

В.И.Старостин, П.А.Игнатов

Геология полезных ископаемых

Рекомендовано Министерством общего и профессионального образования Российской Федерации в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых»



Московский государственный университет

1997

ББК 26.325

С 77

УДК 553.2

Рецензенты:

кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки
(Российский университет дружбы народов);
доктор геолого-минералогических наук В.А.Арсеньев

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Федеральная программа книгоиздания России

Старостин В.И., Игнатов П.А.

С 77 Геология полезных ископаемых: учебник.— М.: Изд-во МГУ, 1997. — 304 с.

ISBN 5-211-03498-8

В учебнике рассмотрены условия формирования месторождений полезных ископаемых в процессе развития земной коры. Используются новейшие достижения в области геологии, геохимии, экспериментальные и расчетные физико-химические данные, относящиеся к генезису месторождений. Дана характеристика основных генетических подразделений полезных ископаемых.

Для студентов геологов; может быть использован специалистами, занимающимися геологией металлических и неметаллических месторождений.

ББК 26.325

ISBN 5-211-03498-8

© Старостин В.И., Игнатов П.А., 1997

Предисловие

В учебнике рассмотрены общие условия формирования месторождений полезных ископаемых в процессах развития земной коры. Используются новейшие достижения в области геологии, геохимии, экспериментальные и расчетные физико-химические данные, относящиеся к генезису месторождений. Дана характеристика основных генетических подразделений полезных ископаемых: серий, классов и групп. Описаны магматические, карбонатитовые, пегматитовые, альбититовые, грейзеновые, скарновые, гидротермальные, выветривания, осадочные и метаморфогенные месторождения.

По сравнению с учебником В.И.Смирнова «Геология полезных ископаемых» (М., Недра, 1989), в данном новом учебнике существенно усовершенствована генетическая классификация месторождений полезных ископаемых; впервые общие условия возникновения, эволюции и размещения месторождений рассмотрены с позиции как геосинклинальной, так и плейттектонической концепций; в учебник внесены новые главы, посвященные стратиформным месторождениям и геодинамической систематике геологических рудоносных структур; в свете современных понятий коренным образом переработаны представления о магматических (прежде всего ликвационных) и гидротермальных (порфировая группа) месторождениях; большее внимание уделено экзогенным процессам выветривания и ассоциирующим с ними месторождениям полезных ископаемых.

Учебник предназначен для студентов геологических специальностей вузов, может быть использован геологами научных и производственных организаций, занимающихся геологией металлических и неметаллических месторождений полезных ископаемых.

Введение

Курс лекций «Геология полезных ископаемых» впервые в нашей стране был разработан и читался академиком В.И.Смирновым на геологическом факультете МГУ им. М.В.Ломоносова в течение 35 лет с 1953 г. и до конца его жизни в 1988 г. На основе этого курса было выпущено четыре издания (1965, 1969, 1976 и 1982) фундаментального труда «Геология полезных ископаемых», имеющего большое научное значение и служившего важнейшим учебным пособием для студентов и аспирантов геологических специальностей вузов. В 1989 г. был издан учебник под таким же названием.

В предлагаемой новой книге сохранена структура и по мере возможности стиль изложения материала, предложенные В.И.Смирновым.

Вторая половина XX в. характеризуется лавинообразным развитием науки и производства. Не осталась в стороне и сфера горнорудного производства. В данном учебнике мы попытались продолжить тенденцию наших предшественников — учителей и коллег излагать сложные процессы формирования месторождений в простой и краткой форме. Значительный прогресс в учении о месторождениях полезных ископаемых в течение последней четверти XX в. был достигнут в области региональных геологических закономерностей распределения рудных объектов и в оценке структурных, минералого-геохимических условий формирования месторождений. На эти аспекты в учебнике обращено повышенное внимание.

Термин *руда* — древнерусское название крови. Таким образом, для наших предков рудокопов руда — это кровь земли. С незапамятных времен полезные ископаемые добывали в горах, поскольку здесь рудные тела часто выходят на поверхность и доступны для разработки. Так возникла сфера промышленной деятельности — горнорудное производство — название, используемое во всем мире применительно к любым видам работ по поискам, разведке, извлечению и переработке полезных ископаемых, где бы они ни производились — в горах, на равнинах или в глубинах морей и океанов.

С момента появления человека на нашей планете важнейшими элементами среды его обитания были климат, ландшафт, растительный и животный мир и полезные ископаемые. Особенно велика роль полезных ископаемых, существенно влиявших на образ жизни не только человека, но и определявших многие важные особенности растительности и животного мира. Полезные ископаемые обеспечивали человека материалами для создания жилищ, предметов и орудий быта; определяли развитие ремесел, сельского хозяйства и военной техники; удовлетворяли эстетические и культурные потребности. Как будет показано дальше, именно вовлечение различных видов минеральных веществ в хозяйственную сферу определяло и общую эволюцию человеческой цивилизации.

К твердым полезным ископаемым относятся металлические и неметаллические минеральные образования, обычно называемые рудами, материалами, сырьем или камнями, которые либо непосредственно применяются в производстве, либо из них извлекаются элементы или минералы для хозяйственного использования.

Руды неравномерно распределены как по поверхности, так и на глубину. Отдельные участки, где имеется столько рудного вещества, что экономически выгодно организовать производство по его добыче, называют месторождениями.

Существует общепризнанный перечень требований, его называют промышленными кондициями, которым должно удовлетворять найденное геологами минеральное сырье прежде, чем оно будет признано месторождением. Этот перечень включает максимальное количество руды и содержаний в ней полезных компонентов, а также минимальную концентрацию вредных примесей. Требования для одного и того же вида полезных ископаемых изменяются для различных регионов. В районах действующих рудников, где имеются промышленные предприятия, большое население, густая сеть железных и автомобильных дорог, разработка месторождений стоит дешевле и требования к сырью будут значительно более низкими, чем для вновь открытых месторождений в удаленных труднодоступных необжитых областях, например в Центральной Сибири, в Гималаях, на Аляске и на других подобных территориях.

Так, в старых горнорудных районах вполне выгодно разрабатывать мелкие месторождения золота с содержанием его всего 1—2 г/т и массой первые сотни килограммов. Для необжитых территорий эти условия совершенно неприемлемы. Для них нужны объекты, в которых находится много тонн золота в рудах с концентрацией Au более 10 г/т.

**Примерные минимальные промышленные кондиции
для коренных рудных месторождений**

Металлы	Типичные представители	Минимальные запасы, т	Минимальное содержание металла, %
Черные	Железо, марганец	Сотни тысяч	20—25
Цветные	Медь, свинец, цинк, никель	Тысячи — десятки тысяч	0,4—1
Редкие	Вольфрам, молибден, олово, ртуть	Десятки — сотни	0,1—0,2
Радиоактивные	Уран, торий	То же	0,05—0,1
Благородные	Золото, платина	Килограммы	0,0005

Таблица 2

**Объем горной породы, содержащей рассеянный металл в количестве,
равном запасам месторождений мира (по В.И. Смирнову)**

Металл	Кларк	Количество металла, тыс. тонн	Мировые запасы металла, тыс. тонн	Объем горной породы (в км ³ содержащей соответствующее количество металла)
Ванадий	0,02	500	50	0,1
Олово	0,008	200	5300	26,5
Никель	0,02	500	20000	40
Молибден	0,001	25	5000	200
Уран	0,0004	10	2000	200
Цинк	0,02	500	100000	200
Медь	0,01	250	200000	800
Свинец	0,0016	40	60000	1500

Таблица 3

Соотношение рудных месторождений различной крупности (по А.Соловову)

Месторождения	Относительное соотношение	Соотношение, %	Запасы, %
Крупные	1	0,25	46
Средние	7	1,75	32
Мелкие	49	12,25	22
Рудопроявления	343	85,75	-

Развитие цивилизации сопровождалось неуклонным ростом потребления полезных ископаемых и постоянным вовлечением в хозяйственный оборот все новых и новых его видов. Потребность во все возрастающих количествах многих металлов (меди, свинца, олова, золота, серебра и др.) привела к тому, что со временем стали разрабатывать месторождения с более бедными рудами с низкими содержаниями этих элементов, но обладающих большими массами руд (запасами).

В таблице 1 приведены ориентировочные данные о современных минимальных запасах и содержаниях полезных элементов в рудах для наиболее распространенных типов месторождений. Из этой таблицы следует, что промышленные месторождения являются аномальными концентрациями ценных элементов в породах, в десятки и сотни раз превосходящие их кларковые содержания. Простейшие расчеты показывают (табл. 2, 3), что основная масса металлов находится в земной коре в рассеянном состоянии.

Невозможно переоценить роль полезных ископаемых в становлении цивилизации. Американский этнолог Генри Люис Морган писал, что с того момента, когда варвар научился получать и применять металл, именно тогда девять десятых борьбы за цивилизацию было выиграно. Использование металла стимулировало развитие земледелия, строительства, ремесел, военного дела и культуры; способствовало бурному социальному прогрессу. Не случайно первые государства на земле возникли в эпоху раннего металла.

Выдающийся русский историк, географ и этнолог Л.Н.Гумилев пришел к выводу о неразрывной связи истории людей и истории природы, понимая под этим роль климата, ландшафта и природных ресурсов в создании устойчивых, естественно формирующихся коллективов людей, так называемых этносов.

В истории горнорудного производства, как и в истории цивилизации, можно условно выделить четыре основных периода: древнейший (до X в. до н.э.); древний (до I в.н.э.); средневековый (до XVIII в.); и новый, в котором мы и сейчас живем.

Древнейший период уходит своими корнями непосредственно к истокам зарождения человечества. Это исключительно длительный отрезок истории, когда человек только делал первые робкие шаги в познании и освоении окружающего мира. По некоторым оценкам период длился несколько сотен тысяч лет, в течение которых человеческое общество претерпело два этапа своего развития, получивших название каменный и бронзовый века. Обратите внимание, даже в периодизации заложена идея об определяющей роли полезных ископаемых.

Каменный век наиболее продолжительный. На его долю приходится более 99% всей истории человечества — от первых сведений о древнейших племенах (800 тыс. лет до н. э.) до появления в обиходе людей предметов из меди (8—4 тысячелетия до н.э.). Каменный век неоднороден и, в свою очередь, разделяется на три части: самую древнюю — палеолит; среднюю — мезолит; и позднюю — неолит.

Палеолит продолжался до 10-го тысячелетия до н.э. Жизнь древнейшего человека была совершенно неотделима от окружающей природы. На этой примитивной ступени он использовал твердые породы — кремень, кварцит, обсидиан, изготавливая из них ножи и скребки. Природный камень только оббивался до нужных форм, но не шлифовался. Для жилищ использовались пещеры. Ранний обитатель Земли жил стадным образом в теплых краях, промышляя охотой на мелких зверей, птиц и пресмыкающихся, и собирал съедобные растения.

В *мезолите* (10—6-е тысячелетие до н.э.) образ жизни первобытного человека существенно изменился. На смену неандертальцу пришел человек современного вида. Стадо сменилось родовой общиной, резко улучшилась техника обработки камня, появилось искусство. Создаются новые виды каменных орудий — микролиты — заостренные каменные пластинки, используемые в качестве режущих элементов в ножах и для наконечников стрел и копий.

Человек начинает строить жилища из камня и дерева. В пещерах появляется наскальная живопись. В речных песках собираются золотые самородки для украшений.

Неолит (6—4-е тысячелетие до н.э.) отмечен тщательной шлифовкой и даже полировкой каменных изделий, широким развитием керамического производства, обустройством первобытных стоянок, изготовлением простых украшений из золота, камней и керамики.

Бронзовый век (4—1-е тысячелетие до н.э.) начинался с использования человеком самородной меди, которую он находил в зонах окисления сульфидных месторождений. Медь легко ковалась и из нее изготавливались разнообразные предметы быта — чаши, украшения и ритуальные изделия. Но она очень мягкая и не годна для сельскохозяйственных орудий и оружия. Новым этапом в эволюции общества явилось открытие сплавов меди с оловом, свинцом, сурьмой и серебром, которые стали называть бронзой; в отличие от чистой меди они были прочными, но также, как и медь, ковкими.

Очаги цивилизации концентрировались не только в благоприятных ландшафтно-климатических зонах земли, но и вблизи источников получения важных для развития общества минеральных ресурсов. Ранняя история человечества тесно связана с наиболее распространенными и легко доступными видами полезных ископаемых. Естественно, что самым первым из них был твердый камень. Почти в это же время древние люди стали использовать для украшений и ритуальных предметов золото и драгоцен-

ные цветные камни (изумруды, горный хрусталь и др.). Их находили в песках и галечниках в речных долинах. Известно, что все реки Европы, Латинской Америки, Африки и Азии в течение многих тысячелетий были золотоносными. Многие из них истощились только в средние века.

Так что камень в форме остроугольного щебня и округлой гальки, а также золото в виде самородков и песка часто встречались в долинах крупных рек.

Два других вида полезных ископаемых — медь и железо — также были легко доступны древним людям. Прежде всего на поверхности в зонах окисления всегда встречалась химически чистая медь, а в болотах и озерах широко распространены окислы железа, состоящие из округлых шариков и называемые поэтому бобовые руды.

Медь слишком мягкий металл. Ее сначала ковали, а потом в небольших ямах с применением древесного угля плавил. Случайно, когда в медной руде оказалась значительная примесь олова, древние металлурги выплавляли бронзу. Затем уже стали сознательно добавлять к меди другие элементы и получать прочный и легко поддающийся обработке материал. Бронза была дорогим металлом. Она использовалась преимущественно для изготовления оружия, орудий труда, украшений и др. Возникли центры меднорудной деятельности, совпадающие с центрами создававшихся в это время первых крупных государств (бассейн Эгейского моря, Малая Азия, среднее течение р. Янцзы в Китае и др.).

Особенно бурное развитие цивилизации в бронзовый век началось в странах Средиземноморья — Греции, Риме и Египте. Наиболее дефицитным сырьем было олово. Известно, что его добывали в Греции в Хризейской долине (город Дельфы). Часть олова поступала с Апеннинского полуострова и даже из Англии (район Корнуэлла). С медью проблем было меньше. Она добывалась во всех странах Северного Средиземноморья. Золото промывали из песков большинства рек и добывали из кварцевых жил в горах юго-восточной Греции и в Кантаберийских горах на северо-западе Испании.

Древний период (X в. до н.э. — I в. н.э.) знаменуется коренным переломом в укладе жизни. Активно развивается рабовладельческое общество, возникают первые республики, сначала в Греции, а затем и в Риме. Замена в основной структуре хозяйственного производства дорогой бронзы дешевым железом резко повысило его эффективность.

Особенно активно развивалось сельское хозяйство, в хозяйственный оборот были вовлечены обширные земельные угодья. В

результате отмечен резкий скачок в увеличении народонаселения, приходившийся на период IX—VIII в. до н.э., возросла продолжительность жизни. Началась интенсивная колонизация примыкающих к Греции народов. Экспансия в основном развивалась в двух направлениях: западном (Италия, Сицилия, Южная Франция, Испания) и северо-восточном (север Эгейского моря и весь бассейн Черного моря). Этому способствовало создание пентеконтеры — 50-весельного мощного корабля, оснащенного железным снаряжением (пики, стрелы, багры, крюки, секиры, мечи, кольчуги и др.).

Началась эпоха, когда царским металлом стало железо. Кто мог снабдить своих воинов железным оружием, тот и побеждал. При царском дворе создаются специальные кузницы по изготовлению оружия. Целые народы и многие племена специализируются в горнорудном и металлургическом ремесле. В Малой Азии таким народом были жившие на южном побережье Черного моря халибы.

В Европе освоение железорудных месторождений, выплавку металла и изготовление оружия и предметов быта связывают с племенами кельтов (так называемая латенская культура). Кельты угрожали даже римлянам. В 390 г. до н.э. они разгромили сорокатысячную римскую армию в 40 км севернее Рима, взяли и разграбили город.

Кельты добывали оксидные руды, главным образом гематит и лимонит. Свои укрепленные поселения они располагали вблизи месторождений. Само плавильное производство представляло собой округлое, почти в человеческий рост пустотелое сооружение, с отверстиями вверху и внизу. На дно этого сооружения помещался древесный уголь, а выше — многослойное чередование угля и руды. Затем все это поджигалось, а через нижнее отверстие с помощью обычных ножных мехов задувался воздух. После выгорания угля и плавления руды в печи оставался кусок металла, пронизанный шлаком (смесь породы с золой), который называли крицем, размером с большой арбуз, который кузнец молотом оббивал, удаляя шлак и придавал выплавленному железу форму будущего изделия.

Экспансия Греции преследовала цель прежде всего получения золота и серебра, олова, меди и железа, а также продовольствия и рабов. Походы на восток за золотым руном сопровождались освоением Черноморского бассейна, созданием укрепленных поселений (типа Херсонеса), организаций добычи золота из речных песков бассейна р. Рион и железных руд Керченского полуострова.

Введение в хозяйственный оборот железных изделий, активное совершенствование технологии получения бронзы, обилие золота и серебра ускорило социальное, политическое и культурное развитие человеческого общества. Создаются мощные центры мировой цивилизации. Наиболее грандиозным по масштабам и последствиям с началом железного века стал формироваться Западно-Европейский центр. В течение I тысячелетия до н.э. здесь возникали, расцветали и рушились десятки эфемерных государств. На их базе выкристаллизовалась одна из высочайших культур человечества — античная.

В рамках античной культуры развивались и основы естествознания, в том числе и зачатки учения о полезных ископаемых. Первые сведения о минеральных богатствах мы находим в поэмах Гомера и Лукреция и в трудах Аристотеля, Теофраста, Плиния Старшего и др. В них приведены достаточно объективные эмпирические сведения более чем о 670 минеральных веществ. Среди представлений о происхождении мира, в том числе и минерального, преобладали два направления. Одно придавало определяющее значение воде, как создающему и преобразующему мир началу (философ Фалес), а другое — особой субстанции, космическому огню, заполняющему весь мир (философ Гераклит, Анаксагор).

Именно от древнегреческих философов ведут начало обе генеральные линии в развитии наук о Земле, борьба которых и предопределила успехи в создании научной картины мира. По имени бога морей Нептуна первое направление получило название “нептунизм”, а в честь бога подземного огня Плутона второе направление стали называть “плутонизмом”.

В античную эпоху одной из важнейших предпосылок для расцвета возникающих государств было наличие на их территории месторождений полезных ископаемых. В связи с этим за обладание минеральными ресурсами велись постоянные локальные войны. Так, Б.М.Ребрик (1984 г.) отмечает некоторые из этих войн: “...афиняне длительное время вели борьбу с фасосцами за фракийские золотые рудники, лакедемоняне с афинянами — за обладание лаврийскими серебряными разработками, македоняне с греками — за фракийские золотоносные прииски, римляне с карфагенянами — за богатые иберийские месторождения серебра, золота, меди; македонский царь Филипп с пергамским царем Атталом — за пергамские прииски”.

Бурно развивавшееся в государствах Средиземноморья горное дело требовало все возрастающих количеств древесного угля. В связи с этим в районах разработки медных, железных, оловянных и свинцовых месторождений интенсивно вырубались леса и

после их исчезновения рудный промысел прекращался. Подобная ситуация регулярно складывалась на медных рудниках о. Кипр, где примерно дважды в каждом столетии полностью уничтожался лес, жизнь замирала, ремесленники и горняки разъезжались по другим странам и возвращались только после того, как леса снова восстанавливались. На о. Эльба леса быстро были сведены и железную руду возили для выплавки металла в Италию.

Яркие, устойчивые и разнообразные краски, которые сохранились во фресках, декоративных предметах быта античного мира имели природную минеральную основу. Из них главным компонентом яркой красной краски был сульфид ртути — киноварь. В качестве добавок использовался обыкновенный мел и окислы железа. Синие краски изготавливали из минерала лазурита, зеленую — из малахита, желтую — из смеси яркого кирпично-красного свинцового сурика с лимонно-желтой висмутовой охрой, белую — из самых разнообразных компонентов, мела, гипса, извести, белой глины, свинцовых белил. Все многообразие оттенков, тонов и полутонов получали, смешивая в различной пропорции основные ингредиенты минеральных красок.

Завершая рассмотрение железного века и в целом древнего периода в истории горнорудного производства, можно отметить, что к началу новой эры человечество освоило получение золота, серебра, меди, бронзы, свинца, железа; знало и пользовалось широким набором цветных драгоценных и полудрагоценных камней (агатами, топазами, горным хрусталем, бирюзой, малахитом и многими другими).

Средневековый период охватывает промежуток времени, в течение которого были заложены основы рудной геологии и создана горнорудная промышленность. Он отчетливо разделяется на три этапа: раннее средневековье (I—XV века), эпоха Возрождения (XV—середина XVIII в.) и позднее средневековье (середина XVIII—середина XIX в.).

Раннее средневековье характеризуется спадом в темпах эволюции общества, застоєм в развитии горнорудной деятельности. В течение почти 150 лет не было кардинально новых изобретений; масштабы разработки известных месторождений существенно не менялись. Отмечается только некоторый прирост продукции горного дела за счет вовлечения в производство новых рудных объектов на севере в Скандинавии, на Кавказе, в Средней Азии и на Урале.

Как мы уже отмечали, в древний период и почти в течение всего раннего средневековья использовалась одностадийная пря-

мая технология получения из руды железа, так называемой крицы. Следующим крупным шагом в развитии материального производства, приходившемся на XIV—XV в., явилось получение литейного чугуна, литейной бронзы. При последующем переплавлении чугуна в присутствии воздуха стали производить сталь. Все эти новшества способствовали замене каменных ядер на чугунные, изготовлению литейных пушек и массы литых изделий для быта. В арсеналах английского короля Генриха VIII в Тауэре находилось 64 бронзовых и 351 чугунных пушек, а также другого вооружения, достаточного для оснащения огромной по тем временам армии из 44500 человек.

Границы древнего и средневекового периодов существенно различаются для крупнейших региональных центров мировой цивилизации. В Китае в Гуаньчжунской долине — одной из колыбелей китайской нации, а также в провинции Хубей начало средневековья несколько смещается в первые века н.э. Обнаруженные остатки древних рудников Тонглишон, разрабатывавшиеся протяженный период XI в. до н.э. — II в.н.э., указывают на высокую для древних рудокопов технику геологоразведочных работ. Они создали систему откачки подземных вод и углублялись горными выработками до глубины 60 м.

Отсутствие в заметных количествах железных предметов быта и производства, а также преобладание оружия, изготовленного из бронзы, указывают на то, что железный век здесь существенно совпал с ранним средневековьем и приходится на начало нашей эры.

Эпоха Возрождения, приходящаяся на середину XIV — середину XVIII в. характерна для Западно-Европейского центра цивилизации. С ней связан очередной интеллектуальный всплеск. Создаются новые и расширяются старые города, возникают известные архитектурные стили — ренессанс и барокко, мощное развитие получает кузница Европы в Рудных горах (Саксонские Альпы), снабжавшая все страны этого региона таким сырьем как серебро, свинец, олово, железо, медь и разнообразные краски. Появляются первые научные идеи о рудообразовании. С эпохой Возрождения связана деятельность крупнейшего геолога-рудника, создателя учения о рудных месторождениях и металлургии Георгия Бауэра (Агриколы) (1494—1555 г.). Врач по образованию, он обучался в университетах Лейпцига (в Саксонии) и Болоньи (в Италии), а начиная с 1526 г. и до конца жизни работал в Иохимстале и Хемнице (Рудные горы) городским врачом. Георгий Бауэр увлекался изучением геологии, минералогии и металлургии месторождений серебра, свинца, олова и меди и создал серию классических фундаментальных произведений в этой об-

ласти. Наиболее знаменитой среди них является работа «О горном деле и металлургии» в 12-ти книгах, изданная после его смерти. В течение нескольких столетий она служила основным энциклопедическим справочником по горнорудному делу для многих поколений геологов и горняков. В своих трудах Г.Бауэр объяснял образование рудных тел процессом загустения циркулировавших по трещинам горячих насыщенных металлами растворов — соков земли.

Другим крупным ученым этого времени был великий французский философ и математик Рене Декарт (1596—1650 гг.). Он считал, что Земля — это остывшая звезда с раскаленным ядром. В результате вихревого движения материальных частиц рудные минералы извлекаются из ядра и отлагаются в трещинах остывших пород вблизи поверхности.

Особых проблем с поисками новых месторождений средневековые горняки не имели. В горах, в узких каньонах рек рудные тела обнажались на поверхности и были легко доступны для разработки. Трудности и сложности возникнут позже, когда доступные месторождения будут отработаны, а для обнаружения новых нужны будут специальные знания. В таких исключительно благоприятных условиях и формировался один из крупнейших в мире — горнорудный центр в Рудных горах. Здесь имелись обильные, выходящие на поверхность жильные месторождения серебра, свинца, олова и железа. Горы покрывали дремучие леса и прорезали многочисленные быстротекущие реки и ручьи. Все это способствовало созданию богатых горняцких городов. Недаром саксонские курфюрсты были одними из самых влиятельных князей Римской империи. Первоначально славу этому району принесло фрайбергское серебро, из которого изготавливали монеты — иохимталеры или просто талеры. Эти деньги быстро распространились по разным странам мира. В Америке талер был переименован в доллар, а России его называли от немецкого иохим просто ефимок. Позже у нас, чтобы сделать монеты более удобными для расчетов, их рубили на части зубилом, а новую денежную единицу называли рублем.

В России эпоха европейского Возрождения выразилась в общем подъеме материальной культуры и накоплении эмпирических сведений о минеральных сокровищах недр. Наиболее значительные события происходили во время царствования Петра I (1672—1725 гг.) и последующей деятельности первого русского ученого-энциклопедиста М.В.Ломоносова (1711—1765 гг.).

Как мы уже отмечали ранее, становление любого государства органически связано с освоением минеральных ресурсов. Это полностью относится и к активно формировавшейся Российской

империи. На ее обширных пространствах во все возрастающих количествах добывались строительные материалы (главным образом известняки Подмосковья), каменные жернова для водяных и ветряных мельниц и соли (Урал, бассейн Камы и Двины), сера (низовья Волги), слюды для окон (их и называли мусковитами по имени Москвы) (Карелия). Повсеместно на Русской равнине разрабатывались болотные, озерные осадочные лимонитовые и сидеритовые железные руды. В горных областях (на Кавказе, Алтае, Саянах) добывали золото, серебро, медь, свинец, олово, сурьму и ртуть.

О масштабах этих работ можно судить по упоминаниям в летописях и оброчных книгах. Начиная с правления Ивана Грозного, развивалась система контролируемого государством горно-рудного производства. Этим процессом сначала руководил Приказ каменных дел (1584 г.), затем уже во времена Петра I — Приказ рудокопных дел (1700 г.) и Бергколлегия (1717 г.). Основной задачей данных учреждений была организация правительственных экспедиций по поискам полезных ископаемых. Отметим наиболее значительные из них: 1) 1491 г. — отряд Андрея Петрова и Василия Болотина для поисков серебра на Печору; 2) 1617 г. — экспедиция И. Бертеньева на Урал, обнаружившая медные руды; 3) 1640 г. — экспедиция боярина Стрешнева на поиски золота в Пермь; 4) 1677 г. — большая группа Якова и Венедикта Хитровых вела поиски серебряных руд в Сибири.

Царь Михаил Федорович (1596—1645 гг.) приглашал из Саксонии горных мастеров для освоения медных месторождений в районе Перми на горе Григорьевской. Но только начиная с деятельности Петра I поиски минерального сырья были регламентированы в серии законов под общим названием «Горная привилегия». Масштаб горно-разведочных и поисковых работ в течение всего XVII века был очень большим. Особенно активно осваивались богатства Урала. Здесь в период с 1623 по 1699 г. работало 106 поисковых отрядов. На крупных заводах (Кунгурском, Уктусском и Алапаевском) были открыты первые горнозаводские школы.

Одной из первых сводок о минеральных богатствах служит написанная В. Н. Татищевым (1686—1750) многотомная «История Российская...». Подробные сведения о 25 уральских и сибирских горных заводах имеются в трудах генерал-лейтенанта В. И. Геннина (1676—1750), обрусевшего голландца, более 20 лет руководившего горными заводами сначала Олонецкого края, а затем Урала.

Несомненно, одной из самых ярких звезд мировой науки на заре ее формирования был М. В. Ломоносов. Его энциклопедиче-

ский ум позволил заложить основы методики научного анализа нашего века. Многочисленные успехи в решении конкретных задач геологии, минералогии, горного дела, полезных ископаемых, физики, химии и других наук интересны для истории естествознания. Но гений М.В.Ломоносова, как это отметил В.И.Вернадский, заключался прежде всего в том, что он в отличие от натуралистов своего времени резко порвал со схоластикой, господствовавшей в естествознании вплоть до первой половины XVIII в. М.В.Ломоносов был одним из немногих, кто анализировал точные факты, вел натурные наблюдения и эксперименты. А.С.Пушкин в «Мыслях на дороге» писал: «Ломоносов был великий человек. Между Петром I и Екатериной II он один является самобытным сподвижником просвещения. Он, лучше сказать, сам был первым нашим университетом».

Позднее средневековье (середина XVIII — середина XIX в.) характеризуется появлением ранних теоретических концепций о происхождении месторождений полезных ископаемых и созданием горнорудной промышленности. Именно в это время велись великие геологические споры о строении Земли, ее эволюции, о зарождении гор и их разрушении. Геологический мир раскололся на два непримиримых лагеря — нептунистов и плутонистов. Лидером первых был Абраам Готлоб Вернер (1749—1817 гг.), а вторых — Джеймс Геттон (1726—1797).

А.Г.Вернер всю жизнь провел в Рудных горах и 40 лет занимал пост профессора Фрайбургской горной академии. Имея слабое здоровья, он мало путешествовал и большую часть времени посвящал теоретическому анализу, разрабатывал систематику минералов и горных пород. Блестящий оратор, А. Вернер привлекал на свои лекции студентов со всей Европы. Он был прямым продолжателем идей Агриколы.

Первоосновой всех научных построений А.Вернера служила генеральная идея об осаждении всех разновидностей горных пород из вод первичного океана. В рудном деле его вклад выразился в тщательном описании серебряных, свинцовых и оловянных жил Рудных гор также с позиции упрямого нептуниста, видевшего основную первопричину всех геологических процессов, в том числе и рудных, в отложении вещества из просачивающихся по трещинам с поверхности дождевых вод.

Д.Геттон — яркий представитель другого лагеря, плутонистов, объяснявших природные геологические явления действием могучих подземных сил, огненных расплавов и катастрофических землетрясений. Д.Геттон — юрист и врач, получивший образование в Эдинбурге, Париже и Лондоне, посвятил свою жизнь науке и прежде всего геологии. Среди его близких друзей было много

крупных ученых — химик Д.Блэк, математик Д.Плейфер, экономист А.Смит, философ Д.Юм, биолог Ч.Дарвин и много других. И не случайно Эдинбург, где трудились все эти деятели науки, в те времена называли северными Афинами. Это был второй после Парижа научный и интеллектуальный центр. К концу жизни Д.Геттон опубликовал фундаментальный двухтомный труд «Теория Земли, или исследования законов, наблюдаемых в сложении, разрушении и восстановлении суши на Земле». В нем он признавал наличие как осадочных, так и магматических пород, а формирование руд связывал с остыванием кремнистых сернистых расплавов.

В России с целью подготовки нужных для страны специалистов в 1773 г. было открыто Санкт-Петербургское горное училище, в 1834 г. реформированное в Горный кадетский корпус, который в 1834 г. был переименован в Институт корпуса горных инженеров, после Октябрьской революции ставший Ленинградским горным институтом, а в 1992 г. — Санкт-Петербургским государственным горным институтом. С 1825 г. стал издаваться Горный журнал. Важными центрами подготовки исследователей месторождений становятся Петербургский и Московский университеты, в которых читали лекции такие ученые, как Д.И.Сokolov и Г.Е.Щуровский, заложившие основы русской школы геологов-рудников.

В середине XVIII в. бурное развитие плавильных заводов привело к почти тотальному уничтожению лесов в Южной и Западной Европе и в Англии. Металлургическое производство стало неуклонно сворачиваться. Возникла проблема замены древесного угля каменным. И она была успешно решена Генри Кортон — английским судовым агентом, который, увлекшись металлургическим делом, создал отапливаемую каменным углем подовую печь для получения чугуна и стали. В сочетании с последовавшим вскоре изобретением Генри Бессемером технологии получения литого чугуна и литой стали грядущий XIX в. можно отнести к “железному ренессансу”. Кто владел технологией переработки и ресурсами железных руд, тот и контролировал мировую экономику. В начале XIX в. только Англия обладала подобным могуществом.

Согласно данным М.Беккерта, с 1800 до 1870 г. ежегодная выплавка чугуна в Англии возросла со 100 тыс.т до 2 млн т, а в последующее десятилетие утроилась, составляя 6 млн т. В этой стране выплавлялось значительно больше чугуна и стали, чем во всем остальном мире. Активно разрабатывались железорудные и угольные месторождения, которыми богато это островное государство. Ведущие страны мира почти в геометрической прогрес-

сии наращивали мощностъ в черной металлургии. Чугун, сталь и сплавы на основе железа произвели переворот во всех сферах человеческой деятельности. Именно в первой половине XIX в. были заложены основные тенденции развития мирового общества в новое время. Пропуском в клуб передовых стран мира мог служить только высокий технологический уровень освоения природных, прежде всего, минеральных ресурсов.

Новый период условно можно считать начиная с середины XIX в. до наших дней. Несмотря на небольшой срок, в это время темп исторических событий был высоким. Особенно бурно развивалось естествознание, горнорудное производство и промышленность. Новое время характеризуется становлением науки, как одной из важнейших сфер человеческой деятельности, созданием разветвленной государственной и частной структуры горнорудного дела и лавинного ускорения научно-технического прогресса. С серединой XIX в. совпадает смена в ведущих странах мира феодальной системы капиталистической. Весьма условно период нового времени можно разделить на три этапа: начальный, великих открытий и современный.

Начальный этап охватывает промежуток времени от 1820—1830 гг. до 1900—1910 гг. В это время была освоена технология отливки чугуна и он молниеносно занял лидирующие позиции во всех видах строительных работ в архитектуре, декоративном искусстве, военном деле и в бытовых изделиях. XIX в. не случайно называют веком чугуна. Этот металл во все возрастающих количествах идет на изготовление рельсов в железнодорожном деле. Из него создаются удивительные по изяществу и красоте ажурные решетки в садово-парковых ансамблях, балконах, изгородях и др. Создаются огромные металлические арочные мосты и состоящие из отдельных конструкций уникальные сооружения. К последним относятся построенные из железа специально к открытию Всемирной выставки в Париже в 1889 г. Дворец машин и Эйфелева башня.

Начальный этап приходится на время раннего капитализма — энергичного освоения минеральных ресурсов. Создаются гигантские промышленные центры, объединяющие угольные и железорудные бассейны: Лотарингский, Минас Жераис в Бразилии, Английский, Донбасский, Уральский, Рудногорский в Центральной Европе и др. Река чугуна и стали неиссякаемым потоком устремилась в промышленное производство. На базе железа и его сплавов создается мировая сеть железных дорог, многократно увеличивается мощь артиллерии, создаются первые крупные морские военные исполины — крейсера и линкоры. Железные изделия пронизывают все сферы человеческой жизни —

от мельчайших иголок до плуга, чугунного горшка, сковородки и котла.

Разрабатываются сотни месторождений железных руд на Урале, в Кривом Роге, в Лотарингии, в Рудных Горах Центральной Европы, в районе озера Верхнего на границе США и Канады и во многих других регионах мира. С начальным этапом связано создание теоретических основ современной геологии и прежде всего учения о полезных ископаемых. Была разработана теория происхождения месторождений из магматических расплавов. Ее активно развивали профессор Лионского университета Ж.Фурне (1835 г.), английский натуралист Т.Бельт (1861 г.). На базе нептунических представлений Вернера выкристаллизовалось инфильтрационное направление в объяснении происхождения руд. Его сторонники связывали отложение рудного вещества с циркулирующими по трещинам поверхностными водами. В это время в области рудной геологии работали выдающиеся ученые — французы Л. Де Лоне, впервые предложивший в 1897 г. термин гидротермальные месторождения, и Эли де Бомон (1847 г.), фундаментальные исследователи А. Гумбольт и Р.Мурчисон (1842 г.). Наиболее значительный вклад в теорию рудообразования внес американский геолог В.Лингрен (1906 г.), классификацией месторождений которого исследователи пользуются и по сей день.

Следующий этап — время великих открытий — приходится на первую половину XX в. Для него характерна кардинальная перестройка мировой экономической системы. Создаются важнейшие регуляторы минеральных сырьевых потоков — главные биржи в Лондоне и Нью-Йорке. Опираясь на новейшие виды вооружений, промышленно развитые страны предприняли две трагические попытки — Первая и Вторая Мировая войны — по переделу мира, сфер влияния.

В этот этап были созданы новые отрасли науки и производства — электротехническая, автомобильная, ядерная, радиоэлектронная. Существенно увеличились объемы добычи железных, медных, марганцевых, фосфорных, никелевых, кобальтовых, ртутных, сурьмяных и некоторых других типов руд. В промышленный оборот были вовлечены новые виды полезных ископаемых — урановые, пьезооптические, диэлектрические, расширился список добываемых легких, цветных, редких и малых элементов, химических типов сырья и строительных материалов.

Мощный толчок в развитии промышленности и минерально-сырьевых источников был дан событиями Второй мировой войны и связанной с ними гонкой вооружений.

Геологию, как и другие сферы жизни нашего государства, не обошла беда жесточайших сталинских репрессий. Начиная с 1937 г.

трагическая участь постигла многих талантливых и ярких ученых и производственников. В 1949 г. было известное дело геологов, когда значительный отряд специалистов-геологов, в подавляющем большинстве исследователей месторождений полезных ископаемых, был отправлен в лагеря Казахстана, Сибири, Дальнего Востока и Среднего Урала. Среди них такие ученые, как М.Н. Годлевский — крупнейший знаток медно-никелевых месторождений, В.М. Крейтер — мировой лидер в области рудной геологии, Н.М. Федоровский — выдающийся ученый и директор Института минерального сырья, Д.Е. Перкин — руководитель цветной металлургии СССР и много других.

Репрессированные по ложным обвинениям геологи в основном работали в качестве заключенных на рудниках и золотоносных приисках в нечеловеческих условиях, жили на голодном пайке, болели и умирали. В связи с острой нехваткой специалистов в военные годы некоторым заключенным геологам удавалось вести поисково-разведочные работы в качестве консультантов. Они достойно выполнили свой профессиональный и гражданский долг.

Современный этап начался после Второй мировой войны с середины 50-х годов. Для него характерно завершение формирования мировой горнорудной инфраструктуры, создание серии могучих транснациональных концернов, корпораций и трестов, выдвигание рудной геологии и связанных с ней отраслей в разряд стратегических с жестким государственным контролем. Еще начиная с XIX в. в ведущих странах мира создаются геологические службы или геологические комитеты: Англия (1832 г.), Австралия (1849 г.), Канада (1853 г.), Франция (1855 г.), Швеция (1858 г.), Италия (1868 г.), Венгрия (1872 г.), Германия (1873 г.) и Россия (1882 г.). Основной задачей этих организаций было систематическое изучение геологического строения и полезных ископаемых соответствующих стран.

В нашей стране в 1922 г. Геолком был преобразован сначала в Главное геолого-разведочное управление, затем в 1939 г. — в Комитет по делам геологии, в 1946 г. — в Министерство геологии СССР и, наконец, последние трансформации в 1990 г. — в Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр, в 1996 г. — Министерство природных ресурсов.

О масштабах геологической службы можно судить по тому, что только в системе бывшего Мингео СССР в 70-х годах трудилось более 500 тыс. человек. К ним надо добавить несколько миллионов работавших в горнорудной, металлургической, агрохимической и других перерабатывающих отраслях народного хозяйства.

Для нового времени характерна высочайшая степень специализации. Стремление в максимально короткие сроки полу-

чить важные экономические результаты привело к раздроблению единого геологического потока на тысячи мельчайших направлений. В жестко специализированных на определенный вид или тип минерального сырья (полиметаллических, урановых, черных металлов и др.) организациях создаются отделы, группы, изучающие очень узкие проблемы поисков, разведки и переработки минерального сырья.

В бывшем СССР были созданы министерства геологии, черной металлургии, цветной металлургии, строительных материалов, алюминиевой промышленности, мощные урановые главки и др. Появились специалисты узкого профиля. Подобная структура способна в короткой исторической перспективе (10—30 лет) быстро решать конкретные научно-прикладные задачи, но она же и таит в себе опасные долговременные следствия. Теряется общее представление о Земле и ее минеральном потенциале. Геологическую общественность наводняют скороспелые примитивные концепции. Конечно, переболев несколько лет, общество их отбрасывает, но при этом теряется темп развития науки и тратится впустую полемическая энергия. Этот феномен связан с безбрежным морем различных, часто не связанных друг с другом фактов. В подобной атмосфере агностицизма, когда узкий специалист считает, что все возможно и нет объективной истины, и рождаются схоластические идеи, гипертрофированно преувеличивающие значение отдельных факторов в общем достаточно сложном комплексном процессе рудообразования.

В новое время широкий размах геологических изысканий привел к потере интереса в мировой геологии к идеям крайних сторонников плутонизма и нептунизма. Господствующую позицию в современных теориях занимает понятие о многообразии механизмов рудообразования, о многоэтапности и длительности формирования месторождений полезных ископаемых. Современные достижения космической геологии, физики Земли, механики, математической геологии и компьютерной технологии привели к новому крупному прорыву в рудной геологии. Учение о полезных ископаемых окончательно стало на рельсы фундаментальной науки естествознания. Кончился ее эмпирический этап. В настоящее время геолог-полезник владеет всем арсеналом научных методов: математическим и физическим моделированием, компьютерными технологиями, оценки минеральных ресурсов различных территорий, аэрокосмическими поисковыми системами, мощной буровой и геофизической аппаратурой, разнообразными тонкими приемами изучения минерального состава и строения месторождений.

Современный исследователь рудных месторождений, переболев недугом узкой специализации, постепенно становится специалистом с широким естественно-научным образованием, раз-

бирающимся во всех направлениях геологической науки. Только синтез этих знаний позволяет выдвинуть новые идеи и концепции, способные решить минерально-сырьевые проблемы человечества в XXI в.

Человечество последовательно осваивает глубины земных недр. В древний и средневековый периоды нужды цивилизации вполне удовлетворяли выходящие на дневную поверхность месторождения. К концу нового времени поверхностный резерв большинства видов полезных ископаемых был почти исчерпан. В послевоенный этап начались рудные поиски на глубинах 200—300 м. Прежде всего они проводились в известных горнорудных районах. Таким путем новое дыхание получили многие Средне- и Южно-Уральские провинции медно-цинковых с золотом и серебром сульфидных месторождений. Подлинное возрождение испытал Рудный Алтай. Здесь были открыты не выходящие на поверхность крупные месторождения полиметаллических руд.

По данным американского исследователя Д. Кука за период 1943—1985 гг. в мире было открыто 150 крупных и уникальных месторождений меди, свинца, золота, серебра, урана, молибдена и никеля. Это в значительной степени сняло минерально-сырьевой кризис в этом столетии. Но в дальнейшем возникает проблема вовлечения в хозяйственный оборот новых типов и источников полезных ископаемых. Существенный прирост запасов освоенных промышленностью типов руд в настоящее время и в будущем может осуществляться только путем освоения новых месторождений на глубинах 300—500 м, поэтому в следующем веке геологи будут вести глубинные поиски сначала в известных в настоящее время рудных районах, а затем и в новых научно предсказанных регионах нашей планеты.

С современным этапом связана деятельность широкой плеяды выдающихся ученых: С.Эммонса, Ч.Ван Хайза, А.Бэтмана, Ч.Парка, Г.Шнейдерхена, В.А.Обручева, А.Е.Ферсмана, М.А.Усова, А.Г.Бетехтина, П.М.Татарина, П.Рутье, С.С.Смирнова, В.И.Смирнова, Н.М.Страхова, А.Д.Щеглова, А.Митчелла, Г.Кинга, В.Силлитое, Т.Сато и многих других.

