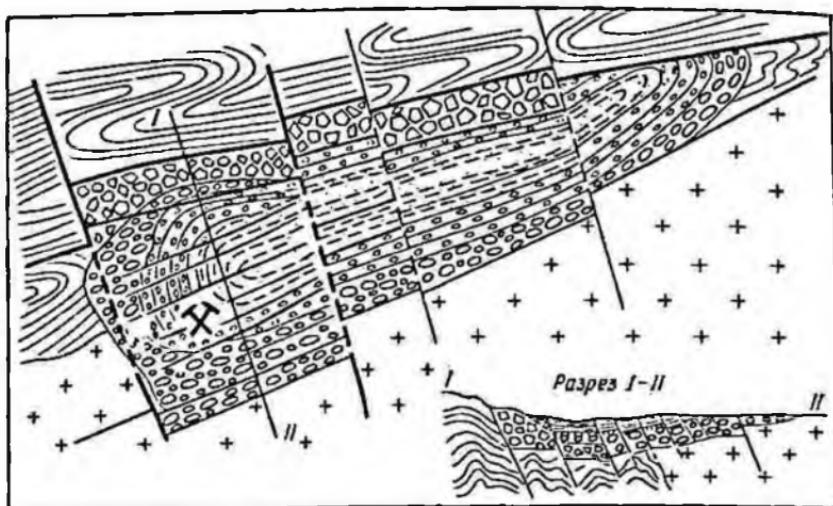


Рис. 66. Рудное поле в терригенных угленосных осадках приразломной впадины. 1 — угленосные песчаники, алевролиты; 2 — красноцветные конглобрекчии, конгломераты; 3 — докембрийские гранитоиды, метаморфизованные терригенно-карбонатные породы фундамента; 4 — крутопадающие секущие и пологие согласные разрывы; 5 — рудное поле

виальных осадков аллювиальными, а затем и озерными; соответственно уменьшается размерность обломочного материала, улучшается его окатанность, значительно возрастает степень слоистости.

В составе терригенных образований выделяются две толщи: нижняя — красноцветная и верхняя — сероцветная.

Красноцветная толща сложена в целом грубообломочными слабо-слоистыми плохо сортированными псефитами: массивными валунно-глыбовыми конгломератами и конглобрекчиями в основании, сменяющимися кверху разногальчными конгломератами и гравелитами.

Сероцветная толща образована пластами конгломератов, хлидолитов, гравелитов, песчаников, обычно обогащенных углефицированными растительными остатками вплоть до обособления последних в самостоятельные линзы и маломощные прослои бурых углей.

Общая мощность выделенных толщ измеряется многими сотнями метров. Граница между ними в значительной мере условна и проводится по кровле сплошного развития красноцветов, хотя отдельные линзы картируются в низах сероцветной толщи, переслаиваясь с угленосными, а иногда фациально замещаясь последними по падению и простиранию.

По физико-механическим свойствам рудовмещающие породы существенно дифференцированы. Грубообломочные отложения в целом характеризуются повышенной прочностью, склонностью к хрупким деформациям, пониженной, особенно у пород «метаморфического» типа разреза, первичной пористостью и проницаемостью. Повышенной первичной пористостью и проницаемостью отличаются сероцветные

среднеобломочные породы — гравелиты, хлидолиты, грубозернистые песчаники. Установлена анизотропия проницаемости слоистых осадков: величина ее, замеренная параллельно слоистости, почти на порядок выше, чем вкрест ее.

В результате наложенных предрудных процессов аргиллизации низы сероцветной толщи приобрели еще более контрастный, дифференцированный по механическим свойствам вид и резко повышенную, по сравнению с подстилающими красноцветами и перекрывающими слабо измененными сероцветами, пористость и проницаемость. Величина проницаемости каолинизированных среднеобломочных сероцветных пород с послойной микротрещиноватостью превосходит этот показатель грубообломочных неслоистых красноцветов на 3—4 порядка.

Структура месторождения определяется соотношением первичной слоистости и наложенных тектонических деформаций.

В пределах месторождения проявлена серия равномерно распределенных на площади через 150—200 м крупноамплитудных секущих разломов, в общем согласных с простиранием, но перпендикулярных слоистости осадочного чехла (см. рис. 66).

Вблизи зон разломов прослои испытывают значительный подгиб, вместе со штрихами и валиками скольжения указывающий на почти чистые сбросовые перемещения по ним. Расстояния между разломами в плане, элементы залегания разломов и слоистости, а также амплитуды сбросов связаны простой тригонометрической функцией: амплитуда смещения определяется как произведение расстояния между разломами на синус угла наклона слоистости. Установленные амплитуды смещения по разломам достигают 100 м и более.

В строении зон разломов обычно принимает участие шов основного сместителя, выполненный высокопластичной глиной мощностью до 15 см. В зависимости от состава деформируемых пород шов сопровождается зоной интенсивного смятия (в тонкообломочных четко-слоистых углефицированных отложениях) либо зоной повышенной трещиноватости (в грубообломочных слабослоистых породах). По падению в псефитах красноцветов единые тектонические швы рассредоточиваются на серию сместителей без глинки трения, но с интенсивным развитием между ними зон дробления и разноориентированной трещиноватости.

Внутри выколотых блоков повсеместно проявлены межпластовые согласные нарушения, возникшие, вероятно, при смещениях по секущим разломам. На это указывает, в частности, одинаковое простирание штрихов скольжения на плоскостях секущих и сопряженных с ними согласных нарушений. Особенно интенсивно послойные срывы развиты в низах сероцветной толщи — наиболее дифференцированной части терригенного разреза.

В свою очередь смещения по волнистым поверхностям межпластовых срывов обусловили интенсивное развитие мелкой внутрипластовой секущей трещиноватости. Плотность последней увеличивается по мере приближения к основным крутопадающим разломам, а в общем случае коррелируется с мощностью деформируемых прослоев, т. е. возрастает по мере уменьшения их толщины.

Наиболее ранний из достоверно эпигенетических процессов (аргиллизация пород) развивался в наиболее проницаемой части разреза (деформированных базальных горизонтах сероцветов) и проявлен максимально широко; все более поздние наложенные процессы, включая урановорудный, как правило, не выходят за контуры аргиллизации. Учитывая высокую степень изменения обломочного материала, исключаящую возможность его транспортировки водными потоками, наложенный характер каолинизации не вызывает сомнений. Более того, наличие полностью каолинизированных, но сохранивших форму, галек в зонах разломов однозначно указывает на время их изменения после основных тектонических деформаций рудного поля.

Следующая за аргиллизацией сульфидизация пород выразилась в дисперсной пропитке пиритом, мельниковит-пиритом прослоев деформированных сероцветных гравелитов, хлидолитов, песчаников. Сульфиды развиваются как по измененному цементу, так и по обломочному материалу, образуя в последнем концентрически зональные выделения либо слагая секущие прожилки.

Урановые руды представлены тонкодисперсной смолкой, гидронастураном, урановыми чернями, а также урансодержащим органическим веществом. Урановая смолка обычно ассоциирует с глобулярным пиритом, иордизитом, иногда с марказитом, сфалеритом. Рудные минералы развиваются в цементе пород, в каолинизированном обломочном материале и сопровождаются ореолами монтмориллонитизации. Хотя урановое оруденение в большинстве случаев и приурочено к прослоям, обогащенным органическим веществом, количественная корреляция между ураном и органическим углеродом в рудных телах практически отсутствует.

В пределах месторождения насчитывается большое число в целом согласных слоистости многоярусно расположенных рудных тел. Рудные тела концентрируются в относительно небольшом вертикальном интервале (100—200 м) в прибазальной зоне сероцветов на значительном (многие сотни метров) удалении от фундамента (рис. 67). По направлению к верхам разреза, несмотря на преобладание фаций пород с углистыми прослоями, рудонасыщенность и качество руд быстро ухудшаются до параметров ниже промышленных.

Выделяются три морфологические разновидности рудных тел: пластовые, линзо- и гнездообразные.

Пластовые рудные тела приурочены к выдержанным маломощным углистым прослоям, сопровождаемым контактными срываами, с развитой внутрислоевой трещиноватостью. Протяженность рудных тел во многие десятки (иногда сотни) раз превышает их мощность. Распределение урана относительно равномерное.

Линзообразные тела с невыдержанной мощностью и переменными содержаниями урана локализируются в деформированных углистых прослоях, а также в подстилающих и перекрывающих их грубообломочных осадках. Линзообразные тела часто сопровождаются гнездообразными с резко неравномерным распределением урана.

Во всех случаях промышленные концентрации урана, так же как и сопровождающая их сульфидная пропитка, развиваясь в целом соглас-

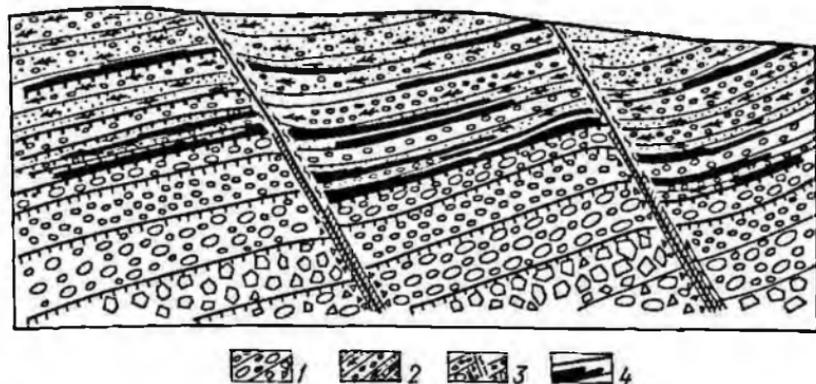


Рис. 67. Схематический разрез участка месторождения.

1 — конглобрекчии и конгломераты «красноцветной» толщи; 2 — разногалечные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты угленосной «сероцветной» толщи; 3 — крутопадающие сбросы с сопровождающими зонами дробления в «красноцвете», развальцевания и глиной трения — в «сероцвете»; 4 — рудные тела

но с залеганием рудовмещающих пород, в деталях повсеместно обнаруживают четко секущий характер по отношению к слоистости, локализуясь в наиболее деформированных участках. В зонах крутопадающих сбросов рудные тела не срезаются сместителями, а как бы припаяны к разломам забалансовыми флангами. В то же время повышенные концентрации урана в пределах пластовых и линзообразных тел локализируются в непосредственной близости от разломов, постепенно снижаясь по мере удаления от них.

Анализ рудонасыщенности отдельных тектонических блоков показывает, что все они существенно отличаются друг от друга как общей рудоносностью, так и размещением максимумов оруденения в плане и в разрезе, числом, стратиграфическим положением рудных тел и качеством руд. Эти различия особенно наглядны при анализе всячич и лежачих боков одних и тех же разломов. Учитывая сбросовой характер перемещений блоков по разломам, идентичный характер разреза рудовмещающих пород, указанные особенности локализации оруденения могут быть объяснены только рудоотложением внутри гидродинамически изолированных тектонических блоков в связи с неравномерным развитием в них рудоконтролирующих зон повышенной пластово-трещинной проницаемости и различными объемами поступавших рудоносных растворов.

ГЛАВА 6.

СТРУКТУРА УРАНОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела урановых гидротермальных месторождений имеют разнообразную форму. Практически любая сложная форма может быть обнаружена в пределах этих месторождений. Все это затрудняет систематику рудных тел по их форме. Еще труднее выделить и клас-

сифицировать структурные элементы, влияющие на морфологию рудных концентраций тел. Здесь также отмечаются чрезвычайно разнообразные сочетания факторов.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ РУДНЫХ ТЕЛ

Главные элементы, определяющие форму и внутреннее строение рудных тел, — литологический состав и условия залегания пород, особенности трещинных структур локальных участков месторождений. Однако, если сравнивать рудные тела по особенностям их образования, то можно наметить две главные группы: 1) когда урановые минералы в них выполняют достаточно обширные свободные полости, 2) рудные образования заполняют поры и микротрещины вмещающей породы. Во всех случаях не отмечается метасоматического замещения урановыми минералами каких-либо иных ранних минеральных образований.

Между этими крайними группами существуют постепенные переходы. Они являются прожилково-вкрапленными образованиями, по развитию того или иного заполнения выделяются тела с вкрапленными и прожилковыми рудами. В случае примерного равенства выделяются собственно прожилково-вкрапленные образования рудных тел. При этом все отмеченные переходные разновидности могут либо обособливаться в самостоятельные рудные тела, либо наблюдаться в одном каком-либо рудном теле месторождения или его части.

Поэтому для групп рудных тел жильных, брекчиевых, заполнения крупных неправильных по форме полостей (например, дорудный карст), т. е. тел, образующихся путем заполнения макропространства, и для тел, хотя и самой различной формы, но представленных преимущественно вкрапленными рудами (в зависимости от возраста провинций), намечаются достаточно обособленные комплексы структурных элементов, определяющих форму и место локализации руд.

В дальнейшем, в зависимости от характера пространства, в котором осаждаются рудные минералы или, точнее, от размеров этого пространства, приводится перечень основных структурных элементов рудных тел. Кроме того, при выделении структурных элементов тел учитывается тип, а следовательно, и возраст провинций.

Необходимо остановиться на характерных структурных элементах рудных тел, присущих для того или иного типа рудных провинций.

Для провинций древних щитов с древними рудами в первую очередь наиболее типичны для локализации рудных тел и их морфологии элементы, присущие собственно глубоко метаморфизованным породам. Как и везде, существенную роль играют разрывные нарушения. Однако большое значение имеют, например (в основном для метаморфогенных толщ), различные складки течения, будинаж, рассланцевание и другие особенности, связанные с генезисом сланцев и гнейсов в условиях больших температур и давлений, существовавших при региональном метаморфизме. Именно в этих толщах отмечаются мощные и протяженные зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов, возникшие

в процессе тектонических деформаций этих пород задолго до рудообразования. Часто отмечают древние, возникшие обычно позже бластомилонитов и бластокатаклазитов, тектонические глинки трения. Они, вероятно, были также метаморфизованы, но главным образом при развитии регрессивной ступени метаморфизма. Эта глина хотя часто и сохраняет свой обычный серо-зеленый цвет, но «окаменела», превратилась в достаточно твердое и вязкое образование, которое с трудом отделяется от вмещающей породы.

Оказывают влияние на морфологию рудных тел и их обогащенных участков и так называемые теневые структуры, развитые в этих провинциях в эндо- и экзоконтактах древних гранитов и гранитизированных толщ, а также их тонкая слоистость, включая и реликты косой слоистости.

Необходимо отметить, что в древних дофанерозойских метаморфитах практически не сохраняются или редко встречаются четко выраженные небольшие древние складчатые сооружения. Подобные им структурные сооружения представлены различными по форме гранитогнейсовыми куполами, обычно с пологим падением крыльев. Такие же пологие, большие по площади и относительно простые по строению крыльев, выявляются синклинали, антиклинали и моноклинали. Более крутые залегания толщ отмечаются обычно в пределах зон древних глубинных разломов. Более поздние тектонические трещины, наложенные на достаточно монотонные части древних толщ (кристаллические сланцы, серые гнейсы) имеют на первый взгляд беспорядочную ориентировку. Существенное значение в локализации рудных тел среди метаморфитов часто имеет характер переслаивания резко контрастных по составу пород — амфиболитов и гнейсов.

Таким образом, в структурном отношении в провинциях древних щитов с древними урановыми гидротермальными рудами на первый план выдвигаются структурные элементы, присущие только древним метаморфогенным толщам.

В провинциях складчатых областей (в основном палеозойских) эти элементы имеют тоже существенное значение, но только там, где они приурочены к срединным массивам или развиты древние метаморфогенные породы. В интрагеоантиклинальных зонах этих областей, на значительной части срединных массивов, в контакте геосинклинальных зон с обрамляющей ее платформенной рамой характерны другие элементы. Это прежде всего различного типа складчатые сооружения, особенности переслаивания толщ, насыщенность пород углеродистыми остатками и др. Важное значение приобретают элементы, связанные со складчатостью. Это различного рода перегибы и замыкания складок, флексуры, моноклинали, так называемые крестовые складки, послонные срывы, секущие разрывы, генетически связанные со складчатостью и т. д.

Большое значение имеют сочетания складчатых структур с другими структурными элементами. Например, с разрывами, контактами и осложненными разрывами контактами различных интрузивных массивов, полос развития даек, субвулканических тел, конечно, важны и разрывные нарушения, но, по существу, впервые широко проявляются

последние и другие разрывы, генетически связанные со складками. Значительная роль в структуре тел принадлежит форме и степени их нарушенности широко проявленных в складчатых областях наложенных интрузивных тел. Иногда важными оказываются ксенолиты вмещающих пород в интрузиях. Форма и состав ксенолитов в значительной степени определяют положение, форму и состав рудных тел.

Следует отметить, что именно для рудных тел провинций складчатых областей типичны структуры, созданные за счет формирования олистостром и оползней.

Многие урановые месторождения складчатых областей приурочены к орогенным образованиям — различным вулкано-тектоническим структурам и поздним гипабиссальным интрузивам [1, 2]. На форму и внутреннее строение рудных тел таких месторождений решающее влияние оказывают специфические особенности разрывных нарушений, развивающихся в толщах стратифицированных вулканогенно-осадочных пород и в поздних субвулканических и жерловых образованиях. Среди них важная роль принадлежит кольцевым, скрытым крутопадающим и пологим разломам [1]. Внутреннее строение рудных тел также зависит от особенностей процессов рудообразования. Рудные тела этих месторождений представлены прожилково-вкрапленными рудами и имеют обычно сложное штокверковое строение и самую разнообразную форму. Исключение составляют более простые пластообразные рудные залежи, развивающиеся по отдельным горизонтам пористых пород.

Особенности локализации уранового оруденения месторождений, приуроченных к субвулканическим и жерловым фациям, в значительной мере определяются формой и внутренним строением рудовмещающих вулканических тел. Однако и в пределах этих месторождений на внутреннее строение рудных тел оказывают влияние особенности разрывных нарушений и, в частности, крупные пологие разрывы, встречающиеся в разрезе месторождений неоднократно [2].

Вблизи рудоконтролирующих пологих нарушений оруденение образует пластообразные залежи, имеющие штокверковое строение. В их пределах прожилково-вкрапленная урановая минерализация развивается вдоль многочисленных мелких трещин. Большая часть их ориентирована почти параллельно основным пологим нарушениям, но широко проявлены также крутопадающие разрывы нескольких систем.

При удалении от пологих разломов плотность рудовмещающих трещин значительно снижается, преобладают более протяженные и мощные разрывы, рудные тела приобретают форму линейно вытянутых трещинных зон с более простым внутренним строением. Если в пределах месторождений слабо развиты пологие нарушения, рудные тела имеют обычно форму сложных крутопадающих столбов, труб и конусов, прослеживающихся на значительную глубину вдоль отдельных литологических разностей пород или зон их контактов.

Для месторождений, залегающих в слоистых толщах вулканогенно-осадочных пород, рудные тела приобретают форму чаще всего пластов и жильных зон с относительно простым внутренним строением.

Прожилково-вкрапленные руды развиваются в значительной мере по трещинным структурам, либо по порам туфогенно-осадочных пород. Строение рудных тел в плане и в разрезе обычно существенно изменяется. Если распространение оруденения ограничивается поперечными разрывными нарушениями или субвулканическими интрузивами и некими разрывы новых направлений, ориентированные в зависимости от положения ограничивающих структурных элементов. В таких случаях площадь и мощность рудных тел возрастает, нередко возникают протяженные рудные столбы с богатым прожилково-вкрапленным урановым оруденением.

Рудные тела урановых месторождений, возникших в период мезокайнозойской активизации складчатых областей, имеют специфические особенности. Несмотря на тесную связь рудных тел с вулканотектоническими структурами, в отличие от орогенных складчатых областей, на их размещение и строение слабо влияют собственно вулканические элементы — жерловые и субвулканические фации, а также кольцевые разломы.

Рудные тела преимущественно пластовой, уплощенной линзообразной и неправильной формы и имеют большие размеры в плане. Они отличаются обычно сложным штокверковым строением или представлены своеобразными прожилково-вкрапленными рудами, приуроченными к отдельным горизонтам вулканогенно-осадочных пород, покровам и sillам вулканитов (рис. 68). В локализации руд большое значение имеют структуры вулканического наложения, флюидалность, вулканические брекчии, контракционные трещины и гравитационные разрывные нарушения.

Известны рудные тела, приуроченные к своеобразным брекчиям, типа «башмачных», возникающих в подошве и на переднем крае лавового потока, излившегося во внутренние, часто кальдерные водоемы с рыхлым илистым дном. В таком случае раздробленные лавы цементируются глинистым веществом, которое затем «пропитывается» урановой гидротермальной минерализацией (рис. 69). Реже урановое оруденение прослеживается в породы фундамента вулканотектонических структур и образует сплошные жильные зоны в древних разломах фундамента.

В целом морфология и структура рудных тел рассматриваемых месторождений обусловлены этажностью в строении скрытых рудоконтролирующих разломов. Она выражается в смене отдельных, отчетливых тектонических разрывов в плотных лавах и игнимбритах сложными трещинными зонами при переходе в горизонты туфогенно-осадочных пород.

Поскольку в геологическом разрезе наблюдается чередование горизонтов и покровов таких вмещающих пород, разделенных часто крупными согласными нарушениями, морфология и структура рудных тел отличается большой изменчивостью. Однако для месторождений нередко устанавливается отчетливая тенденция изменения рудовмещающих структур в разрезе: выше по разрезу площадь рудных тел увеличивается, а плотность трещин снижается. Максимальной рудонос-

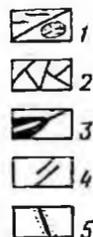
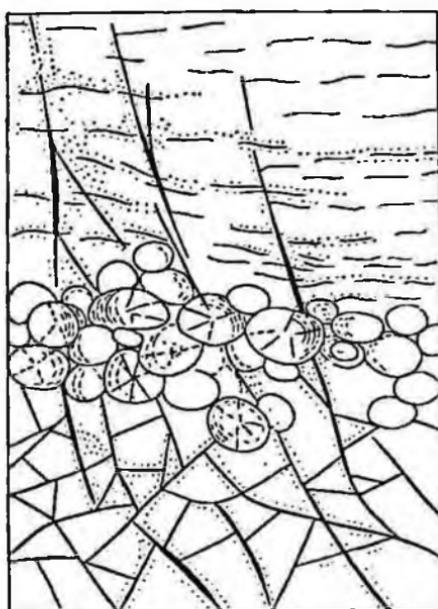
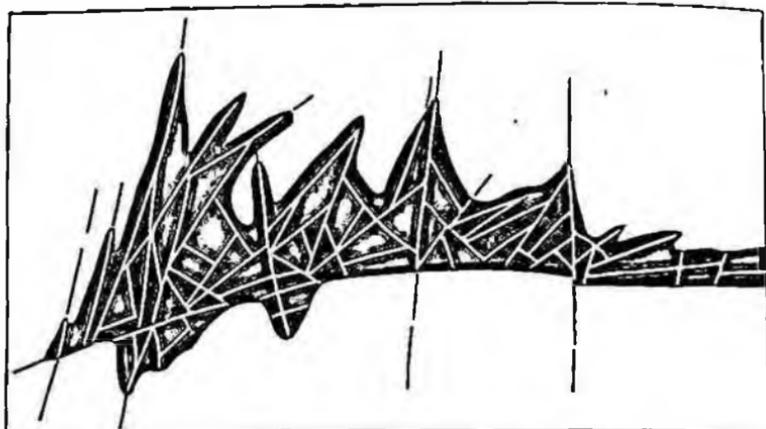


Рис. 68. Форма и внутреннее строение рудных тел в трахилипаритах (поперечный геологический разрез).

1 — флюидальные и сферолитовые трахилипариты; 2 — лавобрекчии и кластолавы трахилипаритов; 3 — разрывные нарушения; 4 — мелкие трещины; 5 — прожилково-крапленное урановое оруденение

ностью отличаются участки рудных тел, примыкающие к геологическим экранам.