Глава 1. Общие сведения о месторождениях полезных ископаемых

ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В зависимости от масштабов проявления выделяются следующие категории рудоносных площадей: провинция, область (пояс, бассейн), район (узел), поле, месторождение, рудное тело.

К провинциям относят крупные структурные элементы земной коры, относящиеся к платформам (синеклизы, антеклизы, валы, региональные глубинные разломы, пассивные и активные окраины континентов, рифтовые системы и др.), складчатому поясу и дну морей и океанов с размещенными в их пределах специфических ассоциаций месторождений.

Область полезных ископаемых входит составным элементом в провинцию, имеет изометрические очертания и характеризуется набором определенных по происхождению и составу месторождений. Область приурочена к тектоническим структурам первого порядка (мульдам, поднятиям, грабенам и др.).

Вытянутые линейные области, приуроченные к прогибам, глубинным разломам, зонам субдукции и рифтовым системам, называют *рудными поясами*. Их размеры варьируют от сотен до тысяч километров. В пределах континентальных и океанических плит выделяют *бассейны*, представляющие собой площади непрерывного распространения пластовой рудной минерализации, сформировавшейся в эпиконтинентальных морских условиях. Площади бассейнов измеряются сотнями — сотнями тысяч квадратных километров.

Рудным районом называют местное скопление месторождений в пределах более крупных тексонов (провинций, областей, поясов и бассейнов), обусловленное приуроченностью рудных проявлений к определенным тектономагматическим и литолого-фациальным обстановкам. В случае, когда серия месторождений определенных видов полезных ископаемых сконцентрирована в местах пересечения разломов, такой район называют *рудным узлом*.

Рудное поле представляет собой небольшой участок земной коры (единицы — десятки квадратных километров), в пределах которого располагаются сближенные, одновременно образовавшиеся, генетически родственные месторождения. Рудное поле приурочено к конкретным геологическим структурам. Оно может состоять как из одного крупного месторождения с серией разоб- щенных залежей, так и из нескольких.

Месторождением называют одно или несколько рудных тел, объединенных общностью происхождения и приуроченных к локальной геологической структуре. Его размеры варьируют от единиц до десятков квадратных километров.

К *рудным телам* относят скопления промышленных руд, имеющих общий контур и определенную форму и приуроченных к определенному структурно-геологическому элементу или их комбинации.

Среди бесконечного разнообразия форм рудных тел можно выделить следующие главные типы: пласты, линзы, жилы, трубы или столбы, штокверки, штоки, тела неправильной формы, гнезда (карманы) и комбинированные залежи.

Пластами называют плоские, пластинообразные тела полезных ископаемых, образующихся в водных бассейнах синхронно с вмещающими осадочными породами. Морфологически на них похожи пластообразные метасоматические тела, формировавшиеся по осадочным толщам. Кроме того, выделяют магматогенные пластообразные залежи в стратифицированных ультраосновных и щелочных плутонах.

Основными элементами пластов являются элементы залегания (азимут и угол падения, длины по падению и простиранию и мощность). В зависимости от угла падения выделяют пологие (меньше 45°) и крутые (больше 45°). Различают несколько экономических категорий мощностей: рабочую — минимальную, при которой рентабельно разрабатывать, эксплуатационную — сумму всех прослоев с рудным веществом и без него, входящих в рабочую часть пласта, и полезную, представляющую собой суммарную мощность пачек полезного ископаемого, извлекаемого при добыче.

Линзы представляют собой плоские тела дискообразной или лентообразной формы. Они типичны для вулканогенно-осадочных месторождений в субмаринных условиях, но образуются и метасоматическим и магматическим способом. Как и для пластовых тел, они бывают пологопадающие и крутопадающие.

Жилы относятся к эпигенетическим рудным образованиям и в подавляющем большинстве представляют собой трещины в горных породах, выполненные минеральным веществом. Но имеются и метасоматические жиллообразные тела. Выделяют следующие элементы жил: зальбанды — контакты жилы с вмещающими породами со стороны висячего и лежащего боков; апофизы — ответвления; ореолы измененных околожильных пород. В пределах жил обособляются участки с повышенными содержаниями полезных компонентов. Их называют рудными столбами. Они бывают морфологическими, обусловленными местными раздувами жилы, и концентрационными, связанными с локальными высокими концентрациями ценных компонентов.

Как и в пластовых телах, в жилах измеряют элементы залегания, длины по простиранию и падению, мощность и склонение. В морфологическом отношении различают типы жил: простые и сложные, четковидные, камерные, седловидные, ленточные и оперенные.

Месторождения представлены либо одной крупной жилой сложного строения, либо серией более мелких. Выделяют жильные рудные поля, включающие несколько сближенных месторождений.

Трубы, трубки и трубообразные и столбообразные залежи представляют собой удлиненные по одной оси рудные тела. Они часто имеют форму удлиненных, опрокинутых вершиной на глубину конусов. Важными элементами этого типа тел является угол ныряния, который измеряется между осью тела и горизонтальной плоскостью, и диаметр залежи на разных гипсометрических уровнях. Наиболее типичны такие формы для алмазоносных трубок, полиметаллических и золото-серебряных залежей в вулканических аппаратах и рудных столбов в узлах пересечений вертикальных трещин на гидротермальных месторождениях.

Штокверк — не морфологическое понятие. Это некоторый объем горных пород, интенсивно рассеченных разноориентированными системами коротких трещин, по которым развивается рудная минерализация. Часто между трещинами располагается вкрапленное оруденение. Штокверки могут иметь самую разнообразную форму — трубки, изометрические тела, линейные живообразные системы, пологие линзо- и пластообразные залежи.

Шток — грушевидное крутоориентированное рудное тело с округлым, эллиптическим горизонтальным сечением, быстро выклинивающееся на глубине, коническое и аркообразное в разрезе. Эта форма типична для гидротермально-метасоматических, медно-порфировых, скарновых и грейзеновых месторождений.

Тела неправильной формы — ящичные, караваеобразные с выступами и пережимами, амебообразные. Могут быть изометричными, уплощенными, дискообразными, удлиненными, призматическими. Характерны для субмаринных колчеданных и железно-марганцевых месторождений, скарновых залежей, разнообразных рудных образований в карстовых структурах.

Гнезда — небольшие изометричные скопления рудного вещества. Для золоторудных, ртутных, хромитовых и редкометалльных, и некоторых других типов месторождений в ряде случаев являются ведущим морфологическим типом. Промышленный интерес представляют участки, насыщенные рудными гнездами. В магматических месторождениях они часто имеют форму шлиров, линзочек, шарообразных выделений. К этой же категории относят и рудные *карманы* — изометричные накопления рудного материала в зоне выветривания, в карстовых кавернах, в полосках и пустотах вблизи экранизирующих поверхностей на гидротермальных месторождениях.

Комбинированные залежи представляют собой сложные формы рудных тел, состоящие из нескольких простых морфологиче-

ских элементов. Наиболее распространены грибообразные и медузообразные залежи. Они имеют верхнюю пологую, иногда дискообразную часть, шляпку, одну или серию подводящих жилообразных ножек. Эти залежи характерны для субмаринных вулканогенно-осадочных месторождений и остаточных залежей в корях выветривания. Кроме того, возможны и другие сочетания: пластовых и жильных форм, штоков и жил, трубообразных, линзовидных и жильных элементов и ряд других.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУД

Руды представляют собой агрегаты рудных (ценных) и нерудных (часто называют жильных) минералов. По химическому составу ценные минералы представлены: 1) оксидами железа, марганца, олова, урана, хрома, алюминия, 2) силикатами (слюды, асбест и др.), 3) сернистыми соединениями: сульфиды, арсениды, антимониды меди, цинка, свинца, никеля и др. элементов, 4) карбонатами железа, марганца, магния, свинца, цинка, меди, 5) сульфатами бария и стронция, 6) фосфатами, 7) галоидами (соли и флюорит), 8) самородными элементами (золото, платина, медь). Среди нерудных преобладают кварц, карбонаты, хлорит, турмалин, тремолит, серицит, каолинит.

Минеральное вещество, составляющее полезные ископаемые, обладает соответствующей структурой и текстурой.

Структура руд определяется формой, размерами и взаимоотношениями зерен слагающих их минералов.

Текстура руд определяется формой, размерами и взаимоотношениями агрегатов зерен слагающих их минералов.

Различают структуры и текстуры разного масштаба: *мега* — наблюдаемые в обнаженных и горных выработках, *макро* — видимые в образцах и *микро* — устанавливаемые под микроскопом.

Процессы минералонакопления при формировании месторождений по длительности сопоставимы с геологической шкалой времени. Они протекают в течение этапов и стадий.

Этап охватывает длительный период, когда происходило накопление руд одного генетического типа, например, магматического, пегматитового, гидротермального и др. Многие месторождения формировались в два, три и даже больше этапов.

Стадии фиксируют части этапов, в течение которых происходило накопление минералов определенного состава. Стадия отделяется одна от другой перерывом в минерализации, фиксируемых пересечением разновозрастных жил, брекчированием и цементацией минеральных агрегатов ранних стадий более позд-

ними; контрастным изменением физико-химических параметров процессов минералообразования. Выделяются моно- и полистадийные месторождения.

Минеральные ассоциации последовательных стадий *называют минеральными генерациями*. Выделяют парагенетические минеральные ассоциации (или парагенезисы), в которые объединяют совместно залегающие агрегаты минералов, имеющие общее происхождение и отлагавшиеся в определенной последовательности.

Руды, образовавшиеся синхронно с вмещающими породами называют сингенетическими, а возникшие в уже существовавших породах — эпигенетическими.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В процессе постоянного круговорота минеральных масс в эволюционном развитии земли формируются все известные типы месторождений полезных ископаемых. В соответствии с элементами этого циклического круговорота выделяют три серии образующихся горных пород, геологических структур и рудных месторождений — магматогенные, седиментогенные и метаморфогенные.

Подобная эмпирическая закономерность с различными вариациями и была положена в основу любых известных рудогенетических классификаций изложена в трудах ведущих мировых ученых, начиная с конца XIX в. Наиболее известны фундаментальные учебники К.И.Богдановича (1912), Л.Де Лоне (1913), В.Эммонса (1918), А.Н.Заварицкого (1926), В.Лингрена (1932), В.А.Обручева (1934), Г.Шнейдерхена (1958), Ч.Парка и Р.Макдиармида (1963), В.И.Смирнова (1965, 1969, 1976, 1982), И.Ф.Романовича (1986), Чжай Юй Иена (1990) и многих других.

Именно в этом традиционном стиле и была выдержана наиболее популярная в настоящее время классификация В.И.Смирнова. В дальнейшем мы будем использовать ее в изложении материала курса, внося некоторые изменения и дополнения.

Итак, все месторождения полезных ископаемых условно разделяются на три серии: магматогенную, экзогенную и метаморфогенную. Каждая серия в свою очередь разделяется на группы, а последние на классы (табл. 4).

Магматогенные месторождения. Их называют также эндогенными или гипогенными и связывают с внутренней энергией земли. В данной серии выделяют шесть групп. Две группы — *магматическая* и *карбонатитовая* образуются из расплавов

Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Группа	Класс	Типы месторождений
Эндогенная серия		
Магматическая	1. Ликвационный	а) сульфидные медно-никелевые в основных и ультраосновных комплексах; б) хромитовые, титаномагнетитовые и руды элементов платиновой группы в расслоенных ультраосновных комплексах; в) редкие, редкоземельные и рассеянные элементы в щелочных комплексах
	2. Раннемагматический	Магматические горные породы, алмазоносные кимберлиты и лампроиты
	3. Позднемагматический	Хромитовые, титаномагнетитовые и апатит-нефелиновые
Карбонатитовая	Флюидно-магматический карбонатитовый	Перовскит-титаномагнетитовые, камафоритовые, редкометалльно-пироклоровые, редкоземельные и флюоритовые
Пегматитовая	1. Магматогенный	Керамические, мусковитовые, редкометалльные и цветных камней
	2. Флюидно-анатектический	Редкометалльно-пироклоровые и апатит-нефелиновые
	3. Флюидно-метаморфогенный	Керамических, мусковитовых, редкометалльных пегматитов и цветных камней
Скарновая	1. Известковый	Железорудные, вольфрам-молибденовые, медно-молибденовые, свинцово-цинковые
	2. Магнезиальный	Железорудные, медно-молибденовые, оловорудные, борные
Альбитит-грейзеновая	1. Альбититовый	Бериллиевые, литиевые, урановые и редкоземельные
	2. Грейзеновый	Олово-вольфрамовые, литиевые, бериллиевые

Группа	Класс	Типы месторождений
Гидротермальная	1. Плутогенный	Штокверковые и жильные а) высокотемпературные медно-молибденпорфировые, золото-, олово-, медно-кварцевые; б) среднетемпературные полиметаллические, сурьмяно-мышьяковые, редкометалльные, ураноносные; в) низкотемпературные сидеритовые, родохрозитовые, магнезитовые, хризотил-асбестовые, баритовые, Флюоритовые
	2. Вулканогенный андезитовидный	Золото-серебряные, олово-вольфрамовые, ртутные, медные, алунитовые, исландского шпата, самородной серы
	3. Вулканогенно-осадочный, базальтоидный, субмаринный	Колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические
Экзогенная серия		
Выветривания	1. Остаточный	Никель-кобальтовые, бокситовые, редкометалльные и редкоземельные, каолиновые, апатитовые, марганцевые
	2. Инфильтрационный	Редкометалльно-урановые
Осадочная	1. Механический россышной	Гравийные, песчаные и глинистые (огнеупорные, бентонитовые) а) Конглитовые россышные золотые, платиновые, касситеритовые, алмазные, тапгалит-колумбитовые, корундовые б) Литоральные россышные рутитовые, ильменитовые, циркониевые, касситеритовые, алмазные, цветные камни
	2. Хемогенный	а) гидроокисные, суспензионно-коллоидные: бурых железняков, марганца, железо-марганцевых конкреций и корок; б) сульфидно-сульфатно-карбонатные: цветных и редких металлов в черных сланцах; в) сульфатно-галоидные: каменных, калийных солей, боратов, лития

Группа	Класс	Типы месторождений
Осадочная	3. Биохимический	Фосфоритовые (континентальные и прибрежно-морские) кремнистые породы (диатомит, трепел, опоки), известняки, угли, горючие сланцы, торф
	4. Осадочно-катагенетический	Медистых песчаников, свинцово-цинковые в карбонатных породах, свинцовые в песчаниках, золоторудные и урановые в терригенно-карбонатных и черно-сланцевых толщах самородной серы, нефти и газа, йодо-бромистых и металлоносных рассолов
Метаморфогенная серия		
Метаморфизованная	1. Регионально-метаморфизованный	Железорудные, марганцевые, золото-урановые, апатитовые, колчеданные
	2. Контактново-метаморфизованный	Железорудные, графитовые, корундовые, скарнированные
Метаморфическая	1. Зеленосланцевый	Горного хрусталя, золото-кварцевые, мрамора, кварциты, кровельные сланцы
	2. Амфиболитовый	Андалузитовые, кианитовые, силлиманитовые, наждака, амфибол-асбестовые
	3. Гранулит-эклогитовый	Гранатовые, рутил-ильменитовые, флогопитовые
	4. Импактитовый	Алмазные (?)

в процессе их дифференциации и ликвации, связанных со средними, основными и ультраосновными магмами.

Четыре остальных группы — *пегматитовая, альбитит-грейзеновая, скарновая и гидротермальная* — ассоциируют с кислыми, средними и щелочными магматическими комплексами и формировались на позднеинтрузивной и постинтрузивной стадиях их становления.

Экзогенные (поверхностные, гипергенные, седиментогенные) месторождения формировались вследствие механической, химической и биохимической дифференциации вещества земной коры под влиянием солнечной энергии. Традиционно здесь выделяют две группы: *выветривания*, связанную с древней и

современной корой выветривания и *осадочную*, формирующуюся при механическом разрушении тел полезных ископаемых при активном участии континентальных и морских вод, а также возникающую при механической, химической, биохимической и вулканической дифференциации минерального вещества в поверхностной части земной коры в процессе накопления осадочных толщ.

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах земной коры под воздействием господствующих там высоких давлений и температур. В этой серии выделяют две группы рудных образований: *метаморфизованную*, включающую преобразованные в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса и, собственно, *метаморфические*, образовавшиеся впервые в результате метаморфогенного преобразования минерального вещества или обусловленные процессами гидротермально-метаморфогенного концентрирования рассеянных рудных элементов или их соединений.

Важной характерной особенностью рудной минерализации различных территорий является представление о геологических и рудных формациях.

Геологические формации — это естественные комплексы парагенетически связанных во времени и пространстве горных пород и ассоциирующих с ними минеральных месторождений. При изучении формаций учитываются процессы, исследуемые литологией; петрологией и тектоникой. Формации выделяются эмпирически на основании многократной, статистически установленной повторяемости определенных парагенезисов пород в аналогичных структурах. По отношению к процессам оруденения различают следующие группы геологических формаций:

1. Рудогенерирующие, в которых промышленные скопления руд представляют естественным составным компонентом; 2. Рудоносные, хотя и содержат рудные месторождения, но связь их с оруденением неопределенна; 3. Рудообразующие, являющиеся источником энергии при формировании месторождений; 4. Рудомещающие — содержат продукты рудогенеза более древних, чем данная формация, эпох.

В 70-х годах XX в. возникло учение о рудных формациях, разработанное В.А. Кузнецовым, В.Н. Козеренко, Д.И. Горжевским и другими. Под *рудной формацией* понимают естественное сообщество рудных образований, объединяемых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главнейших рудных минералов и тектономагматическими условиями проявления, а также близкими особенностями развития рудного процесса.

В рудные формации объединяются близкие по составу месторождения, формировавшиеся в сходных тектономагматических условиях, определяемых единством тектонического режима. Выделяемые формации не могут быть конвергентными, поскольку они определяются главнейшими минеральными парагенезисами и геологической обстановкой, влиявшими на текстурно-структурные и другие особенности руд. Название формаций определяется двумя главными характеристиками: 1) составом ведущих минералов или составом элементов (металлов) и 2) происхождением рудной массы (генезисом). Например, медно-никелевая сульфидная магматическая, магнетитовая скарновая, редкоземельная пегматитовая, сульфидно-касситеритовая гидротермальная и др. Закономерное сонахождение эндогенных рудных формаций выделяют в качестве генетических рядов, представляющих собой естественную ассоциацию рудных формаций, связанных с одной магматической формацией или определенным магматическим комплексом. В основу систематики рядов положен тектонический принцип и учет источников рудного вещества.

Отдельная рудная формация и их ряды служат основной единицей классификации месторождений полезных ископаемых и определяют металлогенический тип рудных районов и провинций. Один или несколько рядов рудных формаций, объединенных по их связи с определенными типами магм и различными источниками вещества, выделяют в качестве *генетических серий*. Известны серии формаций, связанных с магмами: ультраосновного состава, базальтоидного состава, траппами, внутрикоровыми гранитоидами и др.

Для региональной оценки рудоносности используют понятие о *металлогенической формации*, под которой понимают комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного и метаморфического происхождения и ассоциированных с ним месторождений полезных ископаемых, обусловленных единством происхождения в определенных структурно-формационных условиях.

Глава 2. Геологические условия образования месторождений с позиции геосинклинальной концепции

Геосинклинальная или фиксистская концепция развивается ведущими геологами уже больше 100 лет и далеко еще не исчер-

пала всех своих потенциальных возможностей. Наиболее яркое воплощение она получила в трудах Ю.А.Билибина и его последователя В.И.Смирнова. В различных вариантах идеи геосинклинального рудогенеза поддерживали и развивали Е.Т.Шаталов, В.Н.Козеренко, Ю.Г.Старицкий, А.Д.Щеглов и многие другие. Согласно этой концепции в земной коре выделяют три типа глобальных структур: геосинклинали, платформы и области тектономагматической активизации.

Главнейшими факторами развития земной коры служат геосинклинальные системы — генераторы подавляющей массы эндогенных месторождений полезных ископаемых. Согласно В.И.Смирнову в истории развития геосинклиналей выделяется три главных стадии: ранняя, средняя и поздняя (рис. 1).

I. Ранняя (начальная, доскладчатая, доорогенная, рифтогенная, инициальная, собственно геосинклинальная) стадия охватывает интервал времени от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии геосинклинального режима. В это время возникают глубинные расколы, проникающие в подкоровое пространство, по которым поступает базальтовая магма. Вдоль расколов в прогибающемся дне геосинклинального прогиба накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, пронизанные интрузиями ультраосновного и основного составов, формирующими офиолитовые комплексы, которые при метаморфизме преобразуются в зеленокаменные пояса.

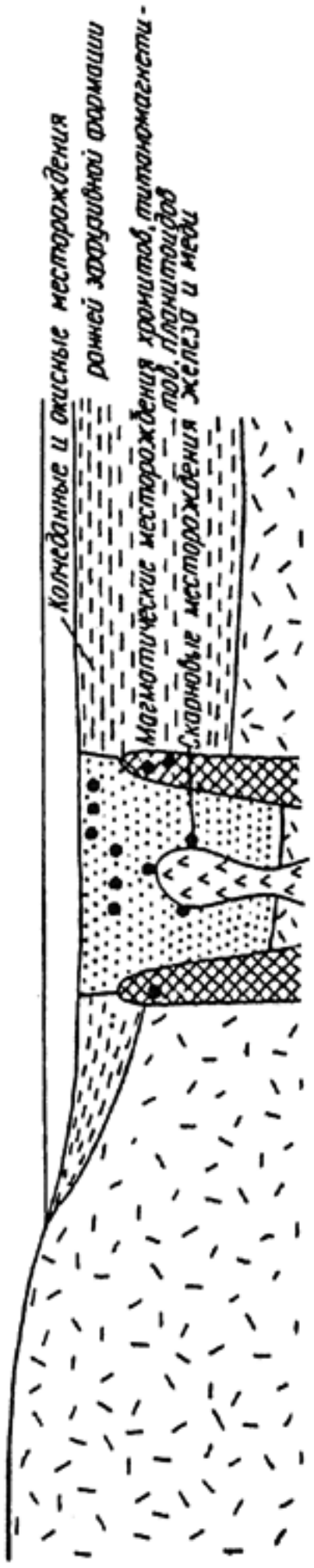
В раннюю стадию формируется четыре магматические формации:

1) *базальт-липаритовая субмаринная* (спилит-кератофировая). С ней ассоциируют гидротермальные колчеданные медноцинково-свинцовые и оксидные железомарганцевые месторож-

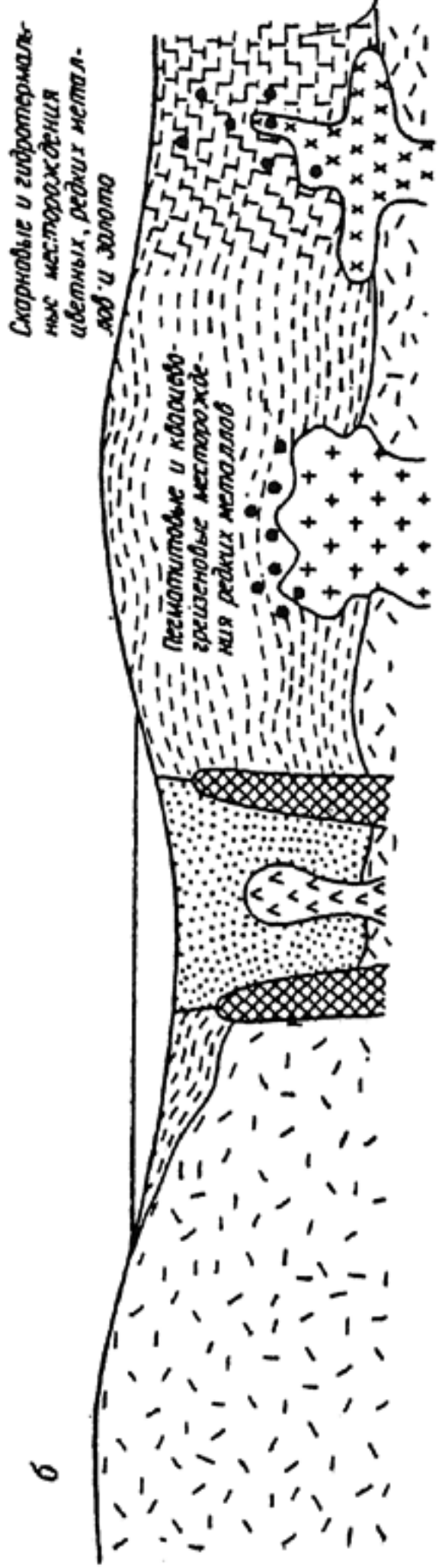
Рис. 1. Схема расположения магматических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых ранней (а), средней (б) и поздней (в) стадий геосинклинального развития (по В.И.Смирнову).

Формации: 1 — перидотитовых и габбровых пород с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов; 2 — плагиогранит-сиенитов со скарновыми месторождениями железа и меди; 3 — гранодиоритов со скарновыми и гидротермальными месторождениями редких, цветных металлов и золота; 4 — гранитов с пегматитовыми, альбититовыми и грейзено-кварцевыми гидротермальными месторождениями редких металлов; 5 — малых интрузий с гидротермальными месторождениями цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов; 6 — субмаринных вулканических базальт-липаритовых и порфиритовых пород с метасоматическими и вулканогенно-осадочными месторождениями цветных металлов и оксидных руд железа и марганца; 7 — осадочные, преимущественно терригенные породы; 8 — осадочные породы со значительной долей карбонатных осадков; 9 — породы субстрата; 10 — зоны дробления; 11 — месторождения

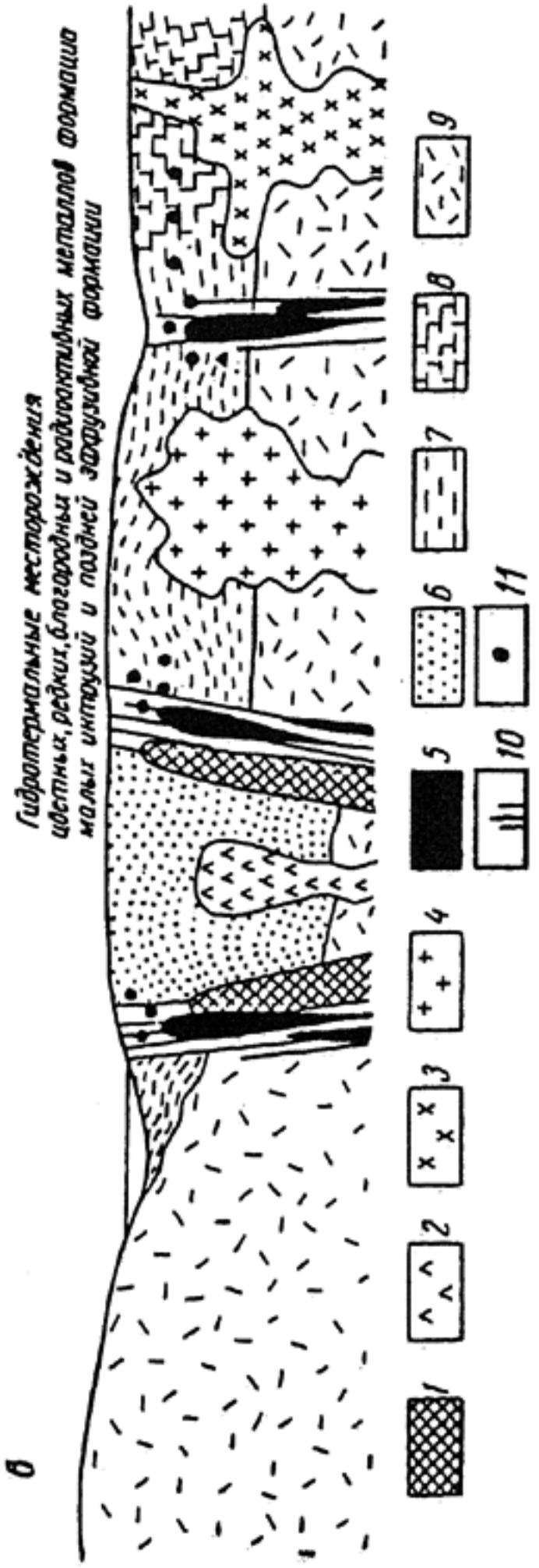
а



б



в



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

дения; 2) *перидотитовая* с магматическими месторождениями хромитов и платиноидов (осмия и иридия); 3) *габбровая* с магматическими месторождениями титаномагнетитов и также платиноидов (платины и палладия); 4) *плагиогранит-сиенитовая* со скарновыми месторождениями железа и меди.

Помимо магматических выделяются пять осадочных формаций: 1) *обломочная* (конгломераты, алевролиты, глины) — используется в качестве строительных материалов; 2) *карбонатная* (известняки и доломиты), с которой ассоциируют месторождения лимонитов, карбонатно-оксидных руд марганца, залежей бокситов и фосфоритов; 3) *шамозитовая* с силикатными рудами железа и марганца; 4) *кремнистая* или *яшмовая* (главным образом роговики) с убогой железомарганцевой минерализацией; 5) *битуминозная* или *аспидная*, состоящая из сланцев с органической и рассеянной рудной минерализацией (ванадий, уран, железо, медь, цинк, молибден, золото и другие элементы).

II. **Средняя (соскладчатая, предорогенная) стадия** приходится на период главных фаз складчатости. Происходит смена режима прогибания воздыманием в форме центрального поднятия. Формируются крупные батолиты гранитоидов двух формаций: 1) *умеренно-кислых гранитоидов* (от габбро до гранодиоритов). Для них типичны скарновые месторождения шеелита и гидротермальные золота, меди, молибдена; 2) *нормальных и крайне кислых гранитов* (граниты, аляскиты). С ними ассоциируют пегматитовые и альбитит-грейзеновые месторождения олова, вольфрама, тантала, ниобия, лития, бериллия.

В эту стадию образуются две осадочные формации: 1) *флишевая* (известняки, глины, мергели), используемая в качестве строительных материалов; 2) *каустобиолитовая*, содержащая горючие сланцы, угли, битуминозные и нефтеносные фации пород.

III. **Поздняя (постскладчатая, орогенная) стадия** фиксирует переход мобильного комплекса в молодую платформу, рассеченную разломами. В это время формируются две магматические формации: 1) *гипабиссальных интрузий*, варьирующих по составу от диорит-порфиров до гранит-порфиров и сиенит-порфиров. С формацией связаны плутоногенные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые месторождения свинца-цинка, вольфрама-молибдена, олова-вольфрама; 2) *Наземных вулканогенных пород андезит-дацитового состава*, с которыми ассоциируют вулканогенные месторождения сложного состава. Широко распространены золото-серебряные и медные руды.

В позднюю стадию образуются четыре осадочные формации: 1) *молассовая*, в которой галечники и пески используются в строи-

тельном деле; 2) *пестроцветная* с осадочно-инфильтрационными месторождениями железа, меди, ванадия и урана; 3) *эвапоритовая*, содержащая месторождения солей, газа и нефти; 4) *песчано-глинистая*, углеводородсодержащая с залежами углей и нефти.

ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Изложенная выше последовательность процессов магматизма, осадконакопления и рудообразования является обобщающей и практически нигде не наблюдается в полном объеме. Обычно проявляется только часть этой цепи геологических событий. Наиболее известны два типа — базальтофильный и гранитофильный.

1. *Базальтофильный* характеризуется интенсивным магматизмом и металлогенией ранней стадии. Поздняя стадия проявлена слабо. Типичным примером может служить палеозойская геосинклиналь Урала (рис. 2). Здесь в полном объеме протекали процессы ранней стадии и формировались многочисленные гидротермальные колчеданные, магматические, платиноидные, хромитовые, титаномагнетитовые и скарновые железо-медные месторождения.

2. *Гранитофильный* представлен продуктами интенсивного магматизма и металлогении поздней стадии. В качестве примера можно привести Верхоянскую киммерийскую геосинклиналь с гидротермальными полиметаллическими и золоторудными и грейзеновыми редкометальными месторождениями (рис. 3).

ТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В пределах геосинклиналей обычно выделяют семь структурно-металлогенических элементов: срединные массивы, внутренние зоны, геосинклинальные рвы, периферические зоны, передовые прогибы, платформенные рамы и пограничные глубинные разломы (рис. 4).

Срединные массивы представляют собой блоки древних пород. В их пределах локализуются интрузии лейкократовых гранитов с пегматитовыми, альбитит-грейзеновыми и гидротермальными месторождениями.

Внутренние зоны фиксируют наиболее прогнутые участки, где накапливаются мощные толщи тонкозернистых терригенно-вулканогенных пород ранней стадии. В среднюю стадию здесь возникает осевое поднятие и внедряются гранитоидные комплексы с характерными для них пегматитовыми, альбитит-грейзеновыми и гидротермальными месторождениями редких металлов.

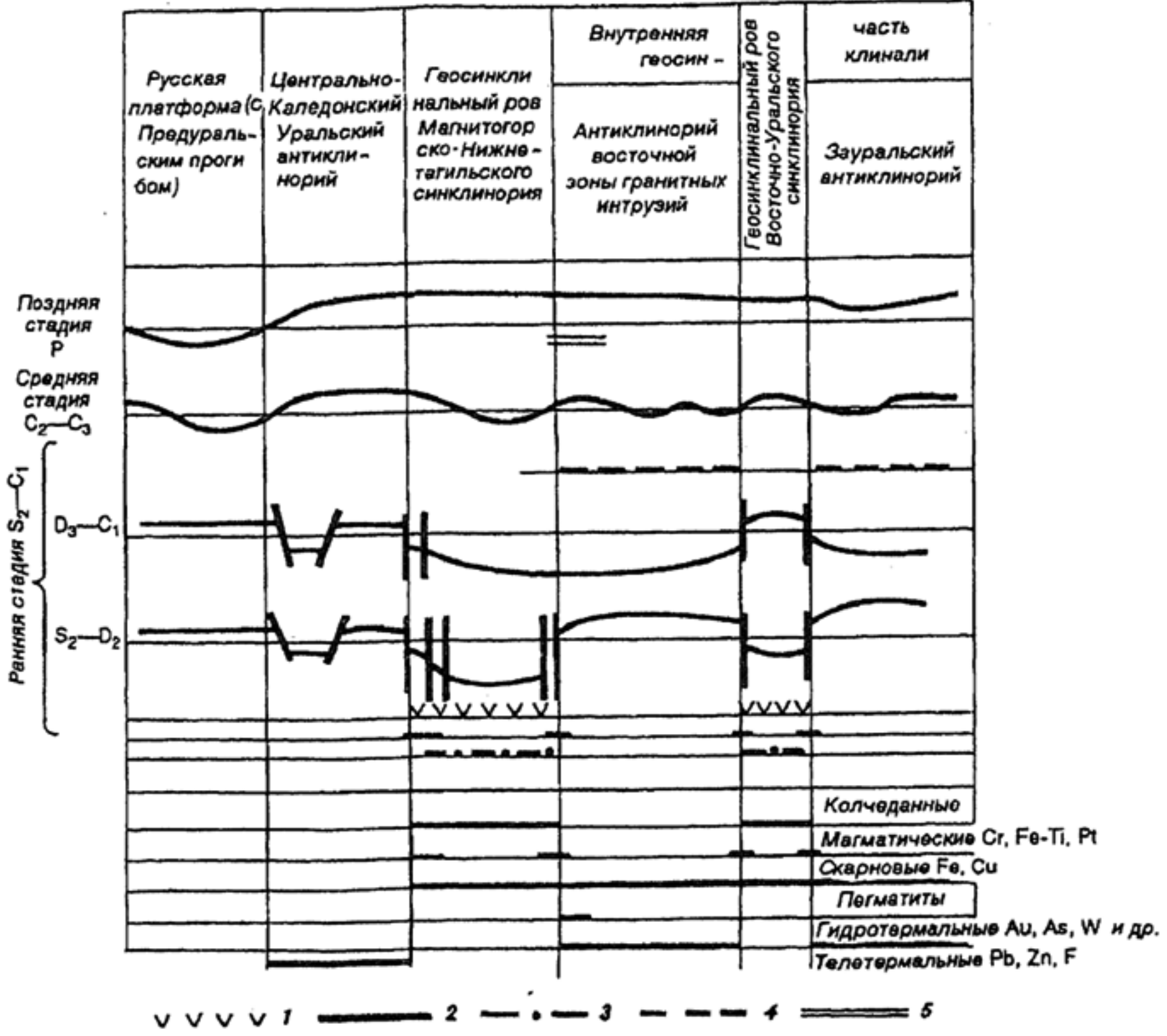


Рис. 2. Схема эволюции Уральской герцинской геосинклинали, ее магматизма и металлогении (по В.И.Смирнову).

1 — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; зоны внедрения: 2 — раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений руд хрома, титаномагнетитов и платиноидов; 3 — раннегерцинских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа и меди; 4 — среднегерцинских гранитоидов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа, пегматитов и гидротермальных месторождений руд золота, мышьяка, вольфрама; 5 — позднегерцинских малых интрузий

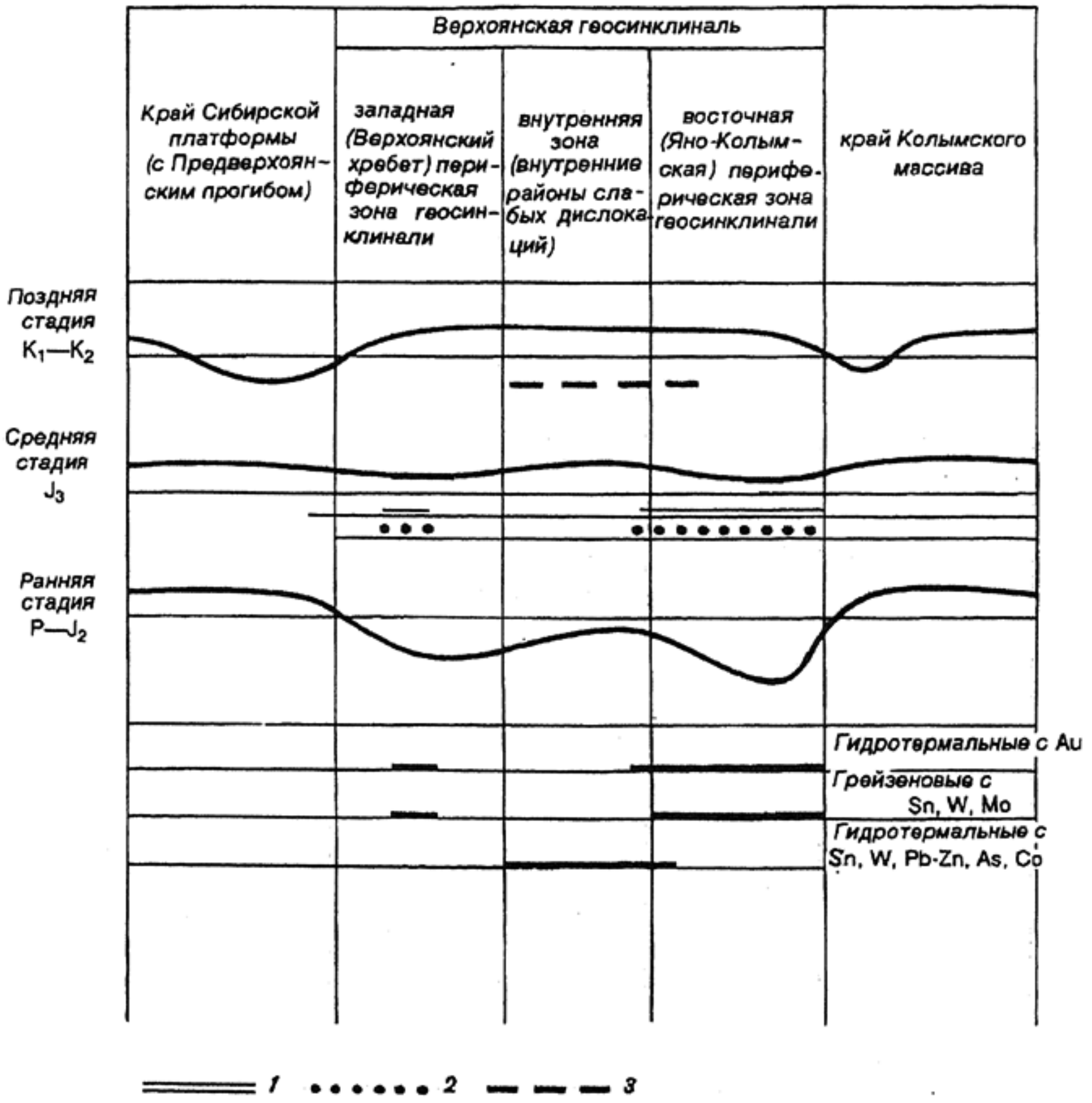


Рис. 3. Схема эволюции Верхоянской киммерийской геосинклинали, ее магматизма и металлогении (по В.И.Смирнову).

Зоны внедрения: 1 — малых интрузий диорит-порфиритов и гранит-порфиритов предбатолитового комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных золотых месторождений; 2 — лейкократовых гранитов колымского комплекса и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, молибдена; 3 — гранитоидов омсукчанского комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений руд олова, вольфрама, свинца-цинка, мышьяка, кобальта, сурьмы, золота



Рис. 4. Схема соотношения основных тектоно-металлогенических зон в поперечном сечении геосинклинали (по В.И.Смирнову).

1 — срединный массив, 2 — внутренняя зона, 3 — геосинклинальные рвы, 4 — периферическая зона, 5 — передовой прогиб, 6 — геосинклинальная платформенная рама, 7 — пограничные глубинные разломы

Геосинклинальные рвы представляют собой узкие продольные рифтогенные структуры, в пределах которых развиваются вулканогенные базальт-липаритовые формации (офиолитовые пояса) с колчеданными месторождениями меди, цинка и свинца. Кроме того, здесь образуются плагиогранит-сиенитовые формации со скарновыми железными, медными и кобальтовыми рудами.

Периферические зоны охватывают краевые части геосинклинали, характеризующиеся пониженной мощностью грубозернистых терригенных осадков, переслаивающихся с вулканогенными и карбонатными фациями. В эти зоны внедряются батолитические массы гранитоидов средней стадии с плутогенными гидротермальными месторождениями золота, меди, молибдена, свинца и цинка, а также гипабиссальные интрузии умереннокислого состава поздней стадии со скарновыми шеелитовыми месторождениями.

Передовые прогибы возникают на заключительной поздней стадии, являются амагматичными образованиями и выполнены терригенными, пестроцветными и эвапоритовыми толщами. С ними ассоциируют осадочные залежи каменных и калийных солей, осадочно-инфильтрационные руды урана, ванадия и меди, а также крупные месторождения нефти и газа. Иногда на месте таких прогибов возникают наземные краевые вулканические пояса андезитодацитового состава с гидротермальными месторождениями цветных, редких и благородных металлов.

Платформенная рама определяет ширину геосинклинали и колеблется в пределах 35—65 км.

Пограничные глубинные разломы разграничивают отмеченные выше тектонометаллогенические зоны геосинклинали и контролируют пояса магматических пород и эндогенных месторождений. На ранней стадии здесь локализуются породы перидоти-

товой и габбровой формаций с месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов. На поздней стадии с ними ассоциируют малые интрузии и вулканические андезито-дацитовые породы с широким спектром гидротермальных месторождений.

ПОЛИЦИКЛИЧНОСТЬ И АСИММЕТРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

В классической геосинклинальной концепции развитие этого типа геоструктур происходит от крупных пангеосинклиналей к их сужению, появлению локальных прогибов, мигрировавших в пространстве пангеосинклиналей. Исследования последних десятилетий XX в. показали на некорректность этой модели. Установлено, что разновозрастные геологические формации не надстраивают друг друга по вертикали, а сочленяются по латерали, повторяясь с омоложением в различных частях геологического пространства.

Следствием этой закономерности является асимметрия геосинклинально-складчатых поясов. Так на Урале нет восточных, а на Кавказе — южных границ геосинклиналей. В пределах детально изученной Кавказской протерозойско-нижнепалеозойской пангеосинклинали проявились протерозойские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские режимы и соответствующие им металлогенические эпохи. Локальные геосинклинальные прогибы от цикла к циклу отступали с севера на юг.