Известны случаи, когда активизации подвергаются древние области. Это, в частности, щиты и платформы. Активизированные в мезо-кайнозойские части этих древних областей характеризуются ши-

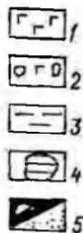
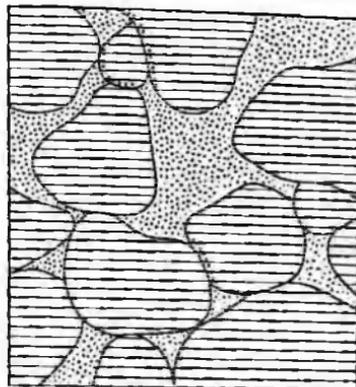
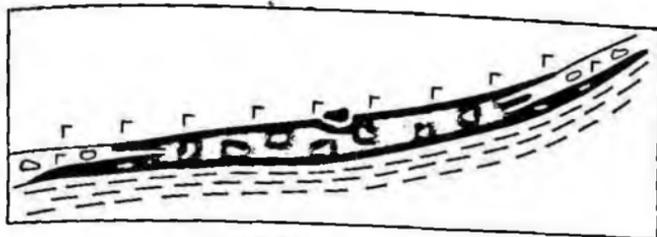


Рис. 69. Форма и внутреннее строение пластообразных рудных тел в основании покрова андезитобазальтов (геологический разрез).

1 — андезитобазальты; 2 — рудомещающие брекчи; 3 — алевриты, песчаники; 4 — обломки андезитобазальтов; 5 — прожилково-вкрапленное урановое оруденение

роким развитием интрузивных молодых тел и подновлением старых разрывов, наложением поздних разрывов на полосы развития древних blastomylonites и blastokataklazites, возникновением своеобразных складчатых структур. Естественно участие старых и наложенных структур в формировании рудных тел.

Следует отметить зависимость характера выполнения полостей рудными минералами в рудных телах от проявления тех или иных рудно-метасоматических типов формаций руд. Известно, что урановое оруденение в березитах представлено главным образом прожилково-вкрапленными рудами. Оно часто развивается по породам, предварительно интенсивно измененным. Предшествующая урановому отложению березитизация имеет отчетливое зональное строение и существенно изменяет физико-механические свойства пород. Так, в центральных зонах березитов проницаемость пород значительно возрастает по сравнению с неизменными породами, что благоприятно сказывается на возникновении именно прожилковых и прожилково-вкрапленных руд.

При натровом метасоматозе (эйситизации), когда возникают глубоко альбитизированные породы, ситуация в этом процессе изменяется по другому закону. Альбитизация всегда ведет к сокращению проницаемости исходных пород. Однако она почти всегда опережается брекчированием пород. Возникают, как вдоль разломов, так и вне связи

с ними, сложные по форме тела брекчий. Последующая альбитизация, предшествующая рудоотложению, резко снижает проницаемость брекчий, но проницаемость этих альбитизированных брекчиевых зон остается все же выше, чем у пород, не подвергшихся брекчированию и альбитизации. В этих условиях возникают преимущественно вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Тесная и почти всегда наблюдаемая связь предрудной альбитизации с брекчиями и некоторые другие особенности формирования брекчий позволили некоторым исследователям высказать предположение об их образовании за счет дробления пород газово-жидкими растворами с высоким давлением перед рудоотложением при их прорыве с глубин.

Таким образом, по особенностям выполнения пространства выделяются рудные тела с вкрапленными или прожилково-вкрапленными и прожилковыми рудами, как крайний тип этого ряда обособливаются собственно жильные тела или протяженные жилы урановой смолки, выполняющие значительные открытые полости. К ним принадлежат рудные тела в березитах, где смолка выполняет пустоты в брекчированных породах и рудные тела карстовых полостей. Известны длинные ленточные урановые рудные тела, возникшие в брекчиях даек, и сопровождающиеся березитизацией вмещающих пород. Брекчии сформировались в крутопадающих дайках, в местах, где они пересекались пологими послойными срывами.

ЖИЛЬНЫЕ РУДНЫЕ ТЕЛА

Оруденение в жилах распределено крайне неравномерно. Выделения настурана и коффинита в массе жильных минералов имеют округлые, линзо- или прожилковидные формы. Нередки почковидные агрегаты, выделения по зонам роста среди кварца, карбонатов или флюорита. Для урановорудных жил характерны полосчатые, ритмично полосчатые и крустификационные текстуры, в строении которых на отдельных интервалах принимают участие настуран и коффинит. Размеры скоплений урановых минералов самые разнообразные. Известны случаи, когда радиус почек настурана достигает первых десятков сантиметров. Чаще размеры их значительно меньше. Неравномерно оруденение распределено как вкрест мощности жил, так и в их плоскости. Сближенные выделения рудных минералов, образующих в плоскости жилы практически непрерывные скопления, принято называть рудными линзами. Скопление рудных линз формируют рудные столбы. По существу, последние и являются предметом отработки и могут рассматриваться в качестве рудных тел.

Часто наблюдается определенная ориентировка рудных тел и отдельных рудных линз, что отражает влияние рудоконтролирующих факторов на формирование руд. Природа последних чаще всего и устанавливается при изучении пространственного распределения рудных линз и столбов в зависимости от изменения морфологии (мощности), состава жильной массы, типов переслаиваемых пород, сочленений с разрывами или жилами иной ориентировки. В этой связи

выделяются две группы факторов, которые определяют положение рудных линз и столбов — структурно-литологические и петрохимические.

Структурно-литологические факторы влияют на такое размещение оруденения в жилах, при котором рудные линзы и столбы приурочены к морфологическим осложнениям жил, именно к раздувам жил по мощности, ветвлениям, пережигам или сочленениям и пересечениям с жилами и нарушениями иной ориентировки.

Петрохимические факторы сказываются в приуроченности оруденения к тем частям жил, где рудовмещающими являются породы с «благоприятным» химическим или минеральным составом. Это могут быть богатые вкрапленными сульфидами прослойки, скарны, амфиболиты и т. д. Этот контроль выражается не только в появлении рудных компонентов в определенных частях жил, но и в изменении состава жильных минералов. Петрохимический контроль для жил разного размера проявлен по-разному. В мелких жилах гнезда рудных минералов фиксируются при пересечении тонких прослоев «благоприятных» пород. Более мощные жилы пересекают такие же тонкие прослойки, не изменяя состава, оруденение в них появляется, если таких прослоев несколько и они сближены или мощность их возрастает.

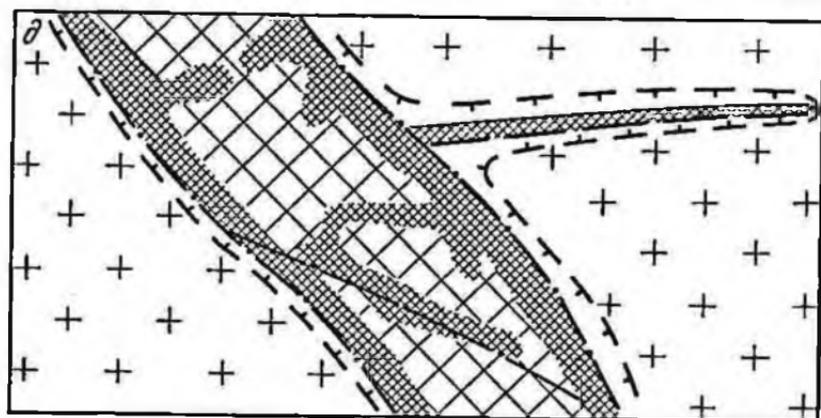
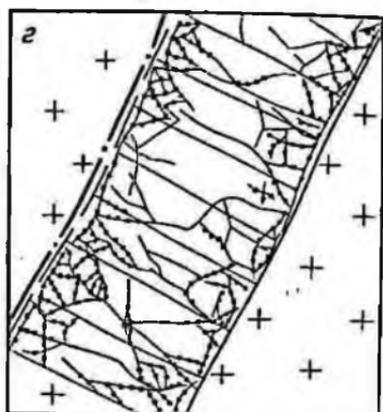
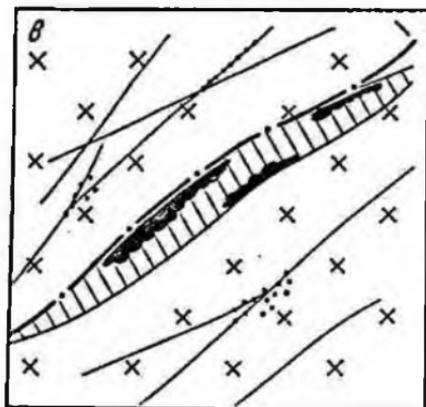
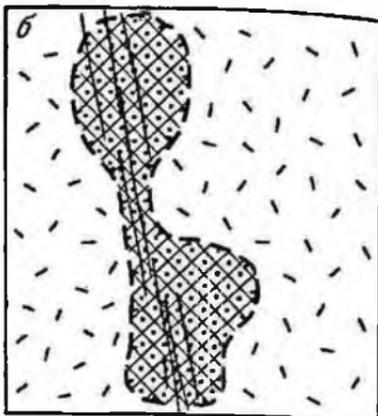
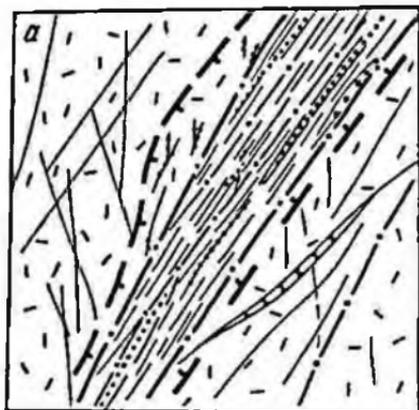
В очень мощных протяженных жилах оруденение может контролироваться уже не отдельными, конкретными горизонтами пород, а целыми пачками, в которых присутствует 2—3 разных по составу типа пород. Выделить конкретную разновидность, контролирующую положение рудных столбов, часто не удается, хотя отдельные линзы могут быть приурочены к определенным по составу породам. «Благоприятность» последних часто подтверждается появлением при их пересечении оруденения в тонких апофизах и субпараллельных главной жиле сопровождающих ее прожилков.

Сочетание петрохимических и структурно-литологических факторов, характер залегания пород, контролирующих положение оруденения в жилах, морфология раздувов, участков частых ветвлений и т. д., определяют форму рудных столбов. Среди них могут быть выделены: 1) линейные, вытянутые вдоль пересечений (сочленений) жил или вдоль прослоев «благоприятных» пород; 2) изометричные; 3) треугольной или близкой к ней формы и т. д.; 4) сложные, комбинированные.

Петрохимический фактор и типы структур, по существу, являются ведущими для всех других типов рудных тел. Конечно, в мощных залежах вкрапленных руд состав пород имеет меньшее значение, однако и здесь он контролирует положение богатых и бедных участков тел и оказывает влияние на их форму.

ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫЕ РУДНЫЕ ТЕЛА

В штокверках прожилково-вкрапленных руд или около них почти всегда встречаются сравнительно выдержанные жилы и жилообразные тела с богатым урановым оруденением. Среди последних могут быть выделены три разновидности:



1) минерализованные тектонические швы, где урановые минералы (чаще всего с сульфидами и хлоритом) формируют густую неравномерную вкрапленность, тонкие прожилки, мелкие линзы и пленки в тонко перетертых разлистованных и развальцованных породах и глинке трения. Указанные швы или отдельные их интервалы содержат нередко богатое оруденение, которое чаще приурочено к местам их раздувов по мощности, в участках искривлений или сочленений с разрывами иной ориентировки. Эта разновидность жилообразных рудных тел локализуется обычно в главных или субпараллельных им тектонических швах, контролирующих положение штокверковых месторождений;

2) собственно жилы выполнения открытых полостей трещин (рис. 70). Среди штокверковых руд, характеризующихся обилием мелких, различно ориентированных прямолинейных или изгибающихся, сложно ветвящихся мелких прожилков и гнезд урановой смолки, относительно выдержанные по простиранию жилы выполнения пустот являются исключением. Это объясняется, по-видимому, резко отличной структурной обстановкой, в которой формируются штокверковые и жильные руды. Среди прожилково-вкрапленных руд жилы мощностью 5—10 см с урановыми минералами встречаются на искривленных трещин или тектонических швов, в разрывах, опояривших или диагонально расположенных относительно главных тектонических нарушений, контролирующих положение рудных тел. Эти жилы обычно имеют определенную ориентировку, приурочены к какой-либо одной системе трещин;

3) жилообразные рудные тела, содержащие богатые урановые руды и формирующиеся в дорудных кварцевых жилах, отличаются от перечисленных разновидностей. По сути они близки к первому типу и образуются в тех случаях, когда минерализованные тектонические нарушения прослеживаются вдоль контактов дорудных жил кварца. В эндоконтактных частях их образуются сложно переплетающиеся прожилки урановой смолки, переходящие иногда в брекчии, где обломки кварца цементируются кварцем, сульфидами и настураном. Размеры и морфология такого рода жилообразных рудных тел могут быть разнообразны, если на месторождениях присутствуют заметные количества протяженных и мощных ранних доурановорудных жил или значительные по объему линзообразные тела целиком окварцованных пород. Последние, особенно в зонах крупных разломов, имеют практически везде нарушенные контакты, вдоль которых прослеживаются тектонические швы. Около них кварц интенсивно

Рис. 70. Жилообразные рудные тела и жилы.

а — минерализованное тектоническое нарушение; *б* — пучки протяженных прожилков урановой смолки в штокверках прожилково-вкрапленных руд; *в* — жила с настураном; *г*, *д* — кварцевые жилы и полностью окварцованные породы с наложенным прожилковым урановым оруденением.

1 — фельзит-порфиры; *2* — кварцевые порфиры; *3* — граниты; *4* — тектонические зоны и трещины; *5* — кварцевая жила с колломорфным настураном; *6* — прожилки урановой смолки и коффинита и вкрапленная урановая минерализация; *7* — бедные и богатые прожилковые руды в кварцевых жилах и окварцованных породах; *8* — окварцованные породы с прожилками урановой смолки (густая штриховка); *9* — границы рудных тел

раздроблен, часто брекчирован. Интенсивность дробления зависит как от масштабов тектонических нарушений, так и от мощности кварцевых жил и линзообразных тел. В общем случае мелкая трещиноватость в кварцевых телах затухает от периферических частей к центру, также проявляет себя и урановое оруденение. Оно наиболее богато в эндоконтактах кварцевых жил, где формируются брекчиевые и густо прожилковые руды.

К центру кварцевых жил сеть прожилков разряжается. Нередко в мощных жилах и телах центральной части либо лишены оруденения, либо содержат его в виде одиночных разрозненных гнезд прожилковых руд или минерализованных относительно протяженных диагональных трещин отрыва или скола. В тех случаях, когда мощности доурановородных кварцевых жил измеряются десятками сантиметров и не превышают 1 м и контакты их обновлены заметными внутрирудными подвижками, наложенное урановое оруденение распространяется на всю мощность кварцевых тел и формирует рудные тела, которые могут явиться самостоятельным объектом для обработки.

Жилы каждого из охарактеризованных типов встречаются почти всегда в пределах штокверков прожилково-вкрапленных руд, формируя в их пределах линейно вытянутые участки с богатым оруденением. Иногда они могут прослеживаться и в породах, лишенных уранового оруденения, или формировать изолированные рудные тела. В таких условиях они могут представить самостоятельный промышленный интерес и обрабатываются отдельно.

ВКРАПЛЕННЫЕ РУДНЫЕ ТЕЛА

Вкрапленные руды как текстурная разновидность могут быть встречены на разных гидротермальных урановых месторождениях. В настоящей книге этот термин употребляется как синоним ураноносных метасоматитов. Генетическая сопряженность процессов рудоотложения с предрудным натровым метасоматозом обусловила возникновение довольно устойчивых рудных образований, определенных по составу, строению и содержанию в них урана, таких как ураноносные альбититы, ураноносные апатиты и др. Рудные минералы в них равномерно распределяются в виде тончайших выделений, пропитывают и частично замещают тонко перетертый цемент, а также слагают прерывистые микробрекчиевые текстуры. Рудные жилы для таких месторождений совершенно не характерны. Форма и строение вкрапленных рудных тел определяются многими факторами, и среди них в первую очередь: составом рудоносных метасоматитов, интенсивностью предрудных тектонических движений и структурно-геологической позицией рудных тел.

Наиболее простые формы жильного типа характерны для ураноносных апатитов. Сложным изменчивым строением рудных тел отличаются ураноносные альбититы. Оно обусловлено, с одной стороны, сложной картиной распределения продуктов метасоматоза в простран-

стве, с другой — особенностями развития процесса рудоотложения. Если гидротермальный процесс протекал в спокойной тектонической обстановке, минералообразование совершалось практически непрерывно. Рудной минерализацией охватывался почти весь объем эйситизированных пород. В этом случае все околорудноизмененные породы представляют собой вкрапленные руды, а особенности строения рудных тел полностью предопределяются развитием щелочного натрового метасоматоза.

На месторождениях, где сильно проявлялись внутрирудные тектонические движения, промышленное вкрапленное оруденение формируется только в метасоматитах, претерпевших предрудное дробление и катаклиз. В околорудноизмененных породах, не подвергшихся такому дроблению, отмечаются, как правило, низкие, забалансовые содержания урана.

Пространственное положение ураноносных альбититов контролируется, как правило, крупными долгоживущими разрывными нарушениями глубинного заложения, которые служили центральными каналами для поступления рудоносных растворов. В процессе метасоматоза гидротермальными изменениями захватывались не только сильно раздробленные, перемятые породы рудоконтролирующих разломов, но и значительные объемы прилегающих слабо нарушенных пород, благоприятных для замещения. Последние представляют иногда большую часть мощности метасоматических тел, превышают мощность внутренних зон разломов в несколько раз.

Наиболее интенсивные изменения с более богатыми вкрапленными рудами тяготеют к высокопроницаемым раздробленным породам, локализуются в тектонических клиньях-блоках между сближенными, сходящимися швами рудоконтролирующих разломов, или на пересечениях ими зон складчатых сильно трещиноватых, брекчированных пород. Заметные обогащения руд устанавливаются в участках экранирования метасоматических залежей вблизи мощных интрузивных тел диабазовых порфиритов, габбро и других пород, неблагоприятных для замещения. Мощные тела вкрапленных руд развиваются по напластованию осадочных толщ определенного состава или вдоль пучков сближенных даек, удаляясь при этом иногда на значительные расстояния от рудоконтролирующих разломов. Другие дорудные линейные разрывы, обычно образующие на месторождениях густую сеть разноориентированных разрывных нарушений, заметного влияния на локализацию метасоматитов и строение вкрапленных рудных тел не оказывают. Таким образом, роль разрывных нарушений в размещении уранового оруденения как бы отступает на второй план, чем принципиально отличаются тела вкрапленных урановых руд от жильных к прожилково-вкрапленным.

Вкрапленные рудные тела характеризуются в целом большим разнообразием структурно-морфологических разновидностей, которые объединяются в два типа:

- 1) рудные тела в мощных зонах дробления на сопряжениях складчатых осложнений с зонами рудоконтролирующих разломов. Это крупные тубообразные или линзообразные залежи большой

мощности со сложным внутренним строением. Включают, как правило, безрудные участки или участки забалансовых руд;

2) рудные тела в трещинных зонах.

ГЛАВА 7

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Формирование структур, в том числе и рудоносных, происходило в разнообразных условиях. Эти условия резко отличаются для месторождений разных генетических типов. Не сходны они и для ураново-рудных провинций различных типов. По этому их целесообразно отметить для провинций фанерозоя и древних платформ отдельно.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Анализ типов структур и геологических особенностей урановых месторождений древних платформ, описанных ранее, убеждает в том, что структурные условия уранового рудообразования в пределах древних платформ имеют существенные различия. Они, по-видимому, обусловлены многими факторами разного порядка, перечень и относительная роль которых в настоящее время могут быть оценены приблизительно. Можно условно выделить факторы первого порядка, генеральные, обусловленные характером геотектонического режима и эндогенных процессов, и второго и более высокого порядков, частные, которые, являясь следствием первых, определяют локальные условия формирования структур рудных полей и месторождений в той или иной конкретной геологической обстановке.

Факторы первого порядка могут быть намечены лишь в самом общем виде. Они, вероятно, задаются процессами дифференциации глубинных оболочек Земли, определяющими характер геодинамического эндогенного режима и главные особенности проявления тектоно-магматической активизации. К ним относятся, по-видимому, также и особенности глубинного строения земной коры как конечной среды проявления глубинных эндогенных процессов. Вероятно, факторами этого порядка обусловлено в докембрии последовательное распространение на все большую глубину уровней зарождения магматических расплавов и эволюция состава последних в ходе длительного докембрийского развития Земли и, наоборот, отчетливо намечающийся обратный процесс смещения на все более высокие уровни земной коры области становления магматических комплексов, сопряженных с урановым оруденением, и сферы эндогенного уранового рудообразования.

Более очевидна роль конкретных факторов, обычно выявляемых методами прямых геологических наблюдений, микроструктурного анализа и изучения тектонитов и пород под микроскопом. Такими

факторами являются: 1) степень метаморфизма, дислоцированности и консолидации вмещающих пород, 2) глубинность и характер проявления эндогенного рудообразующего процесса, 3) особенности геотектонического режима тектоно-магматической активизации.

Влияние первого из перечисленных факторов на структурные условия уранового рудообразования видно при сравнении месторождений, локализованных в структурных этажах древних платформ, сложенных различными структурно-формационными комплексами пород.

В кристаллическом фундаменте древних платформ структурные условия уранового рудообразования определяются в первую очередь особенностями развития зон глубинных и региональных разломов, к которым приурочено большинство урановых месторождений. Эти разломы характеризуются особо сложным внутренним строением, обусловленным многократными проявлениями магматизма, метаморфизма и тектонических движений, позволяющими проследить их заложение и развитие на протяжении длительного времени, нередко охватывающего интервал в 1,5—2 млрд. лет. Очень типичны для них глубинный характер магматических (ультраметаморфизм), метаморфических и тектонических процессов, широкое развитие ультраметаморфических, гранитизированных и мигматизированных пород, плейчатости и микроскладчатости, будинажа и blastsмилонитов, образованных в процессе глубинных пластических деформаций в условиях дислокационного метаморфизма амфиболитовой фации. Глубина формирования всех упомянутых образований 12—18 км и более.

Другая общая и важная особенность ураноносных разломов кристаллического фундамента древних платформ — совмещенность перечисленных глубинных магматических, метаморфических и тектонических образований со значительно более поздними гипабиссальными и приповерхностными интрузивами и дайками, продуктами регрессивного метаморфизма и разрывами, сформированными также в гипабиссальных или приповерхностных условиях хрупких деформаций и относительно невысоких температур в последующие периоды тектоно-магматической активизации древних платформ. Такая совмещенность в единых зонах разломов магматических, метаморфических и тектонических образований, столь различных по условиям формирования, является результатом выведения в результате длительной эрозии глубинных («корневых») частей разломов на относительно более верхние уровни и неоднократное их подновление, происходившее в связи с процессами разновозрастных эпох тектоно-магматической активизации уже в принципиально иных гипабиссальных и приповерхностных условиях.

Урановое рудообразование в зонах глубинных разломов кристаллического фундамента может происходить в различных структурных условиях. На редкоземельно-урановых месторождениях, связанных с высокотемпературным калиевым метасоматозом, оно развивается в процессе тектоно-ультраметагенной активизации щитов в тесной связи со становлением глубинного комплекса ультраметаморфиче-

ских гранитоидов калиевого ряда и особенно с формированием в зонах глубинных разломов наиболее поздних членов этого комплекса — жильных тел пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов. Последним сопутствуют широкие проявления в разломах глубинных пластических деформаций пород гранулитовой фации, наблюдаемые в зонах мигматизации, смятия и будинажа, а также в бластомилонитах и блоках катаклазитах амфиболитовой фации. Именно сочетанием этих факторов интенсивного развития этих глубинных дизъюнктивов и поясов многочисленных жильных тел пегматоидных гранитов и контролируется положение редкоземельно-урановых месторождений.