Ярким примером подобной асимметрии может служить изученная А.И. Кривцовым с соавторами Магнитогорская эвгеосинклиналь на Ю.Урале позднесилурийского-раннеэйфельского возраста (рис. 5). Ими установлена латеральная миграция (с запада на восток) зон вулканизма, сопровождаемая расширением тыльных прогибов, продвигающихся за фронтом вулканизма и захоранивающих ранние зоны. Отражением этого процесса в металлогении явилась смена во времени и в пространстве вулканогенно-осадочных цинково-медных колчеданных месторождений железомарганцевыми и плутоногенными меднопорфировыми.

Месторождения платформ. В докембрийских платформах различают два отчетливых структурно-металлогенических элемента: допалеозойский фундамент и постпалеозойский чехол.

Рудоносность фундамента. В строении фундамента выделяют четыре класса геологических структур: архейские кратоны (3,8—2,6 млрд лет), эпикратонные впадины (3,2—2,1 млрд лет), протерозойские мобильные пояса (2,6—1,6 млрд лет), области протоактивизации (2,1—0,9 млрд лет).

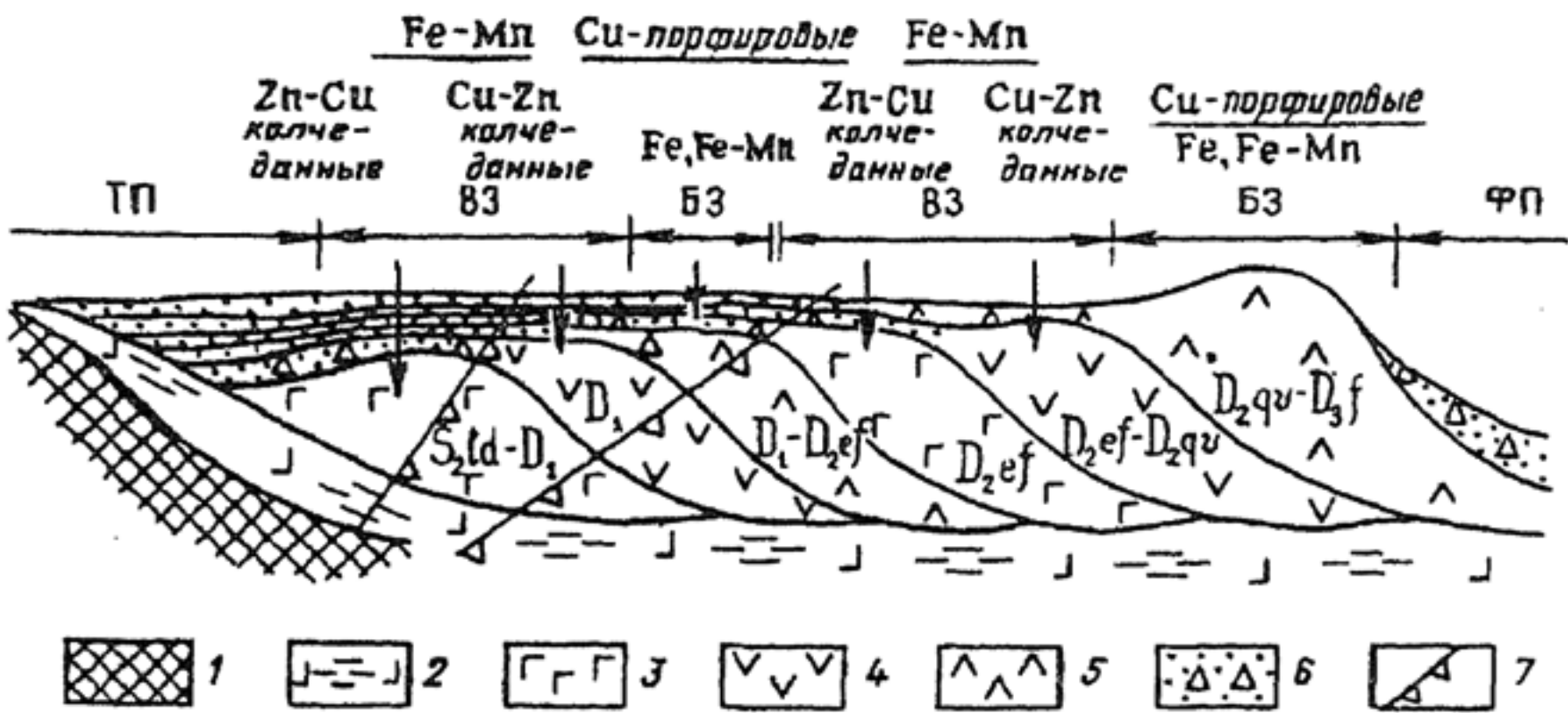


Рис. 5. Принципиальная схема строения Западной и Восточной Магнитогорской эвгеосинклиналей (по А.И.Кривцову).

1 — докембрийские метаморфические комплексы, 2 — однородная базальтовая формация, 3 — контрастная (базальт-риолитовая) формация, 4 — непрерывная (базальт-андезит-дацит-риолитовая) формация, 5 — базальт-андезит-базальтовая формация, 6 — удаленные вулканогенные и терригенные фации, включая турбидитные образования, 7 — условное положение поверхностей эрозионного среза, отвечающих структуре дислоцированных эвгеосинклинальных комплексов, ТП — тыльные прогибы, ВЗ — островодужные зоны внутренние, БЗ — барьерные зоны, ФП — фронтальные прогибы

Архейские кратоны. Наиболее крупными и изученными являются кратоны: Западно-Австралийский, Сьюпириор (Канада), Северо-Ляопинский (Китай), Карнатака (Индия), Чаро-Олекминский (Россия). В их пределах развиты гранитогнейсовые комплексы и зеленокаменные пояса. Эти пояса имеют трехчленное строение (снизу вверх): 1) базальтовые и ультраосновные коматитовые лавы с магматическими медно-никелевыми месторождениями; 2) контрастные вулканогенные андезит-риолитовые и осадочные толщи с колчеданно-полиметаллическими месторождениями и 3) терригенные осадочные и вулканомиктовые серии с гидротермальным золотым оруденением. В гранитогнейсовых комплексах развиты главным образом слюдяные и редкометальные пегматиты.

Эпикратонные впадины. На стабильных архейских кратонах в раннем протерозое формировались крупные, длительно развивавшиеся (10—100 млн лет) впадины, выполненные мощными (более 20 км) сериями терригенных пород (песчаники, граувакки и др.) и эффузивов (преобладают базальтоиды). С этими структурами связаны крупнейшие в мире месторождения: 1) золота и урана (в конгломератах Витватерсранда); 2) медных руд (в песчаниках Удокана) и 3) железистых кварцитов (впадина Хаммерсли).

Протерозойские подвижные пояса. К ним относятся региональные разломные структуры, с которыми ассоциирует широкий спектр геологических формаций — от субмаринных базальтоидных, через островодужные до кислых субаэральные. В локальных трогах, маркирующих эти пояса, развиты все типы осадочных формаций — от граувакковой до карбонатной. В больших объемах представлена впервые появившаяся в разрезах земной коры черносланцевая формация. Отмечаются широкие вариации метаморфизма — от низких ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций.

С протерозойскими поясами связаны четыре типа месторождений: 1) колчеданно-полиметаллические (Брокен-Хилл, Австралия, и др.); 2) железистые кварциты; распространены на всех платформах мира; 3) золоторудные в черносланцевых сериях (Мурунтау, Узбекистан; Сухой Лог, Россия, и др.); 4) урановые в зонах стратиграфического и структурного несогласия (Рейнджер, Австралия; Сигар Лейк, Канада и др.).

Области протоактивизации. Начиная с границы архея и протерозоя и вплоть до верхнего протерозоя стабилизированные блоки земной коры неоднократно испытывали интенсивные деформации и рассекались глубинными разломами. Тектонические процессы сопровождались субаэральным вулканизмом и осадконакоплением, внедрением впервые в геологической истории земли гигантских интрузий ультраосновного, щелочного и кислого состава, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, мощным и разнообразным эндогенным оруденением (Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве, Ю.Африка; Чинейский массив, Забайкалье, Россия; Стиллуотер, США и др.).

В зависимости от ведущего геологического и рудообразующего процесса выделяют три типа областей протоактивизации: тектоноплутонический, тектоновулканический и тектоно-метасоматический. Типоморфные месторождения этих областей представлены: магматическими залежами медно-никелевых, хромовых, платиноидных и титановых руд в ассоциации с базит-гипербазитами; метаморфогенными редкометальными и слюдяными пегматитами; широким набором гидротермальных месторождений: постмагматических олова, вольфрама, молибдена; поствулканических золота, урана, флюорита; стратиформных свинца и цинка; алмазоносных кимберлитов и лампроитов.

Платформенный чехол. В истории развития докембрийских платформ Ю.Г.Старицкий выделяет три этапа. В течение первого этапа, охватывающего период времени от нижнего протерозоя до нижнего палеозоя, на платформах господствовал

континентальный режим и в локальных впадинах формировались карбонатные и эвапоритовые толщи. Для второго этапа (палеозой-средний мезозой) характерны крупные эпиконтинентальные моря с мощными карбонатными, терригенными и угленосными формациями. Поздний этап (верхний мезозой-кайнозой) отличается контрастными дифференцированными перемещениями жестких блоков, возникновением глубоких впадин с терригенно-карбонатными толщами.

В процессе формирования платформенного чехла образовались помимо осадочных три магматические формации: трапповая (основная), щелочная ультраосновная и трахибазальтовая. Объем магматитов платформ превосходит объем этих образований складчатых областей.

С трапповой формацией связаны месторождения: медно-никелевые (Норильское, Россия), самородной меди, железных руд (Коршуновское, Сибирь, Россия), исландского шпата, графита и хризотил-асбеста.

С щелочной ультраосновной и трахибазальтовой формацией ассоциируют месторождения: карбонатитовые редких земель, фосфора, урана, флюорита; апатитовые и редких земель в нефелиновых сиенитах; алмазоносных кимберлитов и лампроитов.

В чехле платформ формируются следующие типы экзогенных месторождений: осадочные железа, марганца, фосфоритов, серы, солей; инфильтрационные меди; россыпные алмазов, циркона, золота, платины, олова.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

В морских бассейнах установлено три группы месторождений: 1) образованные в континентальных обстановках; 2) возникшие или преобразованные в прибрежно-морских условиях (россыпи); 3) сформировавшиеся на дне океанов. К собственно морским месторождениям относятся рудные объекты второй и третьей групп.

Прибрежно-морские и морские россыпи. В настоящее время промышленный интерес представляют: ильменит-рутил-циркон-монацитовые россыпи Индийского и Атлантического океанов; золотосодержащие и платиноносные Аляски и Филиппин; хромитовые с золотом и платиной Атлантического побережья США, алмазов Южной Африки.

Важное значение имеют затопленные пляжи пологих морских побережий. Их разрабатывают для получения кварцевых песков для стекольной промышленности; цементных песков (устричные раковины) (Атлантическое и Тихоокеанское побережье)

США; черных песков в качестве железных и титановых руд (Япония, Цейлон). Особенностью этих россыпей является их восполняемость — восстановление прежних запасов после определенного перерыва в добычных работах.

Месторождения, образованные на дне морей и океанов. К ним относятся залежи фосфоритов, железомарганцевые конкреции и сульфидные руды. Фосфориты и фосфатные отложения накапливаются на континентальных окраинах и подводных поднятиях.

Железомарганцевые конкреции и корки содержат важные элементы-примеси — никель, кобальт, медь. К категории перспективных относят площади со средней плотностью 10,9 кг/м². Наиболее широко накопление конкреций протекало в мировом океане между 10 и 40° северной и южной широты. Максимальная концентрация никеля и меди (2,5—3,5%) наблюдается на глубинах 3,5—6,0 км. В пределах подводных склонов островов Гавайского архипелага выделяют кобальтоносные железомарганцевые корки (Co 1,15—2,5%; Cu — 0,05%).

Сульфидные и окисно-сульфидные рудные образования формировались вулканогенно-осадочным способом в трех геодинамических обстановках: 1) в срединно-океанических хребтах и сопряженных с ними рифтах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, хр.Хуан де Фука, Галапагосский рифт); 2) в окраинно-континентальных прогибах (Гуаймас, Калифорнийский залив); 3) в межконтинентальных рифтах (Красное море). Здесь в локальных впадинах (типа Атлантик II) накапливаются сульфидоносные илы в тесной ассоциации с оксидами железа и марганца. В этих илах сконцентрированы многомиллионные запасы цинка, меди, свинца; тысячи тонн серебра и сотни тонн золота. Это потенциальные руды будущего.

Эндогенная металлогения современных морей и океанов протекала главным образом в альпийскую эпоху. Наиболее рудоносны островные дуги и примыкающие к континентальным блокам геологические структуры. Все известные породы Мирового океана являются производными базальтовой магмы. С гарцбургитами тесно ассоциируют хромитовая, платиновая и титаномагнетитовая минерализации. С толеитовыми базальтоидами связаны колчеданные вулканогенно-осадочные рудные образования. Постмагматический метаморфизм носил изохимический характер и представлен серпентизацией и зеленокаменными преобразованиями.

Экзогенная металлогения океана грандиозна. Запасы руд, сконцентрированные в железомарганцевых конкрециях и корках, превышают мировые ресурсы железа и марганца на континентах в десятки тысяч раз. Неисчерпаемы также запасы меди, цинка, кобальта, никеля и многих других элементов.

В фанерозое в послеплатформенную стадию развития земной коры на обширных территориях жестких континентальных плит протекал сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, приводивший к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений.

Согласно А.Д.Щеглову, существует два основных типа таких областей — один формируется в пределах консолидированных рам геосинклиналей и называется отраженным, а второй — возникает на любых структурах и не связан с предшествующими геосинклинальными образованиями.

Первый тип представлен двумя вариантами развития геологических процессов. В одном варианте в активизированных областях консолидированных геосинклинальных рам формируются магматические комплексы и эндогенные месторождения, близкие по составу и синхронные по возрасту с соответствующими образованиями, возникшими в смежных, активно развивающихся геосинклинальных прогибах. Примерами могут служить медно-молибденовые, золоторудные и полиметаллические месторождения поздней стадии геосинклинального развития, ассоциирующие с интрузиями гранодиоритов. Они широко представлены в Забайкалье, Горном Алтае и других регионах.

Во втором варианте в геосинклинальных рамах проявляются магматизм и эндогенная минерализация, не известные в смежных геосинклинальных прогибах, но синхронные определенным стадиям развития последних. К этому типу относят рудные образования (медные, молибденовые и др.) некоторых наземных вулканических поясов, например, Центрального Казахстана, обрамления Иранского срединного массива. Крупные гидротермально-осадочные месторождения свинца, цинка, марганца и железа Успенской зоны Казахстана также относят к образованиям, связанным с процессами отраженной активизации.

Второй тип областей тектономагматической активизации возникает на любом жестком континентальном субстрате и полностью независим от процессов, протекающих в смежных геосинклинальных системах. Формирование этих областей протекает в две стадии — раннюю и позднюю. В обоих случаях ведущим типом структур являются глубинные разломы.

В первую стадию в ассоциации с разломами возникают наложенные изометричные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями. На пересечении разломов образуются рудные узлы грейзеновых и плутоногенных гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена (редкоземельные карбонатиты, колумбитоносные

граниты) гидротермальные рудные районы и поля с золотой и полиметаллической минерализацией: Джидинское вольфрамовое (Забайкалье), Кураминская полиметаллическая зона (Тянь-Шань), Эльдорадо урановое (Канада) и другие месторождения.

Во вторую стадию также возникают наложенные впадины, но они выполнены главным образом грубообломочными континентальными угленосными отложениями. Разрез часто венчают излияния базальтов. Отмечаются небольшие щелочные интрузии. В эту стадию формируются эпитепральные низкотемпературные флюоритовые, баритовые, полиметаллические, урановые, сурьмяные и марганцевые месторождения (Забайкалье, Родопы и другие регионы).

В областях активизации второго типа могут присутствовать или отсутствовать наложенные впадины. Кроме того, отмечается различная степень проявления дизъюнктивной тектоники, магматизма и рудоносности.

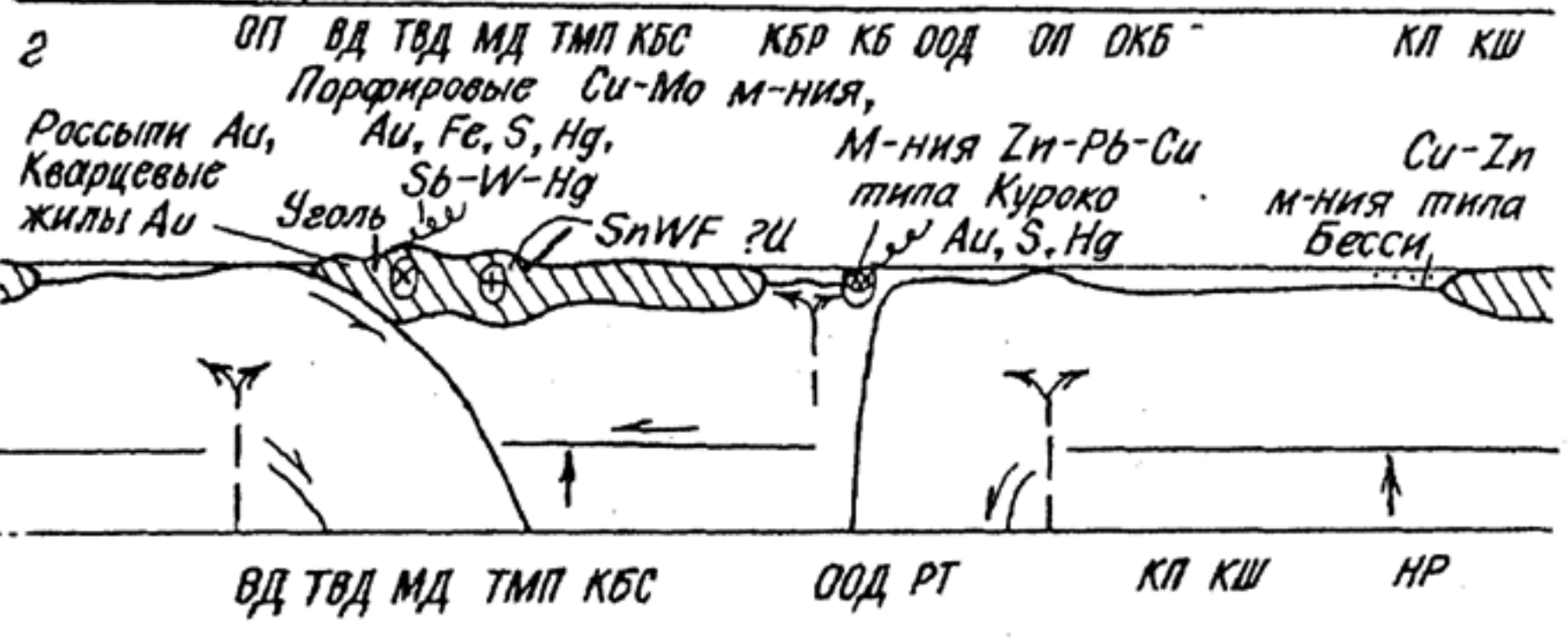
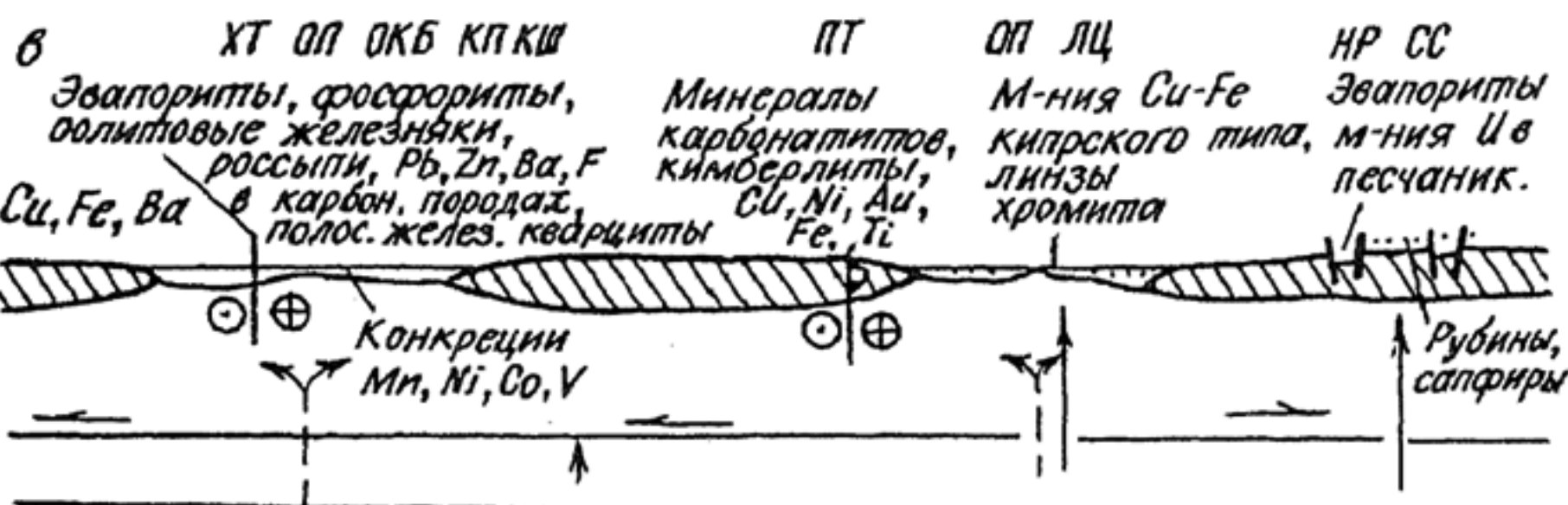
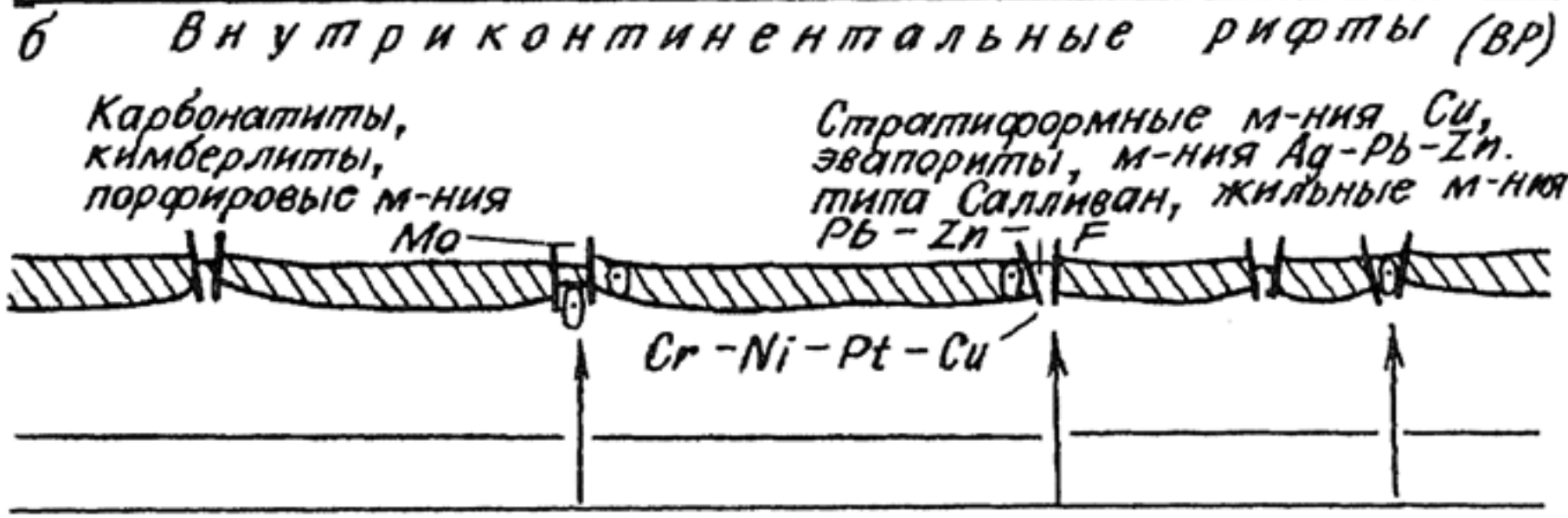
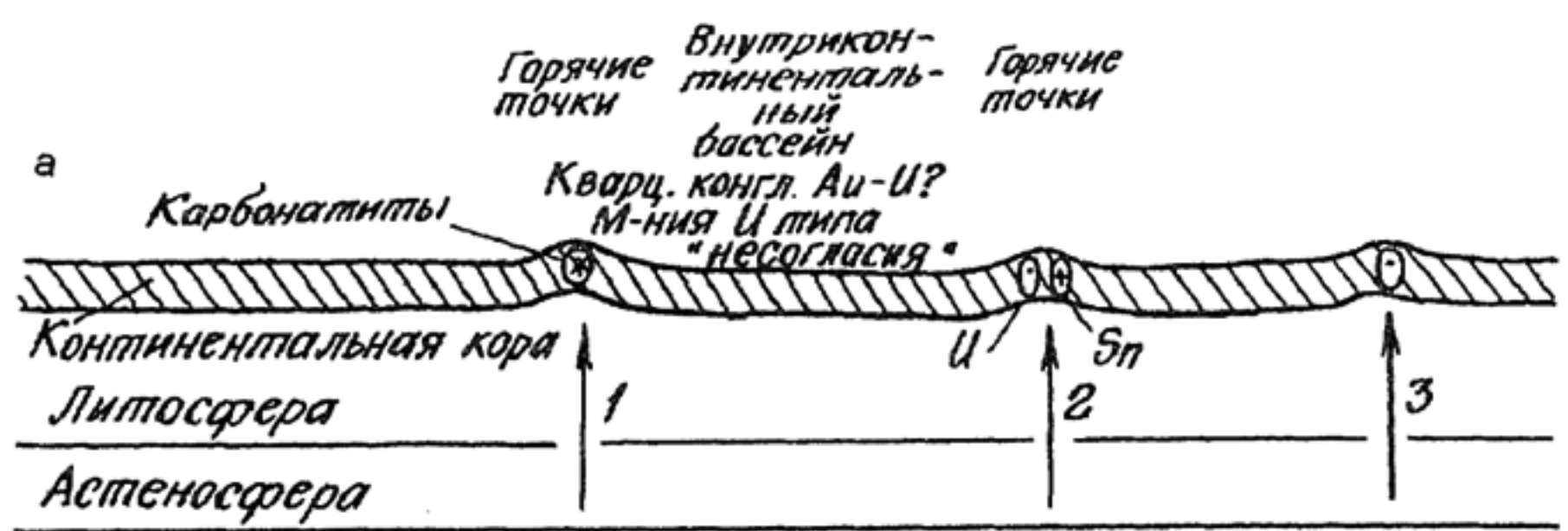
По масштабам воздействия на докембрийские платформы процессов тектоно-магматической активизации последние разделяются на четыре категории: интенсивно активизированные (восточная часть Китайской, юг Сибирской); активизированные (Сибирская, Африканская, Балтийский щит Восточно-Европейской); слабо активизированные (юг Северо-Американской) и неактивизированные (крупные части Восточно-Европейской, Бразильской и Австралийской).

Глава 3. Геологические условия образования месторождений с позиции мобилистской концепции

Основные положения широко используемой в настоящее время мобилистской концепции или тектоники литосферных плит были разработаны в 60—70-е гг. Р.С.Дитцем, П.В.Гилдом, Ф.И.Савкинсом, А.Митчеллом, М.Гарсоном, Л.П.Зоненшайном, В.Е.Хаиным и многими другими учеными.

Основу концепции составляет орогенический цикл Уилсона, который обычно охватывает промежуток времени 200—250 млн лет. Цикл разделяется на пять стадий: внутриконтинентального рифтообразования, расширения океанического дна, поглощения океанической коры, столкновения литосферных плит и заключительная (стабилизационная) (рис. 6).

I. Стадия внутриконтинентального рифтообразования или магматизм и металлогения горячих точек. В соответствии с конвективной моделью развития земли, разрабатывае-



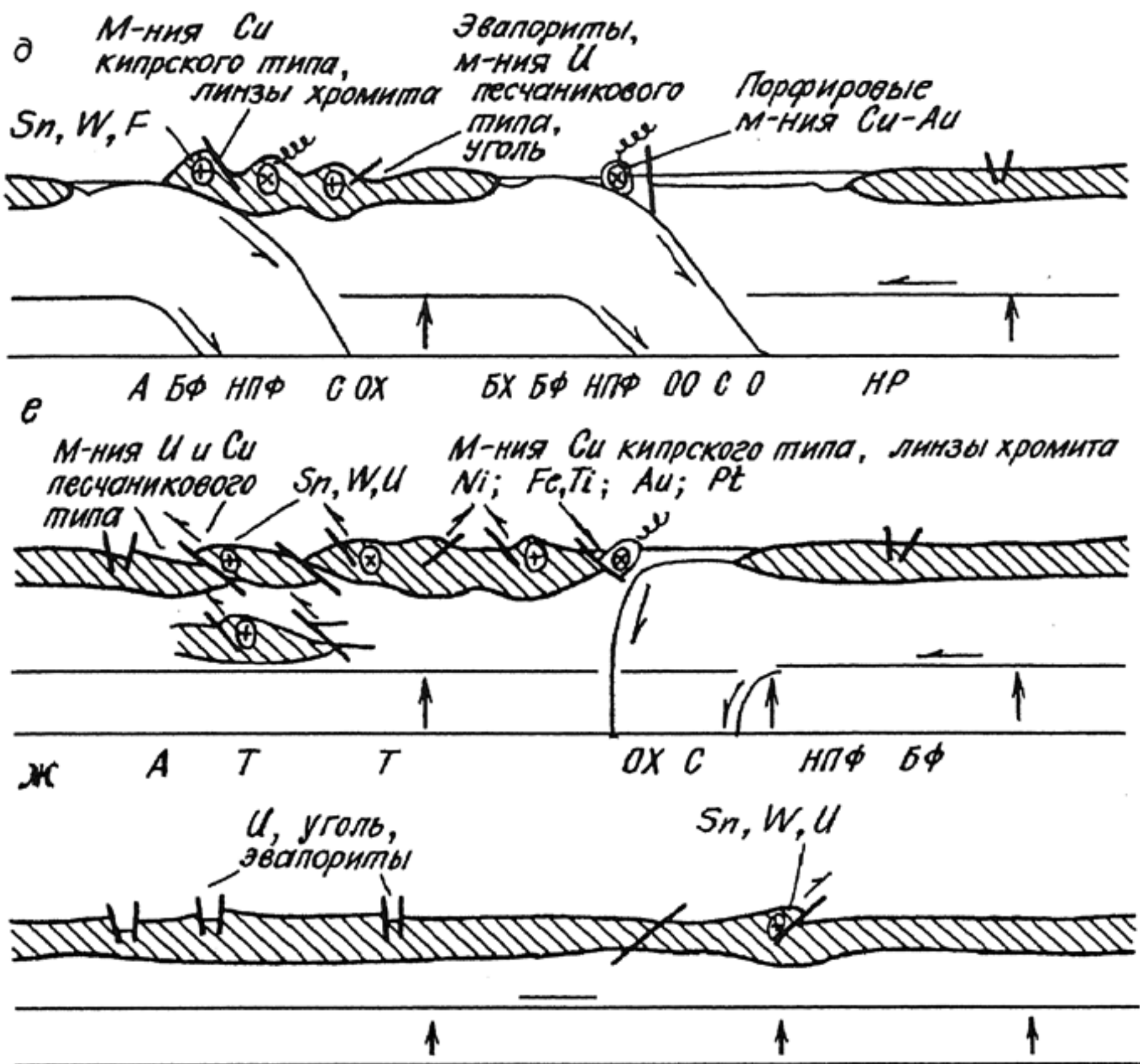


Рис. 6. Оруденение в орогеническом цикле Уилсона (по А.Митчеллу, М.Гарсону). Различия в толщине литосферы не учитываются.

А — авлакоген, КБС — краевой тыловодужный бассейн сжатия, КБР — краевой тыловодужный бассейн растяжения, ТМП — тыловодужный магматический пояс, КП — континентальное подножие, КШ — континентальный шельф, БФ — бассейн форланда, НР — неразвившийся рифт, НПФ — надвиговый пояс форланда, Т — трог и грабен, БХ — бассейн хинтерланда, КГТ — купол горячей точки, ОХ — окраина хинтерланда, ВБ — внутриконтинентальный бассейн, ВР — внутриконтинентальный рифт, ЛЦ — линейная островная цепь, МД — магматическая дуга, КБ — краевой бассейн, ВД — внешняя дуга, ТВД — трог внешней дуги, ОКБ — океанический бассейн, ООД — океаническая островная дуга, ОП — океаническое поднятие, СС — след мантийной струи на континенте, О — остаточный бассейн, ХТ — трансформа хребет-хребет, С — сутурная зона, ПТ — продолжение трансформы, РТ — трансформный разлом, ОО — обдуктированные офиолиты. Интрузии (символы в кружочках): точки — щелочные, звездочки — карбонатиты, кресты — плюмазитовые граниты литосферы, стрелки — мантийные струи, точки — океанические островные цепи и континентальные базальты, трассирующие след мантийного потока

мой Е.В.Артюшковым, Л.П.Зоненшайном, С.А.Ушаковым, А.А.Ковалевым и другими учеными, в ослабленных участках литосферных плит мантийные магматические струи нагревают литосферу, образуют купольные поднятия, в ядрах которых генерируются кислые, реже основные, щелочные магмы. В результате в однородных платформенных блоках возникают системы радиальных, а внутри орогенных поясов линейных рифтов (их иногда называют приразломными или тафрогеосинклиналями).

С возникшими в эту стадию геологическими структурами тесно ассоциируют следующие типы и группы месторождений полезных ископаемых.

1. В межматериковых рифтах накапливаются рассолы и металлоносные осадки с медью, цинком, серебром и другими элементами (впадины Красного моря).

2. В рифтовых зонах континентов формируются базито-ультрабазитовые расслоенные интрузии с медно-никелевыми, платиноподобными, хромитовыми и титаномагнетитовыми месторождениями (Бушвельдское, ЮАР; Великая Дайка, Зимбабве; Норильское, Печенга, Россия).

3. В зонах тектономагматической активизации предрифтовой стадии образуются: а) алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки (Южная Африка, Якутия, Австралия); б) ультрабазито-щелочные интрузии с карбонатитами. В них заключены месторождения; апатито-магнетитовые с флогопитом, вермикулитом и флюоритом (Ковдорское, Россия); карбонатитовые тантало-ниобиевые, редкоземельные, урановые и медно-молибденовые месторождения (Южная Африка, Канада и др.); в) интрузии нефелиновых сиенитов с апатит-нефелиновой и редкоземельной минерализацией (Хибинское, Россия); г) интрузии щелочных гранитов с олово-вольфрамовыми грейзенами и тантало-ниобиевыми жильными месторождениями (Джос, Нигерия, Рондония, Бразилия).

4. Во внутриконтинентальных рифтах формируются: в терригенных толщах стратиформные полиметаллические руды (Салливан, Канада; Маунт-Айза, Австралия; Гамсберг, ЮАР), урановые месторождения роллового типа (Канада); в эвапоритовых комплексах залежи натриевых и калиевых солей, магнезиты, фосфориты.

II. Расширение (спрединг) океанического дна. В процессе прогрева в зонах мантийных струй единый континент раскалывается на несколько частей. Этот процесс контролируется двумя геодинамическими режимами, связанными с вращением земли и конвективным движением вещества в мантии.

1. Один режим проявляется при перемещении континентальных блоков в восточном направлении. В этом варианте скорость движения блоков всегда медленнее течения вещества в астеносфере.

2. Другой режим характерен для плит, движущихся в западном направлении. Их скорость превышает скорость течения астеносферных струй.

В эту стадию возникают срединно-океанические хребты, представляющие собой глубинные расколы литосферы, по которым в придонные области поступает мантийный магматический материал (главным образом базальтовые толеитовые магмы). Он формирует океаническую кору. По мере удаления в обе стороны от оси хребта отмечается удревнение возраста коры.

Спрединговая стадия разделяется на две подстадии — начальную и зрелую. Начальная подстадия (Красноморский тип) фиксирует самые ранние моменты зарождения океана после раскола единой континентальной плиты (Красное море). Зрелая (Атлантический тип) подстадия характеризуется вполне развившемся океаническим бассейном с четко обособившимся центральным поднятием (срединно-океаническим хребтом). С одной стороны от поднятия развиваются процессы активной, а с другой стороны — пассивной окраины расколовшегося континента.

В эту стадию месторождения полезных ископаемых формируются в следующих геологических ситуациях.

1. В областях срединно-океанических хребтов, на их склонах и в осевых рифтах образуются вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические и оксидные железомарганцевые месторождения.

2. В глубинных зонах океанических хребтов вблизи или ниже границы Мохоровичича формируются в дунитовых комплексах линзы хромитов (кайнозойские месторождения Кубы); в массивах перидотитов никелевые, титаномагнетитовые, золоторудные и платиноидные руды (верхнемезозойские месторождения Филиппин, Италии, Греции и др.).

3. В зонах трансформных разломов образуются стратиформные баритовые и вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические залежи (Прииртышский рудный район, Казахстан, девонские месторождения).

4. На пассивных окраинах континентов, рассеченных рифтами, накапливается осадочная серия, включающая в основании стратиформные медные руды, в средней части толщи эвапоритов и в верхней — фосфоритовые пачки. В захороненных карбонатных отложениях шельфа образуются эпигенетические пластовые свинцово-цинковые и барит-флюоритовые месторождения.

III. Поглощение (субдукция) океанической плиты. Предыдущая стадия расширения океанического дна приводит к тому, что в сформировавшемся бассейне в зонах активных континентальных окраин происходит пододвигание океанической плиты под более легкую континентальную. Образуется зона Беньофа-Заварицкого. В зависимости от географического положения возникающих зон выделяют два основных тектономагматических типа систем — западный и восточный.

Западный или Андийский тип. Субдукция, связанная с охлаждением и увеличением плотности базальтов при движении океанической плиты на восток приводит к формированию пологопадающей зоны Беньофа-Заварицкого и образованию вследствие латерального сжатия системы дуг (островных, вулкано-плутонических и магматических), вытянутых вдоль континентальной окраины.

В возникшей системе можно выделить четыре основных структурно-металлогенических элемента (с запада на восток): внешнюю дугу и глубоководный желоб, вулкано-плутоническую дугу, тыловодужный магматический пояс и краевой бассейн сжатия.

1. Внешние дуги и глубоководные желоба. В процессе движения океанической плиты на восток морские осадки тектонически наращиваются над зоной субдукции, формируя внешнюю дугу. В ее пределах образуется чешуйчатый флишевый комплекс с пластинами океанической коры. Здесь выводятся на поверхность возникшие ранее месторождения офиолитовой ассоциации: а) колчеданные кипрского типа в эффузивах основного состава; б) хромитовые, тальковые, асбестовые и магнезитовые в ультрабазитах. Формируются низкотемпературные золото-кварцевые жилы. В троге внешней дуги возникают золотые россыпи.

2. Вулкано-плутоническая (магматическая) дуга отделяется от внешней узким трогом. В ее пределах широко развиты известково-щелочные лавы среднего и кислого состава, а в ядерной части дугового хребта располагаются гранодиоритовые и гранитные плутоны. С ними ассоциируют: медно-молибденпорфировые и олово-вольфрамовые месторождения. В связи с андезитовым вулканизмом отмечаются потоки магнетит-гематит-апатитовых лав и стратифицированные проявления сурьмы, вольфрама и ртути.

3. Тыловодужный магматический пояс. Мощное давление континентальной плиты создает в тыловой части зоны субдукции систему чешуйчатых надвигов, падающих на восток и значительно утолщающих континентальную кору. В этой геодинамической обстановке формируются интрузии анатектических гранитов с оловорудными месторождениями.

4. Завершает систему меридиональных геологических структур краевой бассейн сжатия. Он выполнен терригенными осадками и содержит инфильтрационное урановое оруденение в песчаниках, залежи солей в эвапоритовых толщах и угольные пласты.

Восточный или Японский тип тектономагматической системы возникает при движении континента на запад. На его восточной границе формируется активная окраина. В данном случае скорость перемещения континента более высокая, чем скорость течения вещества астеносферы. Субдукция догоняющей океанической плиты происходит по крутопадающей зоне Беньофа-Заварицкого и приводит к напряжению растяжения в тыловой части дуги. В результате развивается тыловодужный спрединг и краевой бассейн.

Рудоносность как внешней, так и вулканоплутонической дуги в целом соответствует описанной для западного типа систем. Отличие заключается в более интенсивном проявлении вулканических процессов, риолитовом составе лав и широком распространении колчеданно-полиметаллических стратиформных цинково-медно-свинцовых месторождений с высокими содержаниями золота и серебра и выделенных в самостоятельный тип Куроко. Кроме того, в базальтах, ассоциирующих с риолитами, встречаются месторождения серы, ртути и золота. Меднопорфировые руды, связанные с диоритовыми интрузиями, обеднены молибденом и обогащены золотом.

IV. Столкновение в системах «континент — континент» и «континент — дуга». В стадию столкновения можно выделить два режима — пассивный и активный. В первом случае процесс субдукции протекает в обстановке постепенно затухающей тектонической активности. Подобная ситуация в настоящее время наблюдается в районе Средиземного моря. Сближение краев континентов (в данном случае Африканского и Европейского) обычно протекает вплоть до их смыкания. Во втором варианте наблюдается активное столкновение континентов с возникновением межконтинентального орогенного пояса, аналогичного современной горной системе Памира и Гималаев.

Сближение континентов приводит к закрытию океана; исчезновению остаточного бассейна между ними; возникновению надвигового пояса форланда и бассейна форланда. Место сочленения плит маркируется сутурной зоной.

В надвиговом поясе форландов формируются анатектические плюмазитовые граниты с олово-вольфрамловыми месторождениями (третичные интрузии Гималаев, триасовые массивы Малайзии и др.); лейкократовые синтектонические граниты, содержащие урановое оруденение (герцинские граниты Централь-

ного массива Франции и др.). В бассейнах форландов образуются медные и урановые инфильтрационные месторождения в терригенных толщах (третичные молассовые комплексы Индии и Пакистана). В сутурных зонах встречаются вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения офиолитовой ассоциации, образованные в более ранние стадии и выведенные тектоническими процессами на дневную поверхность (меловые вулканиты Кипра, ордовикские офиолиты Ньюфаундленда). В глубинных частях сутурных зон возникают месторождения жадеита, нефрита и ювелирных корундов (меловые комплексы Бирмы).

В системе столкновения континент—вулканическая дуга происходит захлопывание восточного океана и соединение разрозненных обломков континентальных плит в единый монолит.

Столкновение дуги с континентом сопровождается надвиганием офиолитов на континентальный форланд с образованием тектонического покрова. При этом оказываются поднятыми на поверхность колчеданно-полиметаллические месторождения ранних стадий цикла Уилсона (обдуктированные офиолиты). В бассейнах хинтерланда и форланда накапливаются: миогеосинклинальные осадки со стратиформными месторождениями медно-ванадиево-урановых руд; толщи эвапоритов и угольные формации. В надвиговом поясе форланда возникают анатектические граниты с месторождениями олова, вольфрама, урана, иногда серебра, никеля и кобальта.

V. Заключительная стадия. Эта стадия завершает цикл Уилсона. Для нее характерно возвращение единого континента в его первоначальное состояние, затухание тектонических и магматических процессов, формирование систем амагматических рифтов, выполненных мелководными терригенно-карбонатными осадками с седиментогенными месторождениями и эпитермальными полиметаллическими и инфильтрационными урановыми рудами. В эту стадию появляются поздние континентальные вулканические пояса с золото-серебряными и полиметаллическими месторождениями.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ И МОБИЛИСТСКОЙ МОДЕЛЯМИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Геосинклинальная концепция, ядро которой составляет полистадийная гипотеза развития складчатых поясов, представляет собой фундаментальное эмпирическое обобщение, аккумулировавшее опыт более чем столетних исследований геологов всего мира. Она дает реальную, но неполную картину земной коры, упрощая многие геологические явления. Главный недостаток

данной концепции заключается в отсутствии удовлетворительного объяснения металлогении двух типов резко контрастных структур земной коры — океанических и континентальных плит. Кроме того, она не дает удовлетворительного объяснения механизма формирования и особенностей магматизма и металлогении таких глобальных структур как срединно-океанические хребты, активные и пассивные окраины континентов, причин и больших масштабов горизонтальных тектонических движений и некоторых других металлогенических проблем.