Ураноносные калиевые метасоматиты этих месторождений развиваются непосредственно за счет бластомилонитов и блококатаклазитов, в которых зерна мозаичного «давленного» кварца с волнистым угасанием замещаются тонкорешетчатым микроклином, создавая реликтовую бластомилонитовую или бластоцементную структуру этих измененных тектонитов. Для жил и линз дымчатого кварца, обычно рудоносных и развитых среди калиевых метасоматитов в связи с переотложением в процессе метасоматоза породообразующего кремнезема, очень характерны структуры, аналогичные бластомилонитовой и образованные, несомненно, в результате пластического течения и перекристаллизации кварцевых зерен. Последние характеризуются мозаичным строением, волнистым угасанием и закономерной ориентировкой оптических осей, имеющих на микроструктурных диаграммах вид типичных S-тектонитов с вертикальной осью, указывающей на вертикальный характер перемещений по разломам в период рудообразования.

В то же время и ураноносные микроклиниты, и кварцевые жилы обычно лишены каких-либо признаков хрупких деформаций. Наблюдаемые иногда в рудах этих месторождений случаи катаклаза и дробления микроклинитов, сопровождаемые образованием хлорита (по биотиту), эпидота и иногда альбита, являются значительно более поздними и часто связаны с проявлением в разломах дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации, подчиняющегося своему, нередко резко отличному структурному плану. Все это в совокупности показывает, что образование высокотемпературных гидротермальных редкоземельно-урановых месторождений происходило в условиях сжатия, пластических деформаций и перекристаллизации пород на тех же глубинных уровнях, что и формирование близких к ним по возрасту ультраметаморфических гранитоидов и бластомилонитов амфиболитовой фации, т. е. на глубинах, характеризующихся литостатическим давлением $4 \cdot 10^8$ — $5 \cdot 10^8$ Па (12—15 км).

Эти значения глубины формирования соответствуют абиссальной, по В. И. Смирнову, зоне эндогенного рудообразования. Таким образом, высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые месторождения имеют не только одинаковый абсолютный возраст с ультраметаморфическими породами, но и образованы на тех же глубинах.

В отличие от глубинных высокотемпературных редкоземельно-торий-урановых месторождений зон ультраметаморфизма и пластических деформаций образование урановых месторождений большинства

других эндогенных формаций происходило в процессе широкого развития в зонах древних разломов фундамента относительно приотрыве от времени заложения этих разломов и формирования в них глубинных раннепротерозойских структурных элементов. Например, для среднепротерозойских (1,7—1,8 млрд. лет) урановых месторождений, связанных с щелочными натриевыми метасоматитами, такой разрыв составляет около 200—250 млн. лет.

Ураноносные альбититы, локализованные в разломах фундамента в тесной пространственной и структурной связи с гранитогнейсовыми куполами, наложены на катаклазиты и милониты зеленосланцевой фации, имеющие также среднепротерозойский возраст, и вместе с ними наследуют положение древних тектонитов и характеризуются широким и неоднократным проявлением внутриминерализационного катаклаза как доальбититового, так и постальбититового. Характерная особенность этих катаклазитов — отсутствие в них протяженных трещин, а в рудоконтролирующих разломах — брекчий и признаков существенных смещений в период рудообразования. В альбититах урановые минералы приурочены к относительно равномерно распределенным многочисленным мелким межзерновым срывам и неправильным, часто изометричным по форме участкам микродробления. Выше были приведены доказательства неотектонического, эксплозивного механизма формирования таких катаклазитов за счет высокого давления щелочных ураноносных флюидов. Структурообразующая роль гидротермальных растворов, вероятно, являлась главной причиной и рудоотложения, ибо развитие массового катаклаза неизбежно приводило к резкому падению давления (декомпрессии), дегазации флюида и, как следствие, — к разрушению уранил-карбонатного комплекса. Совершенно очевидно, что взрывные явления возможны были лишь при закрытом характере рудоподводящих разломов, т. е. при отсутствии их связи с дневной поверхностью в период рудообразования. Следовательно, период рудообразования характеризовался не только крайне незначительными подвижками по разломам, не раскрывавшими их в сторону дневной поверхности, но и обстановкой местами локального сжатия, обеспечивавшей сохранение закрытости разломов.

Метаморфизм кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, характерный для зон ураноносных разломов, происходит при давлениях, составляющих $2 \cdot 10^8$ — $5 \cdot 10^8$ Па, что соответствует глубине 6—15 км. Верхняя граница метаморфизма зеленосланцевой фации, т. е. глубина в 6 км, вероятно, и должна быть принята в качестве верхней границы формирования месторождений ураноносных альбититов. Она хорошо согласуется с отмечавшимся выше фактом наложения альбититов на массивы среднепротерозойских гранитов рапакиви (см. раздел 3.1.2.1), которые, согласно В. Т. Свириденко и другим исследователям, рассматриваются как гипабиссальные образования, формирующиеся на глубинах не менее 2,5—3,5 км. Нижняя граница предположительно может быть условно определена глубиной в 9—10 км.

По структурным условиям и глубине формирования к рассмотренным месторождениям близки также среднепротерозойские альбитит-урановые месторождения района оз. Биверлодж на Канадском щите и месторождения в натриевых метасоматитах приразломного прогиба, выполненного породами железисто-кремнистой формации. Урановое оруденение в них наложено на катаклазиты, сопровождаемые зеленосланцевым изменением, и вместе с ними унаследуют древние зоны бластомилонитов амфиболитовой фации. В натриевых метасоматитах этих месторождений оно всегда развито в цементе наложенных, постметасоматитовых катаклазитов и брекчий и, вероятно, также образовано при значительной структурообразующей роли щелочных ураноносных флюидов. Глубина его формирования, по-видимому, составляла 5—9 км.

Еще более приповерхностные (0,5—3 км) урановые месторождения областей мезозойской активизации докембрийских щитов, локализованные в крупных разломах фундамента и пространственно связанные с субвулканическими интрузивами и дайками пород щелочно-земельного состава. Минерализованные зоны этих месторождений характеризуются широким развитием среди линейных мигматитов и бластомилонитов раннепротерозойских разломов разнообразных мезозойских брекчий и жил, нередко с гребенчатой и крестификационной текстурой, указывающей на выполнение минералами открытых полостей в приповерхностных условиях.

Гидротермальная урановая минерализация в разломах имеет возраст около 140 млн. лет, а возраст линейных зон мигматизации и бластомилонитов — около 2000 млн. лет. Таким образом, для этих месторождений характерен наибольший разрыв по времени (около 1,8—1,9 млрд. лет) и глубине формирования между глубинными структурными элементами эпохи заложения этих разломов и локализованными среди них собственно ураноносными минерализованными разрывами эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации.

Несмотря на наличие участков приоткрывания, ураноносные разломы рассматриваемых месторождений в течение мезозойского периода минералообразования оставались закрытыми, т. е. не имели прямой связи с дневной поверхностью. Об этом свидетельствуют широкое развитие пирита во всех образованиях многостадийной гидротермальной деятельности, большой размах оруденения по вертикали и постепенное естественное выклинивание минерализации вблизи платформенного чехла без признаков ее массового отложения, что имело бы место в случае «подпруживания» гидротермальных растворов.

Проведенный выше анализ строения, характера деформаций, глубины формирования и возрастного положения ураноносных разрывов различных месторождений в разломах кристаллического фундамента позволяет сделать следующие выводы: 1) разломы кристаллического фундамента различных докембрийских щитов, вмещающие разновозрастные урановые месторождения, обнаруживают черты поразительного сходства по истории их формирования в раннем протерозое, выразившиеся в возникновении в них в абиссальных условиях ультраметаморфизма, дислокационного метаморфизма амфиболитовой

фации и пластических деформаций однотипных структурных элементов (зон смятия и мигматизации, жильных тел гранитоидов и пегматов, blastsмилонитовых швов; 2) собственно ураноносные разрывы в долгоживущих разломах всегда наложены на древнейшие глубинные структурные элементы и могут развиваться в абиссальных (> 10 — 12 км), гипабиссальных (3 — 10 км) и приповерхностных ($0,5$ — 3 км) условиях, формируя урановые месторождения трех указанных уровней глубинности; 3) в ходе геологического развития Земли от раннего протерозоя к мезозою для урановых месторождений зон разломов фундамента четко просматривается общая тенденция к последовательному уменьшению глубинности процессов уранового рудообразования и становления сопряженных магматических комплексов, температуры гидротермального минералообразования и к смене глубинных пластических деформаций в зонах минерализации на все более приповерхностные хрупкие.

К отдельным из рассмотренных месторождений по структурным условиям образования, по-видимому, близки и некоторые из урановых месторождений, локализованные в разломах, развитых среди глубоко-метаморфизованных пород раннепротерозойской геосинклинали Пайн-Крик (Сев. Австралия) и верхнепротерозойского Дамарского складчатого пояса (Юго-Западная Африка). В частности, зоны ураноносных брекчий и жильково-вкрапленных руд месторождения Рейнджер-1 унаследуют более древние мощные зоны расланцевания, будинажа и пегматоидных тел, отражая этап значительно более поздних и менее глубинных деформаций в истории формирования основного рудоконтролирующего разлома. Определенное сходство со структурными условиями образования редкоземельно-торий-урановых месторождений в высокотемпературных калиевых метасоматитах имеет месторождение Россинг, развитое также в зоне ультраметаморфизма в период, предшествующий возникновению хрупких деформаций в межформационном разломе, разделяющем породы систем Дамара и Носиб. Однако отсутствие в опубликованных работах детального описания структуры этих месторождений не позволяет обоснованно судить о структурных условиях их образования. В значительной степени последнее относится и к многим другим зарубежным месторождениям, кратко рассмотренным в настоящей книге.

Отличительной особенностью структурных условий образования урановых месторождений в слоистых толщах неметаморфизованных осадочных пород средней-верхнепротерозойских наложенных прогибов, а также в мощном осадочном чехле плит древних платформ, подвергшихся мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, является развитие рудообразующего процесса на фоне различных комбинаций тектонических элементов чехла и кристаллического фундамента. При этом в случае резкой анизотропии пород слоистых толщ чехла по составу и физико-механическим свойствам нередко отмечается проявление регионального стратиграфического и (или) литологического контроля оруденения. Тектонические элементы чехла осадочных пород представлены разнообразными складчатыми нарушениями (от платформенного типа до линейных изоклинальных) и многочислен-

ными разрывами межпластового и межформационного типа, а также крупными пологими надвигами и крутопадающими секущими разрывами. Последние часто являются отражением крупных скрытых разломов фундамента и обычно контролируют в чехле положение поясов интрузивов и даек и различных, в том числе урановых, рудных полей и месторождений. В некоторых случаях положение складок, разрывов и рудных месторождений контролируются в чехле такими специфическими структурами кристаллического фундамента, как гранитогнейсовые купола (Медный пояс Заира — Замбии). Во всех случаях урановое оруденение формируется в условиях широкого развития типичных приповерхностных хрупких деформаций и связано с зонами разрывов, брекчий и жил, избирательное возникновение которых в породах определенных стратиграфических горизонтов привело к проявлению литологического контроля руд. Различные сочетания и соотношение роли складчатых и крутопадающих секущих разрывов и разрывов межпластового типа в рудных полях обусловили исключительно большое разнообразие морфологических типов месторождений: от стратиформных до жильных с различными комбинациями элементов тех и других.

Весьма своеобразны и контрастны структуры месторождений, локализованных среди неметаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород в наложенных прогибах среднепротерозойского возраста. В районе Б. Медвежьего озера на Канадском щите месторождения представлены типичными жилами большой протяженности, а в районе Роксби Даунс Австралийской древней платформы — комбинацией крупных стратиформных и секущих залежей сульфидных руд месторождения Олимпик-Дам, развитых в огромном теле гранитных, осадочных и вулканогенных брекчий, выполняющих приразломный грабен. В обоих районах несомненно существование обстановки растяжения в период рудообразования, однако механизм формирования брекчий сложного состава на Олимпик-Дам, так же как и характер рудообразующего процесса, неясен и соответственно неясны и структурные условия формирования этого интересного во всех отношениях месторождения.

Особый интерес вызывает анализ структурных условий образования урановых месторождений типа несогласия. Сравнение их с месторождениями других структурных типов обнаруживает черты как сходства, так и отличий. Так, рудные залежи месторождений типа несогласия, локализованные в породах кристаллического фундамента, по приуроченности оруденения к крупным разломам, развитию урановой минерализации в зонах брекчий, катаклаза и трещиноватости, унаследующим положение тонкосланцеватых милонитов, и по текстурам руд весьма близки к урановым месторождениям, например, района оз. Биверлодж или браннеритовым связанным с мезозойскими низкотемпературными калиевыми метасоматитами. Однако в отличие от последних они имеют небольшую протяженность по вертикали и резко увеличиваются по мощности, а также по содержанию урана в рудах вблизи участка пересечения разломами фундамента субгоризонтальный тектонической поверхности несогласия, разделяющей породы

фундамента и чехла. В районе Атабаска в таких участках сосредоточены основные запасы наиболее крупных месторождений (Гартнер, Дейлмен и др.) и интенсивно проявлены изменения (серцитизация, хлоритизация, окварцевание), так и для пород чехла (главным образом глинистые минералы). Как изменения, так и урановое оруденение на многих месторождениях вдоль системы мелких трещин проникают в высокопроницаемые песчаники Атабаска, но характеризуются преимущественно невысокими содержаниями урана и других полезных компонентов. На ряде месторождений (Мидуэст-Лейк, Морис-Бей, Коллинз-Бей и др.) этот тип рудных залежей, локализованных над разломами фундамента в системах мелких крутопадающих и послонных разрывов, является главным. Он, безусловно, свидетельствует об открытом характере разломов фундамента по отношению к структурам платформенного чехла.

Подобное размещение в разрезе уранового оруденения и изменений пород может быть логично объяснено массовым рудоотложением из восходящих гидротермальных растворов, происходившим в результате резкой смены геохимической обстановки с переходом растворов из крутопадающих разломов щелевого типа, типичных для непроницаемых пород фундамента, к многочисленным мелким послонным и секущим разрывам в высокопроницаемых песчаниках Атабаска, а также смешением растворов с высокоокислородсодержащими метеорными водами, насыщающими породы чехла. С позиций этих предположений региональный контроль уранового оруденения в районе Атабаска (и, вероятно, Северной Австралии) обусловлен связью крутопадающих рудоподводящих разломов фундамента с дренирующими системами разрывов в высокопористых породах платформенного чехла и наличием между ними контрастного регионального геохимического барьера.

Поэтому к числу главнейших условий формирования урановых месторождений типа несогласия могут быть отнесены:

1) проявление приповерхностного эндогенного урановорудного гидротермального процесса в крупных разломах кристаллического фундамента в эпоху эпиплатформенной активизации;

2) наличие платформенного чехла, сложенного неметаморфизованными высокопроницаемыми обломочными породами;

3) благоприятный гидродинамический режим, обеспечивший насыщенность пород нижней части разреза высокоокислородсодержащими метеорными водами и создание контрастного геохимического барьера на границе раздела пород фундамента и чехла;

4) открытый характер разломов фундамента, связанных через систему разрывов платформенного чехла с дневной поверхностью периода рудообразования.

Вероятно, только несоблюдением второго, третьего и четвертого из перечисленных условий объясняется отмечавшееся выше постепенное естественное выклинивание в разломах фундамента мезозойского браннеритового оруденения и отсутствие его концентрации на границе с доломитами и известняками платформенного чехла.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР В ПРОВИНЦИЯХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ФАНЕРОЗОЯ

Структурная обстановка непосредственно перед и в период гидротермального рудоотложения в складчатых областях. Как показывают исследования, важное значение в структуре и локализации месторождений играют региональные структуры, возникшие до формирования уранового гидротермального оруденения и сопровождавшие его.

Для складчатых фанерозойских геосинклинальных областей всегда устанавливается длительная и сложная геологическая история развития. Здесь, обычно в пределах ураноносных срединных массивов, интрагеоантиклиналей и краевых частей геосинклинальных зон на контакте их с обрамляющей рамой выделяются блоки более стабильные, представляющие собой обломки древних платформ, вовлеченных в геосинклинальный процесс развития. В структурном плане они представляют собой антиклинории. Разделяющие их зоны явились собственно геосинклинальными прогибами. Отделяются они друг от друга глубинными разломами с большими амплитудами вертикальных перемещений. В пределах этих блоков прогибов и поднятий формировались более мелкие структуры, разделенные также зонами глубинных разломов, но с меньшей, обычно 2—3 км, вертикальной амплитудой. В орогенные этапы эти мозаично расположенные блоки интродуировались гранитоидной магмой, батолитоподобные массивы которой срезают часть глубинных разломов, а частью их ограничивают. Внедрение огромных масс гранитоидов обычно отмечается после главной фазы складчатости, инверсии геосинклинали и сдвигов ее отдельных блоков — в процессе складчатости на многие километры в плане. В этот же период обычно подновляются и возникают трансблоковые зоны глубинных разломов, которые часто сопровождаются флексурными перегибами пластов пород и характеризуются вертикальными перемещениями по отдельным швам зоны до нескольких сотен метров.

Перед урановым рудообразованием значительные части территорий провинций вовлекаются в поднятия, образуя сложно построенные и различной конфигурации своды, обрамленные плавными прогибами. На своде, вдоль глубинных разломов часто возникают изолированные или соединяющиеся приразломные линейные прогибы, проникающие далеко внутрь поднятия. На поднятии иногда существуют и изометричные пологие, достаточно обширные прогибы, которые располагаются уже между зонами глубинных разломов.

Сводовые поднятия состоят из разнородных элементов: древних поднятий и геосинклинальных прогибов, различных глубинных разломов, интрузивных массивов различного возраста и размера, орогенных вулканических построек. Оруденение располагается в различных структурах поднятия и по его обрамлению. Следовательно, оно развивается в участках, характеризующихся восходящими движениями, или в областях смены знака вертикальных движений.

Ранее В. М. Крейтер и другие исследователи отмечали, что оруденение часто приурочено к сдвигам и надвигам и, следовательно, формируется в условиях сжатия. Этот вывод касался месторождений многих

полезных ископаемых и автоматически переносился на условия формирования гидротермальных урановых руд.

Исходя из пульсационной гипотезы развития Земли, чередования периодов сжатия и растяжения, в том числе и уранового эндогенного рудообразования, можно сделать вывод, что гидротермальные месторождения урана формируются в разных геотектонических условиях. Как показано В. А. Королевым и др., на фоне этих региональных условий растяжения или сжатия возникают локальные усилия обратного знака, которые и оказывают наибольшее влияние на локализацию оруденения.

Геологические обстановки в различные периоды формирования геосинклинали принципиально отличны друг от друга. Во время заложения геосинклинали, когда возникают мио- и эвгеосинклинальные прогибы, с глубин по зонам разломов поднимаются магматические расплавы, участвующие в формировании толщ пород в эвгеосинклиналях. Вся эта обстановка явно указывает на отсутствие сжимающих усилий в это время. Кроме того, характерно, что все толщи какой-либо геосинклинали, формировавшиеся в длительный интервал времени, оказываются смятыми в единые складки. Эти интервалы, например, охватывают венд — ордовик, силур — раннекаменноугольный — позднекаменноугольный — раннемеловой и позднемеловой — олигоценый.

Основные периоды складчатости, т. е. сжатия территорий, являются очень краткими по крайней мере в фанерозое. Они отмечаются в нижнем силуре, в интервале узких временных переходов раннекаменноугольного в поздний и раннемелового в поздний, а также в палеогене — в средней части олигоцена. Такие явления, как заложение прогибов, подъем с глубин магмы, а в орогенный период и внедрение интрузивов, указывают на обстановку растяжения земной коры в это время. Наиболее типичны для условий растяжения — внедрения даек. Они используют все типы ранее возникших разрывов и отчетливо указывают, что при внедрении даек происходит расширение и раскрытие вмещающих их трещин под воздействием внедряющейся магмы, что возможно в обстановке расширения земной коры. Внедрения даек отмечаются на протяжении почти всех орогенных этапов и этапов активизации складчатых областей.

Об аналогичной региональной обстановке свидетельствует также возникновение кальдер и особенно кальдер обрушения, возникновение купольных структур различного рода.

Много внимания уделялось в свое время изучению соотношения даек с оруденением. Выявлено, что дайки сопровождают раннее гидротермальное оруденение различных металлов. Они сопутствуют возникновению пегматитов. Последние также можно рассматривать как своеобразные дайкообразные тела, характеризующие обстановку растяжения. Известны дайки, синхронные по возрасту грейзеновым образованиям. Достаточно широко проявлены они перед формированием более поздних гидротермальных руд различных металлов. Известны случаи внедрения даек и после формирования ряда ранних гидротермальных руд и руд, связанных со скарнами, но дорудных по отношению к более поздним урановым гидротермальным образованиям.

В этих случаях дайки, например, рассекают и цементируют золото-рудные жилы и жилы некоторых других металлов. Таким образом, непосредственно в предрудное время обстановки, вероятнее всего, соответствовала расширению земной коры. Об этом же, на наш взгляд, свидетельствуют предрудные пологие своды, многочисленные и широко известные грабенообразные структуры и сбросы по разломам. Они не могли бы в это время широко проявиться, если бы земная кора находилась в условиях сжатия (сокращения).

В подтверждение существования обстановки растяжения непосредственно в период уранового образования свидетельствуют, вероятно, вертикальные трубо- и линзообразные тела предрудных брекчий, по которым всегда отмечается развитие непосредственно рудной эйситизации (натриевого метасоматоза). При этом за счет гидротермальных изменений увеличивается объем альбитизированных пород, что более вероятно в условиях растяжения. О том же свидетельствует и возникновение урановых жил. Их полосчатые и крустификационные текстуры обусловлены последовательным приоткрыванием, растяжением жил в процессе рудообразования.

Необходимо отметить, что при общем растяжении отдельных блоков земной коры на фоне интенсивных вертикальных движений возникают локальные участки сжатия. Они отмечаются, например, при сбросах, на определенных участках их искривления. Обстановка предрудного сжатия локально возникает также на участках изгиба пластов около разломов со сбросовыми перемещениями в предрудное время. Однако в момент рудообразования и эти участки оказываются в условиях растяжения приоткрытыми и часто содержат рудные образования. На условия размещения и формирования урановых руд активизированных складчатых областей наибольшее влияние оказывали молодые геологические структуры, сформированные в мезо-кайнозое. Эти структуры отделены от образований нижнего структурного этажа — фундамента — более значительным перерывом во времени, чем эпигеосинклинальные орогенные образования, глубоким эрозионным срезом фундамента, крупным структурным несогласием и существенно различаются геологическим строением.

Вместе с тем мезо-кайнозойские вмещающие структуры наследуют важнейшие особенности строения фундамента, и нередко урановое оруденение локализовано непосредственно в интенсивно гранитизированных метаморфических породах нижнего структурного этажа.

Основные разломы рудных полей были заложены еще в период формирования фундамента и оказывали большое влияние на размещение позднемезозойских вмещающих пород. По характеру смещения блоков пород эти разломы являются сбросо-сдвигами. В разные периоды формирования рудных полей, в зависимости от плана деформаций, по ним преобладали горизонтальные или вертикальные движения.

В этап формирования фундамента и рудовмещающих мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных образований чередовались периоды растяжения и сжатия, при значительных временных интервалах первого. В период позднемезозойских сводово-глыбовых деформаций и формирования рудоносных вулканотектонических структур также

преобладали условия растяжения, блоки пород преимущественно проседали, внедрялись субвулканические интрузивы и поздние дайки. Урановые месторождения формировались в условиях преобладающего сжатия. Продольные и поперечные разломы — главные разрывные нарушения рудных полей — являлись в это время сбросо-сдвигами, а рудовмещающие секущие, часто субмеридиональные разломы и сопряженные с ними пологие нарушения испытывали преимущественно растяжение. Интенсивность проявления оруденения обусловлена главным образом особенностями глубинных процессов, а условия локализации определялись «внутрирудными» движениями и строением рудных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологических структурах эндогенных урановых рудных полей и месторождений рудоносных провинций различного типа запечатлена совокупность многих важнейших черт истории геологического развития этих областей. Изучение длительности и особенностей этой истории, интенсивности, характера и условий проявления геологических процессов позволило получить дополнительные данные, свидетельствующие о широком разнообразии геологических обстановок уранового рудообразования и факторов, влиявших на интенсивность его проявления. Разнообразии геологических обстановок и типов геологических структур эндогенных урановых рудных полей и месторождений определяется различием самих геотектонических типов рудоносных провинций, возраста, степени метаморфизма, состава и строения вмещающих их структурно-формационных комплексов пород, особенностей проявления тектонических деформаций и, наконец, характером рудообразующего эндогенного процесса.