Мобилистская концепция более объективно и полно описывает происхождение и металлогению основных структур земной коры и позволяет всесторонне оценить глобальные геологические процессы, приводящие к формированию месторождений полезных ископаемых. Однако в современном виде эта концепция еще далека от совершенства. Она относительно удовлетворительно объясняет тектоно-магматические и металлогенические процессы мезокайнозоя, но более древние геологические события еще ждут своего объяснения. Слабым звеном данной концепции является также отсутствие теоретически обоснованных моделей развития земли с учетом накопленного эмпирического геологического материала. Особенно сложные и противоречивые представления касаются ранней истории нашей планеты. Много неясного связано и с современными данными о строении литосферы, верхней и нижней мантии и ядра, а от них зависят наши знания об источниках рудного вещества и глубинных уровнях формирования месторождений. Несмотря на отмеченные недостатки мобилистская концепция, умело интегрируя основные объективные факты геосинклинальной гипотезы, шаг за шагом по мере успехов всех естественных наук приближает нас к пониманию сложных эволюционных процессов, приведших к возникновению в определенных структурах и в определенные эпохи аномальных скоплений рудного вещества.

Стадии цикла Уилсона и стадии геосинклинального цикла В.И. Смирнова тесно взаимосвязаны. Ранняя геосинклинальная стадия соответствует трем стадиям Уилсона — внутриконтинентального рифтообразования, расширения океанического дна и поглощения океанической коры. Средняя стадия идентична стадии столкновения литосферных плит и поздняя аналогична заключительной (постколизивной) стадии мобилистского цикла. Даже из беглого сопоставления обеих схем видно, что мобилистские представления позволяют учесть большее разнообразие процессов циклического тектоно-магматического развития не только подвижных складчатых поясов, но и всех остальных планетар-

ных структур: океанических и континентальных плит, орогенных поясов, различных типов зон Бенъофа-Заварицкого и др.

Глава 4. Периодичность, длительность и глубинные уровни образования месторождений

Геохронология земной коры для целей рудно-металлогенического анализа с позиции геосинклинальной концепции детально разработана В.И.Смирновым. Предложенная им шкала эволюционных событий имеет логарифмический характер. Чем ближе к современности, тем короче выделяемые единицы. Отрезки времени, в течение которых происходит разномасштабное накопление полезных ископаемых в земной коре, представлены следующим геолого-металлогеническим ранговым рядом: период — этап (эпоха) — стадия.

Периоды фиксируют временные интервалы с однородным геологическим режимом в масштабе всей земли. Их границы маркируются кардинальной сменой тектономагматических условий рудообразования.

Этапы (эпохи) представляют собой отрезки геологической истории, определяющие ее цикличность на фоне направленного и необратимого развития земной коры.

Стадии выделяются в рамках этапов и являются звеньями одного циклического процесса. Для них характерен определенный тектонический режим, развитие конкретных магматических и осадочных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Кроме отмеченных широко используют в рудно-металлогеническом анализе такие понятия как цикл и мегацикл. Они не имеют конкретной характеристики и обычно применяются при качественном описании эволюции геологических процессов. Достаточно часто при анализе этапов, имеющих четкую циклическую природу, выделяют подэтапы. К ним относят одну или несколько стадий, отражающих главные элементы тектономагматического цикла.

Согласно представлениям В.И.Смирнова в истории развития нашей планеты можно выделить шесть периодов: лунный, нуклеарный, протгеосинклинальный, интрагеосинклинальный, неогосинклинальный и рифтовый (рис. 7).

Эти периоды в свою очередь разделяются на II этапа или геолого-металлогенических цикла. В общем виде цикл представлен триадой: 1) ранний или собственно геосинклинальный под-

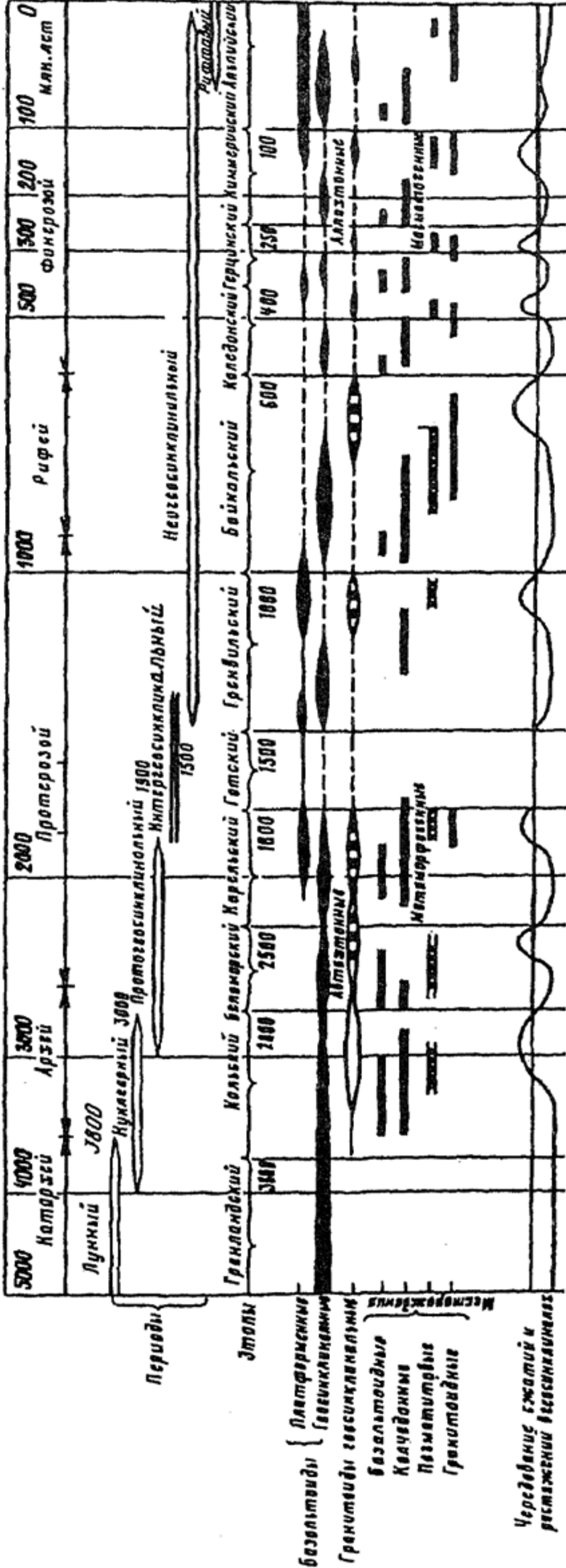


Рис. 7. Этапы эндогенного рудообразования (по В.И.Смирнову)

этап, для которого типоморфны базальтофильные месторождения: колчеданные, титаномагнетитовые, хромитовые и платиноидовые; 2) орогенный подэтап, объединяющий среднюю и позднюю стадию геосинклинального развития с гранитофильным типом минерализации, представленным пегматитовыми, альбититовыми, грейзеновыми, гидротермальными плутоногенными и вулканогенными месторождениями; 3) платформенный подэтап с экзогенным оруденением и эндогенными месторождениями, связанными с процессами тектоно-магматической активизации.

Рассмотрим выделенные периоды и этапы подробнее.

Лунный период (5,0—3,8 млрд лет) представлен одним Гренландским этапом, в течение которого не протекали процессы, характерные для отмеченного выше цикла и не формировались месторождения.

Нуклеарный период (3,8—2,8 млрд лет) также состоит только из одного Кольского этапа, в течение которого сформировались ядра основных кратонов мира с базальтофильными и гранитофильными месторождениями. Первые развиты в архейских зеленокаменных поясах и представлены месторождениями: золоторудными Калгурли (Австралия), Колар (Индия) и другие, медно-никелевыми (Камболда, Австралия), хромитовыми, железорудными и колчеданными (Анабарский массив, Джутджур, Западно-Австралийский кратон и др.).

Протогеосинклинальный период (2,8—1,8 млрд лет) состоит из двух циклических этапов — беломорского (2,8—2,3 млрд лет) и карельского (2,3—1,8 млрд лет). С беломорским этапом связывают появление первых геосинклиналей, расчленивших протоплатформы. В течение первых двух подэтапов — раннегеосинклинального и орогенного — формировались обычные для этих режимов мелкие месторождения. Зато с третьим платформенным подэтапом связано образование уникальных экзогенно-гидротермальных золото-урановых конгломератов Витватерсранда (Южная Африка) и хромитов Великой Дайки (Зимбабве).

В карельский этап (2,3—1,8 млрд лет) рудоносными были все три подэтапа. 1. С ранними базальтоидными формациями ассоциируют гигантские бассейны железистых кварцитов Кривого Рога, КМА и др.; колчеданные месторождения Брокен-Хилл (Австрия), Болиден (Скандинавия); метаморфизованные марганцевые руды (Индия). 2. С орогенными гранитоидами связаны мусковитовые и редкометальные пегматиты Беломорья и Забайкалья; золоторудная минерализация в черносланцевых толщах (Хомстейк, США). 3. Процессы платформенной протоактивизации привели к образованию гигантских рудномагматических центров: с хромитами и платиноидами — Бушвельд (ЮАР), медно-нике-

левыми рудами — Садбери (Канада) и Печенги (Россия); редкоземельными элементами в альбититах; меденосными карбонатами Палаборы (ЮАР); ураноносными конгломератами Элиот-Лейка (Канада) и других рудных объектов.

Интрагеосинклинальный период (1,8—1,5 млрд лет) представлен одним готским этапом. Для него характерно отсутствие эндогенного рудообразования и низкая рудная продуктивность экзогенных процессов.

Неогеосинклинальный период (1,5—0,1 млрд лет) — один из крупнейших в истории земли. В его рамках выделено пять этапов: гренвильский, байкальский, каледонский, герцинский и киммерийский.

В *гренвильский этап* (1,5—1,0 млрд лет) значительные месторождения не образовывались.

Байкальский этап (1,0—0,6 млрд лет) был более продуктивен по сравнению с гренвильским. В это время в раннегеосинклинальный подэтап образовались месторождения: колчеданные (Холоднинское, Горевское в Сибири), титаномагнетитовые (в Норвегии, Канаде, на Урале и других регионах). С орогенными гранитоидами ассоциируют олово-вольфрамовые и редкометалльные пегматиты и грейзены на всех древних платформах. С третьим платформенным подэтапом связаны свинцово-цинковые руды в карбонатных толщах на севере Канады.

Каледонский этап (0,6—0,4 млрд лет) как и предыдущий имеет отчетливое, трехчленное строение. В первый подэтап образовались многочисленные колчеданные месторождения Пиренеев, Аппалач, Скандинавии, Урала (Рио Тинто, Испания; Озерное, Россия). Во второй — редкометалльные пегматиты, альбититы и грейзены Алтае-Саянской области. В третий подэтап формировались редкометалльные карбонатиты Норвегии и других регионов.

Герцинский этап (0,4—0,25 млрд лет) наиболее ярко проявился в пределах складчатых областей Западной Европы и Урало-Монгольского пояса. С ним связывают, как и с каледонским этапом, трехчленный цикл: 1) с геосинклинальными базальтоидами колчеданные, хромитовые и титаномагнетитовые месторождения, 2) с орогенными гранитами типичные редкометалльные пегматиты, альбититы, грейзены и плутоногенные гидротермальные жилы, 3) с активизированными областями платформ редкометалльные щелочные интрузии, медно-никелевые руды в траппах Сибири (Норильск), алмазоносные кимберлиты и редкометалльные карбонатиты.

Киммерийский этап (0,25—0,10 млрд лет) характеризуется главным образом гранитофильной минерализацией; проявился

вдоль окраин платформ. С ним связывают месторождения редких, благородных и радиоактивных элементов.

Рифтогенный период (0,1—0,0 млрд лет) только начался и представлен пока одним альпийским этапом. К нему относят некоторые колчеданные месторождения в субмаринных базальтоидах Японии, Кипра, Малого Кавказа, современных океанов. Со вторым орогенным подэтапом связывают медно-порфировые месторождения Тихоокеанского кольца. Третий подэтап представлен третичными континентальными поясами с благороднометальной, олово-вольфрамовой минерализацией, проявлениями алмазоносного кимберлитового и редкометального карбонатитового магматизма.

В геоисторической металлогении намечаются два рубежа 3,8 и 2,5 млрд лет. С первым связано появление магматических и гидротермальных (колчеданных) месторождений базальтоидной серии и метаморфогенных пегматитов. Второй рубеж маркирует начало образования гранитоидных месторождений — альбититовых, грейзеновых, скарновых и гидротермальных.

Изложенная схема периодичности формирования месторождений наиболее объективно отражает цикличность и последовательность рудообразования для каледонского и герцинского этапов. Во всех остальных случаях она существенно отклоняется от принятой теоретической модели. Особенно много расхождений в интерпретации докембрийской истории, где предложенная трехчленная цикличность в выделенных этапах почти не соблюдается.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С УЧЕТОМ МОБИЛИСТСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Анализ накопленного мирового фактического материала по условиям образования и пространственно-временным соотношениям между геолого-петрологическими тектоническими характеристиками и месторождениями полезных ископаемых показал, что металлогенические эпохи представляют собой неповторимые моменты в истории эволюции нашей планеты. Развившиеся в их пределах рудные провинции, пояса, районы, поля и месторождения являются продуктами особых уникальных эволюционных явлений.

Опираясь на теоретические разработки В.Е.Хаина, О.Г.Сорохтина, С.А.Ушакова, А.А.Сидорова и других исследователей, в истории нашей планеты можно выделить пять основных металлогенических периодов: 1) тонких литосферных плит; 2) высокой тектонической активности, появление мощной континентальной коры и ядра земли; 3) возникновение первых суперконтинентов,

4) слабой тектоно-магматической активности и 5) циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (табл. 5).

I. Период тонких литосферных плит (3,8—3,0 млрд лет) характеризуется однородным тектоническим режимом, средними скоростями движения тонких короткоживущих (16—50 млн лет) литосферных пластин — 5—50 см/год. В этот период активно формировалась первичная континентальная кора со скоростью 3,2—3,6 км³/год и суммарный ее объем составил около 15% от современной. Возникшие массивы гранитоидов характеризовались натриевым профилем. Одними из характернейших особенностей периода являются эпохи складчатости и тесно с ними ассоциирующие (предшествующие) гранит-зеленокаменные пояса. Выделяется по крайней мере шесть таких эпох: 3,80; 3,70; 3,65; 3,56; 3,50; 2,98 млрд лет. На это время приходится первый наиболее грандиозный пик в образовании пегматитовых провинций и полей (3,38—3,42 млрд лет).

В описываемый период формировались первичные металлогенические праформации мантийного, рифтогенного и эпиконтинентального профиля. Эндогенно-экзогенная активность Земли обусловлена восходящими потоками флюидов. Согласно А.А. Маракушеву, специфика петрологической эволюции Земли заключалась в том, что на самых ранних этапах (4,0 млрд лет) в земных недрах протекали все три тектоно-магматических процесса — рифтогенез, незгенез и орогенез.

Рифтогенез — зоны и области (депрессии) максимального утонения земной коры (главным образом океанической). При этом мантия разуплотняется до глубины 15 км и этот процесс прямо коррелируется с объемом излившихся базальтов с низкой щелочностью. Происходит флюидная дебазификация мантийного вещества в результате метаморфизма (развитие пироксена, флогопита и амфиболов, замещающих оливин) и последующее внедрение интрузивных ультраосновных пород.

Незгенез — процесс воздымания в вулканических депрессиях подводных хребтов и островных архипелагов; он характеризует более высокую степень эволюции планетных кор и маркируется проявлениями щелочного магматизма.

Орогенез — воздымание складчатых сооружений и кратонизация — превращение их в плоские равнины (платформы), покрытые горизонтально лежащими осадками. Утолщение коры связано с тектоническим скучиванием и внедрением плит в верхнюю мантию. Происходит разуплотнение вещества в результате дебазификации и метаморфизма под воздействием глубинных потоков флюидов, которые окисляются и превращаются в вод-

Эволюция Земли

Основные геолого-металлогенические периоды	Этапы по В.И.Смирнову	Этапы по В.Н.Козеренко	Цикличность конвективного развития, млн лет	Тектоническая активность, $\text{п} \cdot 10^{20}$, эрг/с	Средняя скорость движения литосферных плит, см/год	Скорость роста (км ³ /год) и объем (%) континентальной коры	
по О.Г.Сорохтину и С.А.Ушакову							
1	2	3	4	5	6	7	
V. Глубинно-мантийная дифференциация, циклическое функционирование механизма тектоники плит	Альпийский	неохрон	Пангея	4	8	0,28	
	Киммерийский			5		0,50	
IV, Многократная переработка первичной коры, слабая металлогеническая активность	Герцинский	мезохрон	570 Гондвана Лавразия	7	10-11	3%	
	Каледонский			8			0,50
	Байкальский			7			10-11
III. Первые суперконтиненты (начало действия механизма тектоники плит)	Гренвильский	мезохрон	470	8	30	1,0	
	Готский		410	8	30	1,0	
	Карельский		380	10	50	2,0	
	Беломорский		380	21	200	2,0	
Образование							
II. Формирование основной массы континентальной коры	Кольский	археохрон	Период 3,8-2,6 млрд лет - 16 циклов, сначала по 20-50 млн лет, а в конце - 200 млн лет. Пластины размером сотни км, их мощность меньше 30 км, время существования меньше 16 млн лет	15	120	50%	
I. Тонкие литосферные плиты. Эпохи складчатости и появления зеленокаменных поясов	Гренландский			25	270	7,1	
				7	5	3,3-3,2	
				10	50	15%	
						3,6-3,3	

и рудообразования

Скорости формирования рудных провинций	Время формирования крупных и уникальных месторождений, млн лет	Примеры месторождений рудных провинций	Главные эпохи формирования месторождений, млн лет			
			Fe-кварцитов	золота	олова	пегматитов
8	9	10	11	12	13	14
Формирование рудных провинций и месторождений только в повышенно-скоростных режимах	325-370	Си-Мо Чукикамата		0-1,0	220-400	
	450-550 800-1000	Колчеданы Урал, Сев. Кавказ Колчеданы Скандинавия, Аппалачи Pb-Zn Холоднинское, Горевское		370-410 550-600		1500-1550
Месторождения образовались при больших скоростях тектонических деформаций в короткое время	1800-2000	Си-Ni Садбери, Печенга; колчеданы Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Оутокумпо, Болиден;	1800-2400	1800-1900	1800-2050	1900-2000
	2285-2300	Au Хоумстейк, Сухой Лог; Cr-Pt Бушвельд; Си Удокан	2300-2800			
ядра						
Повышенно-скоростные режимы формирования рифтов, калиевые гранитоиды	2600-3000	Au-Витватерсранд, Колар, Калгурли	2800-2950			
	2900-3500	Пегматиты слюдяные и редкометалльные - Анабар, Джугджур	3300-3700	2950-3025		
Низкие скорости растяжения в платформенных плитах (меньше $10^{-14}c^{-1}$)	3700-3800	Fe-Исуа, Абитиб				3380-3420

ные флюиды. Развивается по осадочным комплексам андезитовый и гранитный магматизм.

Наиболее древними являются железистые кварциты комплекса Исуа в Гренландии (3,78 млрд лет) и пояса Абитиби в Канаде; осадочно-вулканогенные железистые лептитовые формации типа Алгома (Кируна, Швеция; Оленегорское, Россия и др.) (3,3—3,7 млрд лет).

С гранитоидными полями ассоциируют мусковитовые пегматиты Анабарского щита, Джугжура и редкометальные пегматиты с Nb, Ta в Западной Австралии, Бразилии, Африки с возрастом 2,9—3,5 млрд лет.

С базальтоидными комплексами зеленокаменных поясов связаны месторождения: хромитов в анортозитах (3,5 млрд лет); медно-никелевых руд в коматиитах — (3,0; 3,4 млрд лет); колчеданов Австралии (3,4), Канады (3,4), Южной Африки (2,6—3,4) и Северной Америки (2,9); золота — Калгурли в Австралии — 2,8—3,2 млрд лет.

II. Период высокой тектонической активности, появления мощной континентальной коры и ядра земли (3,0—2,7 млрд лет) характеризуется мощными складчатыми деформациями, охватившими всю кору, резким ускорением и усилением тектономагматической деятельности, которая в это время была максимальной в истории земли (15—25)·10 эрг/с. Появились более крупные литосферные пластины размером сотни км с периодом существования до 200 млн лет; существенно увеличились скорости движения плит, достигая наибольших из установленных — 120—270 см/год.

Процессы дифференциации вещества мощно протекали в пределах коры и самых верхних частей мантии, где температуры достигали 1750°C. С гигантскими скоростями происходил рост объема континентов в интервале времени 3,1—2,5 млрд лет — сначала скорость прироста достигала 7,1 км³/год, а в конце около 2,0 км³/год, а в целом в этот период образовалось более 50% всего современного объема континентальной коры. Одной из главных особенностей петрологической эволюции магматизма описываемого времени явилась смена натриевого гранитного магматизма калиевым.

Наиболее важными металлогеническими событиями периода явилось образование крупных и уникальных экзогенных россыпных, гидротермально-осадочных и осадочных месторождений золота и урана в конгломератах провинции Витватерсранд (2,75 млрд лет); эпиконтинентальных железистых кварцитов КМА (Михайловское, Стойленское и др.); гидротермальных золоторудных полей Австралии (Калгурли); Индии (Колар) и Канады.

III. Период возникновения первых суперконтинентов и начала функционирования механизма тектоники литосферных плит (2,7 — 1,8 млрд лет). Предполагают, что в этот период тектонический режим нашей планеты стабилизировался и приобрел однонаправленное петрологическое и металлогеническое развитие. В рассматриваемое время возникли одни из крупнейших структур — Моногея (2,60—2,30 млрд лет) и Пангея (2,30—1,90 млрд лет). Подобное соединение континентальных плит в единый гигантский суперконтинент протекало в режиме умеренной механической активности и понижающихся скоростей перемещения плит (50—30 см/год).

Возникшие объемы новых океанических плит почти компенсировались поглощением корового материала в глобальной системе зон субдукции. Приращения континентальной коры составляли около 0,4—0,5 км³/год. Существовавшие последовательно Моногея и Пангея на значительный период (300 и 380 млн лет) термодинамически изолировали мантию, что способствовало поддержанию в ее верхней части высоких температур и стимулировало аномальный щелочной магматизм — плутоны анортозитов и гранитов-рапакиви. С анортозитовым поясом Квебека связаны крупнейшие в мире месторождения титана (Лак Тио). В конце периода (1,8—2,0 млрд лет) произошел второй в эволюционной истории земли импульс пегматитообразования.

Гранитный магматизм орогенных поясов с калиевым уклоном сопровождался появлением мусковитовых и редкометальных пегматитов Беломорья, Мамской провинции Забайкалья (1,8 млрд лет); формированием олово-вольфрамовых скарнов Карелии и гидротермальных золоторудных месторождений (1,8—2,0 млрд лет) — Хоумстейк, Сухой Лог, Кобальт и др.

С базальт-липаритовыми вулканическими формациями рифтогенных поясов (периконтинентальных, срединно-океанических, островодужных, трансформных) связаны обширные провинции колчеданных месторождений в Австралии (1,75 млрд лет) (Брокен-Хилл и Маунт-Айза), в Северной Америке (1,7—1,0 млрд лет), Швеции (Болиден, 1,9 млрд лет), Финляндии (Оутокумпо, 1,8—2,3 млрд лет), Карелии (2,0—2,2 млрд лет) и других регионах мира.

С областями тектоно-магматической протоактивизации интрузивного, вулканического и метасоматического профиля ассоциируют крупные и уникальные расслоенные ультраосновные массивы в Южной Африке (Бушвелд, хром-платина, 1,95 млрд лет), в Канаде (Садбери, медь-никель, 1,8—2,0 млрд лет), на Кольском полуострове (Печенга, медь-никель, 1,80 млрд лет) и др. В ультраосновных комплексах на заключительных стадиях их

развития формировались карбонатитовые месторождения с медной минерализацией (Южная Африка), а в линейных зонах урановые и редкометалльные альбититовые месторождения.

Огромнейшие континентальные пространства, разрушающиеся орогенные пояса, мелководные эпиконтинентальные морские палеобассейны, изменения газового состава атмосферы и, главное, эндогенные флюидные потоки — все это способствовало возникновению уникальных провинций: 1) с осадочными железными формациями на Украине (Кривой Рог), в России (КМА, Костомукша), в Австралии (Хаммерсли); 2) с месторождениями медистых песчаников Удокана (1,8—2,1 млрд лет), ураноносных конгломератов Элиот-Лейка (2,2 млрд лет), марганцевых месторождений Индии (1,7—2,3 млрд лет) и многих других рудных объектов.

Золотоносные конгломераты завершали предыдущий период. Для них было характерно в парагенезисе с золотом широкое развитие пирита и уранинита. Рассматриваемый период также завершают крупные провинции золоторудных конгломератов (Южная Африка, Тарква и др.). В них в отличие от древних конгломератов главным сопутствующим минералом является гематит.

На завершающих стадиях периода формировались полевошпатовые породы, обогащенные свинцом (в эксгальционно-осадочных месторождениях). Свинец — индикатор мантийной активности, обусловленной плитой Пангеи. Возникновение синхронно месторождений свинца, заражение морских бассейнов серой, широкое распространение пиритоносных фаций и накопление в бассейнах мощных толщ эвапоритов — все это и предопределило образование крупных и уникальных колчеданоносных полиметаллических провинций. В отличие от аналогичных месторождений предыдущих периодов здесь отмечаются аномальные концентрации свинца.

Поглощение серы и диоксида углерода океаническими водами способствовало накоплению кислорода в атмосфере, энергичному окислению железа и образованию огромных осадочных бассейнов с формациями железистых кварцитов.

IV. Период слабой тектономагматической и металлогенической активности (1,8—0,6 млрд лет) характеризуется относительно стабильным геотектоническим режимом и отсутствием кардинальных перестроек планетарных геологических структур. В течение 800 млн лет практически не образовывались крупные рудные районы и провинции. Оживление эндогенной металлогенической активности началось в конце периода. В отрезке времени 1,0—0,6 млрд лет формировались колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с базальтоидным магматизмом,

в Северной Америке и на Сибирской платформе (Холоднинское, Горевское и др.), а также магматические титаномагнетитовые руды Норвегии (Егерзунд), Канады (Лоуренс Ривер) и России (Урал, Кусинское). В течение этого огромного по длительности периода последовательно сменилось три цикла конвективного развития земли. Наиболее значительные изменения в строении земной коры и мантии были связаны с пятым циклом, начавшемся с образования гигантских суперконтинентов — Гондваны и Лавразии. Вероятно влияние этих структур на характер и интенсивность дифференциации вещества в верхней мантии привело к активизации отмеченных выше рудно-металлогенических процессов.

V. Период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (0,6—0,0 млрд лет) характеризуется усилением тектоно-магматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов. В течение каледонской и герцинской эпох складчатости формировались типичные асимметричные геосинклинальные системы с четкими трехчленными циклами развития. Особенностью данного периода является перемещение фронта дифференциации вещества на глубинные мантийные уровни. Определяющее влияние на течение металлогенических процессов оказал начавший формироваться в раннем палеозое единый суперконтинент Пангея. Он просуществовал до начала мезозоя. Начиная со средней юры Пангея была расколота на ряд континентов, между которыми образовались современные молодые океаны: Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Киммерийская и альпийская металлогения уже полностью контролировалась механизмами тектоники литосферных плит в их наиболее исследованном теоретическом варианте. К этому времени основные физические параметры земной коры практически завершили свое формирование. Объемы возникающей в срединно-океанических хребтах океанической коры примерно равны объемам коры поглощаемой в зонах субдукции. Последние превратились в основные генераторы эндогенного рудообразования. Жесткие континентальные плиты вместе с мощными (сотни километров) корневыми частями превратились в малоподвижные системы с неуклонно понижающимися скоростями горизонтальных перемещений и часто меняющимися векторами таких движений.

С нижнего палеозоя начался процесс усиления глубинной рудно-магматической активности. Многократная переработка огромных масс осадочных и изверженных горных пород в зонах субдукции качественно изменила характер дифференциации и,

как следствие, концентрации рудного вещества. Резко, более чем в два раза по сравнению с предыдущим периодом возросло число рудных формаций. Широкое развитие получили такие новые формации как сурьмяно-ртутная, вольфрамитовая грейзеновая, медно-молибденовая, золото-кварц-халцедоновая и много других. Для периода характерно образование необычайного разнообразия генетических и промышленных как эндогенных, так и экзогенных типов руд. В это время возникли все месторождения бокситов, каолинитов, серы, морских и континентальных россыпей и многих других рудных скоплений.

Длительность формирования месторождений вполне сопоставима с продолжительностью геологических процессов и прежде всего временем образования горных пород. Непосредственные определения абсолютного возраста ранних и поздних рудных минеральных ассоциаций указывают на то, что рудообразование может протекать во временном интервале в зависимости от генетической природы и стабильности рудно-металлогенических процессов от тысяч до десятков миллионов лет. В короткие отрезки времени до десятков тысяч лет возникают жильные и штокверрковые месторождения, ассоциирующие с гранитоидным магматизмом. Более длительные эпохи (5—10 млн лет) необходимы для формирования осадочных железорудных пластов или рудных комплексов расслоенных ультраосновных массивов (Бушвельд, ЮАР; Садбери, Канада).

Уровни глубины образования месторождений условно разделяют на четыре категории: приповерхностную (0,0—1,5 км), гипабиссальную (1,5—3,5 км), абиссальную (3,5—10,0 км) и ультраабиссальную (больше 10 км). Приповерхностные месторождения представлены всей гаммой экзогенных накоплений, вулканогенными и эксгальционно-осадочными рудами. Их формирование протекало в обстановке обилия кислорода, при низких давлениях и температурах. Для руд характерны коллоидные и мелкозернистые минеральные агрегаты и развитие околорудных ореолов аргиллитизации, цеолитизации, хлоритизации и окварцевания.

Гипабиссальный уровень наиболее богат разнообразием рудных образований. Здесь локализуются практически все промышленно-генетические типы эндогенных месторождений. Эта область преимущественного развития гидротермальных, скарновых и магматических в расслоенных интрузиях скоплений полезных ископаемых.

Абиссальная зона беднее рудными образованиями, чем две предыдущие. Здесь формируются главным образом альбитит-грейзеновые, карбонатитовые, пегматитовые и часть магматиче-

ских (хромитовые и титаномагнетитовые) месторождений, ассоциирующих с крупными гранитоидными, основными и ультраосновными плутонами.

В ультраабиссальной зоне образуется небольшая группа метаморфических месторождений (дистеновые, силлиманитовые и андалузитовые сланцы, рутил, корунд и др.). Кроме того, здесь испытывают значительные преобразования руды, сформированные на отмеченных выше глубинных уровнях. Речь идет прежде всего о имеющих важное промышленное значение метаморфизованных месторождениях железа и марганца.

Таким образом, в пределах тонкой верхней оболочки земной коры мощностью около 15 км, так называемой рудосферы, концентрация полезных ископаемых наиболее значительна на приповерхностном и гипабиссальном уровнях. Ниже интенсивность рудообразования уменьшается и в ультраабиссальной зоне практически прекращается.

Выделяют четыре типа источников рудного вещества: 1) ювенильный, магматический, связанный с разнообразными магмами, 2) ассимиляционный, возникший при захвате расплавами ранее образовавшихся минеральных масс, 3) выщелоченный водными растворами из вмещающих пород и 4) экзогенный, образованный в результате выветривания континентальных пород и перевода части соединений либо в истинные растворы, либо во взвеси и сноса их в водные бассейны.

Из магматических расплавов рудное вещество отлагается в результате процессов дифференциации либо кристаллизационной, либо ликвационной. Из водных растворов и рассолов выпадение твердого вещества происходит под влиянием коагуляции, перенасыщения, химических реакций, биохимических преобразований, резкого падения температур и давлений, изменения рН и Eh среды, контрастных изменений электрических и магнитных полей и механического отложения тонких взвесей.

Глава 5. Магматические месторождения

К ним относятся месторождения, образовавшиеся в процессе дифференциации металлоносной магмы ультраосновного или щелочного состава. Это может происходить тремя путями.

1. Рудносиликатная магма при охлаждении разделяется на две несмешивающиеся жидкости — силикатную и рудную, раздельная кристаллизация которых приводит к образованию ликвационных месторождений.

2. В первичной магме не происходит ликвации, а металлы при ее затвердевании входят в состав минералов ранних стадий кристаллизации, формируя раннемагматические месторождения.

3. Для магм, обогащенных летучими соединениями, характерен третий путь. Минералы, содержащие полезные элементы, кристаллизуются после затвердевания породообразующих силикатов, образуя таким образом позднемагматические месторождения.

В изложенном выше виде в природных условиях формирование конкретных месторождений не происходит. На каждом рудном объекте одновременно реализуются все три пути магматической дифференциации вещества. Часто нарушается также временная последовательность событий. Процессы ликвации могут протекать и на заключительных фазах становления интрузивных массивов. Сложность проблемы связана также с неравномерностью, стадийностью и импульсивностью поступления различающихся по составу новых порций магматического расплава в геологические структуры, где происходит рудообразование. Однако условно по преобладающему типу сформировавшихся руд в дальнейшем будем придерживаться данной схемы, выделяя ликвационные, ранне- и позднемагматические месторождения.

ЛИКВАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассматриваемый тип рудных образований ассоциирует с расслоенными интрузиями и включает месторождения: 1) медно-никелевые сульфидные; 2) хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные и 3) редких, редкоземельных и рассеянных элементов.

1. Медно-никелевые сульфидные месторождения связаны с двумя основными геотектоническими обстановками: областями

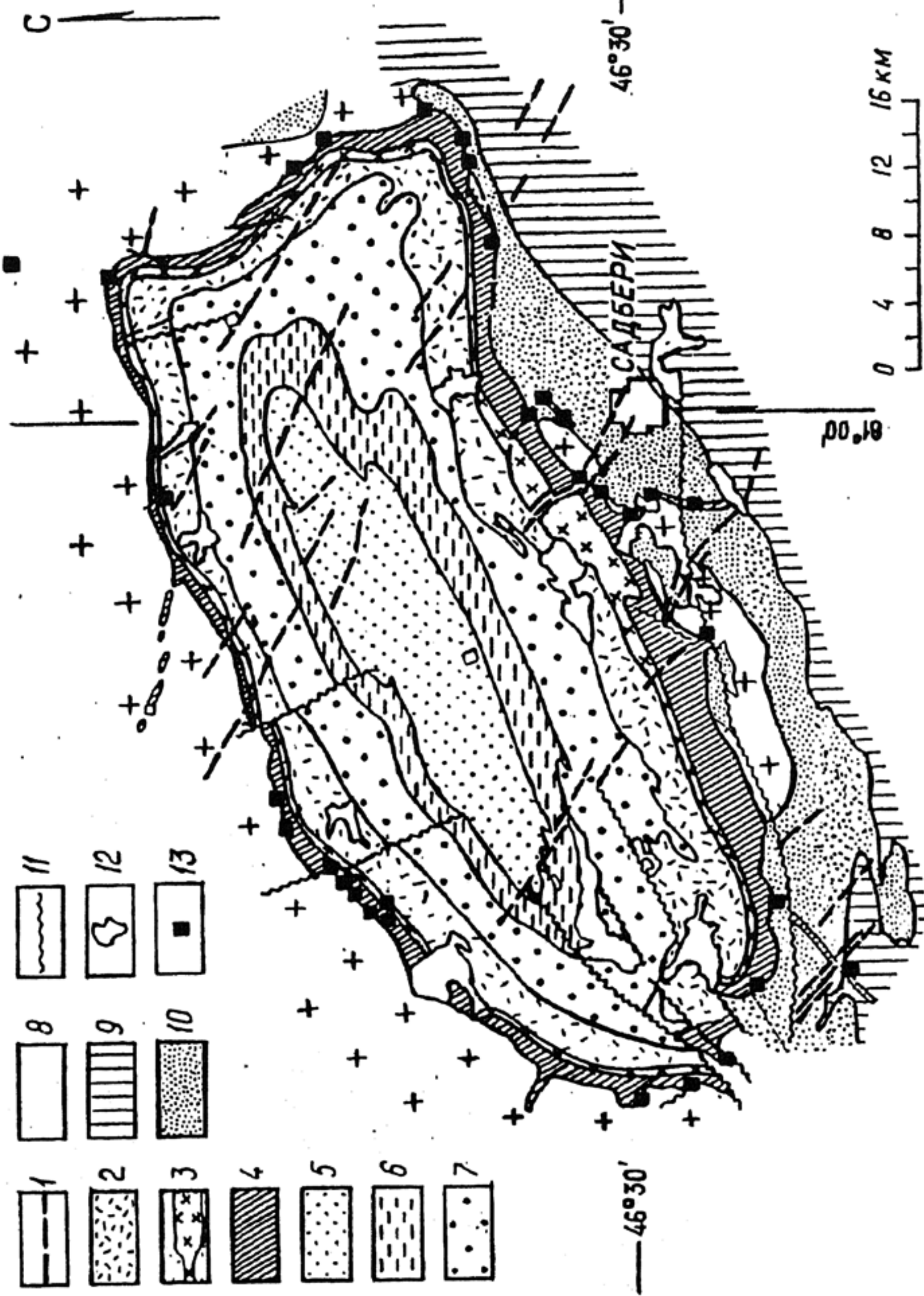
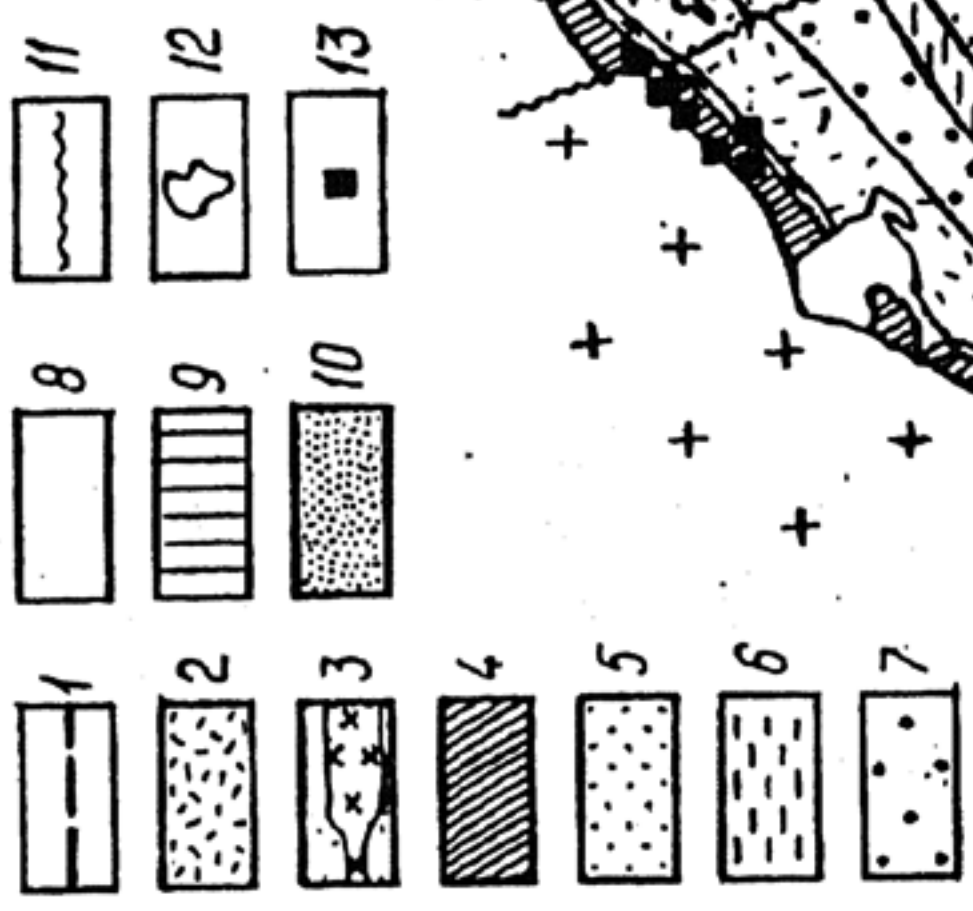
тектономагматической активизации и зеленокаменными поясами докембрия. Основными рудными минералами являются: пирротин, пентландит и халькопирит.

В областях тектономагматической активизации месторождения встречаются в трех тектонических позициях: 1) в зонах глубинных докембрийских расколов (тип Садбери), 2) в континентальных докембрийских рифтовых зонах (Дулутский тип), 3) в мезозойских континентальных рифтовых зонах (Норильско-Талнахский тип). Два последних типа связаны с габбро-долеритовыми интрузиями, ассоциирующими с платформенными платобазальтами.

Тип Садбери представлен уникальным рудным объектом. О происхождении которого уже более 50 лет ведутся жаркие споры. Доминируют две гипотезы. Согласно одной месторождение приурочено к докембрийской кальдере, расположенной на глубинном расколе, по другой — рудоносная магма внедрилась также в древний раскол, но образованный экзотическим способом — упавшим огромным метеоритом. В любом случае на Канадском щите среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород гуронской серии на площади 60x20 км располагается лополитообразный никеленосный габбро-норитовый плутон. Он отличается от других рудоносных массивов отсутствием циклических образований и минеральной расслоенности и высоким содержанием кварца (рис. 8).

Вероятно, магма основного состава была контаминирована кварцевым минералом при неизменном соотношении Fe/Mg; она стала вязкой и не способной к расслоению. Термодинамический анализ системы $FeO - SiO_2 - FeS_2$ показал, что добавление в нее кварца способствовало сегрегации растворенных сульфидов без одновременного осаждения силикатов, что и привело к накоплению богатых руд. Последние представлены тремя текстурно-структурными типами: 1) на южном фланге плутона в лежащем боку выделяются залежи, представленные в нижней части сплошными рудами, а в верхней — вкрапленными; 2) на северном фланге в подстилающих нориты ударных брекчиях имеются прожилково-вкрапленные тела, 3) за пределами плутона в дайках норитов и габбро установлена промышленная вкрапленная минерализация.

Дулутский тип характерен для интрузивных комплексов, ассоциирующих с протерозойскими платобазальтами и приуроченными ко внутриконтинентальным рифтовым структурам (рис. 9). На типичном Дулутском месторождении комплексные интрузивы залегают в платобазальтах оз. Верхнего. Оруденение наиболее тесно связано с норитами, в меньшей степени с троктолитами и



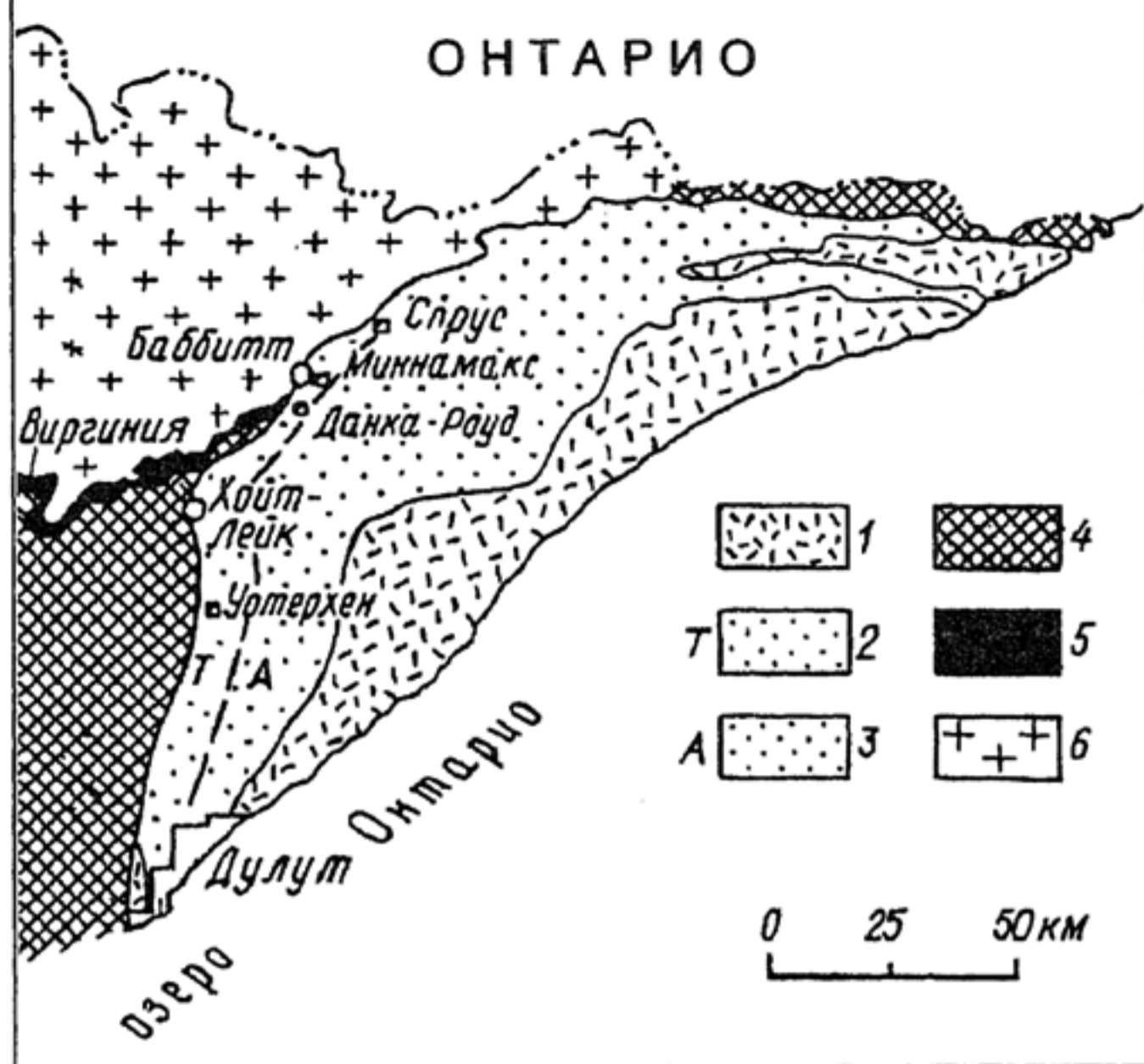


Рис. 9. Геологическое положение комплекса Дулут (по А.Д.Надретту).

1—3 — поздний докембрий: 1 — нижний и средний кивино, вулканиты Норт-Шор, 2 — комплекс Дулут, троктолитовые серии (Т), 3 — комплекс Дулут, анортозитовые серии (А); 4—5 — средний докембрий: 4 — формация Виргиния, 5 — железистая формация Бивабик; 6 — ранний докембрий, нерасчлененные породы (граниты, зеленокаменные породы)

редко с дунитами и перидотитами. Судя по изотопным данным серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S} = 18\text{‰}$) более 75% ее было получено путем контаминации осадочных пород. Предполагают, что магма, обогащенная оливином и сульфидами, образовала сульфидоносную зону в дунитах. В результате последовавшей дифференциации возникли циклические триады: перидотит-троктолит-анортозит. Сульфидные залежи накапливались в основании перидотитовых членов.

Рис. 8. Геологическая карта бассейна Садбери (по А.Д.Надретту).

1 — оливиновые диабазовые дайки, 2—4 — никеленосный плутон: 2 — микропегматиты, 3 — габбро, 4 — нориты и субрасслоенные породы; 5 — песчаники Челмсфорд, 6 — сланцы Онватин, 7 — туфы Онапинг, 8 — граниты и гнейсы, 9 — кварциты, 10 — граувакки, кислые и основные вулканические породы, 11 — сбросы и надвиги, 12 — озера

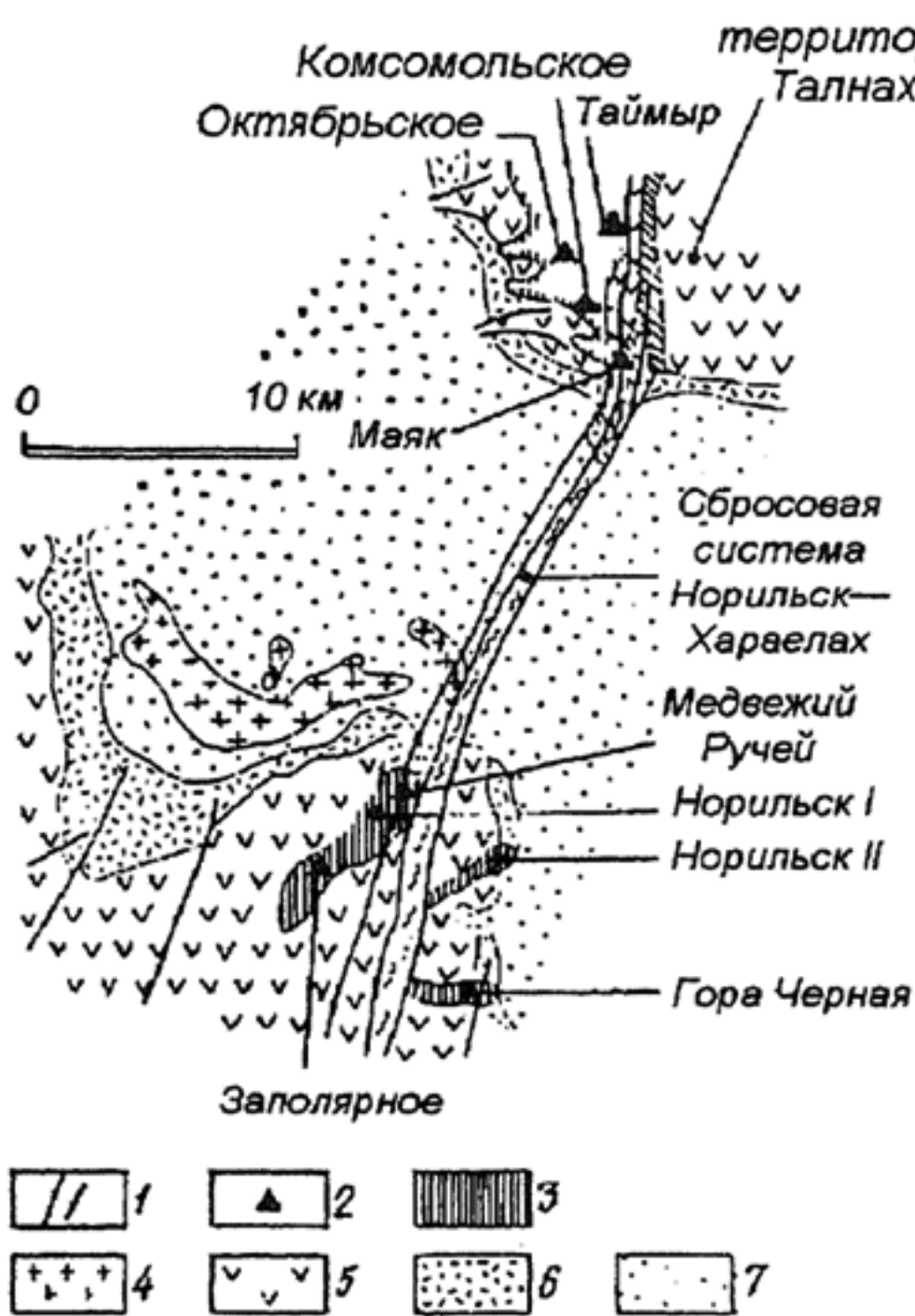


Рис. 10. Геологическое строение района Норильск-Талнах (по А.Д.Надретту).

1 — сбросы, 2 — шахты, 3 — рудоносные интрузии, обнажающиеся на дневной поверхности, 4 — другие интрузивные породы, 5 — пермские — триасовые породы, 6 — каменноугольные — пермские континентальные осадки, включая угольные толщи, 7 — девонские — каменноугольные эвалориты и известняки

Норильско-Талнахский тип связан с мезозойскими траппами (рис. 10, 11). Уникальный Норильско-Талнахский рудно-магматический центр расположен на северо-западе Сибирской платформы и тесно связан с минерализованными триасовыми гипабиссальными силлами. Интрузии контролировались крупным разломом, имеют зональное строение и сложены в основании пикритами и пикритовыми долеритами, а в кровле фельзитовыми разностями. В лежащем боку силлов выделяются горизонты сплошных руд, с которыми ассоциирует наиболее богатая медно-никель-платиновая минерализация.

В кровле интрузивов развиты вкрапленные руды, а в подошве во вмещающих породах — прожилково-вкрапленные. Согласно существующей генетической модели базальтовые магмы, пересекая осадочный чехол, ассимилировали серу и CaO из эвапо-

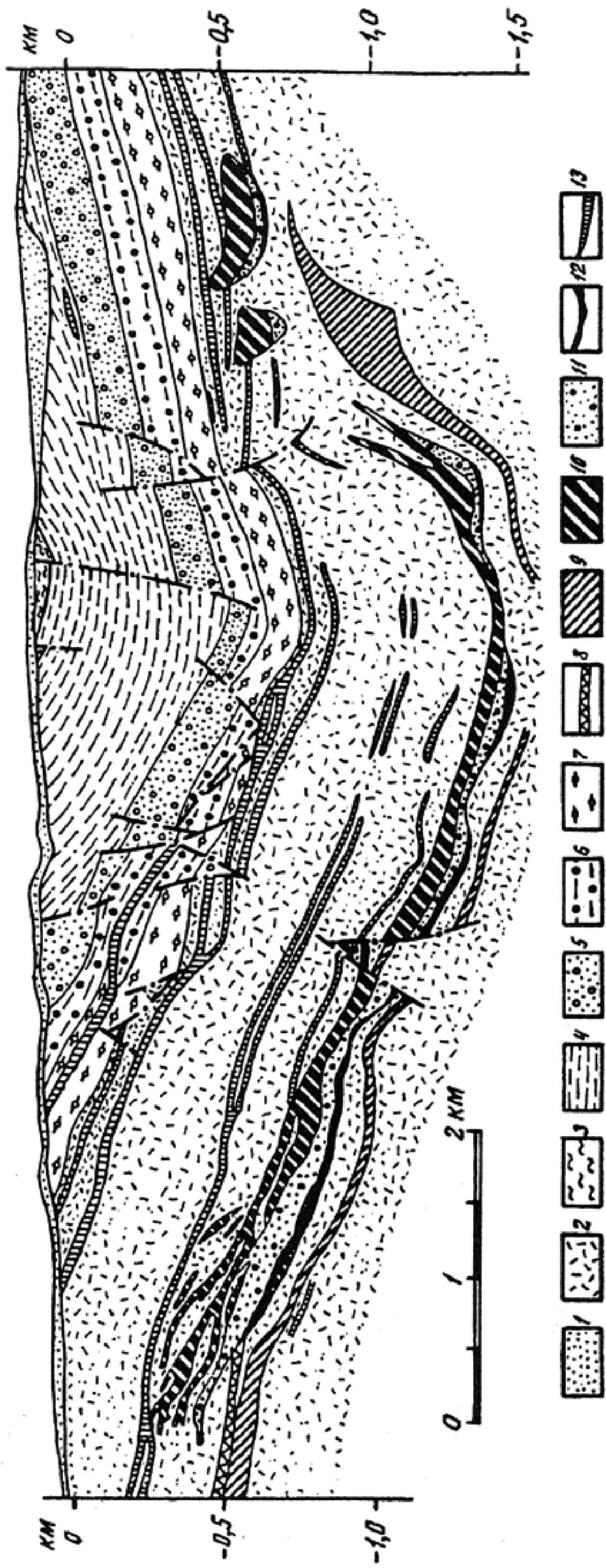


Рис. 11. Продольный геологический разрез Талнахского интрузива Норильского района (по Налдретту с упрощениями А.А.Маракушева), иллюстрирующий его позицию относительно вулканических серий и разделение на две ветви: Верхнеталнахский интрузив (рудоносный) и Нижнеталнахский (практически безрудный).

1 — четвертичные отложения, 2 — осадочные породы чехлы платформ, 3—7 — вулканические серии: 3 — Моронговская недифференцированная, 4 — Надеждинская, обедненная никелем, контрастно дифференцированная (с хромитовыми горизонтами), 5 — Гудчихинская с пикритовыми горизонтами, обогащенными никелем, 6 — Сиверминская, обедненная никелем, 7 — Ивакинская субщелочная, бедная хромом и никелем, 8 — Нижнеталнахский недифференцированный силл, 9 — Нижнеталнахский расслоенный интрузив, 10—12 — Верхнеталнахский рудоносный контрастно расслоенный интрузив: 10 — габбро-долериты, 11 — пикриты и такситовые габбро-долериты с вкрапленным сульфидным оруденением, 12 — массивные сульфидные руды, 13 — трахидолериты

ритов. Сера из сульфатной восстанавливалась до сульфидной. Сульфиды в форме капелек собирали, рассеянные в расплаве никель, медь и элементы платиновой группы. Этому процессу способствовал содержащийся в расплаве углерод, захваченный магмой из карбоновых угленосных горизонтов.

В докембрийских зеленокаменных поясах развито два рудномагматических типа месторождений — толеитовый и коматиитовый.

Толеитовый тип локализуется в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных мобильных прогибах. К наиболее известным месторождениям этого типа относятся Печенга на Кольском полуострове и Линк-Лейк в Канаде. Печенгский рудный район приурочен к мощной многофазовой вулканогенной серии. После проявления четвертой заключительной фазы основного вулканизма протекали процессы складкообразования и происходило внедрение базитов и гипербазитов в осадочные горизонты, разделяющие третью и четвертую вулканические толщи. Возникшие силлы имеют три слоя: базальный перидотит-пироксенит-габбро. Сульфидные залежи связаны с перидотитами и серпентинитами и развиты преимущественно в синклинальных прогибах. Помимо магматических встречаются тектонически ремобилизованные прожилково-вкрапленные руды. В рудном районе известно три типа рудных тел: 1) сплошные в подошве интрузий в перидотитах, сменяющиеся в направлении кровли вкрапленными, 2) брекчиевые в тектонических зонах, 3) прожилки во вмещающих тектонических сланцах. Первые два типа обогащены никелем $Cu/(Cu+Ni)=0,28$, а третий им обеднен $Cu/(Cu+Ni)=0,51$.

Коматиитовый тип связан с архейскими зеленокаменными поясами. По глубинам формирования и фациальному составу рудовмещающих магматических пород выделяют три группы месторождений: вулканогенные, субвулканические и плутоногенные (рис. 12).

Наиболее известными примерами вулканогенной группы служат месторождения района Камболда в Западной Австралии. Здесь рудовмещающий разрез слагают породы двух циклов вулканизма, каждый из которых сложен вулканитами, последовательно меняющими состав от основного до кислого. Венчает цикл пачка осадочных пород и горизонт железистых кварцитов. Рудные тела располагаются в пределах нижней коматиитовой части нижнего цикла, фациально переходящей в базальты. Коматииты представляют собой эффузивные ультраосновные породы со структурой спинифекс — пластинчатых и древовидных скелетных выделений оливина. Особенностью коматиитов является высокое содержание MgO (превышающее 18%).

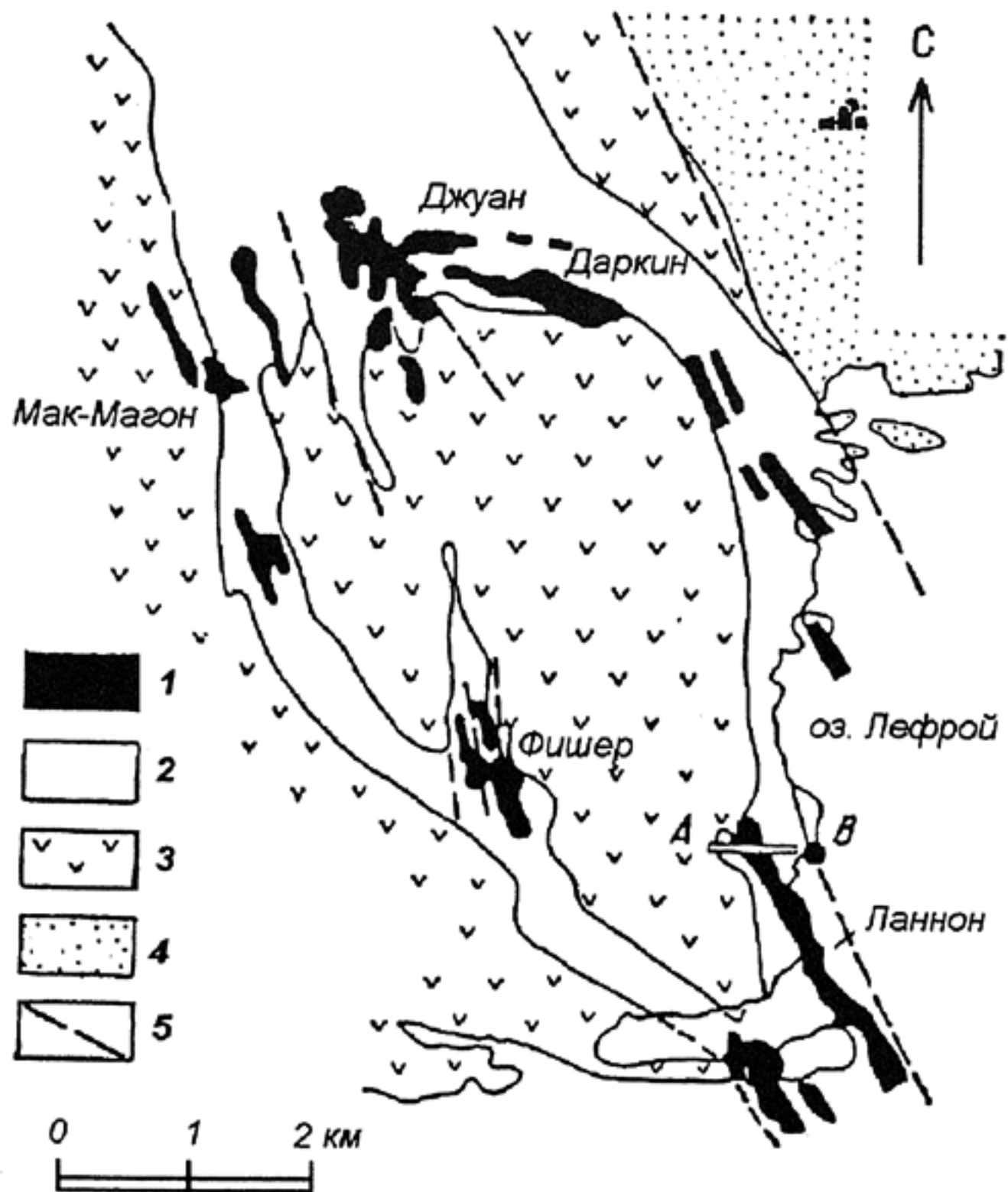


Рис. 12. Упрощенная карта купола Камболда. Фельзические интрузивы для простоты не показаны. Контуры рудных тел спроецированы на дневную поверхность (по А.Надретту).

1 — рудные тела, 2 — ультрамафические потоки, 3 — базальты, 4 — осадки, 5 — сбросы

Для вулканогенных месторождений характерны невысокие общие запасы руд (около 5 млн т), но повышенные концентрации никеля (1,5—3,5%). Предполагают, что ликвация магмы на сульфидный и силикатный расплавы произошла еще в мантии. В дальнейшем оба расплава в форме механической смеси совместно перемещались вплоть до излияния лав и кристаллизации руд в понижениях подошвы потоков.

Субвулканическая группа широко распространена в зелено-каменных протерозойских поясах в районе Манитоба (Канада), в никеленосных провинциях Западной Австралии и Южной Афри-

ки. Повсеместно руды располагаются в основании линз перидотитов. До 80% запасов, а они составляют 40—50 млн т, приходится на рудные штокверки. Содержание никеля колеблется в пределах 1,5—2,5%.

Плутоногенная группа так же как и субвулканическая характерна для протерозойских поясов. Наиболее известно месторождение Сикс-Майл в Западной Австралии. В этой группе оруденение имеет вкрапленный характер и обычно концентрируется в дунитовом ядре ультраосновных массивов, имеющих перидотитовую оболочку. Запасы руд составляют сотни миллионов тонн при низком (0,6%) содержании никеля.

Анализ рудной минерализации ликвационных медно-никелевых месторождений показал, что оруденение в основных породах более обогащено медью, а в ультраосновных — никелем. В вертикальном разрезе рудных залежей наблюдается увеличение к подошве содержания Cu, Pt, Pd, Au и понижение Co, Ir и Os.

Существует пять гипотез генезиса данных месторождений: 1) ликвационное расслоение магмы на глубине и затем послойные инъекции; 2) ликвация или кристаллизационная дифференциация магмы на глубине и последующее одноактное внедрение таких гетерогенных расплавов; 3) ликвация или дифференциация магмы на месте становления массивов; 4) постмагматическое метасоматическое происхождение полосчатых рудоносных массивов; 5) магматическое замещение слоистых эффузивно-осадочных толщ. Наиболее распространенными являются первые три гипотезы, остальные, вероятно, могут проявляться в особых геологических ситуациях.

Современная концепция, разработанная А.П.Лихачевым и А.Надреттом, предполагает, что рудоносные магмы зарождаются на глубинах более 100 км в условиях фракционного плавления первичного сульфидсодержащего материала мантии. Подъем этих магм осуществляется в виде сульфидной жидкости, диспергированной в окисно-силикатном расплаве. Рудное вещество транспортировалось в форме сульфидных капель. Кристаллизация расплава происходила с последовательным выделением пирротина, затем пентландита и в заключение халькопирита. В предкристаллизационный период сульфидный расплав распадается на три несмешивающиеся жидкости, обогащенные: железом, никелем и медью, различающиеся по температурам кристаллизации. Халькопиритовая жидкость может мигрировать на значительные расстояния.

В заключительную стадию эволюции расплавная сульфидная система переходит в гидротермальное окончание с образованием вторичных фаз — миллерита, пирита, халькопирита, пирро-

тина, борнита, халькозина, ковеллина. Таким образом, на Норильском месторождении возникли уникальные миллеритовые руды.

2. Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения развиты в расслоенных массивах, относящихся к тектоноплутоническому типу областей протоактивизации докембрия. К наиболее известным рудоносным массивам относятся: Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве в Южной Африке, Чинейский в Забайкалье, Стилуотер в США и др.

Бушвельдский комплекс сформировался в раннем протерозое в пять стадий: 1) андезитового вулканизма, 2) фельзитового вулканизма, 3) ультраосновного магматизма и образование расслоенной серии (норитовый комплекс), 4) внедрение гранитной магмы и 5) образование щелочных даек. Норитовый комплекс представляет собой гигантский лополит мощностью более 7 км, в котором снизу вверх выделяются следующие слои: 1) нориты (350 м), 2) переслаивание норитов с перидотитами (1500 м), 3) рудоносная, так называемая критическая, зона норитов с прослоями дунитов и пироксенитов (100 м), 4) габбро-нориты (3500 м), 5) габбро-диориты (2000 м).

В критической зоне выделяются три рудных горизонта: 1) дунитовый с хромшпинелидами и платиноидами, 2) анортозитовый с титаномагнетитами и 3) норитовый с платиноносными сульфидами. В его пределах расположен риф Меренского — горизонт диаллаговых норитов, содержащих линзы хромитов и скопления сульфидов, обогащенных платиной и палладием.

Великая Дайка пересекает весь архейский кратон Зимбабве (ее длина 550 км, ширина 4—12 км) и представляет собой единое интрузивное тело в зоне глубинного раскола. Весь комплекс возник в течение 50 тыс. лет. Верхняя часть дайки до глубины 2—4 км имеет горизонтальное, а ниже вертикальное плитообразное залегание. В верхней части отмечается расслоение пород (сверху вниз): 1) габбро, 2) тонкий (0,3 м) горизонт переслаивающихся дунитов, пироксенитов и перидотитов, обогащенный медно-никелевыми сульфидами с платиной, 3) пачка слоистых ультраосновных пород с горизонтами хромитовых руд. Ниже следует безрудная нерасслоенная вертикальная часть интрузива, сложенная ультраосновными породами.

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения образуются при формировании магматических комплексов основного и ультраосновного состава в любой геодинамической обстановке (в подвижных геосинклиналь-

ных поясах, на платформах, зонах тектономагматической активизации и др.). В складчатых поясах это обычно непромышленное вкрапленное или шлировое хромитовое оруденение в перидотитах, титаномагнетитов в габброидах, сульфидное медно-никелевое в мафитах и ультрамафитах. Для месторождений характерен: 1) плавный переход от рудных тел к породам, отсутствие границ, 2) отчетливый идиоморфизм рудных минералов, сцементированных более поздними породообразующими силикатами, 3) рассредоточенный характер оруденения. Практическое значение имеют только месторождения алмазов.

Месторождения алмазов связаны с телами кимберлитов и лампроитов, которые приурочены к разломам активизированных древних платформ. Выделяют несколько главных эпох таких активизаций: протерозойская (Африканская и Индийская платформы), раннепалеозойская (Русская), позднепалеозойская и раннемезозойская (Сибирская, Африканская, Австралийская). Часто процессы активизации протекают на одной и той же платформе в несколько этапов. На Сибирской платформе установлено три этапа: девонской, триасовой и юрско-меловой.

Алмазоносные кимберлитовые магматические тела сложены ультраосновной порфировой породой, которая представляет собой либо остаточный продукт длительного фракционирования, либо результат частичной выплавки мантийного вещества. Кимберлит обычно цементирует эруптивные брекчии трубок, содержащих обломки как чужеродных (осадочных, метаморфических и магматических и других комплексов), так и родственных пород. К протемагматическим минералам кимберлитов относятся: алмаз, оливин, пироп, энстатит, диопсид, хромит, ильменит, шпинель, магнетит, флогопит, апатит, графит. Алмазоносные кимберлиты выполняют цилиндрические или овальные полости, образуя трубообразные тела, имеющие сечение от нескольких метров до нескольких сот и даже тысяч метров. Так, наиболее крупная в мире трубка Мвауди в Танганьике имеет сечение 1625x1070 м (рис. 13). Трубки прослежены на глубины свыше 1 км. При этом поперечные сечения резко сокращаются (трубка Мир в Якутии на глубине 600 м уменьшается в 5 раз) (рис. 14). Часто трубки на глубине переходят в дайки. В настоящее время на нашей планете выявлено более 4000 кимберлитовых трубок, но алмазоносными являются не более 1—2%. Распределение алмазов в интрузивном теле от неравномерного до равномерного с тенденцией снижения их концентрации с глубиной. К наиболее алмазоносным относятся кимберлиты с низкими содержаниями окислов титана и калия; уменьшением концентраций глинозема, но с повышенной хромистостью пироба и диопсида.

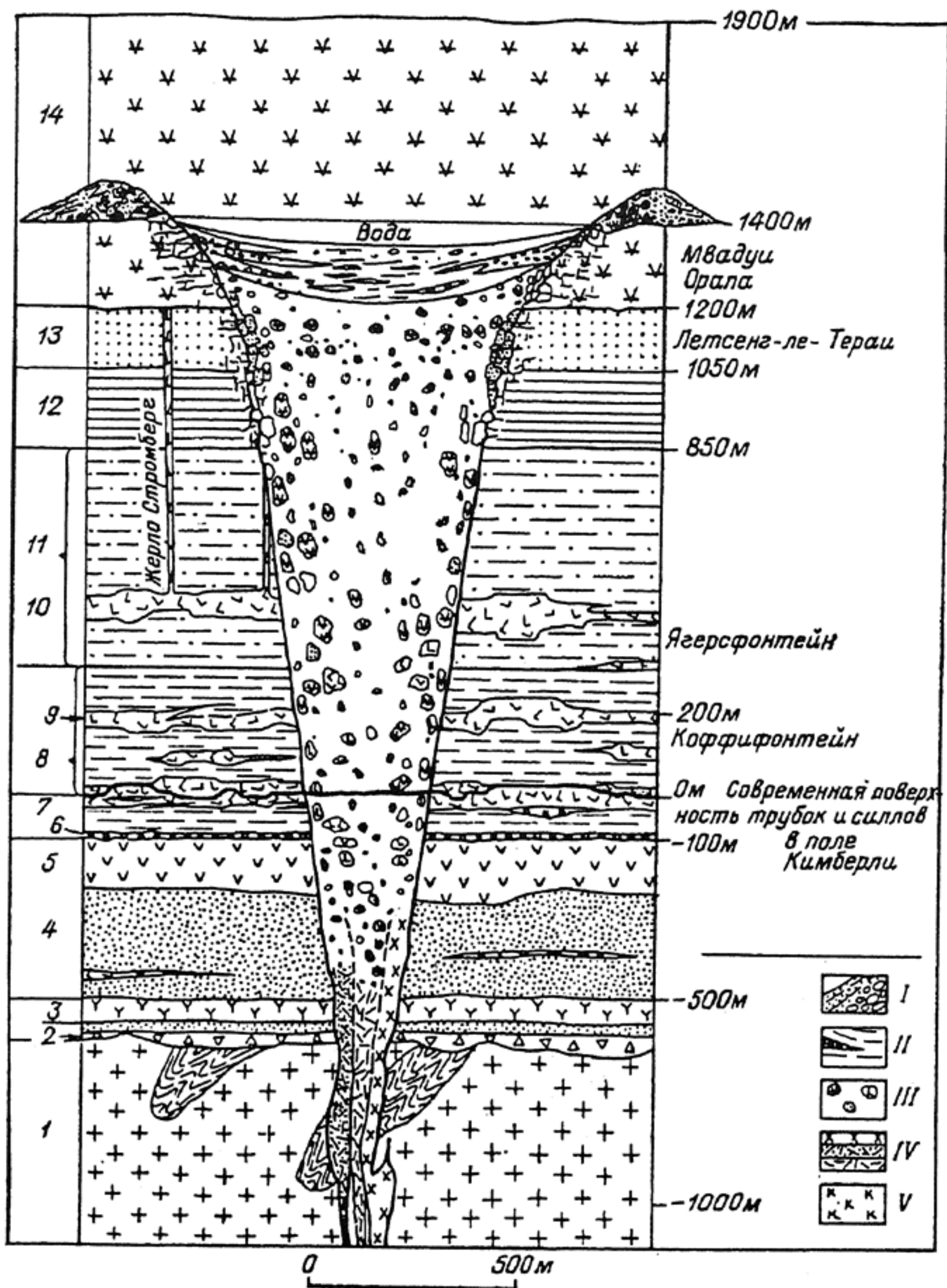


Рис. 13. Графическая модель кимберлитовой трубки, по Дж.Б.Хаусону.

I — туфы вулканического конуса, II — тонко- и грубозернистые осадки, III — агломераты и туфы, IV — интрузивные брекчии, V — интрузивные кимберлиты (силлы).

1 — первичные системы: древние гранито-гнейсы и сланцы, 2—5 — система Вентерсдорп: 2 — конгломераты р. Вааль, 3 — кварцевые порфиры, 4 — кварциты, 5 — андезитовые лавы, 6—14 — система Карру: 6 — сланцы и тиллиты Двайка, 7, 9, 10 — долериты Карру, 8 — сланцы Эка, 11 — свита Бофорт, 12 — красные слои, 13 — пещерный песчаник, 14 — лавы Стормберг

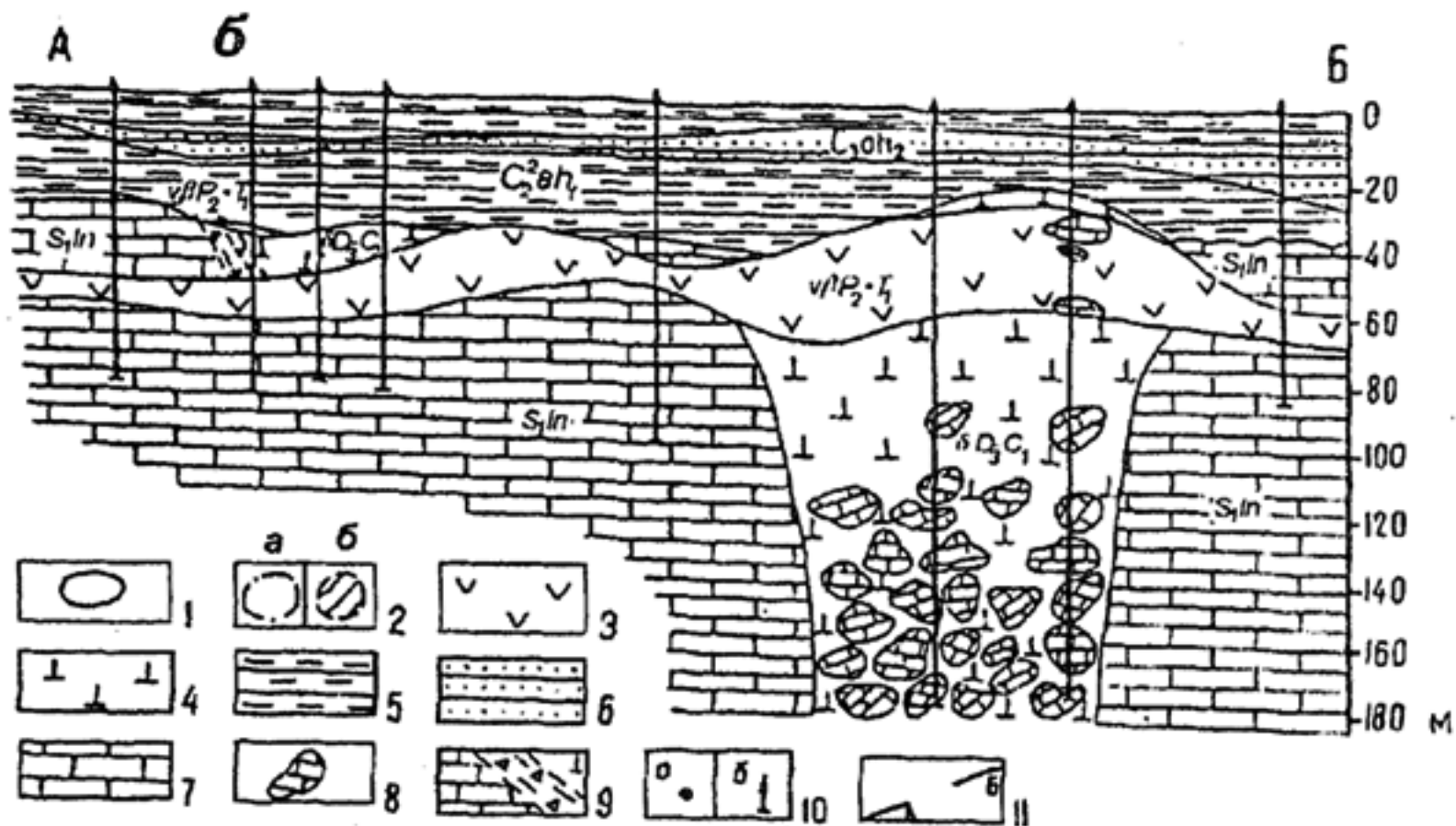
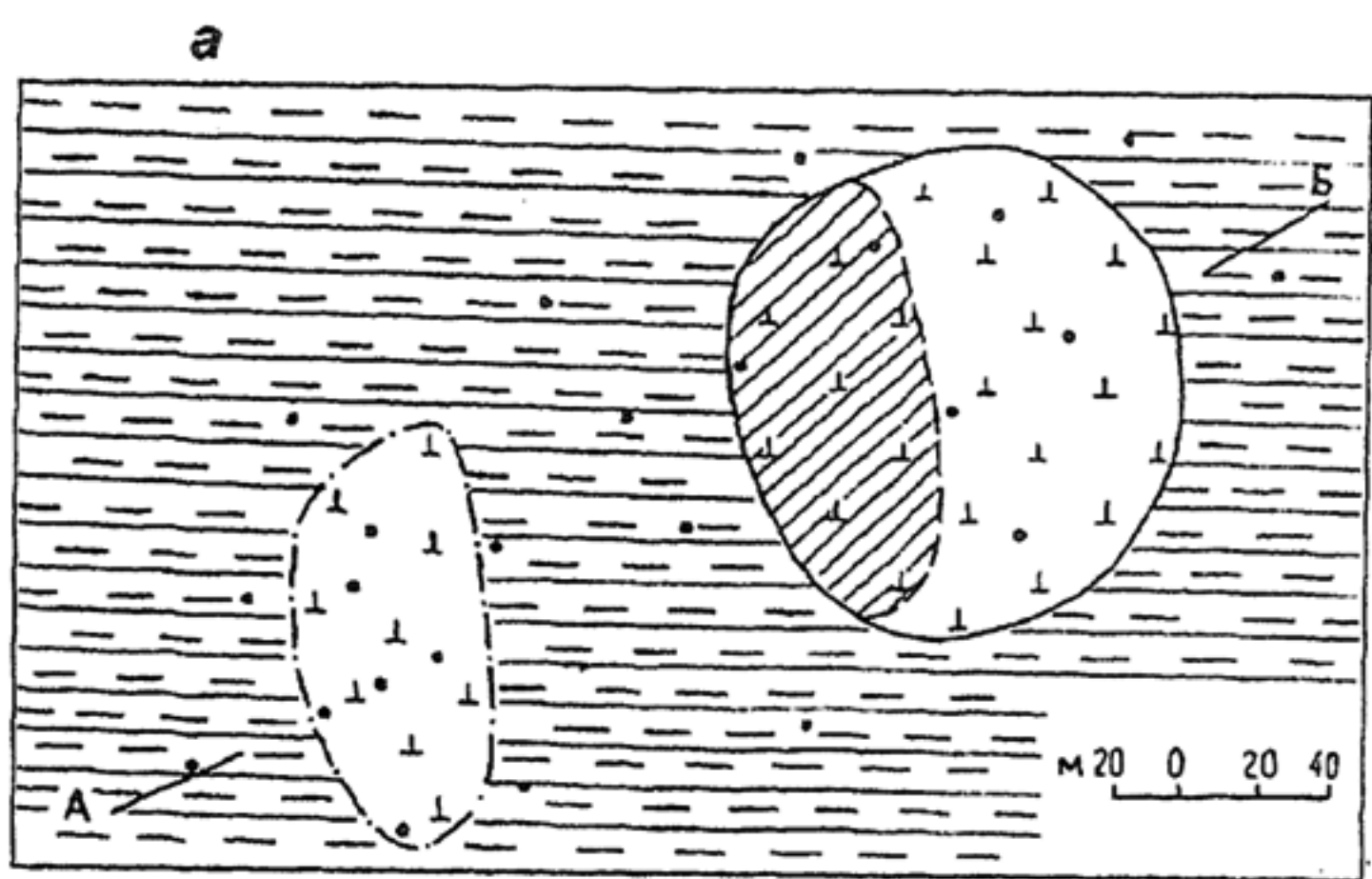


Рис. 14. Кимберлитовая трубка Алакитская в плане (а) и разрезе (б) (по А.И.Крючкову, А.Д.Харькиву, В.В.Роговой).

1 — контур трубки под траппами, 2 — контур отторгнутого блока (а) и срезанной части трубки (б), 3 — долериты, Р—Т, 4 — кимберлиты; 5—7 — перекрывающие породы, Р₂: 5 — алевролиты, 6 — песчаники, 7 — вмещающие породы — известняки нижнего палеозоя меикской свиты ландоверийского яруса, 8 — ксенолиты осадочных пород в кимберлитах ("плавающие рифы"), 9 — зоны брекчирования в известняках, 10 — скважины на плане (а) и разрезе (б), 11 — линия разреза.

К самым ярким открытиям последней четверти XX в. относится обнаружение новой Архангельской алмазоносной провинции на севере Русской платформы. Здесь многочисленные кимберлитовые трубки верхнедевонского возраста, прорывают слаболитифицированные песчано-глинистые отложения венда и перекрываются карбонатно-терригенными комплексами среднего карбона. Им характерны округлые или овальные очертания с се-

чениями 300x400 м. Мощность перекрывающих толщ 130—160 м. Трубки сложены кимберлитовыми ксенотуфобрекчиями. Выделяются своеобразные автолитовые брекчии, содержащие обломочный материал нескольких генераций. В туфовых разностях до 90% кимберлитового материала, а в туффитовых — менее 50%.

Лампроиты — новый источник промышленных алмазов. В конце 70-х годов в Австралии были открыты алмазоносные тела лампроитов. Лампроит — это богатая калием и магнием основная или ультраосновная лампрофировая порода вулканического или интрузивного гипабиссального происхождения. Главные минералы: оливин, клинопироксен (диопсид), флогопит (обычно титансодержащий), лейцит, амфибол (типичен калиевый рихтерит), ортопироксен, санидин и стекло. Акцессории представлены апатитом, нефелином, шпинелью, перовскитом, ильменитом. В породе всегда присутствуют ксенолиты минеральных агрегатов и крепокристаллы, образованные в условиях верхней мантии (оливин, пироксен, гранат, шпинель). Для лампроитов характерны высокие отношения $K_2O/Na_2O > 3,0$ и повышенные концентрации Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, Pb, Th, U и легких редкоземельных элементов.

Лампроитовым телам по сравнению с кимберлитовыми свойственны большие размеры. Их формы — трубки (наиболее типичные напоминают бокал для шампанского), штоки, силлы и дайки. В качестве примера можно отметить крупное алмазоносное поле Биг Спринг (Австралия). Здесь многочисленные трубки, сложенные оливиновыми и оливин-флогопитовыми лампроитами, прорывают докембрийские гранодиориты и девонские терригенно-карбонатные толщи.

Существует пять гипотез происхождения алмазов в кимберлитах и лампроитах: 1) это результат ассимиляции ультраосновной магмой углеродсодержащих пород, 2) алмазы кристаллизуются на мантийных глубинах, захвачены расплавом и вынесены магматическими потоками к поверхности, 3) они кристаллизовались в самой кимберлитовой или лампроитовой магме, как ее естественные породообразующие минералы, 4) алмазы образуются в постмагматическую стадию в связи с пневматолитовыми и даже гидротермальными процессами, 5) формируются из глубинных подкоровых флюидных потоков.

В настоящее время разработана концепция об алмазе как естественном раннемагматическом акцессорном минерале кимберлитов и лампроитов. Одним из важных доказательств этой версии является наличие включений алмазов в оливине, диопсиде, гранате. В самых ранних генерациях алмазов имеются включения этих же породообразующих минералов. Кимберлитовая

магма с кристаллами алмаза, оливина, ильменита, граната и диопсида зародилась на глубинах около 100 км при устойчивом подтоке к местам кристаллизации алмазов углерода и его соединений. Лампроитовая магма также являлась транспортером кристаллов алмаза из мантийных глубин к поверхности. Это была агрессивная среда для алмаза, поэтому возникли округлые с растворенными углами формы кристаллов. Лампроиты и кимберлиты сходны в генетическом отношении, особенно близки оливиновые лампроиты и слюдистые кимберлиты. Лампроитовая магма возникла в процессе частичного плавления верхней мантии лерцолитового или гарцбургитового состава, бедной клинопироксенами и гранатами. Для нее характерны низкие концентрации Al, Fe, Ca и Na; пониженные величины соотношения Sm/Nd и высокие U/Pb. В составе лампроитов отсутствуют первичные карбонаты, редки гранат и ильменит, преобладают хромшпинелиды; в основной массе имеется амфибол. Бедность этих пород метакристаллами и глубинными ксенолитами указывают на то, что лампроитовые расплавы зародились на меньших глубинах по сравнению с кимберлитовыми.

Каким бы способом алмазосодержащие магмы не образовались, они по разломам поднимались в верхние горизонты земной коры. При достижении критического уровня давления газовой составляющей магмы происходил прорыв слоистой оболочки платформ. В условиях Сибирской платформы такой прорыв начинался с глубин 4—1 км. Когда и какое количество алмазов образовалось в этом длительном процессе на уровне современных представлений определить невозможно.

Появление кимберлитового и лампроитового магматизма в фанерозое связано с планетарными циклами тектонической активности. Выделяют 13 таких циклов. Глобальный характер этого магматизма характерен для девонской, юрской и меловой эпох. Наиболее молодые месторождения возникли в палеогене (Южная Африка, Танзания).