В то же время основные особенности структур рудных полей и месторождений всегда отражают своеобразие развития зон глубинных разломов, игравших важную роль в осуществлении связи источников ураноносных растворов со средой рудообразования и в размещении оруденения. Различия рассмотренных типов геологических структур обязаны в основном специфике проявления тех или иных элементов зон глубинных разломов как в каждом отдельном типе рудоносных провинций, так и в слагающих их резко различных по своим характеристикам структурно-формационных комплексах пород.

В породах кристаллического фундамента докембрийских щитов структуры рудных полей и месторождений определяются различным сочетанием мощных долгоживущих тектонических швов со сложным внутренним строением, являющихся составной частью зон глубинных разломов, с внутренними элементами таких специфических структур метаморфических комплексов, как гранито-гнейсовые купола, шовные прогибы, зоны полиметаморфизма и ультраметаморфизма, участки сводово- и складчато-глыбовых дислокаций.

В наложенных средне-верхнепротерозойских прогибах докембрийских щитов, выполненных слоистыми толщами слабометаморфизо-

ванных осадочных пород, на первый план в структурах рудных полей и месторождений выступают разрывы межформационного и межпластового типов и надвиги в сочетании с секущими разрывами, часто связанными со скрытыми разломами кристаллического фундамента.

В структурах рудных полей и месторождений типа несогласия в различных соотношениях сочетаются структурные элементы, характерные для кристаллического фундамента и для слоистых толщ неметаморфизованных пород платформенного чехла, с региональной тектонической границей раздела между породами фундамента и чехла.

В фанерозойских складчатых областях по особенностям строения выделяются рудные поля и месторождения, приуроченные к древнему фундаменту, геосинклинальному комплексу и орогенным образованиям.

В структуре рудных полей и месторождений фундамента важная роль принадлежит своеобразным разрывным нарушениям гранито-гнейсовых куполов, а в геосинклинальном комплексе — складчатым структурам слабо метаморфизованных пород и интрузивам гранитов. Среди орогенных образований на условия размещения уранового оруденения большое влияние оказывают внутреннее строение разнообразных вулкано-тектонических депрессий, условия залегания и физико-механические свойства вмещающих пород, локальные особенности строения систем разрывных нарушений.

В областях мезо-кайнозойской активизации структуры зависят от типа геотектонических областей, характера вмещающей среды и особенностей проявления тектоно-магматических процессов. В пределах кристаллических щитов они определяются системами крупных омоложенных раннепротерозойских разломов кристаллического фундамента, развитыми в областях сводово-глыбовых дислокаций, а на стыке щитов и плит — трещинными зонами в массивах щелочных пород центрального типа. В породах осадочного чехла плит древних платформ важная роль принадлежит в основном сочетанию пологих разрывов межпластового типа с крутопадающими разрывами и линейными зонами складок, отражающие скрытые разломы фундамента. Особенности структур рудных полей и месторождений активизированных складчатых областей определяются преимущественно внутренним строением наложенных вулкано- и эрозионно-тектонических депрессий, вулканических куполов и кальдер проседания, которое в значительной мере обусловлено дифференцированными движениями блоков и древними разломами фундамента.

Кроме тектонических элементов авторы, в изученных ими урановых рудных полях и месторождениях, впервые выявили и обосновали важное самостоятельное значение нетектонических структурных элементов, возникших в связи с гидравлическим (эксплозивным) воздействием самих ураноносных растворов, проявлением сил гравитации и термической усадки остывающих магматических тел экзогенными процессами. К ним соответственно отнесены зоны объемного катаклаза и брекчий урановых месторождений в щелочных натриевых метасоматитах и так называемые «бескорневые» разрывы урановых месторождений в гидрослюдизитах вулкано-тектонических депрессий,

разрывы, связанные с оползневыми явлениями в зонах глубинных разломов, контракционные трещины, а также поверхности денудации. Высказано убеждение, что роль взрывного механизма формирования рудоносных разрывов на многих урановых месторождения различного типа не менее значительна, чем роль механизма деформаций, проявляющегося в связи с разрядкой тектонических нарушений.

Во всех перечисленных типах ураноносных провинций наиболее важны урановые рудные поля и месторождения чаще всего приурочены к узлам пересечения зон глубинных разломов с весьма сложным строением, которые на протяжении нескольких различных по времени геологических эпох отличались многократным и мощным проявлением эндогенных процессов и отражали наиболее проницаемые участки земной коры. Они обычно располагаются в пределах тектонических блоков, испытавших в период рудообразования относительное воздымание в условиях преобладающего растяжения.

Изучение собственно ураноносных структур приводит к выводу о направленном изменении условий их формирования в ходе геологического развития Земли от глубинных к гипабиссальным и, наконец, преимущественно приповерхностным.

Другим важным положением является вывод о ведущем значении тектоно-магматической активизации в формировании структур и эндогенного уранового оруденения в различных провинциях. В пределах древних и молодых платформ конкретные проявления эпохи эпиплатформенной тектоно-магматической активизации выражены достаточно отчетливо, ибо они наложены не только на метаморфические породы и структуры кристаллического фундамента, но также и на отложения и тектонические элементы платформенного периода развития этих областей. В результате этого в ураноносных структурах нередко совмещены тектонические элементы, возникшие в резко различных условиях и в эпохи, разделенные огромным интервалом времени — 1,5—2,0 млрд. лет.

Напротив, в областях так называемой орогенной активизации срединных массивов некоторых фанерозойских складчатых поясов тектонические элементы собственно орогенного этапа и эпохи тектоно-магматической активизации характеризуются весьма близкими временем, особенностями проявления и условиями образования, что существенно затрудняет их разделение.

Использование выявленных закономерностей может оказать существенную помощь в решении как вопросов генезиса урановых руд, так и практических задач их поисков, перспективной оценки и разведки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений*/Под ред. Ф. И. Вольфсона. М., Наука, 1968.
2. *Гидротермальные месторождения урана*/Под ред. Ф. И. Вольфсона. М., Недра, 1978.
3. *Елизирьев Ю. З., Зибродин В. Е., Чиков Б. М.* Докембрий Африки и Аравии (структурно-вещественные комплексы).— В кн.: Австралия, Африка. Докембрий континентов. Новосибирск, Наука, 1976, с. 108—196.
4. *Зягинцев Л. И., Томашевская Н. С.* Деформации горных пород и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1978.
5. *Казанский В. И., Лаверов Н. П.* Месторождения урана.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., Наука, 1974, с. 319—387.
6. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
7. *Крупеников В. А.* Гидротермальные месторождения древних платформ.— В кн.: Месторождения урана и редких металлов. М., Атомиздат, 1976, с. 24—51.
8. *Лаверов Н. П., Невский В. А., Толкунов А. Е.* Кольцевые и дуговидные разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 32—44.
9. *Лаверов Н. П., Толкунов А. Е.* Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 41—68.
10. *Лаверов Н. П., Шумилин М. В., Смилкстын А. О.* Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983.
11. *Металлогения урана континентальных блоков земной коры*/Ю. М. Шувалов, Г. В. Афанасьев, С. В. Бузовкин. Л., Недра, 1980, 256 с.
12. *Невский В. А., Лаверов Н. П., Толкунов А. Е.* Структурно-геологические особенности урановых месторождений в кальдерах проседания.— Атомная энергия, 1976, т. 40, вып. 2, с. 155—161.
13. *Невский В. А.* Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979.
14. *Невский В. А., Козлова П. С.* Древние разломы Северного Тянь-Шаня и их поисковое значение.— Геол. рудных м-ний, № 6, 1982, с. 25—38.
15. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.
16. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа — Новой Гвинеи.* М., Мир, 1980.
17. *Berning J., Coore R., Hiemstra S. A., Hofman U.* The Rossing uranium deposit. South West Africa. Econ. Geol., 1976, № 1, p. 351—368.
18. *Clark L. A. and Burrill G. H.* Unconformity — related uranium deposits, Athabasca area, Saskatchewan, and East Alligator River area, Northern Territory, Australia. Cim Bulletin, 1981, vol. 74, № 831, p. 63—71.
19. *Cuney M.* Preliminary results on the petrology and fluid inclusions of the Rossing uraniumiferous alaskites. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1980, vol. 83, № 1, p. 39—45.
20. *Gatsweiler R., Lehnert — Thiel K., Glasen D., Tan B., Voultsidis V., Strnad J. G. and Rich J.* The Key Lake Uranium — Nickel Deposits. Cim Bulletin, 1979, vol. 72, № 807, p. 73—79.
21. *Roberts D. E. and Hudson C. R. T.* The Olympic — Dam Copper-Uranium — gold Deposit, Roxby Downs, South Australia, Econ. Geol., 1983, vol. 78, № 5, p. 799—822.
22. *Tremblay L. P.* Geology of the uranium deposits related to the sub — Athabasca unconformity, Saskatchewan. Geol. Surv. of Canada, 1982, p. 81—20, 56 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Активизация 9, 29, 33, 34, 46, 47, 48, 65, 70, 78, 83, 92, 96, 145, 147, 156, 214, 215, 218, 219, 226, 227
- Альбитизация 37, 44, 45, 46, 48, 64, 71
- Бластокатаклизит 14, 29, 35, 37, 38, 39, 40, 50, 51, 52, 60, 69, 75, 148, 151, 216
- Блок тектонический 15, 227
- Бластомилонит 7, 29, 35, 37, 38, 39, 40, 41, 44, 45, 46, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 59, 60, 69, 70, 148, 150, 151, 153, 215, 216, 218
- Вулкано-плутон 17, 25, 26
- Горизонт 97, 129, 131
- Гранитизация 5, 9, 35, 47, 48, 50, 73
- Депрессии вулкано-тектонические 5, 6, 9, 25, 107, 129, 226
- угленосные 183
- эрозионно-тектонические 5, 119, 133, 173, 185, 226
- Деформация пластическая 14, 40, 43, 44, 50, 76, 92, 215, 216, 219
- хрупкая 8, 14, 40, 51, 92, 215, 216, 217, 219
- Жила рудная 2, 7, 28, 130, 220
- Залежь 8, 55, 56, 59, 61, 62, 63, 64, 69, 70, 72, 80, 83, 84, 86, 90, 220, 221
- Зона тектоническая 36
- Интрагеоантиклиналь 4, 30, 140
- Интрузив 16, 27, 96, 146, 147, 153, 155, 215, 220, 226
- Кальдера вулканическая 96, 107, 108
- Кальдеро-купольная структура 96, 107, 113, 114, 117
- Комплекс структурно-формационный 3
- Купол вулканический 114, 116
- гранитогнейсовый 5, 34, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 53, 57, 59, 82, 83, 86, 216, 220, 225, 226
- Лакколит 178, 180
- Массив срединный 9, 93, 94, 96, 126, 227
- Метасоматит 8, 34, 35, 36, 39, 40, 43, 44, 45, 48, 49, 51, 52, 54, 55, 56, 60, 62, 63, 69, 71, 72, 148, 152, 153, 154, 155
- Милонит 38, 45, 46, 51, 52, 54, 56, 83, 109, 220
- Область активизации 144, 157, 173
- геосинклиальная 92, 157
- складчатая 92, 93, 157
- Очаг периферический 159
- Разломы внутриблоковые 5
- глубинные 4, 13, 34, 35, 36, 42, 46, 47, 57, 73, 93, 94, 95, 96, 111, 215
- кальдерные 109, 111, 160
- кольцевые 12, 16, 109, 113, 205
- краевые 4, 15, 100, 137
- межблоковые 5, 34, 66, 160
- пологие 175, 200
- рудовмещающие 163, 164, 166, 188
- рудоподводящие 163
- Растворы гидротермальные 33, 41, 63, 64, 65, 155, 217, 218, 221
- Складки брахиформные 12, 16
- диапировые 10, 11
- поперечные 11
- продольные 10, 28
- Структуры вулкано-тектонические 5, 177
- вулкано-купольные 25, 173, 178
- геологические 144, 225
- локальные 16
- региональные 16, 140
- Тело рудное 12, 45, 59, 69, 83, 84, 85, 102, 103, 129, 131, 136, 152
- Трещины гравитационные 24
- контракционные 20, 23, 227
- тектонические 12, 17, 18, 20, 21
- Узел тектонический 53, 55, 60, 84, 94, 103
- Ультраметаморфизм 34, 35, 38, 40, 42, 43, 48, 49, 50, 57, 59, 61, 67, 73, 76, 92, 147, 150, 215, 218, 219, 225
- Фация амфиболитовая 35, 36, 38, 40, 41, 42, 43, 49, 50, 62, 66, 73, 145, 148, 150, 151, 215, 218, 219
- зеленосланцевая 37, 42, 44, 49, 51, 52, 57, 59, 60, 66, 139, 150
- Шов тектонический 45, 150, 153
- Эйситизация 207, 224