При поверхностном разрушении алмазоносных трубок образуются разнообразные континентальные и дельтовые морские россыпи. Важным поисковым признаком для их обнаружения служит наличие в шлихах минеральной ассоциации: оливин, пироп, пикроильменит и хромдиопсид. Содержание алмазов в любых случаях (в изделиях, горных породах, отдельных кристаллах) принято измерять в каратах (1 карат = 0,2 г). На промышленных месторождениях среднее содержание алмазов в рудах составляет около 0,5 карата в 1 м³ породы. В крупных месторождениях запасы алмазов достигают десятков млн карат (Мир, Якутия; Мвауди, Танганьика; Биг Спринг, Австралия и др.).

Эта группа месторождений образуется из остаточных расплавов, обогащенных газовождкими минерализаторами, способствовавших задержке раскристаллизации таких расплавов до конца отвердевания массивов материнских пород. Для месторождений характерны: 1) эпигенетический характер рудных тел, представленных обычно жилами, линзами и трубками, 2) ксеноморфный облик рудных минералов, цементирующих ранние породообразующие силикаты и создающих сидеронитовую структуру, 3) большие запасы богатых руд.

К типичным позднемагматическим месторождениям относятся: 1) хромитовые, связанные с перидотитовой формацией, 2) титаномагнетитовые, ассоциирующие с габброидными комплексами, 3) апатитовые, иногда с магнетитом, приуроченные к щелочным массивам.

Хромитовые месторождения представляют собой интрузивную фацию внутри гипабиссальных дифференцированных массивов ультраосновных пород, имеющих форму лакколитов и силлов. В типичном случае в строении массивов выделяют снизу вверх четыре горизонта: дунитовый, гарцбургитовый, лерцолитовый и пироксенитовый.

Рудная минерализация приурочена к серпентинизированным дунитам и гарцбургитам и представлена разнообразными хромшпинелидами (феррихромиты, хромиты, магнохромиты и др.) с общей формулой $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe)_2O_4$.

Для руд характерны нодулярные, полосчатые, пятнистые, брекчиевые и вкрапленные текстуры и мелко- и среднезернистые структуры. Из нерудных самыми распространенными являются оливин, серпентин, хлорит и карбонаты.

Месторождения хромитов формировались во все геологические эпохи от архейской до третичной включительно в глубинных зонах срединноокеанических хребтов и рифтовых структурах континентов. Известно три точки зрения на их генезис: 1) наиболее распространенная, общепризнанная гипотеза считает, что это продукты либо кристаллизационной дифференциации, либо ликвации магнезиально-силикатной базальтовой магмы, 2) руды обособились среди дунитов верхней мантии и затем вместе с ними в виде протрузий были выжаты в верхние горизонты земной коры, 3) хромиты возникли в результате метасоматического высвобождения шпинели из энстатита при его распаде вследствие дунитизации гарцбургитов.

На крупных месторождениях запасы руд составляют сотни миллионов тонн. Для металлургических целей необходимы руды

с содержанием Cr_2O_3 более 45% и соотношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ больше 2,5. В химической промышленности используются более бедные руды (35—40%).

Месторождения титаномагнетитов генетически связаны с дифференцированной габбро-пироксенит-дунитовой формацией ранних стадий мобильных поясов. В анортозитах и габбро-анортозитах развиты ильменитовые с присутствием магнетита, гематита или рутила руды, а с габбро-норитами преимущественно ильменит-магнетитовые. Масштабы рудообразования обусловлены длительностью остывания и полнотой дифференциации магмы и интенсивностью позднемагматического поля тектонических напряжений.

Остаточный расплав, обогащенный рудным веществом, отжимался в ослабленные зоны, где формировал жилы, линзы, гнезда, шпиры и ленты, сложенные тремя главными минералами: титаномагнетитами, ильменитом и рутилом. Положения и форма рудных тел контролировались элементами протемагматического расслоения и субгоризонтальными зонами сколов. В рудах широко развиты сидеронитовая структура и вкрапленная, пятнистая, полосчатая и массивная текстуры.

Выделяются два периода интенсивного формирования месторождений этого типа: протерозойский (развиты на всех континентах мира) и палеозойский (Скандинавия, Урал). На крупных месторождениях запасы руд достигают нескольких миллиардов тонн с содержаниями в них железа 10—53%, оксида титана 2—20% и ванадия 0,1—0,5%, иногда до 8% (Индия, Пакистан).

Апатитовые месторождения связаны с щелочным магматизмом активизированных платформ. Наиболее крупным объектом этого типа является Хибинский массив щелочных пород на Кольском полуострове, сформированный процессами тектономагматической активизации герцинского периода на Балтийском щите (рис. 15). Массив имеет форму конического лополита, сужающегося на глубине. Его образование связывают с одновременным внедрением хибинитов и других нефелиновых сиенитов. Вдоль границы между внешней хибинитовой частью массива и внутренней сиенитовой формировалась зона, сложенная породами ийолит-уртитового ряда, с которыми пространственно и генетически связаны наиболее важные залежи апатита. Они представлены прерывистым кольцом крупных линз, расположенных вдоль поверхности отслоения ийолит-уртитов (лежащий бок) и перекрывающих их рихсчорритов (висячий бок). Линзы, крупнейшая из которых Кукисвумчорр, имеют зональное строение. В их нижней части развиты сетчатые руды, в центральной — полосчатые, а в верхней — пятнистые. Кроме апатита, слагающего 25—75% объема рудной массы, в ее составе присутствуют: нефелин, эгирин, амфибол, сфен, титаномагнетит. На возникновение этого

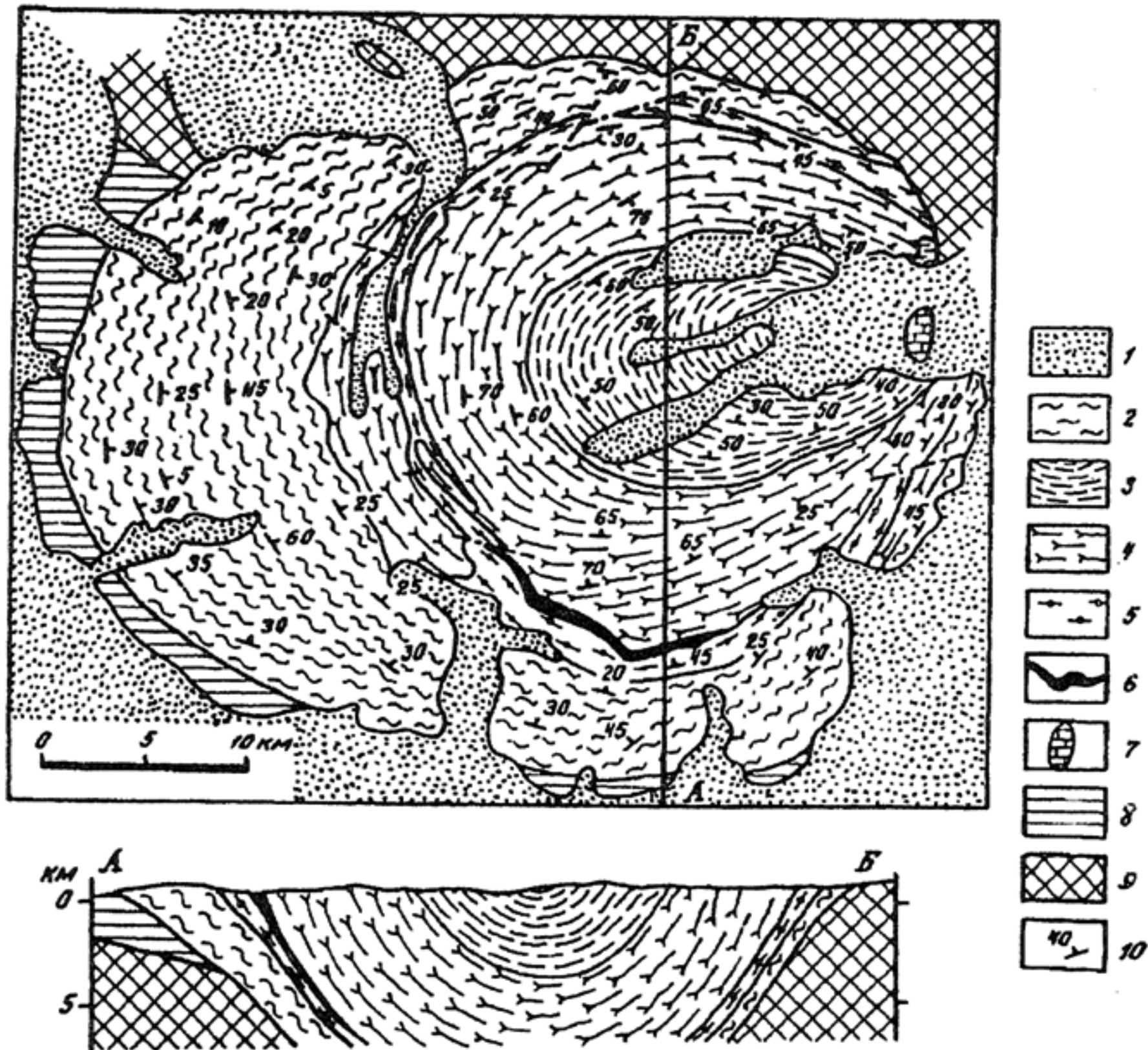


Рис. 15. Схема геологического строения Хибинского массива и разрез по линии АБ (по А.В.Галахову (1975) и др.), с упрощениями А.А.Маракушева.

1 — четвертичные отложения, 2—4 — нефелиновые сиениты: 2 — хибиниты, 3 — фойяиты, 4 — ричесорриты и лавчорриты; 5 — уртиты и ийолиты; 6 — апатитовые руды с нефелином и сфеном; 7 — карбонатиты; 8, 9 — вмещающие породы: 8 — протерозойские сланцы и эффузивы, 9 — архейские гнейсы; 10 — элементы залегания

уникального массива существует две точки зрения. Согласно наиболее распространенной из них на глубине происходила дифференциация щелочной магмы и затем внедрение дифференциатов вдоль конической зоны отслоения, заложившейся между внешней оболочкой и позже возникшим ядром Хибинского лополита. По второй версии строение массива определялось процессами кристаллизационной дифференциации на месте его становления. Обособление апатитового кумулята в данном случае происходило под воздействием конвективных течений.

К этому же типу относятся и апатит-магнетитовые месторождения, связанные с сиенитовым магматизмом. Рудные жилы и линзы обычно приурочены к контакту щелочных гипабиссальных пород, являющихся продуктами последовательных фаз внедрения при формировании сложных интрузивных комплексов. В составе руд кроме магнетита (50—70%) и апатита (до 15%) выделяются небольшие количества гематита, диопсида, амфибола, турмалина, циркона, биотита, кварца и карбонатов. Апатит-магнетитовые месторождения известны в Швеции (Кирунавара), США (Андирондак), Мексике (Маркадо, Дуранго), Чили (Альгарробо), России (Лебяжинское, Маркакульское).

Помимо магматической концепции существуют и другие представления о происхождении конкретных месторождений. Так, некоторые геологи считают, что руды Кируновары возникли вулканогенно-осадочным способом, а Лебяжинского месторождения — скарновым.

Глава 6. Карбонатитовые месторождения

Карбонатитами называют эндогенные скопления карбонатов, пространственно и генетически связанных с формациями ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов. В настоящее время в мире известно более 400 массивов интрузивных пород, с которыми ассоциируют карбонатитовые месторождения. Среди них крупнейшими являются: Араша (Бразилия), Гулинское (Сибирь), Ковдор (Кольский п-ов), Сокли (Финляндия), Палабора (Южная Африка). Формирование массивов протекало только на древних платформах в интервале времени от позднего докембрия до третичного периода включительно. В пределах сложных комплексных полифазных интрузий выделяют карбонатитовый комплекс, представляющий собой пространственно-генетическую совокупность карбонатитов и сингенетических синхронных им карбонатитоидов — пород, в составе которых карбонаты расчленяется на три группы (рис. 16).

1. Карбонатитоиды: силикатные (с оливином, мелилитом); алюмосиликатные (с нефелином, калишпатом, альбитом, биотитом, канкринитом, хлоритом); фосфатные (с апатитом); оксидные (с магнетитом, гематитом); сульфидные (с пирротином, халькопиритом, пиритом и другими сульфидами). Для них характерно содержание CO_2 в среднем 4%.

2. Карбонатитоиды карбонатно-силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, оксидные, сульфидные. В них CO_2 содержится в среднем 15%.

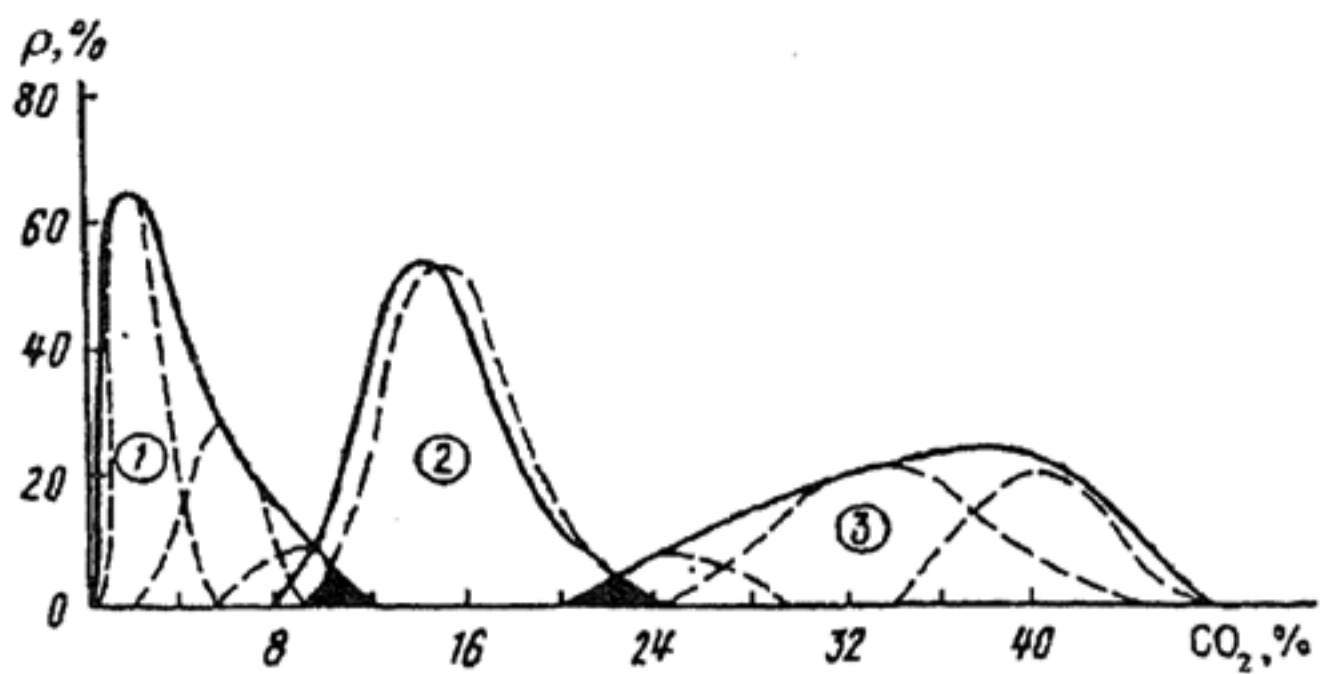


Рис. 16. Нормированные графики плотности вероятностей (сплошные линии, залиты — области перекрытия) и кривые нормального распределения (пунктир) (по Е.М.Эпштейну). Расчленение пород карбонатитового комплекса по содержанию CO_2 или карбонатов ($n=224$): Карбонатитоиды: 1 — карбонатсодержащие, 2 — карбонат-силикатные, карбонат-апатитовые, карбонат-магнетитовые и др., 3 — карбонатиты

3. Карбонатиты — породы со средними концентрациями CO_2 до 35%.

Рудоносные массивы обычно формируются в течение 10—100 млн лет в два этапа: раннемагматический и позднемагматический. Первый разделяется на четыре стадии: гипербазитовую (дуниты, перидотиты), щелочную гипербазитовую (щелочные пироксениты, биотитовые перидотиты); ийолит-мельтейгитовую и нефелиновых сиенитов. Позднемагматический или собственно карбонатитовый этап также разделяется на четыре стадии: кальцитовую, магнезиокальцитовую, доломит-кальцитовую и доломит-анкеритовую. Установлена четкая последовательность минералообразования: кальцит—доломит—анкерит. Наиболее распространенными формами карбонатитовых тел являются системы конических жил, падающих как к центру массива, так и от него; радиальные дайки; линейные жильные зоны и крутопадающие линзовидные штокверки.

Латеральная зональность строения карбонатитовых массивов представлена двумя типами — центростремительным, когда в центре массива располагаются наиболее молодые фации пород, и центробежным, характеризующимся обратными соотношениями. С описываемыми интрузивными комплексами связаны ореолы экзо- и эндоконтактового метасоматоза. В экзоконтактах развивается фенитизация, представленная вторичными выделениями ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах — образованием разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин-пироксеновых, пироксен-флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

Согласно данным Л.С.Бородина выделяется четыре петрологические группы карбонатитовых систем:

1) магматическая (мантийная щелочная ультраосновная и базальтовая). С ней связаны силикатные породы — дифференциаты мантийных магм: дуниты, пироксениты, ийолиты, мельтейгиты и др.; 2) флюидно-магматическая (комплексная мантийно-коровая); 3) флюидно-карбонатитовая (мантийно-коровая, фенито-карбонатитовая); 4) флюидно-анатектическая (мантийно-коровая, нефелино-сиенито-карбонатитовая).

С этими системами связано шесть типоморфных рудных формаций: перовскит-титаномагнетитовая (Гулинское месторождение), камафоритовая (апатит-форстерит-магнетитовая) (Ковдор), редкометалльных, пирохлоровых карбонатитов, редкоземельных карбонатитов, флюоритовых карбонатитов и апатит-нефелиновых руд. В вертикальном разрезе карбонатитовых систем выделяют три фации глубинности: поверхностная, гипабиссальная и абиссальная.

1. Поверхностная или вулканическая фация (0,0—0,5 км) представлена древними и современными (Олданио и Наманго в Африке) вулканическими конусами. Изливались щелочно-углекислые и кальциево-углекислые лавы. Эта фация безрудная.

2. Гипабиссальная (субвулканическая и плутоническая) фация (0,5—6,0 км) выделяется в вулкано-плутонических комплексах. Широким развитием пользуются силикатные карбонатитоиды (оливиниты, мелилитовые и монтichelлитовые породы). Собственно карбонатиты слагают не более 10% объема тел, имеющих сечение 3—4 км (массивы Сокли, Гулинский). Оруденение приурочено к карбонатитоидам и характеризуется большим вертикальным размахом (4—6 км). Здесь установлены следующие типы месторождений: апатит-магнетитовые (Ессейское, Ковдор), перовскит-магнетитовые (Кугдинское), флогопитовые (Одихинча, Ковдор), редкоземельные (Маунтин Пасс, США) (рис. 17). С глубины 2 км развиты редкометалльные, урановые и медные месторождения: гатчеттолитовые и пирохлоровые руды в карбонатитоидах и карбонатитах (Араша, Бразилия; Сокли, Финляндия); кальцититовые и бадделеитовые в карбонатитах; халькопиритовые (Палабора, Южная Африка).

3. Абиссальная (плутоническая) фация (6,0—12,0 км) широко представлены пироксенитами и карбонатитами, с которыми ассоциирует редкометальное оруденение, представленное гатчеттолитовыми, пирохлоровыми, колумбитовыми, паризит-бастнезитовыми и монацитовыми рудами.

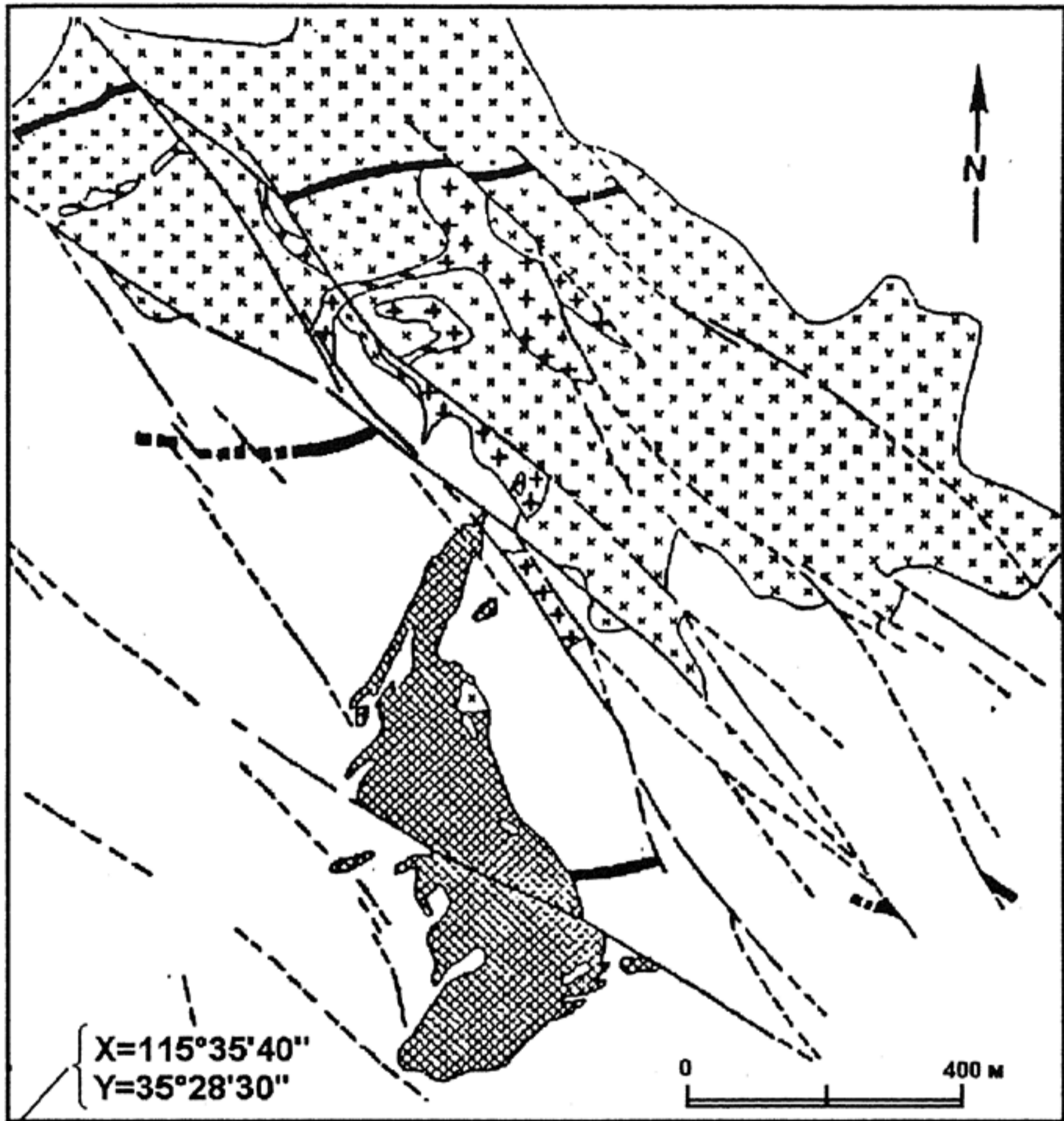


Рис. 17. Схема геологического строения месторождения Маунтин Пасс, США, Калифорния (по Д.С.Олсону и др.).

1 — сульфидная залежь Киин — карбонатиты с бастнезитом и баритом, 2 — шонкинитовые дайки, 3 — щелочные граниты, 4 — сиениты, 5 — докембрийские гнейсы, 6 — разломы

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

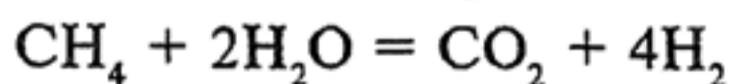
По данным геологических и экспериментальных исследований минералообразующая среда представляла собой сложную низковязкую высококонцентрированную водную систему (200—600 г/л). Это эндогенный рассол, близкий к расплаву, тяжелому флюиду. Его главными компонентами являются катионы (калий,

натрий, кальций) и анионы (хлориды, фосфаты, карбонаты). Кроме того постоянно присутствуют углеводороды.

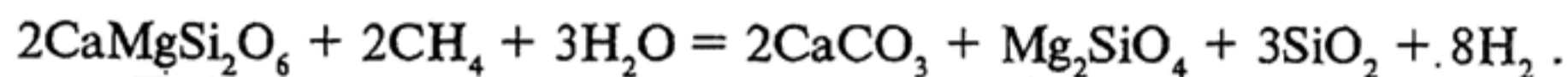
Обогащение этого флюида силикатами происходило при его взаимодействии с ранними ультраосновными и щелочными породами. Процесс протекал стадийно и эволюционировал по мере падения температуры. Сначала в карбонатитоидах формировались рудные фации: 1) перовскит-флогопитовая, 2) гатчеттолит-пирохлор-флогопитовая, 3) пирохлоровая. В заключительную четвертую стадию образовывались месторождения колумбит-бастнезитовой фации преимущественно в карбонатитах. Во времени состав рудных фаций по мере перехода от ранних высокотемпературных к поздним низкотемпературным менялся; происходило уменьшение объема карбонатитоидов и возрастание карбонатитов. При этом по мере перехода от первой к четвертой фации флюид обогащался магнием и железом, а в посткарбонатитовый этап вновь кальцием.

Генетическая модель. В объяснении происхождения карбонатитовых месторождений в настоящее время конкурируют две гипотезы: магматическая и гидротермальная. В доказательство каждой из них приводятся объективные геологические и экспериментальные данные. Из приведенных выше материалов следует, что формирование этих рудных образований тесно связано с эволюцией щелочного ультраосновного магматизма, протекало в закрытых системах и начиналось с несомненно магматических процессов, а завершалось гидротермальными метасоматическими преобразованиями.

В настоящее время разработана общая генетическая модель карбонатитового рудообразования, согласно которой перенос углерода из мантийных источников осуществляется высоковосстановительными флюидами, состоящими из CH_4 , CO , H_2 и других газовых компонентов. Образование карбонатов происходило в обстановке падения флюидного давления по реакциям типа:



или



Температурный режим, восстановленный по анализу минеральных равновесий и данных по изучению флюидных включений, составлял:

1) для раннемагматического этапа 1300—1060° С. Образование ультрабазитов — 1300° С, мелилитовых пород 1270° С, ийолитов 1060° С; 2) для карбонатитового этапа 650—260° С. Рудные фации от ранних к поздним формировались при температурах: 650; 470; 370 и 260° С.

Литостатическое давление согласно материалам палеореко-струкций при образовании месторождений в карбонатитоидах колебалось в пределах 0,1—1,5 МПа, а в карбонатах 0,5—3,0 МПа. Флюидное давление, установленное по кальцит-доломитовому геобарометру, для гипабиссальных уровней составляло 0,2—2,6 МПа.

В расплавных включениях в минералах мелилитовых пород обнаружены явления ликвации — разделения силикатных и карбонатных компонентов. При формировании карбонатитоидов и карбонатов протекали процессы инфильтрационного метасоматоза. Во внутренних зонах метасоматических колонок в обстановках образования фаций 1, 2 и 3 вполне подвижным компонентом был кальцит, а для 4 фации — анкерит.

Обособление карбонатитовых магматических жидкостей (тяжелого флюида) происходило не в мантийных, а в гипабиссальных и субвулканических очагах. Здесь концентрировался кальций, поступавший как из дифференциатов мантийных магм, так и из продуктов метамагматизма — карбонатизации и ощелачивания, протекавших при участии смешанных мантийно-коровых и атмосферных источников углекислоты. Установлены все стадии карбонатизации исходных щелочных перидотитовых магм вплоть до образования переходных к карбонатам слюдисто-карбонатных пород.

С карбонатами связаны крупные ресурсы тантала, ниобия и редких земель, значительные запасы железных руд, титана, флюорита, флогопита, апатита, меди и в меньшей степени свинца и цинка. Месторождения ниобия содержат иногда до нескольких миллионов тонн Nb_2O_5 (в среднем 0,1—1,0%), которое повышается в коре выветривания до 4,5%. Запасы тантала составляют обычно несколько тысяч тонн при содержании Ta_2O_5 до 0,01—0,3%. Особенно велика роль бастнезит-паризит-монацитовых карбонатов, аккумулирующих основную долю мировых запасов редкоземельных элементов. Крупнейшим месторождением этих элементов является Маунтин Пасс (США), где концентрация TR_2O_5 составляет от десятых до единиц процента, достигая в коре выветривания 20%. Важную роль играют апатит-магнетитовые с форстеритом и флогопитом месторождения, известные на всех древних платформах. В России этот тип представлен Ковдорским месторождением, где имеется несколько сотен миллионов тонн железной руды, при содержании железа 20—70%, значительные запасы апатита с концентрацией P_2O_5 до 10—15%, а в коре выветривания до 25% и промышленные запасы флогопита (рис. 18).

Обширное семейство эндогенных месторождений, характерное только для континентальных литосферных плит пространственно и генетически связано с проявлениями гранитоидного магматизма. К ним относятся пегматитовые, скарновые, альбитит-грейзеновые и плутоногенные гидротермальные месторождения. Все они могут формироваться в течение одной металлогенической эпохи в близких геодинамических обстановках, образуя единый эволюционный ряд.

Глава 7. Пегматитовые месторождения

Пегматиты и связанные с ними месторождения относятся к продуктам поздних стадий раскристаллизации силикатных расплавов, насыщенных флюидными компонентами. Для них характерны: крупнокристаллическое строение; либо гнездовое, либо полосчатое обособление мономинеральных блоков; присутствие скоплений совершенных по форме и крупных по размерам кристаллов многих породообразующих, а также редких и акцессорных минералов.

ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ

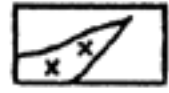







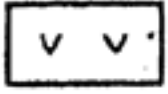
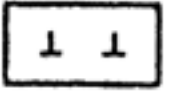
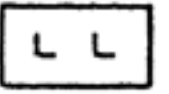
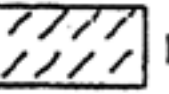
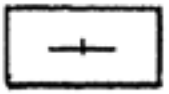
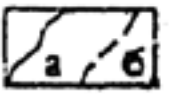
Выделяют две группы пегматитов — магматогенные и метаморфогенные. Магматогенные пегматиты представляют собой позднемагматические образования, имеющие состав тождественный родоначальной интрузии. Наибольшей пегматитоносностью обладают интрузии с повышенной кислотностью или щелочностью, полной дифференциацией и многофазностью внедрения.

Рис. 18. Строение Ковдорского щелочного массива по материалам В.И.Терновского (1977), Е.М.Эпштейна и Н.А.Данильченко (1988) с дополнениями О.Б.Дудкина и Ю.М.Кирнарского (1994).

1 — малиньиты, нефелиновые сиениты, 2 — карбонатиты, 3 — фосфориты, 4 — поля развития мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород, 5 — крупно- и гигантозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы, 6 — поля развития амфибол-монтичеллит-мелилитовых, существенно мелилитовых и монтичеллитовых, гранат-амфибол-монтичеллитовых пород, 7 — слюдиты (глиммериты), 8 — турьяиты, 9 — ийолиты грубо- и мелкозернистые с подчиненной субфацией мельтейгитов, 10 — пироксениты и нефелиновые пироксениты, в различной степени биотитизированные, 11 — оливиниты, 12 — фениты, 13 — гнейсы и гранито-гнейсы архея, 14 — границы пород массива (а) и границы ореола фенитизации (б)



0 1 2 KM

- | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|----|--|----|---|----|---|----|---|----|
|  | 1 |  | 2 |  | 3 |  | 4 |  | 5 |  | 6 |  | 7 |
|  | 8 |  | 9 |  | 10 |  | 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |

Среди них установлено пять минералого-геохимических типов: гранитный, гибридный, десилицированный, щелочной и ультраосновной.

1. Гранитные пегматиты связаны с интрузиями гранитоидов и сложены, главным образом, ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом. В качестве дополнительных присутствуют: мусковит, турмалин, гранаты, топаз, берилл, лепидолит, сподумен, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов и редких земель. Эти пегматиты разделяют на две группы: 1) простые недифференцированные пегматиты, сложенные почти исключительно микроклином и кварцем, 2) сложные дифференцированные разновидности.

В сложных пегматитах выделяют следующие зоны и участки аномальных минеральных скоплений (рис. 19): 1) внешняя тонкозернистая мусковит-кварц-полевошпатовая оторочка мощностью в несколько сантиметров; 2) кварц-полевошпатовая масса с письменной и гранитной структурой; 3) блоки крупнокристаллического микроклина; 4) кварцевое ядро; 5) на границе ядра и микроклиновых блоков развиваются неправильные скопления кварца, альбита, сподумен, минералов марганца и редких металлов. Чем совершеннее степень дифференциации, тем образуется большее число зон, возрастает количество скоплений с рудными элементами, укрупняются минералы, расширяется их число, сокращаются размеры зоны гранитной и письменной структуры, около пегматитовых тел образуются ореолы метасоматоза по восстановлению до 50 м и по мощности до 10 м. В них две зоны — внутренняя, представленная окварцеванием и микроклинизацией пород, и внешняя, характеризующаяся новообразованиями хлорита, амфибола и цеолитов. В геохимических ореолах фиксируются аномальные концентрации бария, рубидия, лития и бериллия.

2. Гибридные пегматиты образуются при ассимиляции гранитной магмой различных пород. В случае, если были захвачены глинистые сланцы или вулканиты основного состава, возникают пегматиты с андалузитом, кианитом, силлиманитом. При переработке карбонатных пород отмечается увеличение содержания роговой обманки, пироксенов, титанита, скаполита и других обогащенных кальцием, магнием и железом минералов.

3. Десилицированные пегматиты формируются при воздействии гранитного расплава на ультраосновные и карбонатные породы. В результате образуются плагиоклазиты (от альбитов до анортозитов). При пересыщении расплава глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

4. Щелочные пегматиты встречаются в щелочных магматических комплексах. Для них характерны микроклин, ортоклаз, нефелин, арфведсонит, содалит, эгирин, натролит. В качест-

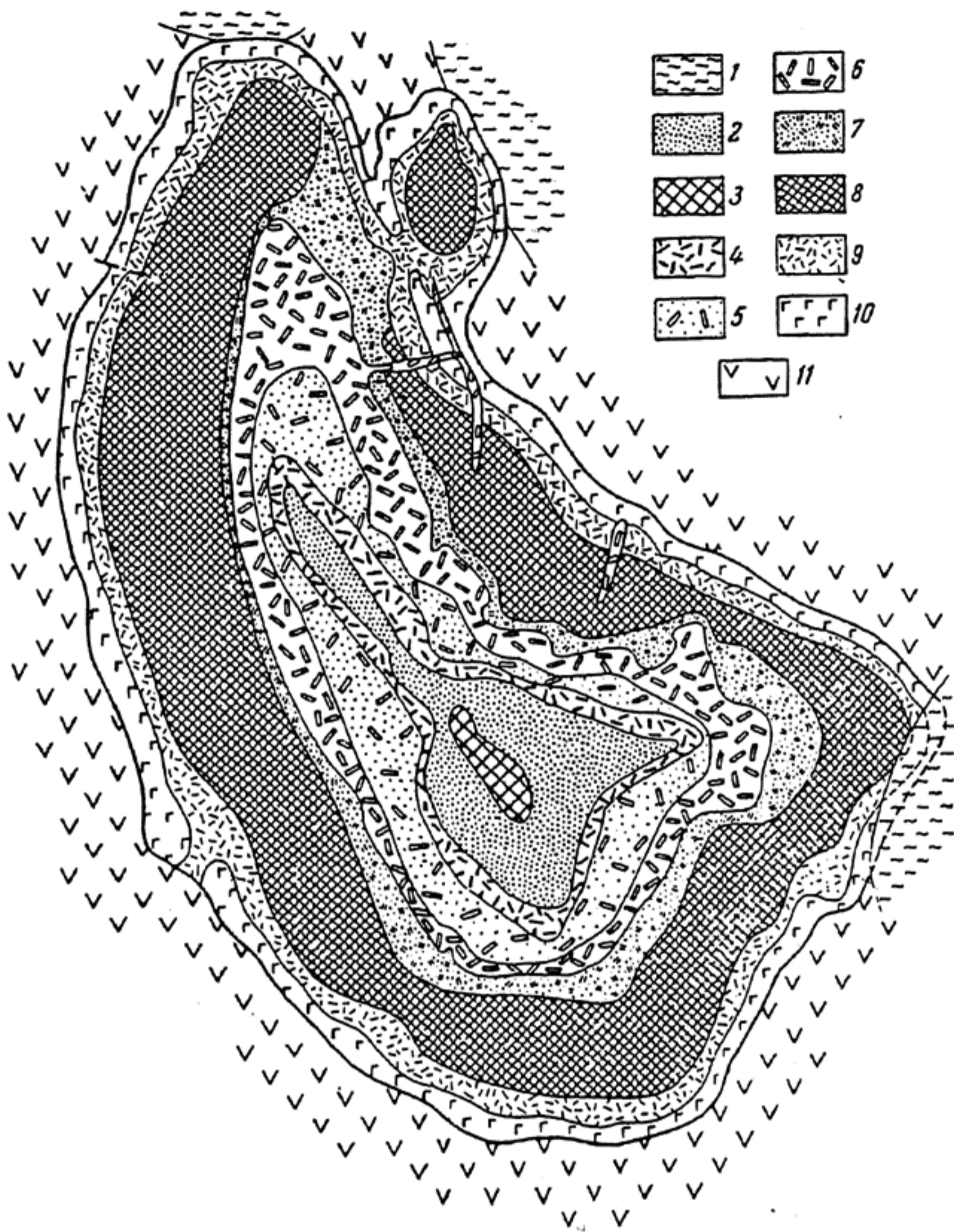


Рис. 19. Сечение метасоматически замещенного пегматита (по Н.Солодову).

1 — наносы; зоны: 2 — блокового кварца, 3 — крупноблокового микроклина II, 4 — мелкопластинчатого альбита, 5 — кварц-сподуменовая, 6 — клевеландит-сподуменовая (по внешней периферии этой зоны располагается маломощная зона сахаровидного альбита, не показанная на чертеже из-за его мелкомасштабности), 7 — кварц-мусковитовых гнезд, 8 — крупноблокового микроклина I, 9 — гнезд мелкозернистого альбита, 10 — графическая кварц-микроклиновая (местами сильно альбитизирована), 11 — вмещающие породы

ве примесей отмечаются апатит, анальцит, минералы циркония, тантала, ниобия и редких земель.

5. Пегматиты ультраосновных магм имеют состав: бронзитит, анортит-битовнит, лабрадор-андезин, оливин, амфибол, биотит. В небольших количествах отмечаются: апатит, гранат, сфен, циркон, титаномагнетит, сульфиды.

Магматогенные пегматиты представлены двумя группами образований — сингенетичной и эпигенетичной. Сингенетичные (шлировые, камерные) пегматиты располагаются всегда внутри интрузий и образовались одновременно с последними. Для них характерно отсутствие резких контактов и аплитовых оторочек; овальная форма и обилие миароловых пустот. Эпигенетические пегматиты сформировались после затвердевания внешнего каркаса интрузий. Их тела размещаются как в материнской породе, так и за ее пределами, имеют жильные формы, резкие контакты, четкие аплитовые оторочки, контролируются тектоническими нарушениями.

Метаморфогенные пегматиты формировались в регрессивные стадии высоких фаций регионального метаморфизма; не связаны с магматическими комплексами; развиваются в пределах гранитогнейсовых блоков древних кратонов и контролировались разрывными структурами зон протоактивизации. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы — дистен, силлиманит, андалузит и др.

Пегматиты образовывались во все периоды геологической истории, начиная с архейской. Масштабы этого процесса возрастают по мере эволюции земной коры. Так, площадь пегматитовых поясов составляла (тыс. км²) докембрийских — 98, палеозойских — 229 и мезозойских — 275. Однако рудная продуктивность их, наоборот, угасает в молодых образованиях. По данным Н.Солодова распределение запасов бериллия в пегматитах по эпохам имеет следующий вид: докембрий — 75%, палеозой — 23% и мезозой — 2%.

По геологическим данным пегматиты формируются в широком интервале глубин от 1,5 до 20 км, что соответствует величинам литостатического давления 120—800 МПа. Также необычайно широк температурный диапазон — 800—50°C. Судить о температурном режиме пегматитообразования позволяют следующие факты: ранняя кристаллизация расплава 1200—900°C; образование гранита без минерализаторов 1000—800°C, в их присутствии 730—640°C; возникновение гранитной эвтектики 700—650°C; кристаллизация биотита 760—435°C, мусковита 500—435°C, берилла 500—400°C, кварца — 600—300°C, топаза — 510—300°C, мориона и аметиста — 300—130°C, халцедона — 90—55°C.

Происхождение пегматитов относится к одной из наиболее дискуссионных проблем в рудной геологии. В ее обсуждении принимали участие крупнейшие геологи нашего века. В настоящее время существует пять основных гипотез пегматитообразования.

1. *Магматогенно-гидротермальная гипотеза*, разработанная А.Ферсманом, В.Никитиным и другими, считает пегматиты продуктом раскристаллизации остаточной магмы. Процесс протекал непрерывно в закрытой системе при неограниченной растворимости H_2O и разделялся на пять условных этапов: магматический ($900-800^\circ C$), эпимагматический ($800-700^\circ C$), пневматолитовый ($700-400^\circ C$), гидротермальный ($400-50^\circ C$) и гипергенный ($50^\circ C$). Этапы в свою очередь расчленяются на 11 фаз и стадий. На ранних этапах формировались плагиоклазы, средних — микроклин и заключительных — альбит. Недостатки гипотезы: недоучет ограниченной растворимости в расплаве воды; проблема пространства (нужны большие открытые полости); не объяснена смена калиевых полевых шпатов натриевыми за счет аутометасоматоза.

2. *Магматогенно-пневматолито-гидротермальная двухэтапная гипотеза* американских геологов (Р.Джонс, Е.Камерон и др.). В ранний магматический этап система закрыта. В открытых полостях происходило их зональное заполнение пегматитами простого состава при условии выноса части элементов. Во второй пневматолито-гидротермальный этап система становилась открытой. Поступавшие из глубин растворы метасоматически перерабатывали более ранние простые пегматиты и формировали сложные по составу тела. К недостаткам следует отнести незначительные по масштабам следы выноса и привноса вещества за пределы пегматитовых тел.

3. *Метасоматическая двухэтапная гипотеза* А.Заварицкого предполагает преобразование любой исходной породы, близкой по составу к граниту. В первый этап остаточные горячие газодные растворы находились в химическом равновесии с вмещающими породами и перекристаллизовывали их без изменения состава. В закрытой системе возникали простые крупнокристаллические пегматиты. Во второй этап уже в обстановке открытой системы происходило растворение простых пегматитов и замещение их новыми минеральными ассоциациями. Эта гипотеза не объясняет формирование пегматитов в негранитных породах и отсутствие соответствующих масштабам данных процессов геохимических и метасоматических ореолов.

4. *Ликвационная гипотеза*, развиваемая А.А.Маракушевым и Е.Н.Граменицким, касается генезиса только гранитных пегматитов. На примере шлировых пегматитов доказывается тесная гене-

тическая связь этих образований с материнскими гранитоидами. Она базируется на близости химизма биотитов (железистость, глиноземистость, фтористость и др.), а также преемственность режима кислорода и фтора при их формировании в гранитоидах и пегматитах. Особая роль отводится вязким высококонцентрированным средам, промежуточным между растворами и расплавами, являющимися продуктами ликвации магмы.

Пегматитоносность массивов связывают с их расслоенностью. Шлировые пегматиты концентрируются в прикровельных частях массивов. Формы выделений: слои, лепешки, капли, колбы, гантели и др. Формировавшиеся пегматиты по сравнению с материнскими гранитами имеют более лейкократовый состав. Они обеднены железом, магнием, марганцем и кальцием. Нормативный состав: кварц—полевошпат. Для разных массивов в гранитах и пегматитах соотношения кварца, альбита и ортоклаза неодинаковы, а для одного они выдержаны. Таким образом, пегматитообразование представляет собой самостоятельный петрогенетический процесс, который заключается в отщеплении от остаточной магмы особого флюидного расплава по механизму жидкостной несмесимости и подготовке к расслоению гранитного плутона. Существует три главные ветви эволюции гранитной магмы.