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Вопросы формирования структур урановых рудных полей и месторождений	4
Основные типы рудоносных геотектонических элементов континентальной земной коры. <i>А. Е. Толкунов, Л. В. Хорошилов</i>	4
Главные этапы формирования структур рудных полей и месторождений. <i>В. А. Невский</i>	7
Глава 2. Характерные структурные элементы ураноносных рудных полей и месторождений	10
Складчатые формы, их типы и строение. <i>В. А. Невский, Е. П. Союшкин</i>	10
Разрывные нарушения. <i>В. А. Невский, Е. П. Союшкин</i>	12
Вулканические сооружения. <i>В. А. Невский, А. Е. Толкунов</i>	24
Интрузивные массивы. <i>Б. П. Власов, В. А. Невский</i>	27
Тектоника метаморфических толщ. <i>В. А. Невский</i>	28
Нетектонические структуры. <i>Л. В. Хорошилов, Е. П. Союшкин</i>	29
Глава 3. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений в областях докембрийской активизации древних платформ. <i>В. А. Крупенников</i>	33
Структуры рудных полей и месторождений в метаморфических комплексах кристаллического фундамента древних платформ	33
Рудные поля и месторождения в активизированных древнейших ядрах и эпипархейских платформах	34
Рудные поля и месторождения в региональных поясах аглит-пегматоидных жил зон ультраметаморфизма	34
Рудные поля и месторождения в зонах крупных омоложенных разломов фундамента	43
Рудные поля и месторождения в активизированных интракратонных раннепротерозойских складчатых поясах и прогибах	46
Рудные поля и месторождения в широких приразломных прогибах с продольными линейными полями ультраметаморфизма и гранитогнейсовыми куполами	47
Рудные поля и месторождения в зонах краевых разломов гранитогнейсовых куполов	50
Урановые рудные поля и месторождения в зонах внутренних разломов гранитогнейсовых куполов	57
Рудные поля и месторождения в узких раннепротерозойских шовных прогибах, выполненных породами железисто-кремнистой формации	66
Структуры рудных полей и месторождений в слоистых толщах наложенных средне-верхнепротерозойских прогибов и поясов	73
Рудные поля и месторождения в зонах ультраметаморфизма складчатых поясов	73
Рудные поля и месторождения в складчатых поясах, сложенных слабо метаморфизованными осадочными породами	76
Рудные поля и месторождения в прогибах, выполненных слабо метаморфизованными и неметаморфизованными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами	77
Субстратиформные месторождения среди слоистых толщ неметаморфизованных обломочных пород и вулканитов в приразломных грабеноподобных прогибах	78
Структуры рудных полей и месторождений в региональных зонах несогласия, разделяющих породы кристаллического фундамента и пологозалегающего платформенного чехла	81
Структуры рудных полей и месторождений типа несогласия Северной Австралии	82

Структуры рудных полей и месторождений поверхностей несогласия района Атабаска на Канадском щите	87
Глава 4. Геологическое строение урановых рудных полей и месторождений складчатых областей	92
Провинции срединных массивов и геовентиклинальных зон	93
Группировка рудных полей и месторождений. <i>Л. В. Хорошилов</i>	93
Рудные поля и месторождения на предрудных поднятиях	97
Рудные поля и месторождения в доорогенных породах <i>Б. П. Власов, А. А. Горшков, О. В. Жаркова, Ю. Ф. Малых, Б. А. Масыгутов</i>	97
Месторождения, приуроченные к гранитам орогенного этапа <i>Л. В. Хорошилов, Ю. Ф. Малых</i>	103
Рудные поля и месторождения в вулканогенных структурах орогенного этапа развития <i>А. Е. Толкунов</i>	107
Рудные поля и месторождения в приразломных прогибах поднятий, осложняющих свод <i>Б. А. Масыгутов, Е. П. Солюшкин, Л. В. Хорошилов</i>	119
Рудные поля и месторождения в обрамлении предрудных поднятий <i>В. В. Белов, Б. П. Власов, Л. В. Хорошилов</i>	125
Провинции на стыках геосинклиналей с платформами. <i>Э. П. Плотников, Л. В. Хорошилов</i>	139
Глава 5. Геологические структуры рудных полей и месторождений в областях мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации	144
Рудные поля и месторождения в областях мезозойской активизации древних платформ. <i>В. А. Крупенников</i>	145
Рудные поля и месторождения активизированных докембрийских щитов	
Рудные поля и месторождения в крупных разломах фундамента областей сводово-глыбовых дислокаций и проявления щелочного магматизма краевой части докембрийских щитов	145
Рудные поля и месторождения в молодых массивах щелочных пород, локализованных на стыке щитов и плит древних платформ	155
Рудные поля и месторождения в платформенном чехле плит древних платформ	156
Структуры рудных полей и месторождений активизированных складчатых областей	157
Рудные поля и месторождения в кальдерах проседания <i>В. Е. Вишняков</i>	157
Рудные поля и месторождения в вулкано-купольных структурах. <i>А. Е. Толкунов</i>	173
Рудные поля и месторождения в вулкано-тектонических депрессиях. <i>А. Е. Толкунов</i>	181
Рудные поля и месторождения в эрозивно-тектонических депрессиях. <i>В. Е. Вишняков</i>	191
Рудные поля и месторождения в угленосных впадинах. <i>В. Е. Вишняков</i>	197
Глава 6. Структура урановых рудных тел	201
Общие сведения о структурных элементах рудных тел. <i>А. Е. Толкунов, Л. В. Хорошилов</i>	202
Жильные рудные тела. <i>Б. П. Власов</i>	208
Прожидково-вкрапленные рудные тела. <i>Б. П. Власов</i>	209
Вкрапленные рудные тела. <i>А. А. Горшков</i>	212
Глава 7. Условия формирования рудоносных структур	214
Структурные условия уранового рудообразования в пределах древних платформ. <i>В. А. Крупенников</i>	214
Условия формирования структур в провинциях складчатых областей фанерозоя. <i>Л. В. Хорошилов, А. Е. Толкунов</i>	222
	225
Заключение	228
Список литературы	229
Предметный указатель	229

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ УРАНОВЫХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Вячеслав Александрович Крупеников,
Александр Егорович Толкунов,
Леонид Васильевич Хорошилов и др.**

**Редактор издательства Л. С. Цапина
Переплет художника А. С. Андреева
Художественный редактор Г. Н. Юрчевская
Технические редакторы Т. С. Старых, О. А. Колотвина
Корректор В. В. Старенькая**

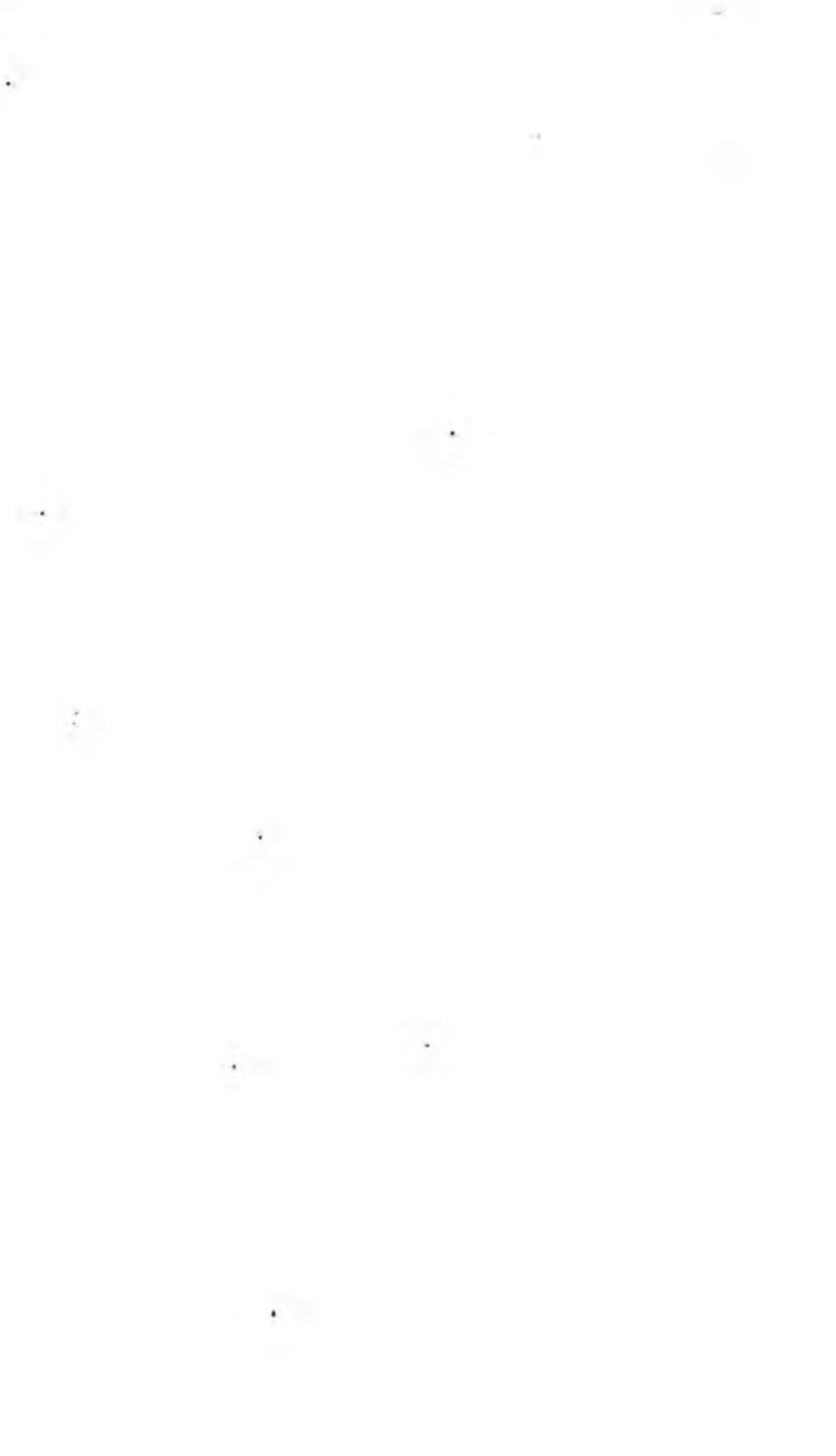
ИБ № 5373

**Сдано на фотонабор 03.09.85. Подписано в печать 29.04.86. Т-10827. Формат 60 x 90¹/₁₆.
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Тип Таймс. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 14,5. Усл. кр.-отт.
14,88. Уч.-изд. л. 17,40. Тираж 1370 экз. Заказ 728/9301—4. Цена 2 р. 80 к.**

**Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, Третьяковский проезд, 1/19**

Набрано в Ленинградской типографии № 2 головного предприятия ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли, 198052, г. Ленинград, Л52, Измайловский проспект, 29.

Отпечатано с диапозитивов в Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО «Первой Образцовой типографии» имени А. А. Жданова Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли, 113054, Москва, Валовая, 28.



2 р. 80 к.

НЕДРА