1. Магма расщепляется на два расплава с близкими количествами в них алюмосиликатов. Расплав, обогащенный солями, приводит к образованию пегматитов. По мере понижения температуры состав расплава становится все более водносолевым и из него кристаллизуются кварц и другие жильные минералы. Сначала флюидные фазы носят щелочной характер и происходит растворение кремнезема. Затем они становятся кислыми, способствующими появлению кварц-мусковитовых агрегатов. Из-за пониженной плотности остаточные расплавы занимают в интрузии верхнее положение. В силу ограниченной растворимости солевой составляющей происходит отщепление самостоятельной фазы флюидных расплавов, в которых концентрируются рудные компоненты.

2. Из магмы отделяется солевой расплав. Пегматиты в этом случае не возникают. Образуются известковые скарны.

3. Третья ветвь характеризуется непрерывным переходом от алюмосиликатных расплавов к гидротермальным растворам. Она реализуется в глубинных магматических комплексах на платформенных щитах в этапы тектономагматической активности. Здесь возникает непрерывный ряд: 1) мигматиты, 2) гигантомигматиты (простые пегматиты), 3) кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы.

5. *Метаморфогенная гипотеза* разработана В.Н.Моравским. Она касается многочисленных пегматитовых провин-

ций и полей, широко развитых в фундаментах древних платформ и для которых отсутствует пространственно-генетическая связь с интрузивными комплексами. Образование этих пегматитов тесно ассоциирует с возникновением и развитием очаговых структур и протекает на фоне падения температур и давлений в шесть основных этапов. 1. В локальных участках растяжения возникают микротрещинные матричные деформации во всем объеме пород. Направление растяжения субширотное или вертикальное, обусловленное действием ротационных сил Земли и денудационной разгрузкой. Такое поле напряжений способствует центростремительному движению флюидов в очаговые структуры. В полостях трещин отрыва создается высокая степень разряжения. 2. Протекают интенсивные процессы автометасоматоза при участии калиевых и натриевых щелочей (ранняя волна щелочности), выражающиеся в собирательной перекристаллизации и росте микроклинов. 3. Формируются системы сколовых трещин поясного типа. В очаговую структуру поступают кислые флюиды (волна кислотности). Возникают стержневые сегрегации (ихтиоглипты) и крупноблоковые выделения кварца, отдельные кристаллы и гнезда шерла, берилла и апатита. Намечаются основные контуры минеральных зон. 4. Интенсивно развиваются возникшие системы трещин поясного типа. Образуются крупнокристаллические слюды с поясными, реже конусными ориентировками. 5. Режим растяжения сменяется обстановкой сжатия. Протекают хрупкие и пластические деформации. Исчезновение сжимающих напряжений стимулирует поступление флюидов и развитие серицита, альбита, кварца, хлорита, кальцита, пирита, магнетита, ортита. 6) В системах региональных тектонических нарушений, рассекающих очаговые структуры, образуются дайки гранитов и кварцевые жилы.

В рассмотренных гипотезах спорными положениями являются представления о роли особого остаточного расплава, о масштабах метасоматоза, об источниках флюидов, о степени закрытости системы, о растворимости воды и некоторые другие менее важные утверждения. Не существует одной универсальной концепции, объясняющей все разнообразие этих природных образований. В конкретных геологических ситуациях сохраняют актуальность отдельные положения всех пяти гипотез.

ТИПЫ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование полезных ископаемых, связанных с пегматитами, зависит главным образом от двух факторов — степени дифференциации магматического вещества и масштабов метасома-

тического преобразования ранних фаций пегматитов. С этих позиций В.И.Смирновым выделено три класса месторождений: простые, перекристаллизованные и метасоматически замещенные. Однако эта классификация не в полной мере удовлетворяет промышленно-генетическому принципу систематики минеральных объектов. Видимо, целесообразнее разделять месторождения пегматитов по ведущему типу полезного компонента. В связи с таким подходом предлагается выделить четыре класса месторождений: керамический, мусковитовый, редкометальный и цветных камней.

Керамические месторождения. К этому классу месторождений относятся магматогенные и метаморфогенные простые и перекристаллизованные пегматиты, сложенные почти исключительно калинатровыми полевыми шпатами и кварцем. Обладают письменной, гранитной и гигантозернистой структурой. Отношение кварца и полевых шпатов в промышленных сортах сырья составляет 1:3.

Мусковитовые месторождения встречаются в магматогенных и метаморфогенных (дистен-силлиманитовая фация) перекристаллизованных пегматитах. Промышленное значение имеют тела, в 1 м³ которых произведение средней площади мусковитовых пластин на их массу будет больше 10—20 кг·см². Запасы крупных месторождений достигают нескольких тысяч тонн. Наиболее значительные мусковитовые провинции располагаются в России (Карелия и Забайкалье), Индии и Бразилии.

Редкометалльные месторождения ассоциируют с магматогенными и метаморфогенными метасоматически замещенными пегматитами. В магматогенных разностях месторождения характеризуются большим разнообразием рудных элементов. Помимо наиболее важных в промышленном отношении тантала и ниобия, из них добывают в небольших количествах олово, вольфрам, уран, торий, редкие земли. В метаморфогенных пегматитах, образовавшихся в условиях андалузит-силлиманитовой фации, часто располагаются сложные тантал-ниобиевые и редкоземельные месторождения. Этот класс месторождений широко развит в фундаментах всех древних платформ и в фанерозойских складчатых поясах, а также в областях тектономагматической активизации (Бразилия, Австралия; Россия — Урал, Сибирь, Карелия и др.).

Месторождения цветных камней связаны с магматогенными метасоматически замещенными пегматитами. Особенно перспективны гранитные пегматиты. Им свойственны крупные до 200 м открытые полости с друзами кристаллического сырья. Из этих месторождений добывают значительную часть горного хрусталя,

оптического флюорита, топазов, аквамаринов, гранатов, аметистов и других драгоценных камней (Украина, Волынь; Бразилия, Южная Африка, Австралия и др.). Часто коренные месторождения служат источником для образования крупных россыпей цветных камней. Подобным способом возникли многие прибрежно-морские россыпи Индии, Мадагаскара и Австралии.

Глава 8. Скарновые месторождения

Эта группа месторождений относится к наиболее сложной и противоречивой. Как будет показано ниже определенной генетической связи руд и скарнов либо не существует, либо она отдаленная парагенетическая. Однако, в мировой рудногеологической практике уже более 50 лет не предложено иного названия для этой обширной разнообразной и наверняка гетерогенной группы рудных образований. Рассмотрим подробнее особенности строения, состава и возможные модели образования для наиболее типичных месторождений, которые большинство геологов относят к скарновым.

Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем чаще всего, но не всегда, в приконтактовой области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. Выделяют экзоскарны, располагающиеся за пределами интрузий и эндоскарны, находящиеся внутри последних. Отмечается большое разнообразие скарновых тел. Это пласты, линзы, штоки, трубы, жилы, гнезда и сложные комбинированные залежи.

По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: известковый, магнезиальный и силикатный. Известковые скарны наиболее распространены в природе и образуются по известнякам. Их состав: гранаты ряда гроссуляр-андрадит и пироксены ряда диопсид-геденбергит. Иногда широко развиты везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы и эпидот. Магнезиальные более редки. Они возникают при замещении доломитов и состоят из диопсида, форстерита, шпинели, флогопита, монтичеллита, гумита, серпентина, паргасита, людовигита и реже других минералов. Силикатные скарны относятся к редким образованиям. Они формируются по гранитоидам, порфирам и их туфам, траппам, аркозовым песчаникам и алевролитам. Типоморфным минералом для них является скаполит.

Обобщенная модель скарновой зональной залежи имеет вид: 1, 2) гранитоиды неизмененные и осветленные мусковитизиро-

ванные; 3) эндоскарны гранатового состава с эпидотом и плагио-оклазом; 4) экзоскарны пироксен-гранатовые; 5, 6) скарны гранатовые и пироксеновые; 7, 8) известняки мраморизованные и неизмененные. Скарновые породы обладают пятнистой, полосчатой, массивной текстурами и гранобластовыми, порфиробластовыми, волокнистыми структурами.

Эти образования известны с раннего докембрия и характерны для платформ, мобильных поясов и областей тектономагматической активизации, где они ассоциируют с плагиогранитами, плагиосиенитами и траппами производными базальтовой магмы; 2) с гранодиоритами батолитов и гранитоидами малых интрузий производными гранитной магмы. Скарны могут быть связаны с любыми фазами интрузивного процесса, иногда со всеми. В областях их развития выделяют дайки: 1) доскарновые, представленные комагматичными (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты и др.) и не комагматичными (спессартиты, порфириты, диабазы) типами; 2) интраскарновые (сначала кислого, а затем основного состава); 3) постскарновые (диабазы, лампрофиры). Геологические структуры скарновых образований определяются: поверхностью контакта интрузий; слоистостью вмещающих интрузии пород; складчатыми и разрывными нарушениями.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газовой-жидких водных растворов.

1. При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам — кварциты, по известнякам — мраморы. Зоны этих преобразований сплошным ореолом развиваются вокруг интрузий на любой глубине и при любом давлении.

2. Под влиянием флюидов, выделявшихся из затвердевшей интрузии в ее эндо- и экзоконтактах протекали аллохимические метасоматические процессы, образовавшие скарны. Эти явления происходили на небольших глубинах, где внутреннее флюидное давление было в состоянии преодолеть внешнюю литостатическую нагрузку. Оптимальный диапазон глубин скарнообразования 0,5—2,5 км.

Судить о возможном температурном режиме образования скарнов позволяют следующие данные: 1) синтез минералов в обстановке высокого потенциала кальция и присутствия легко-

растворимых солей: андрадит и гроссуляр при 950—225°C; диопсид, тремолит и волластонит — 350°C, геденбергит — 320°C; 2) по сводным диаграммам (В.А.Жариков), построенным по экспериментальным материалам (расчет плавления силикатных пород, реакции образования силикатов, температуры дегидратации водных силикатов и диссоциации карбонатов и др.) можно выделить четыре температурные фазы скарнов: волластонит-плагиоклазовую при 900—750°C; пироксен-гранатовую — 800—500°C; гранат-эпидотовую — 500—450°C; пироксен-эпидотовую — 400°C; 3) по данным гомогенизации включений в скарновых минералах температурный интервал составляет 860—380°C. Из приведенных выше сведений можно сделать вывод, что скарны начали образовываться при температуре около 900°C, а завершили этот процесс при среднетемпературном гидротермальном режиме (около 300°C).

Фациальная смена минеральных ассоциаций во времени и пространстве в связи со снижением температуры обусловлена возрастанием кислотности процесса, регулирующего химические потенциалы кальция, магния и железа (по В.А.Жарикову). Эти ассоциации характеризуются вытеснением кальция магнием, а затем магния железом. В результате возникает последовательный ряд: волластонит-диопсид-салит-геденбергит-андрадит.

Происхождение скарнов и скарновых месторождений наиболее детально рассматривается в двух гипотезах — инфильтрационно-диффузионной, разработанной Д.С.Коржинским и стадийной, предложенной П.П.Пилипенко.

Инфильтрационно-диффузионная гипотеза базируется на концепции биметасоматоза, объясняющей природу многих процессов, протекающих на разогретом контакте интрузивных силикатных пород и известняков. Здесь возникает неравновесная химическая система. Начинается встречно-диффузионный отток элементов из областей их повышенных концентраций. На фронтах подобных миграций происходят реакции между соединениями растворов и между ними и породообразующими минералами. При разной подвижности элементов в направлении к фронту диффузии будет происходить понижение их концентрации в растворе с различной скоростью, обуславливая зональность минеральных парагенезисов. Относительная подвижность зависит от температуры процесса.

Классическим примером исследования биметасоматических преобразований может служить анализ трехкомпонентной диаграммы $\text{CaO}:\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, проведенный Д.С.Коржинским (рис.20). Исходная порода — кварцевый диорит. В процессе метасоматоза щелочи, кислород, магний и железо вполне подвижны. При этом магнетит растворяется, роговая обманка и биотит замещаются

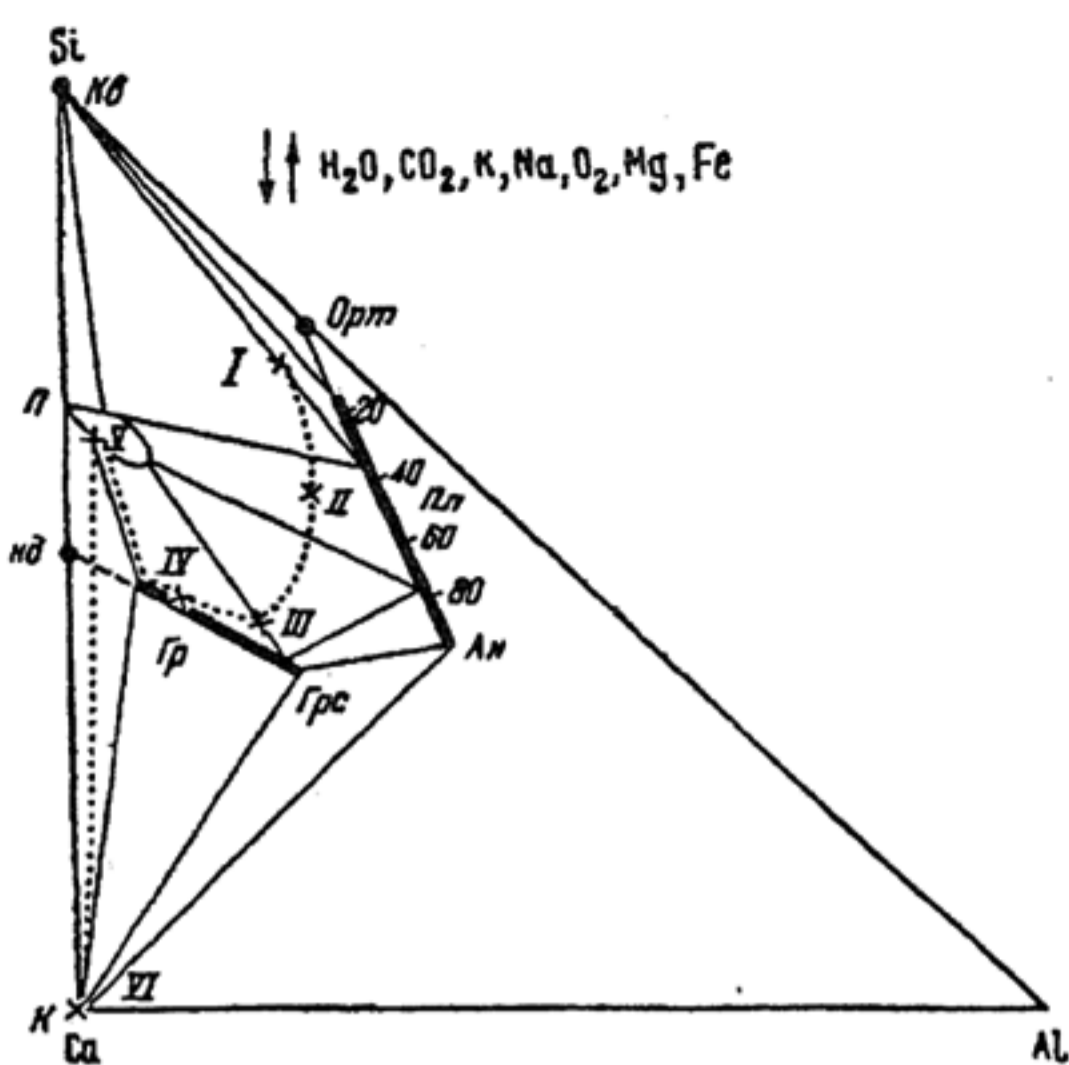


Рис. 20. Диаграмма парагенезиса скарнов Турьинских месторождений в зависимости от соотношений алюминия, кремния, кальция (по Д.С.Коржинскому):

Ан — анортит, Анд — андрадит, Гр — гранат, Грс — гроссуляр, К — кальцит, Кв — кварц, Орт — ортоклаз, П — пироксен моноклинный, Пл — плагиоклаз

диопсидом, ортоклаз — олигоклазом. По мере поступления в результате диффузии кальция кварц исчезает и образуется диопсид-плагиоклазовая околоскарновая порода. Дальнейший привнос кальция приводит к образованию диопсид-гранатовой и затем мономинеральной гранатовой породы. Массированное поступление магния, железа и кремнезема уже в известняках способствует появлению диопсид-геденбергитовой зоны.

Зональная структура создается разрастанием зон в направлении диффузионного потока при наступлении тыловых на фронтальные. В соответствии с законами кинетики метасоматоза между зонами образуются резкие границы. При переходе от авангардных к тыловым зонам уменьшается число минералов вплоть до мономинеральной последней.

Состав зон отвечает определенной степени равновесия, характеризуется соответствующей минеральной ассоциацией, устойчивой в фиксированном диапазоне температур. Д.С.Коржинским выделено 10 ступеней равновесия. Высокотемпературные: 1) пироксен-гранатовая, 2) пироксен-эпидотовая; среднетемпературные: 3) актинолит-эпидотовая, 4) хлорит-эпидотовая; низкотемпературные: 5) пренитовая, 6) пумпеллиитовая, 7) кальцит-альбитовая, 8) кальцит-кварц-серицит-хлоритовая, 9) кальцит-кварц-серицит-доломитовая и 10) цеолитовая.

Из рудных элементов только железо может формировать месторождения в рассмотренной выше модели биметасоматоза. Итак, сначала железо выносится; вместо салита возникает волластонит. В направлении внешних границ интрузивного контакта в скарнах возрастает концентрация железа. Здесь появляются вместо гроссуляра андрадит и в массовых количествах накапливается

магнетит. На поздних низкотемпературных стадиях железо представляет собой инертный элемент, а среди подвижных появляются сера и медь. В результате взаимодействия этих элементов с ранее выделившимся магнетитом образуются пирит и халькопирит. Поэтому на многих железорудных скарновых месторождениях постоянно отмечаются участки, обогащенные сульфидами.

Концепция биметасоматоза обладает следующими очевидными недостатками: 1) баланс кремнезема и СаО для скарнов, формировавшихся соответственно в известняках и в гранитоидах не может быть обеспечен диффузным переносом вещества, нужен дополнительный привнос этих компонентов; 2) нельзя объяснить образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или карбонатных пород, или вообще удаленных от интрузий; 3) в предложенной схеме нет места для рудных месторождений за исключением железорудных.

В дальнейшем концепция биметасоматоза была преобразована Д.С.Коржинским в инфильтрационно-диффузионную гипотезу. В новой модели скарнового процесса предполагалось, что месторождения формируются в зоне границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, обогащенных химическими соединениями, выносимыми как из глубинных магматических очагов, так и заимствованных из пород на путях движения этих растворов. В точке входа в систему преобладали привносимые соединения. Далее их роль сокращается и процесс осуществляется за счет встречной диффузии элементов силикатных и карбонатных пород. В результате основная масса скарнов образовалась биметасоматическим способом, а рудные месторождения связаны с мощным воздействием постмагматических растворов, циркулировавших в трещинных зонах. Тем не менее и этот усовершенствованный вариант гипотезы не объяснял причины разнообразия рудных минералов в скарнах и не увязывал стадийность скарнового процесса и рудообразования.

Согласно стадийной гипотезе, разработанной П.П.Пилипенко, считается, что главная масса вещества скарнов и руд привносится извне специфическими растворами. По мере снижения температуры состав привносимых веществ менялся, обуславливая минеральную зональность. Предполагается, что доминировали метасоматические процессы, протекавшие в шесть стадий. 1) кремневая характеризовалась высокой температурой, привносом кремния и приводила к образованию диопсидовых пород (светлые роговики); 2) алюмосиликатная осуществлялась в обстановке привноса кремния и алюминия и завершалась формированием железистых гранатов и пироксенов; 3) галоидная протекала в условиях поступления хлора и появления скаполита; 4) железная

отличалась привносом железа и выделения его в форме закисных и окисных соединений. Накапливались магнетит, гематит и железистые алюмосиликаты — геденбергит, лиеврит, гранаты и др.

В течение первых стадий формировались безводные скарны. Далее флюидный режим резко менялся. В пятую флюидно-водную стадию в систему поступали H_2O и CO_2 и возникали породы, состоящие из роговой обманки, эпидота, иногда с примесью шеелита и кальцита. Процесс завершала сульфидная стадия, в течение которой при низких температурах и постоянном привносе H_2O , H_2 и металлов образовывались сульфиды и сульфосоли. Хотя основная идея гипотезы подтверждена практикой, но и она не объясняет причину разнообразия продуктов рудогенеза для различных тектономагматических обстановок.

На основании геологических данных и экспериментальных разработок в настоящее время модель скарнового процесса можно представить в следующем трехстадийном виде.

1. Контактный изохимический метаморфизм протекает при температуре $900-650^\circ C$, сопровождает внедрение магмы. Образуются сплошным на глубине более мощным ореолом светлые бедные железом безрудные диопсидовые роговики и мраморы.

2. Ранняя скарновая стадия проявляется спорадически, примерно занимая одну десятую периметра интрузии. При температурах $650-400^\circ C$ возникали сухие безводные темные эндо- и экзоскарны, состоящие из пироксенов, гранатов, скаполита, геденбергита, магнетита, гематита.

3. Поздняя флюидно-водная стадия протекает с участием H_2O , CO_2 , H_2 , хлоридов и комплексных соединений металлов при температурах $450-300^\circ C$. Образуются роговая обманка, эпидот, кальцит, сульфиды и сульфосоли.

ТИПЫ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Существуют пять вариантов их систематики. 1. По составу замещаемых пород: известковые, магнезиальные и силикатные. 2. По стадиям скарнового процесса: а) простые ранних стадий (железо, вольфрам), б) сложные поздних (полиметаллы). 3. По формациям магматических пород: а) плагиограниты, сисениты (железо, медь), б) гранитные батолиты (вольфрам), в) малые интрузии диоритового состава (полиметаллы). 4. По положению относительно интрузивного контакта: эндоскарны и экзоскарны. 5. Главная общепринятая систематика по составу полезных ископаемых: а) железо, б) вольфрам, в) медь, г) свинец-цинк, д) молибден, е) олово, ж) бор и другие.

Месторождения железа. По геологическим условиям образования выделяется два типа месторождений — островодужный и орогенный. Островодужные чаще всего располагаются внутри диоритовых штоков в вулканогенно-осадочном разрезе (туфы и лавы андезитов и базальтов, песчаники, глинистые сланцы, мергели). Представлены известково-скарновыми и скаполит-альбит-скарновыми магнетитовыми пластовыми залежами. Отмечается большой объем магнетитсодержащих эпидот-пироксен-гранатовых эндоскарнов и широкое проявление натрового метасоматоза (альбит и скаполит). В рудах постоянно имеются высокие концентрации кобальта и никеля. Формирование месторождений протекало в две стадии. В раннюю возникла зональность: 1) эпидот-пироксен-гранатовые эндоскарны с главным оруденением, 2) экзоскарны: гранат-пироксеновые с магнетитом и диопсид-геденбергитовые с сульфидами. В позднюю стадию образовалась ассоциация минералов: ильваит, актинолит, хлорит, кальцит, кварц. К этому типу относятся месторождения: Песчанское, Гороблагодатское (Урал), Сарбайское (Западная Сибирь), Дашкесан (Азербайджан), Эмпайр (Канада) (рис. 21).

Орогенные месторождения кордильерского типа локализованы в магматических дугах и ассоциируют с гипабиссальными штоками и дайками в обедненных железом кварцевых монцонитах, гранодиоритах и гранитах. Они приурочены только к толщам доломитов. Резко преобладают магнезиальные экзоскарны с форстеритом, тальком, серпентинитом и сульфидами. В раннюю стадию вблизи интрузий формировались диопсид-шпинелевые скарны, а на удалении — форстерит-кальцитовые. Поздняя стадия представлена флогопитом, серпентином, людвицитом, магнети-

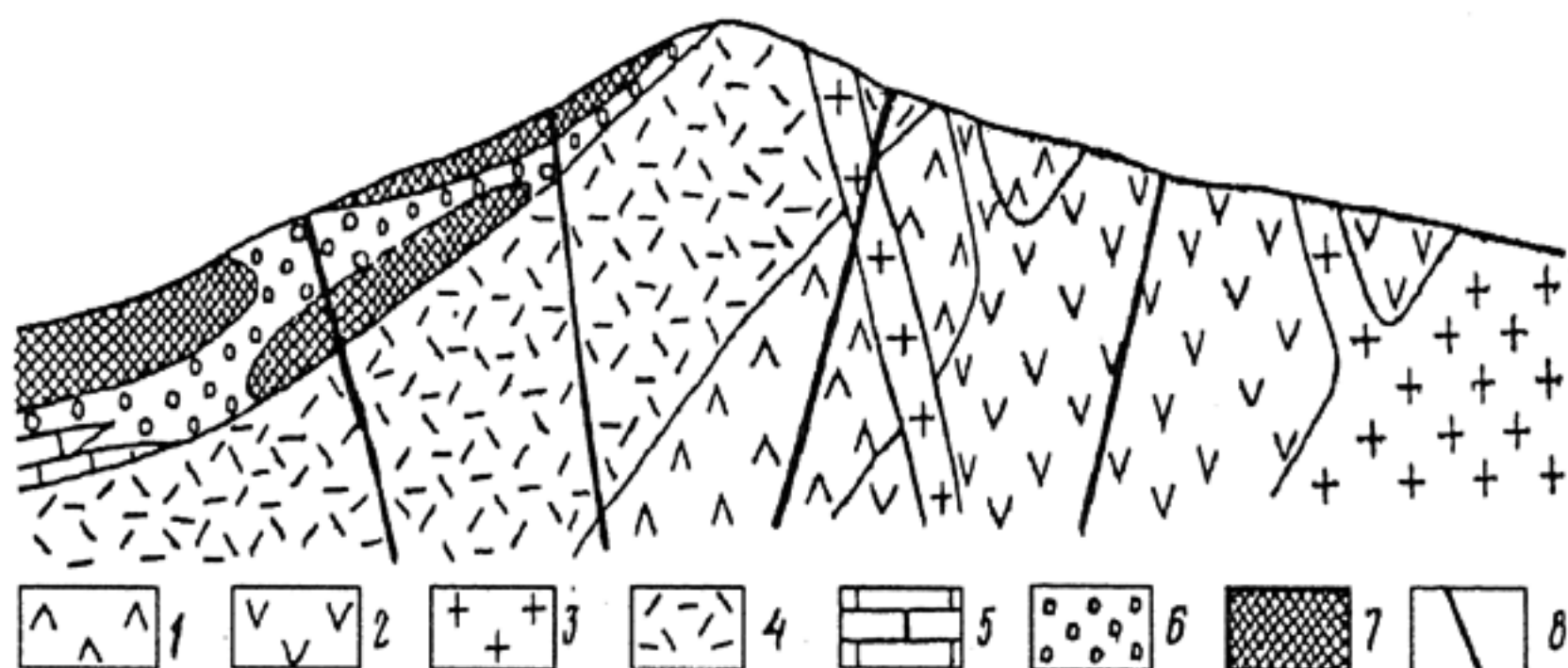


Рис. 21. Схематический геологический разрез горы Магнитной (по В.И.Смирнову).

1 — диорит, 2 — гранодиорит, 3 — гранит, 4 — атачит (метаморфизованный туф), 5 — нижнекаменноугольный известняк, 6 — скарн, 7 — магнетитовая руда, 8 — диабазовые дайки

том. Примеры месторождений: Тейское (Красноярский край), Шерегешское (Горная Шория), Игл-Маунтин (Калифорния).

Месторождения вольфрама и молибдена связаны со штоками и батолитами порфировых гранодиоритовых комплексов и малыми интрузиями кварцевых монцонитов, развитых в орогенных поясах и областях тектоно-магматической активизации. Месторождения локализованы в известковых скарнах и представлены пластовыми телами. В целом для ранней стадии их формирования характерны: температуры 500—600°C; давления 1—1,5 МПа; $X_{\text{CO}} = 0,2—0,03$, а для поздней 450—300°C, состав флюидов: 10—15 экв% NaCl. Выделяют два типа месторождений: восстановленный и окисленный.

С восстановленными связана основная масса рудных объектов, которые формировались на контактах интрузивов нижних частей гипабиссальных уровней с известняками. Становление интрузий происходило в обстановке растяжения. В раннюю стадию возникали геденбергит-альмандиновые скарны (в них пироксенов в 2—10 раз больше гранатов), а в позднюю — две ассоциации: биотит-плагиоклаз-кальцитовая и роговая обманка — кварц-кальцитовая. Примеры месторождений: Майхура (Средняя Азия), Сало (Франция), Мак-Миллан-Пасс (Канада), Сангдонг (Южная Корея).

Окисленные месторождения образуются в некарбонатных, часто обогащенных гематитом породах, на меньших глубинах, чем восстановленные. В раннюю стадию здесь формировались андрадит-эпидотовые скарны, на которые в позднюю накладывались минеральные ассоциации: эпидот-хлорит-кальцит-кварцевая и актинолит-кварц-кальцитовая. Месторождения этого типа встречаются редко и не образуют крупных объектов: Кинд-Айленд (Австралия), Эль-Жаралито (Мексика) и др.

Месторождения молибдена относятся к редким образованиям. Они связаны с лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами орогенных областей (зон столкновения континентальных плит). С ранними высокотемпературными фациями скарнов волластонит-геденбергит-гроссулярового состава связано вкрапленное и прожилково-вкрапленное молибденитовое и молибдошешелитовое оруденение. С поздними стадиями ассоциируют метасоматиты, сложенные роговой обманкой, актинолитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, серицитом и флюоритом, и широкий спектр рудной минерализации: халькопирит, висмутин, теллуриды золота и серебра, самородное золото, полиметаллы. Примером может служить уникальный рудномагматический центр Тырнауз на Северном Кавказе и несколько мелких месторождений (Азгур, Марокко и др.).

Месторождения меди ассоциируют со штоками известково-щелочных гранодиоритов и кварцевых монцонитов, располагаются в орогенических поясах окраин континентов и формировались от мезозойского до третичного времени включительно. Небольшое число мелких месторождений связано с океаническими островными дугами. Наиболее значительные меденосные скарны связаны с ларамийскими меднопорфировыми плутонами, внедрившимися в карбонатные породы. Для них характерно доминирующее развитие граната при подчиненных количествах пироксенов и типоморфная ассоциация: андрадит-диопсид-магнетит-гематит с высоким содержанием сульфидов.

В раннюю стадию процесс протекал при температуре 500—300°C. По известнякам образовывались андрадит, диопсид, пирит, халькопирит и магнетит, а по доломитам — форстерит, серпентин, магнетит, халькопирит. В известковых скарнах установлена минеральная зональность: экзоскарны — волластонит, гранат, геденбергит, борнит, эндоскарны — андрадит, геденбергит, халькопирит. Рудные минералы отлагались в течение всего процесса скарнообразования. В гранатовых зонах развиты пирит-халькопирит-магнетитовые руды, в которых отношение пирита к халькопириту колеблется в пределах 1:2—5:1. В волластонитовых зонах формировались борнит-халькопирит-сфалерит-теннантитовые руды. Поздняя стадия характеризовалась образованием тремолита, актинолита, карбонатов, талька, эпидота и хлорита. Меденосные скарны не имеют самостоятельного промышленного значения. Обычно они слагают отдельные залежи на месторождениях гидротермального меднопорфирового типа. Кристмас, Мишен (Аризона, США), Бингхем (Юта, США), Саяк I (Казахстан), Тоншанькоу (Китай).

Месторождения цинка и свинца встречаются в самых разнообразных геологических ситуациях и ассоциируют с интрузиями от гранодиоритов до лейкогранитов; часто приурочены к гипабиссальным штокам и дайкам. В геотектоническом отношении они формируются в областях тектономагматической активизации, а также на завершающих стадиях развития внутриконтинентальных орогенных поясов и в зонах субдукции на активных континентальных окраинах. Общими чертами месторождений этой обширной группы являются: галенит-сфалеритовый состав, развитие оруденения в экзоскарнах; четкий контроль минерализации разрывными структурами; преобладание в скарновой ассоциации пироксенов. Наиболее приемлемым критерием для систематики данных месторождений служит связь их с интрузивными породами. С этих позиций можно выделить четыре типа руд-

ных объектов: батолитовый, малых интрузий, дайковый и удаленный (от интрузий).

1. Батолитовый тип представлен минерализованными (прожилки и вкрапленность) известковыми геденбергитовыми экзоскарнами в ореоле крупных плутонов лейкократовых гранитов. Известны мелкие месторождения, например, Минерал-Кинг (Калифорния, США).

2. Месторождения малых интрузий характеризуются ассоциацией марганцевого клинопироксена и граната со сфалеритом и галенитом. По мере удаления от интрузии происходит смена граната пироксеном, бустамитом и мрамором. С глубиной в скарнах возрастает количество граната и сфалерита и сокращается — пироксена и галенита. В эндоконтактной зоне интрузий широко развиваются родонитовые и гранат-везувиановые жилы. В позднюю скарновую стадию образовывались эпидот, амфибол, хлорит. Рудообразование протекало при давлениях 0,5—2,0 МПа и температурах 550—350°C из флюидов с соленостью 23,3 экв% NaCl. Сера заимствовалась из магматических пород и из подстилающих эвапоритов. Примеры месторождений: Карамазар (Средняя Азия), Симапан (Мексика).

3. Дайковый тип связан с интрузиями гранодиоритового и риолитового состава. Дайки служили каналами фильтрации флюидов. В их контактных зонах образовывались ранние эпидот-гранат-бустамит-пироксеновые скарны. Поздняя стадия выразилась в появлении обогащенных марганцем родонита и ильваита, амфибола и хлорита. Широко распространены околорудные серицит-аргиллизитовые и серицит-топазовые метасоматиты. Примеры месторождений: Трепча (Югославия), Алтын-Топкан (Узбекистан).

4. Удаленные от интрузий месторождения локализуются в разломных, часто надвиговых структурах. Скарновые тела в форме линз, гнезд и жил сложены йохансенитом, гранатом, бустамитом, волластонитом, куммингтонитом, ильваитом и хлоритом. Их зональность. В центре залежей преобладают гранаты, затем пироксены и далее мрамор. Рудные тела — жилы, гнезда, линзы, в верхних горизонтах обогащены свинцом, с глубиной сменяются цинком и в корневых частях месторождений — медью. Примеры месторождений: Бен-Бен (Австралия), Камиока (Япония), Верхнее (Россия, Приморье).

Месторождения олова. Более 80% оловоносных скарнов сосредоточено в фанерозойских складчатых поясах и связаны с посторогенными гранитоидами. Формирование месторождений происходило в конечные стадии развития орогенических циклов энсиалических дуг или в активизированных кратонах. Крупные

месторождения образуются в магматических дугах зон субдукции в связи со становлением гранодиорит-гранитных вулканоплутонических ассоциаций. Рудная минерализация генетически связана со специализированными на олово син- и посттектоническими щелочными гранитами ильменитового ряда.

Выделяют два типа оловорудных скарновых месторождений — магнезиальный и известковый. Магнезиальный тип образуется в три стадии. В течение ранней, протекавшей при участии нейтральных или слабощелочных флюидов, образуются шпинель, пироксен (фассаит), форстерит. Во вторую олово-боратную стадию возникают флогопит и оловосодержащие магнетит и магнезиальные бораты. Поздняя касситеритовая стадия, характеризующаяся процессами кислотного выщелачивания, сопровождается разложением боратов и образованием касситерита, флюобарита и слюд.

При формировании магнезиальных месторождений иногда в конце первой стадии в процессе скарнообразования происходит смена магнезиального метасоматоза на кальциевый. Воздействие богатых кальцием, железом и кремнеземом флюидов на магнезиальные скарны приводит к появлению оловосодержащего андрадита, понижению температуры и возрастанию кислотности. В позднюю образуются железо-магнезиальные алюмоборосиликаты (аксинит, турмалин) и амфиболы. Гранаты замещаются ассоциацией минералов из флюорита, касситерита, кварца. Завершает процесс отложение сульфидов. Примеры месторождений: Кличкинское (Забайкалье), Кливленд (Австралия). Известковый тип формируется в две стадии. В раннюю возникают оловосодержащие андрадит-волластонитовые или везувиан-магнетит-флюоритовые породы. В позднюю стадию образуются минералы бора: данбурит, кальцеборит, датолит, аксинит, турмалин и главное малайит. В низкотемпературной обстановке последний распадается на касситерит, кальцит и кварц. Примеры месторождений: Ушкошкон (Киргизия), Мойна (Австралия), Куга (Япония).

Месторождения бора ассоциируют исключительно с магнезиальными скарнами и связаны с интрузиями гранодиоритов и гранитов, реже монцонитов, диоритов, сиенитов. Минералы бора образуются в заключительную стадию скарнового процесса и представлены главным образом датолитом, котоитом, людвигитом, суанитом, ашаритом и флюобаритом. Месторождения бора в скарнах известны в России (Верхнее, Приморье), Болгарии, Чехословакии, США, Франции, Перу, Малайзии и других странах.

Мы отметили только наиболее значительные промышленные типы месторождений полезных ископаемых, залегающих в скарнах. Этим списком далеко не исчерпывается минеральный потенциал данной группы рудных образований. В скарных встречаются, помимо отмеченных, руды платины (в Бушвельдском комплексе), золота (Минас Жераис, Бразилия; Суйон, Северная Корея), бериллия (Маунт Уайлер, США), ниобия (Кайзерштуле, Германия), урана и тория (Мэри Кетлин, Австралия; Азегур, Марокко и др.), графита (Ботогол, Восточный Саян; Мэдок, Канада), хризотил-асбеста и талька (Онот, Восточный Саян; Мэдок, Канада; Диллон, США) и многих других видов минерального сырья.

СКАРНЫ И РУДЫ

Из анализа материалов по месторождениям скарновой группы можно выделить три типа взаимоотношений руд и скарнов.

1. Они образуются одновременно в течение единого генетического процесса. Руды входят естественным компонентом в скарновые ассоциации. В качестве примеров условно можно назвать только железорудные и борные месторождения. В этом случае рудные тела должны полностью совпадать с контурами развития скарнов. В последние годы появляется все больше данных о том, что магнетитовые тела, ассоциирующие со скарнами, представляют собой эпигенетическое внедрение рудного расплава и связаны с последними сложными парагенетическими связями. И руды и скарны — продукты деятельности одной и той же магмы гранодиоритового или сиенитового состава (месторождение Лако, Чили) (рис. 22).

2. Оруденение непосредственно сменяет скарнообразование. Руды занимают часть объема скарнов. Примерами могут служить некоторые залежи магнетита, боратов и касситерита.

3. Наложенное оруденение связано с процессами поздней флюидно-водной стадии скарнообразования. Таким способом формируется большинство месторождений этой группы. В данном случае рудные тела локализируются в скарнах только при условии, если последние по структурным и петрофизическим характеристикам благоприятствуют этому процессу. Отмечаются самые разнообразные варианты подобных взаимоотношений — от полного совпадения рудных и скарновых тел до их отдельного залегания.

Таким образом, скарнообразование не связано генетически с рудообразованием. Это два независимых параллельных процесса, пересекающихся в некоторых геологических ситуациях. На

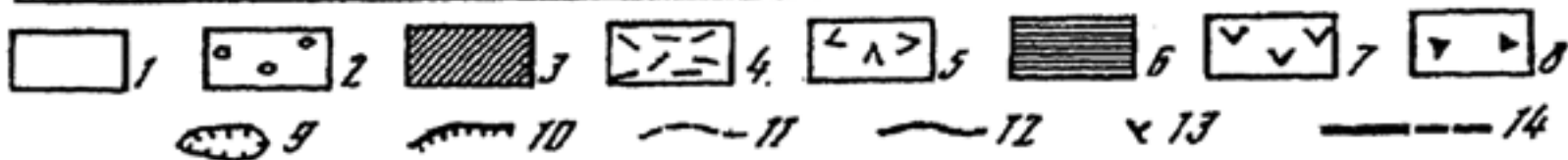
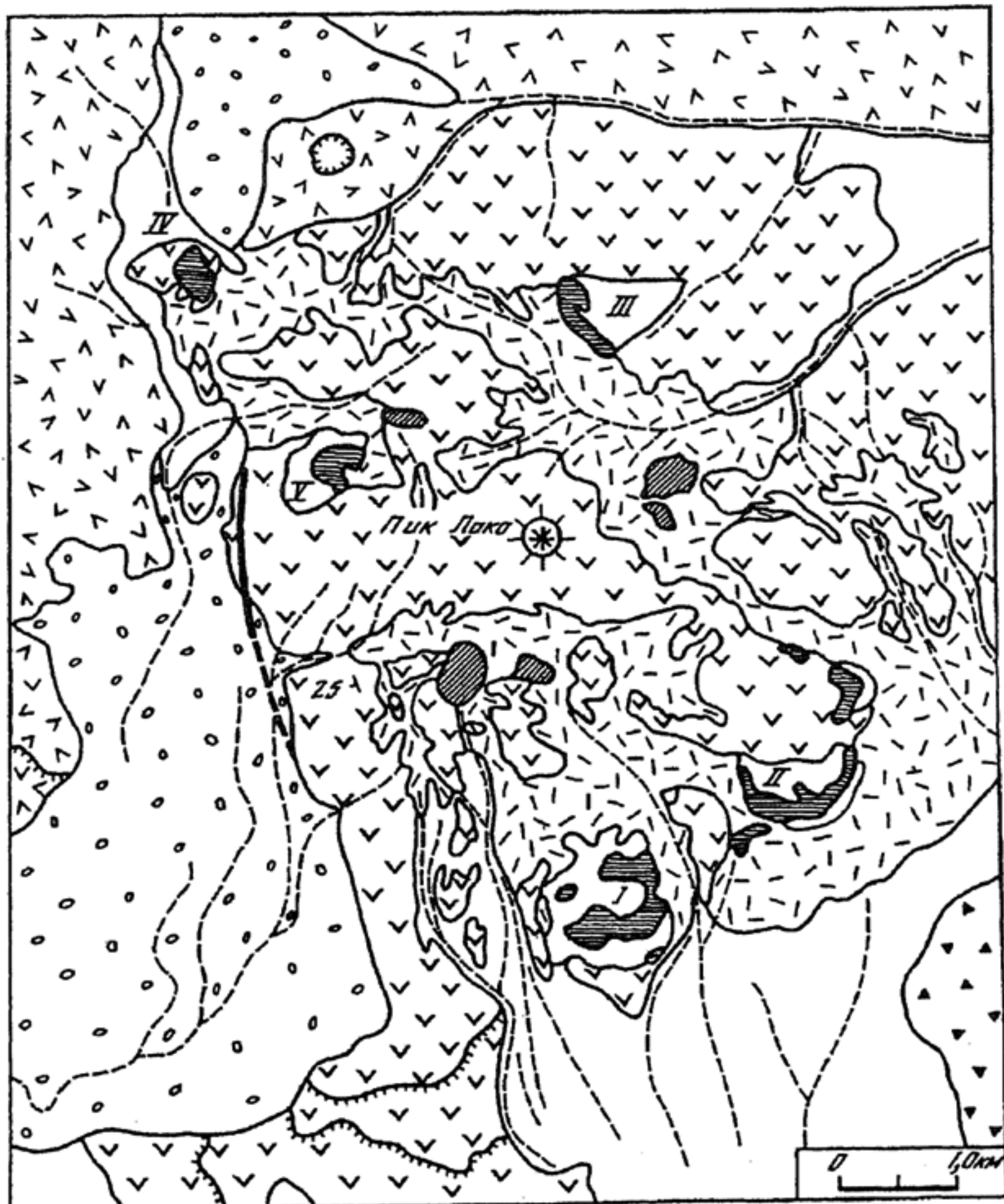


Рис. 22. Схема геологического строения месторождения Лако (по Г.Р. Фуллеру и др.).

1 — аллювиальные и делювиальные современные отложения, 2-4 — плейстоценовые образования: 2 — ледниковые отложения, 3 — отложения термальных источников, 4 — участки гидротермальноизмененных пород, 5 — четвертичные эффузивные образования основного состава, 6 — рудные тела (I — Лако Сюр, II — Лако Норте, III — Родадос Негрос, IV — Сан-Висенте Бахо, V — Сан-Висенте Альто), 7 — серия Лако, 8 — формация Альтос-де-Пико верхнетретичного возраста, игнимбриты, 9 — вулканический кратер, 10 — границы лавовых потоков, 11 — границы распространения рудного обломочного материала, 12 — литологические контакты, 13 — элементы залегания, 14 — разлом

тип и масштабы рудной минерализации определяющее влияние оказывают: металлогеническая специализация магматических комплексов (медь в монцонитах, олово в гранитоидах и др.); эволюция рудно-магматических центров (молибден, вольфрам, полиметаллы в центрах гранитоидного магматизма); рудная и металлогеническая специализация провинций, районов и полей; региональные геодинамические обстановки. Образование скарнов как правило предшествует формированию руд и в ряде случаев создает благоприятную литолого-фациальную, петрофизическую, структурную и минералого-геохимическую обстановку. Иногда магматические расплавы по пути движения в коровой среде ассимилируют ранее возникшие рудные накопления и аномальные концентрации полезных элементов в породе, обогащая ими скарнообразующие флюиды.

Глава 9. Альбититовые и грейзеновые месторождения

Альбититы и грейзены представляют собой щелочные метасоматиты, образованные постмагматическими или метаморфическими пневматолито-гидротермальными флюидами. Их объединяет общность происхождения, локализации и источника вещества. Обычно зоны альбитизации и грейзенизации развиваются в апикальных частях массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород. Формирование этих метасоматитов началось с появлением на нашей планете больших масс гранитоидов (2,5 млрд лет) и возрастало вплоть до киммерийского времени. Затем установился равномерный прирост их объемов. Интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейзены являются типоморфными образованиями, маркирующими определенные геодинамические обстановки: зоны столкновения континентальных литосферных плит; заключительные стадии развития орогенных поясов; магматические дуги активных окраин континентальных плит; зоны глубинных разломов и сопутствующих им рифтовых систем; области активизации древних платформ.

Флюидные потоки, фильтруясь через граниты нормальной и повышенной щелочности и просто щелочные породы, альбитизируют апикальные части интрузий, особенно интенсивно выступы и апофизы, а избыток калия выносят и связывают в грейзенах, которые накапливаются на границах альбитизированных гранитоидов с вмещающими породами и среди последних. Эти потоки особенно активно выщелачивают из пород многие металлы, которые затем в метасоматитах образуют аномальные вплоть

до рудных концентрации. Такими типоморфными элементами для альбититов являются цирконий, ниобий, торий, а для грейзенов: бериллий, литий, олово и вольфрам. О масштабах процессов выщелачивания и выноса элементов можно судить, например, по поведению олова (по В.Л. Барсукову). В неизмененных гранитах его содержание составляет 26 г/т, при этом в биотите — 200—300 г/т; в зоне выноса 4—5 г/т, а в образовавшемся здесь мусковите — 20—30 г/т. Установлено, что по мере усиления общей щелочности процесса объем альбитизированных пород возрастает, а в грейзенизированных падает. В связи с этим в породе обычно встречаются грейзены без альбититов и наоборот альбититы без грейзенов.

Физико-химические условия образования. Воздействие горячих постмагматических растворов на интрузивные породы приводило к развитию процессов калиевого метасоматоза (ранняя микроклинизация) в ядерных частях массивов в обстановке повышенного давления. В этих же интрузиях вдоль верхней периферической части массивов в условиях падения давления протекала ранняя альбитизация.

На фоне падения температуры с 620 до 450°C и возрастающей кислотности раствора происходила смена раннего калиевого метасоматоза натриевым. В условиях максимальной кислотности, наступавшей в момент перехода флюида из надкритического (пневматолитового) в гидротермальное состояние, протекала стадия грейзенизации. Высокая кислотность была обусловлена появлением свободных кислых анионных компонентов в результате диссоциации неустойчивых ацидо-комплексов при появлении жидкой водной фазы. В условиях высокой активности фтора и бора из пород выносились щелочи, алюминий и многие элементы-примеси. По мере накопления щелочей и дальнейшего падения температуры кислотность раствора понижалась и под его воздействием происходили мелкомасштабные выделения поздних альбита и затем микроклина.

Мы уже отметили при рассмотрении наиболее ранних поздне- и постмагматических образований (пегматитовых, скарновых и др.), что для них характерны только метасоматические рудные тела. Первые жилы заполнения появляются лишь в связи с грейзенами и с последующими гидротермальными формациями. Это связано с тем, что именно в данный момент эволюции флюидной системы давление растворов достигает критической величины, достаточной для раскрытия жильных трещин, т.е. превышающее давление гидроразрыва. Хронологически граница между чисто метасоматическим и комбинированным метасоматически-секреционным отложением минералов точно совпадает с моментом

смены щелочного метасоматоза кислотным выщелачиванием. Таким образом, для формирования грейзенов необходимо наличие открытых или открывающихся трещин и присутствие гетерофазного субкритического состояния флюида. Образование последнего происходило в условиях повышенного давления в закрытой системе. Снятие давления приводило к гравитационной сепарации и частичной конденсации флюида. В результате образовывалась газовая фаза, обогащенная кислотными компонентами (CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2S), и щелочная остаточная жидкость, содержащая SiO_2 , NaCl , KCl , NaOH , KOH и соединения труднорастворимых металлов.

Согласно данным изучения газовой-жидких включений в минералах грейзенов установлено, что в их образовании участвовали натрий-калий-хлор-углекислотные флюиды. При этом концентрация натрия была в несколько раз большая, чем калия, а содержание всех других элементов помимо отмеченных выше примерно на два порядка меньше суммы главных компонентов. Типичен флюид " $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ", для которого возможно существование гетерофазного равновесия "газ-жидкость" во всем диапазоне $P-T$ условий гидротермального минералообразования. В каждую стадию этого процесса в связи с падением температуры и давления происходило понижение концентраций углекислоты и хлоридов. Одной из возможных причин подобного явления — смешивание магматических и метеорных вод. Кислотность флюидов, достаточная для образования грейзенов и гидротермалитов, образуется растворами, возникающими при конденсации газовой фазы на стенках раскрытых трещин.

В экспериментальных условиях Г.П.Зарайским получены метасоматические колонки грейзенов, близкие к наблюдаемым на природных объектах. 1. Кварц-топазовая получена при воздействии на лейкогранит раствора $1,0 \text{ M HF} + [\text{SiO}_2] + [\text{Al}_2\text{O}_3]$ при температуре 500°C , давлении $1,0 \text{ МПа}$ в течение 336 часов. Раствор был насыщен кремнеземом и глиноземом. 2. Кварц-мусковитовая фация образуется введением в раствор KF (10^{-3} м) в диапазоне температур $600-300^\circ\text{C}$. 3. Кварцевые грейзены возникают также по лейкогранитам при следующих условиях эксперимента: раствор $0,08 \text{ м HF}$ насыщен $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, температура 400°C , давление 1 МПа .

Грейзеновые месторождения формируются на глубинах $5-1 \text{ км}$, что соответствует литостатическому давлению $130-6 \text{ МПа}$; температурный градиент на 100 м вертикального разреза составляет вначале процесса $20-5^\circ\text{C}$, а в конце — $2,5^\circ\text{C}$. Концентрация рудоносного флюида последовательно снижается от 460 до $100 \text{ г на кг H}_2\text{O}$.

Альбититовые месторождения представляют собой тела и зоны, сложенные альбититами — лейкократовыми породами, в которых на фоне мелкозернистой основной альбититовой массы отмечаются порфиновые выделения кварца и микроклина, а также слюд, щелочного амфибола, реже пироксена. В этих телах выделяются участки с промышленными концентрациями редких, редкоземельных и урановых элементов. Выделяют два типа месторождений: 1) в связи с интрузивными массивами, 2) без связи с магматическими комплексами.

Первый тип локализован в метасоматически переработанных куполах и апофизах массивов нормальных и субщелочных гранитов. В результате образуются штокообразные массы минерализованных альбитизированных пород (иногда их называют эписиенитами), площадь которых в горизонтальном сечении достигает нескольких квадратных километров, а протяженность на глубину — 600 м. В измененных материнских биотитовых гранитоидах наблюдается следующая примерная вертикальная метасоматическая зональность (снизу-вверх): неизменная порода — появление мусковита — альбитизированная порода — альбитит — грейзен. По нормальным гранитам развиваются мусковит-микроклин-кварцево-альбититовые породы с бериллиевым оруденением, а по субщелочным гранитам: 1) литионит-микроклин-кварцево-альбитовые метасоматиты с литиевыми, ниобиевыми и танталовыми рудами и 2) биотит-кварцево-альбититовые породы с цирконием, ниобием и иттриевыми редкими землями. Примеры месторождения ниобия — Каффа (Нигерия).

Второй тип не имеет установленных связей с магматическими комплексами. Он развит вдоль зон региональных глубинных разломов, пересекающих кристаллический фундамент древних платформ и имеет линейные секущие формы рудоносных тел (рис. 23). Существует две точки зрения на происхождение этих альбититов. Одни считают, что они представляют собой продукты деятельности флюидов, производных скрытых на глубине интрузивных массивов. Другие исследователи предполагают метаморфогенную природу растворов. В этом случае в их составе вполне подвижным поведением обладали вода, углекислота, кремнезем и щелочи. С уменьшением температуры и давления происходил распад комплексных соединений и диссоциация сильных кислот. В результате взаимодействия растворов стадии раннего калиевого метасоматоза с вмещающими породами снижалась щелочность раствора, увеличивалась активность слабых оснований и происходила смена калиевого метасоматоза натриевым. Выделяют три главные рудные метасоматические формации: 1) калиевая (микроклиновая) с бериллиевыми рудами; 2) калинатровая (альбит-микроклиновая) с тантал-ниобиевым оруденением; 3) натровая (эгирин-рибекитовая и эпидот-хлорито-

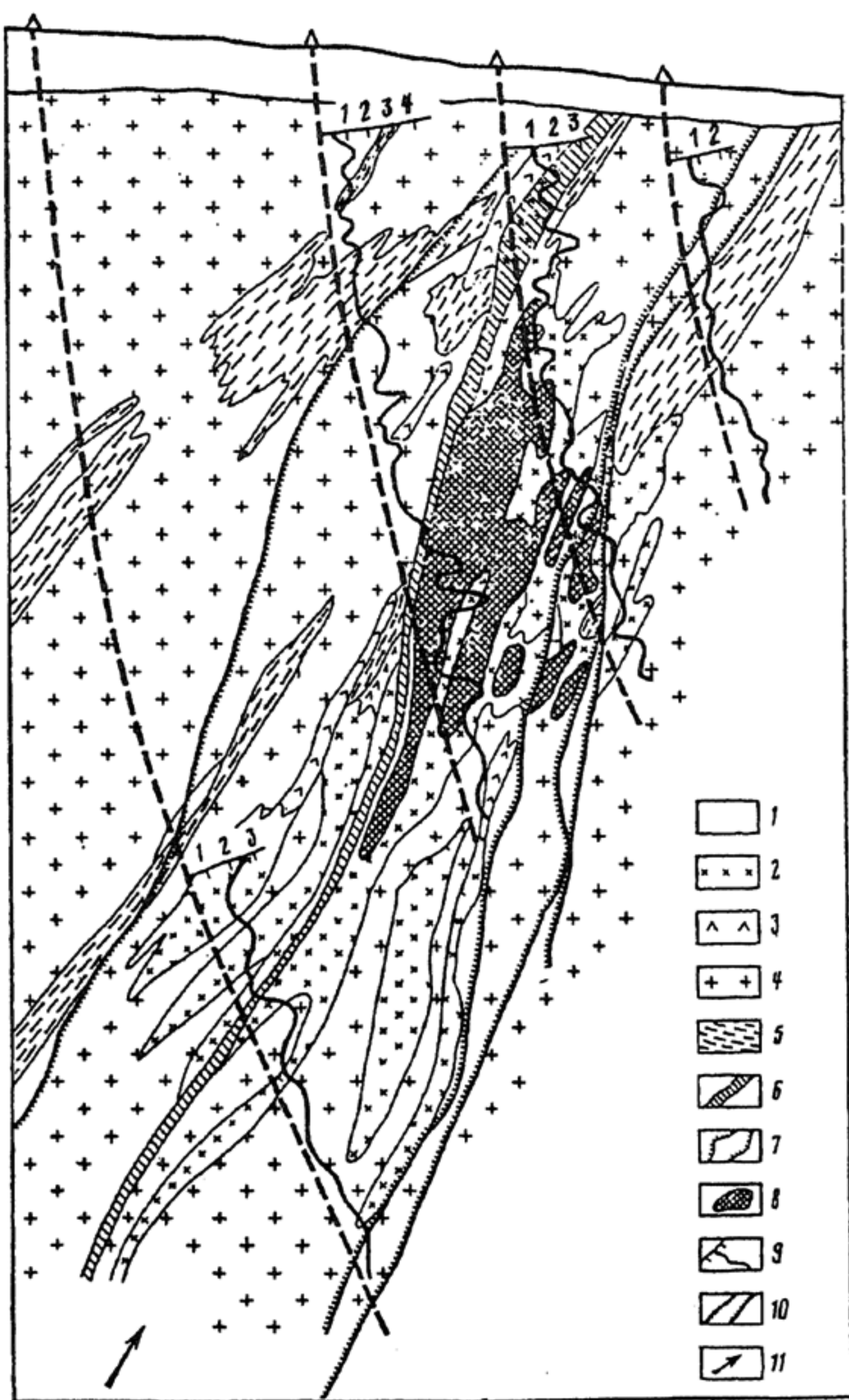


Рис. 23. Геологический разрез месторождения ураноносных альбититов (по Я.Н.Белевцеву и др.).

1 — отложения осадочного чехла, 2 — альбититы, 3 — сиенитоподобные породы, 4 — граниты и мигматиты, 5 — гнейсы, 6 — Главный разлом, 7 — оперяющие разрывные нарушения, 8 — ураноносные альбититы, 9 — степень катаклаза пород в баллах, 10 — контуры зоны повышенных значений пористости и проницаемости пород, 11 — направление движения гидротермальных растворов

вая) с урановой минерализацией. По глубинности формирования рудоносные метасоматиты распределяются следующим образом: калиевые — 8—10 км, калинатровые — 6—8 км и натровые — 4—6 км. В линейных альбититах сконцентрированы существенные запасы урана, тория и бериллия, в меньшей степени тантала, ниобия и редких земель.

Грейзеновые месторождения формируются в апикальных выступах гранитных массивов и в алюмосиликатных породах, реже в основных и карбонатных породах их кровли (рис. 24). Грейзен представляет собой агрегат слюды (мусковит, биотит, циннвальдит) и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла, литиевых слюд). Выделяют эндо- и экзогрейзены. На долю эндогрейзенов приходится более 80% объема этих метасоматитов. Они слагают штоки и жилы и развиваются на 300—500 м вглубь от кровли массива. Экзогрейзены образуют штокверки, распространяющиеся по вертикали до 1500 м от контакта интрузии.

Привнос рудных элементов и формирование месторождений происходили в конце длительного и прерывистого процесса грейзенообразования, синхронно с развитием рудоконтролирующих структур.

Различными авторами выделяют от 8 до 13 стадий рудообразования. По Д. Рундквисту их можно объединить в три группы: 1) раннюю — отлагаются минералы молибдена, вольфрама и олова; 2) среднюю — выделяются минералы тантала, ниобия, бериллия и лития и 3) позднюю — образование сульфидов, флюорита и карбонатов. На месторождениях установлены интратрудные дайки гранит-аплитов. С грейзенами связаны месторождения олова (касситерит), вольфрама (вольфрамит), лития (литиевые слюды), бериллия (в грейзенах: силикатных — берилл; карбонатных — фенакит, берtrandит и гельвин; по основным породам — хризоберилл и изумруд). Обычно месторождения комплексные: олово-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, молибден-бериллиевые, литиево-бериллиевые и вольфрам-молибден-бериллиевые. Как правило, месторождения богатые, но запасы редко бывают значительными.

Глава 10. Гидротермальные месторождения

Гидротермальные месторождения представляют собой промышленные минеральные скопления, созданные циркулирующими под поверхностью земли горячими, обогащенными полез-

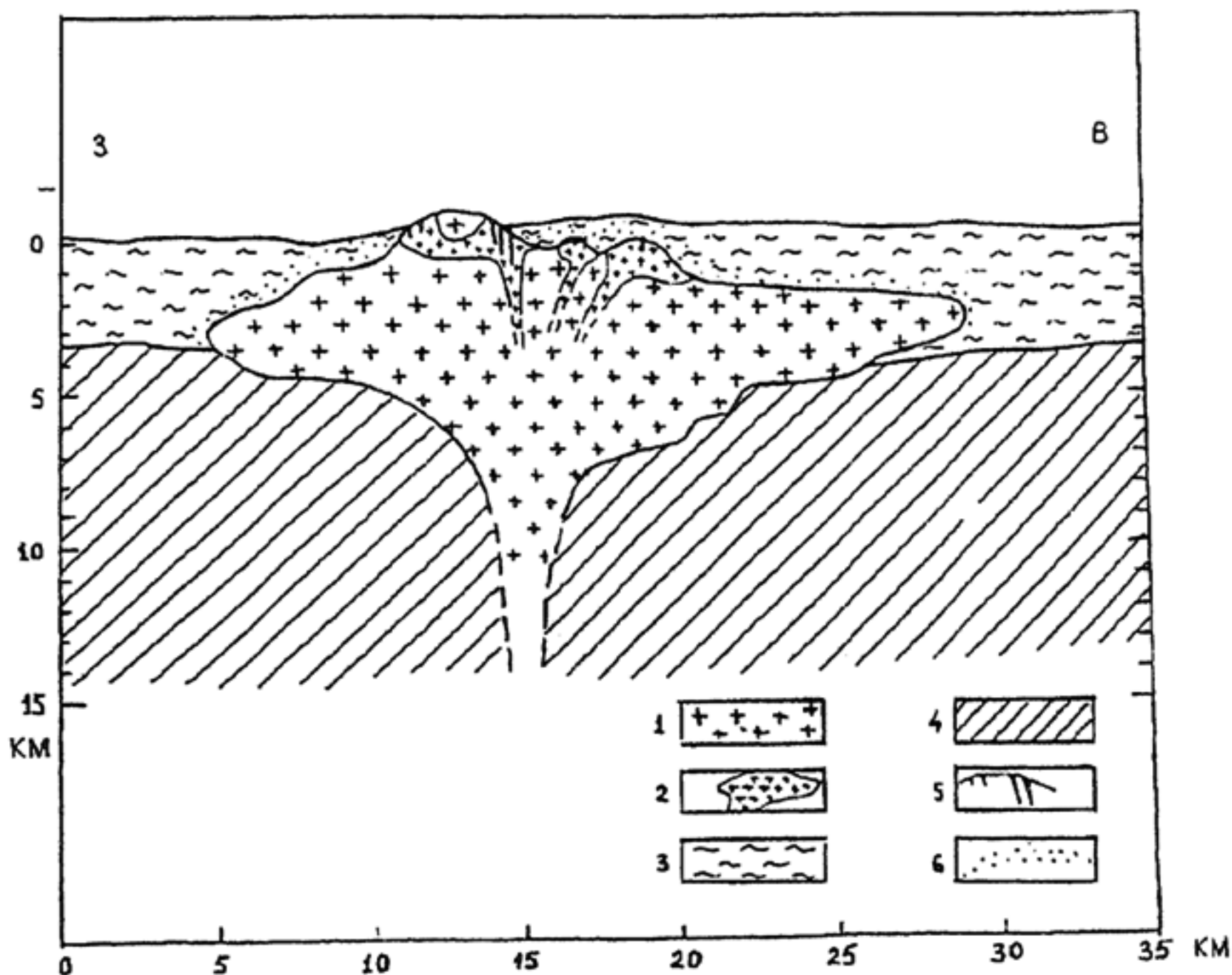


Рис. 24. Схематический продольный геологический разрез Акчатауского гранитного плутона по обобщенным геологическим, геолого-разведочным и геофизическим данным (по В.А.Жарикову и Г.П.Зарайскому).

1 — крупнозернистые граниты I фазы, 2 — средне- и мелкозернистые граниты фаз II и III, 3 — терригенные и вулканогенные вмещающие породы, 4 — кристаллические породы докембрийского фундамента, 5 — рудные тела, 6 — контактовые роговики

ными компонентами газово-жидкими растворами. Они возникали на протяжении всей истории развития земной коры от раннего архея до наших дней включительно. К современным аналогам палеогидротермальных систем относятся: эксгаляционные процессы срединно-океанических хребтов; фумарольные воды Камчатки (Узун-Гейзерная система), Аляски (Долина десяти тысяч дымов), Чили и других регионов; минерализованные источники Красного моря, полуострова Челекен (Каспийское море), Южной Калифорнии и других территорий.

Связь гидротермальных месторождений с магматическими породами может быть: 1) генетической (плутоногенное оруденение); парагенетической (характерно для вулканогенных образований); агенетической — месторождения и интрузии образовались в различные эпохи; амагматическая — отсутствуют видимые связи. На месторождениях выделяют три типа даек: дорудные,

интратрудные и пострудные. Чаще всего сначала формируются дайки кислого состава, а затем основного.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЕ

В течение времени функционирования гидротермальной системы происходит запаздывание рудоотложения относительно метасоматических преобразований вмещающих пород. Длительность его оценивается в десятки—сотни тысяч лет, сопоставимых с длительностью стадий рудного процесса. В дальнейшем под стадией гидротермального минералообразования будем понимать часть периода, в течение которого из одного потока растворов, непрерывно поступающих в сферу рудоотложения, происходило сначала образование комплекса измененных окolorудных пород, а затем отложение минералов руд.

В зависимости от состава выделяют три наиболее распространенные типа гидротермальных растворов: умеренно-кислые калиевые, хлоридно-борнокислотные и хлоридно-сульфатно-бикарбонатные.

Умеренно-кислые калиевые растворы, содержащие углекислоту и серу в температурном режиме 200—400°C приводят к образованию метасоматитов: березитов (кварц, серицит, анкерит, пирит), гумбеитов (кварц, калишпат, доломит, хлорит, кальцит), аргиллизитов (кварц, хлорит, каолин, пирит), кварц-серицитовых и кварц-калишпатовых пород. Наличие или отсутствие анкерита в средних зонах метасоматических колонок позволяет отличить березиты от кварц-серицитовых, а гумбеиты от кварц-калишпатовых пород. При одинаковой T , P и X_{CO_2} главным фактором является отношение активностей калия и водорода $a_{K^+}/a_{H^+} = g$. Возрастание g приводит к смене аргиллизитов березитами, а затем гумбеитами. Аналогичная последовательность наблюдается при повышении температуры. Березиты и гумбеиты формируются при температурах 350—370°C при $X_{CO_2} = 0,1—0,2$. Широкое распространение в природе кварц-серицитовых метасоматитов связано с преобладанием в растворах низких парциальных давлений $CO_2 < (20—25) \cdot 10^5$ Па. В результате с понижением температуры возрастает количество карбонатов и пирита.

Хлоридно-борнокислотные растворы на плутоногенных гидротермальных месторождениях формировали кварц-турмалиновые метасоматиты. Г.П.Зарайским экспериментально получены колонки их образования, аналогичные природным. Они возникли под воздействием растворов, состоящих из борной кислоты, хлоридов, натрия, калия, железа и магния на гранодиориты при тем-

пературах 300—600°C и давлении 1 МПа. В условиях повышенной кислотности для образования кварц-турмалиновых метасоматитов необходимы высокие концентрации борной кислоты в растворе.

Хлоридно-сульфатно-бикарбонатные растворы активно циркулировали в трещинно-поровом пространстве пород на заключительном постинтрузивном периоде становления магматических (гранитоидных) комплексов. В их деятельности намечается два этапа — ранний кислотный и поздний щелочной. В ранний кислотный этап процессы минералообразования протекали при $pH = 1-5,5$. Формировались березиты (кварц, серицит, анкерит, пирит) по кислым породам; листовениты (карбонаты, кварц, тальк, пирит) по ультраосновным породам; серицитолиты, аргиллизиты, алуниты и кварциты. В поздний щелочной этап при $pH = 5,5-13,0$ образовывались адуляриты, альбититы, хлоритолиты и карбонатные метасоматиты.

В зависимости от кислотности среды минералообразования установлено три варианта рядов дифференциальной подвижности элементов: 1) для кислых и близнейтральных условий K, Na, Ca, Mg, Fe, Si, Al, Ti; 2) для щелочной среды: K, Na, Si, Al, Ca, Mg, Fe, Ti; 3) для условий высокой щелочности: Si, Al, Ti, K, Na, Ca, Mg, Fe.

Зональность гидротермальных месторождений с момента появления учения о рудных месторождениях привлекла внимание ведущих ученых в связи с важностью этой проблемы для поисков промышленного оруденения. Первые схемы были предложены французом Де Лоне (1900 г.) и содержали три зоны, располагавшихся вокруг интрузива: 1) Sn — Bi — Mo, 2) Pb — Zn — Ag — Ni — Co, 3) Au — Hg.

Затем англичанин В.Эммонс (1924 г.) разработал концепцию о последовательном отложении в порядке обратном растворимости минералов по мере понижения температуры растворов, удалявшихся от материнского плутона. Им выделено 16 зон. В ядерных высокотемпературных зонах отлагались минералы Sn, W, As, Bi, а во внешних низкотемпературных — Ag, Au, Sb, Hg. В целом, несмотря на критику эта концепция в значительной степени сохранила свою актуальность и в наше время. С.С.Смирнов предложил пульсационную гипотезу зональности. Он в отличие от эммонсовской считает, что гидротермальный процесс носит прерывистый стадийный характер, существенно осложняющий общую эволюцию рудоносной флюидной системы. В настоящее время стало очевидным, что нет одного или даже нескольких определяющих факторов. На зональность рудоотложения влияют многочисленные факторы и она различна для разных классов и

групп месторождений, формировавшихся в отличающихся тектономагматических обстановках. По В.И.Смирнову следует прежде всего различать зональность первого рода, обусловленную стадийностью процесса и второго рода, связанную с фациальной последовательностью выпадения из раствора минералов. При исследовании зональности необходимо учитывать масштабный (региональная, локальная) и объемно-векторный (вертикальная, горизонтальная, в плоскости жил и др.) принципы.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ.

Движения рудоносных растворов, находящихся в форме взвесей, коллоидов и молекулярных соединений, контролируется пористостью, проницаемостью, температурой и давлением среды рудообразования.

Пористостью называют совокупность пространств между твердой фазой сухой породы. Различают общую (абсолютную), эффективную и дифференцированную ее разновидности. Общая представляет собой всю пустотность породы — открытые и закрытые поры. Эффективная часть порового пространства, в котором при заданных условиях происходит циркуляция жидкостей и газов. Дифференцированная пористость характеризует количество (объем) пор различных размеров. Даже в сообщающихся порах размером меньше 10^{-2} см при обычных поверхностных условиях движение жидкостей не происходит.

Проницаемость — свойство пород пропускать жидкости, газы и их смеси благодаря перепаду давления. Она оценивается при помощи специального коэффициента (измеряется в см^2 , м^2). Практической единицей является дарси (Д) или миллидарси (мД). Дарси представляет такую проницаемость, при которой через поперечное единичное сечение (1 см^2) при перепаде давления $1 \text{ Па}/1 \text{ см}$ за 1 с протекает 1 см^3 жидкости с вязкостью 1 сантипуаз. Проницаемость зависит от пористости. К высокопроницаемым относятся породы, имеющие больше 1 Д , а к непроницаемым меньше $0,1 \text{ мД}$. Пористость и проницаемость пород при гидротермальном метасоматозе и нагревании увеличиваются.

Температуры гидротермального процесса изменяются в интервале $700\text{—}25^\circ\text{C}$. К наиболее продуктивным относится диапазон $400\text{—}100^\circ\text{C}$. На образование среднего месторождения необходимо 8^{10} КДж тепловой энергии. Это в несколько тысяч раз превышает количество энергии, поступающей в отрезок времени рудообразования как средний тепловой поток. Нужны аномальные тепловые поля. Температуры определяют, исследуя: 1) флю-

идные включения в минералах, 2) элементы-примеси, 3) изотопные определения и 4) диаграммы равновесий минеральных ассоциаций.

Давление оценивают двумя способами — гидростатическим по столбу воды от предполагаемого уровня рудообразования до поверхности океана и литостатическим по весу горных пород в этом же интервале глубин. Месторождения формируются при литостатическом давлении от десятков до 500 МПа, а наиболее продуктивные стадии — 150—200 МПа.

Вода в гидротермы поступает из пяти источников: магматического, атмосферного, порового, морского и метаморфического. Выявление природы вод осуществляется по отношению изотопов кислорода и водорода во включениях и по их химическому составу. Важным информативным показателем для этих целей может служить $K_c = \text{H}_2\text{O}/(\text{CO}_2 + \text{CO})$. Для магматических мантийных он составляет 0,1—5,0; атмосферных значительно больше 100; поровых — первые десятки; морских — 400 и выше; метаморфогенных — 15—50.

Минеральное вещество представлено тремя источниками: 1) ювенильным (базальтоидным, подкоровым) — Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Pt и др.; 2) ассимиляционным (гранитоидным, коровым) — Sn, W, Be, Li, Nb, Ta и др.; 3) фильтрационным (внемагматическим) — Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Zn, Pb, Au, Ni и др.

Формы переноса минеральных соединений представлены истинными растворами, коллоидами, простыми ионными и комплексными ионно-молекулярными соединениями. В природе на различных стадиях рудного процесса и в различных геологических условиях присутствуют все отмеченные формы. Однако ведущими определяющими перенос основной массы вещества являются комплексные ионно-молекулярные соединения. Они состоят из ядра и обрамляющих его лиганд, хорошо растворимы, чувствительны к физико-химическим условиям и реагируют на их изменения; легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения. Ядро комплекса — катион, который может состоять из одного или нескольких элементов. Лиганды образуются отрицательно заряженными ионами или молекулами. Различают комплексы по составу лиганд: хлоридные, сульфидные, уран-карбонат-фосфатные и др.

Современное состояние представлений о формах переноса и причинах отложения рудного вещества базируется на данных изучения газовой-жидких включений в минералах, экспериментальных определений и теоретических расчетах. В результате установлено, что перенос рудных элементов происходит во флюидах, насыщенных хлоридами щелочных металлов, углекислотой и

углеводородами. Важным фактором, контролирующим перенос и отложение вещества, является кислотность растворов.

Осаждение из растворов, имевших кислую реакцию, происходило при повышении рН, а из щелочных — наоборот при понижении. В условиях высоких температур, для растворов характерны высокие концентрации хлоридов щелочных металлов и кислая реакция. При 500—300°C их рН на единицу ниже рН нейтральной точки. Для температур менее 300°C, наблюдаемых в типичных гидротермальных месторождениях, в растворах отмечаются умеренные и низкие концентрации хлоридов и их состояние близкое к нейтральному. Растворимость сульфидов в хлоридных растворах очень мала при низких температурах, но быстро возрастает с ее повышением в логарифмической пропорции.

На миграцию рудного вещества большое влияние оказывает содержание в растворах сульфидной серы. Так, во флюидах зон спрединга концентрация серы составляет 130—285 мг/кг. Экспериментальные данные показывают, что хлоридная форма переноса является господствующей при температурах выше 200°C для Fe, Cu, Zn, Pb, Ag. При низких температурах (до 50—100°C) легко растворимы другие формы соединений, например, гидросульфидные комплексы. Если свести на один график данные о растворимости рудных минералов в слабокислых хлоридных растворах, то окажется, что в области температур 500—300°C (в порядке увеличения концентрации в растворе) получим ряд: Sn, W — Fe (FeS_2) — Zn — Pb — Sb — Hg, т.е. классическую схему вертикальной зональности (по Эммонсу). Величина концентрации металлов в растворах является одним из важнейших факторов, определявших будущие запасы месторождений и содержание в руде полезных компонентов. Во всех случаях осаждение сульфидов халькофильных элементов начиналось из растворов, в которых содержание металлов измерялось сотнями мг на 1 кг H_2O .

Взаимосвязь кислых магм и гидротермальных месторождений объясняет разработанная А.А.Маракушевым ликвационная концепция рудообразования, согласно которой рудные расплавы, обогащенные литием, фтором и другими летучими компонентами, отщепляются от флюидных гранитных магм. В свою очередь от таких расплавов при снижении давления отделяются гидротермальные растворы, концентрирующие в себе кислотные компоненты, производящие интенсивное изменение окружающих пород. Взаимодействие расплавов и растворов протекает в две стадии: высоко- и низкотемпературные. В первую (кислотно-го выщелачивания) при температуре 350°C происходит контрастное распределение компонентов между рудными расплавами, в которых концентрируются щелочные соединения (типа Na_2WO_3 ,

Na_2MoO_4 , Na_2SnO_3 и др.) и равновесными с ними гидротермальными растворами, насыщенными кислотными компонентами. Именно в эту стадию образуются крупные залежи богатых руд.

Переход к низкотемпературной стадии сопровождается переломом режима; распадом гидротермальных растворов на две фазы. В одной концентрируется водная полярная жидкость со щелочами ($\text{Na}(\text{OH})_2$, KOH и др.), а в другой смесь неполярных компонентов (H_2 , HCl , H_2S , CO_2 , N_2 и др.). В течение обеих высоко- и низкотемпературных стадий формируются зональные ореолы гидротермально-метасоматических изменений.

Гидродинамические условия формирования гидротермальных месторождений можно условно описать тремя моделями рудообразующих конвекционных систем: вынужденная, свободная и гравитационная (по А.А. Пэку).

Вынужденная конвекция обусловлена действием внешних сил. Она бывает вызвана: 1) генерацией растворов при кристаллизации магм и дегидратации в связи с диагенезом осадков и метаморфизмом пород и 2) выжиманием растворов при уплотнении осадочных толщ. В результате образуются трещины гидроразрыва. При становлении гранитного массива при температурах 600—800°C прочность на разрыв составляет 2—4 МПа, а проницаемость возникающих трещин отрыва пропорциональная квадрату их раскрытия. При метаморфогенной дегидратации объем системы увеличивается, а давление приближается к литостатическому. Аналогичная ситуация наблюдается и при уплотнении пород. В рассмотренной системе давление в области питания гидротермального потока близко к литостатическому. Оно вызывает восходящее движение растворов вплоть до области их разгрузки на земную поверхность. Средний градиент давления равен 10 МПа/км.

Свободная конвекция характерна для систем двух типов — тепловой и концентрационной. Тепловую конвекцию описывают параметры: перепад граничных температур (200°C), вертикальная протяженность (5 км), трещинная проницаемость среды (0,01 мД), поскольку она на много порядков выше породной. Согласно расчетам, проведенным А.А.Пэком, градиент давления не превышает 0,5—1,0 МПа/км. Концентрационная конвекция встречается только при формировании стратиформных месторождений.

Гравитационная конвекция для системы со следующими параметрами: перепад высот движения растворов 4 км; длина системы 40—80 км, плотность флюида 1000 кг/м будет характеризоваться градиентом давления 0,5—1,0 МПа/км.

Степень гидродинамического сосредоточения потока растворов определяется уменьшением площади его поперечного сечения. Исходные параметры рудоносной системы, связанной с ин-

трузивным массивом: 1) при прохождении через область рудоотложения концентрация раствора уменьшается на 0,05 г/кг; 2) для образования крупного месторождения цветных металлов (запасы $5 \cdot 10^5$ т руды) необходимо 10^{10} т раствора; 3) в магме H_2O 2—3%. Чтобы получить требуемое количество раствора, в очаге должно быть 200 км^3 магмы; 4) при среднем содержании металлов 1% объем рудной массы составит $0,02 \text{ км}^3$. В итоге по соотношению объемов источника рудного вещества и собственно рудной массы определяем степень сосредоточения. Для наших расчетов она равна 10^4 , для систем диагенетической дегидратации — 10. Установлено, что чем более низкотемпературные гидротермальные системы, тем меньше степень сосредоточения растворов. Минимальные значения характерны для стратиформных месторождений.

Смешение растворов происходит вследствие общей тенденции для всех видов подземных флюидов сосредотачиваться в наиболее проницаемых элементах геологических структур. Гидродинамическое строение потоков подчиняется принципу минимизации затрат энергии на процесс фильтрации. Движение растворов самоорганизуется так, чтобы максимально использовать наиболее проницаемые каналы. Одним из важнейших условий для смешения растворов является равенство давлений в обоих флюидных потоках на уровне их гидростатической величины. В связи с этим по мере понижения давления в гидротермальных системах доля в растворах метеорной составляющей будет увеличиваться от ранних этапов процесса к завершающим.

Перемещение вещества гидротермальными растворами осуществляется двумя способами — инфильтрацией и диффузией. Инфильтрация обусловлена давлением парообразной фазы, литостатическим и гидростатическим напором, тектоническим стрессом и термическим градиентом. Это основной способ перемещения вещества.

Диффузия — исключительно медленный процесс (скорость 0,4—1,8 м за 10 тыс. лет). Она определяет ход метасоматических преобразований, способствуя проникновению растворов в поровые системы пород.

Интервал глубинного гидротермального рудообразования по геологическим наблюдениям и теоретическим расчетам составляет около 10 км. В диапазоне глубин 0,8—2,5 км функционирует гидростатическая модель. Она сочетается с более глубокой литостатической системой. В целом для всего интервала рудообразования (10 км) градиент давления равен 1 МПа/км. Пример глубинного месторождения золота — Колар в Индии.

Отложение вещества из гидротермальных растворов вызвано следующими причинами: обменными окислительно-восста-

вительными реакциями, изменением рН, коагуляцией коллоидов, распадом комплексных ионов, фильтрационным эффектом, сорбцией, естественными электрическими полями, изменением температуры и давления и другими менее исследованными причинами (сейсмические явления, магнитные поля и др.).

Соотношение металлов, серы, кислорода и других элементов, возникшие при различных физико-химических условиях рудообразования, отражается на составе выпадающих из растворов минералов, совокупность которых составляет естественные парагенетические сообщества.

Особую роль в гидротермальном процессе играет режим серы и кислорода. При высоком потенциале серы возникают сульфиды, а кислорода — легкорастворимые сульфаты. Сродство металлов к сере (чем оно сильнее, тем раньше образуется соединение) образует закономерный ряд: Zn, Mo, Sn, Fe, Pb, Cu... Sb, Hg. Подобный ряд установлен и сродству металлов к кислороду: Be, Mg, Li, Nb, Mn, Cr... Sb, Pb, Hg, Ag. Режим кислорода меняется в разрезе верхней части земной коры. В направлении к поверхности парциальное давление кислорода увеличивается. В результате сульфиды сменяются сульфатами.

В ходе гидротермального процесса часто сначала потенциал серы растет, а затем к его концу понижается. Поэтому вначале и конце этапа рудообразования формируются малосернистые соединения. Максимум сульфидов выпадает в средние стадии.

Длительность образования гидротермальных месторождений составляет от нескольких сотен до нескольких десятков тысяч лет. Наиболее значительные временные колебания характерны для жильных полей. Отдельные жилы формируются в короткие периоды (сотни и первые тысячи лет), но в целом рудное месторождение, поля и районы с учетом пульсационного, прерывистого функционирования гидротермальных систем и периодического изменения тектонических полей напряжения образуются частями в течение десятков тысяч лет. Судить о временных интервалах всего процесса рудообразования для систем, ассоциирующихся с интрузиями позволяют оценки Л.Кетлса, согласно которым гидротермальные растворы отделяются от магмы в очагах, расположенных на гипабиссальных уровнях, в течение 20—25 тыс. лет.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее распространенной классификацией, прочно вошедшей в практику горнорудного дела уже более полувека и используемой многими геологами, в настоящее время является систематика В.Лингрена, разделяющая месторождения по темпера-

турам и глубине образования на три класса: 1) гипотермальный — большие глубины, высокие давления и температуры (500—300°C); 2) мезотермальный — средние параметры, температуры — 300—200°C и 3) эпитеермальный — небольшие глубины и низкие температуры (200—50°C). Американские геологи в 50-ые годы XX в. дополнили ее еще тремя классами: 4) лептотермальным — средние глубины и низкие температуры; 5) телетермальным — малая глубина, низкая температура и 6) ксенотермальным — малая глубина и высокая температура.

В нашей стране популярностью пользовалась классификация П.М.Татарина и И.Г.Магакьяна, несколько изменившая систематику В.Лингрена. Эти авторы выделили два класса месторождений: 1) умеренных и больших глубин (больше 1 км), 2) малых глубин и приповерхностных (меньше 1 км). В свою очередь каждый класс разделен на три подкласса: высокотемпературный (больше 300°C), среднетемпературный (300—200°C) и низкотемпературный (меньше 200°C). Общим недостатком этих классификаций является то, что в их основе заложены недостаточно информативные дискуссионные параметры — температура и глубина. Кроме того, гидротермальный процесс, приводящий к образованию однотипных месторождений развивается в широком диапазоне термодинамических условий.

Во второй половине XX в. стала разрабатываться новая принятая в настоящее время большинством геологов современная классификация. Она учитывает четыре главных признака: 1) связь с магматическими формациями, 2) состав руд, 3) физико-химические условия образования и 4) геолого-геохимические параметры. В наиболее законченном виде эта систематика была изложена в трудах В.И.Смирнова, который разделил гидротермальные месторождения на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматогенный. Часть бесспорно гидротермальных рудных образований, связанных с субмаринным базальтовым магматизмом, В.И.Смирнов выделил в самостоятельную колчеданную группу, по рангу соответствующую группе гидротермальных месторождений. Практический опыт, а также многочисленные экспериментальные данные и теоретические расчеты последних десятилетий показали на нецелесообразность такого обособления колчеданных руд. Кроме того, выделенный В.И.Смирновым амагматический класс более рационально разделить на два подкласса — стратиформный и жильный и отнести к экзогенной серии. С отмеченными выше изменениями и дополнениями группу гидротермальных месторождений предлагается разделить на три класса: 1) плутоногенный гранитоидный, 2) вулканогенный андезитовидный и 3) вулканогенный базальтоидный.

Плутоногенные месторождения продолжают магматогенную серию и тесно, по геолого-генетическим условиям образования, связаны с альбитит-грейзеновыми и скарновыми группами месторождений. Рассматриваемый класс ассоциирует с гранитоидным магматизмом и формировался от архея до неогена в различной геотектонической обстановке, но всегда на коре континентального типа. В образовании продуктивных комплексов принимали участие коровые (палингенные) и мантийные расплавы. Этот процесс в общем виде представлял собой акт внедрения мантийного диапира в низы континентальной коры с последующим воздыманием очага плавления в коре, вовлекающим в этот процесс все большие объемы сиалического вещества. Становление гранитоидных массивов происходило на глубинах 3—10 км.

В качестве источников рудных элементов в гранитных магмах могут рассматриваться ассимилируемые при палингенезе глинистые осадки, в которых содержание этих элементов на 1—2 порядка превышает мантийные концентрации. С позиции рудоносности важно деление гранитоидов на магнетитовый и ильменитовый типы. С первым связаны сульфидные месторождения (полиметаллические, золото-серебряные и часть молибденовых), а со вторым — касситерита, вольфрамита, берилла, флюорита, шеелита. Выявлена прямая связь оруденения с масштабами предрудного щелочного метасоматоза — альбитизации и калишпатизации.

Плутоногенные месторождения формировались в широком диапазоне геологических и термодинамических условий. Основная их масса относится к жильным и штокверковым образованиям, но на ряде месторождений широко развиты и метасоматические руды. Общепринятой классификации данных месторождений пока не разработано. В качестве предварительного варианта можно условно разделить их на три подкласса: высоко-, средне- и низкотемпературные. В свою очередь каждый подкласс состоит из нескольких рудных формаций.

Высокотемпературные месторождения формировались на гипабиссальных глубинах (1—5 км) при температурах 500—300°C. Ведущим минералом жильного выполнения являлся кварц. Выделяют следующие наиболее распространенные рудные формации с примерами типичных месторождений: кварц-молибденовая, кварц-халькопиритовая (Чукикамата, Браден, Чили; Коунрад, Казахстан); кварц-арсенопирит-золоторудная (Кочкарь, Урал) (рис. 25); кварц-золотая (Березовское, Урал); кварц-турмалин-золотая (Дмитриевское, Ключевское, Забайкалье); кварц-

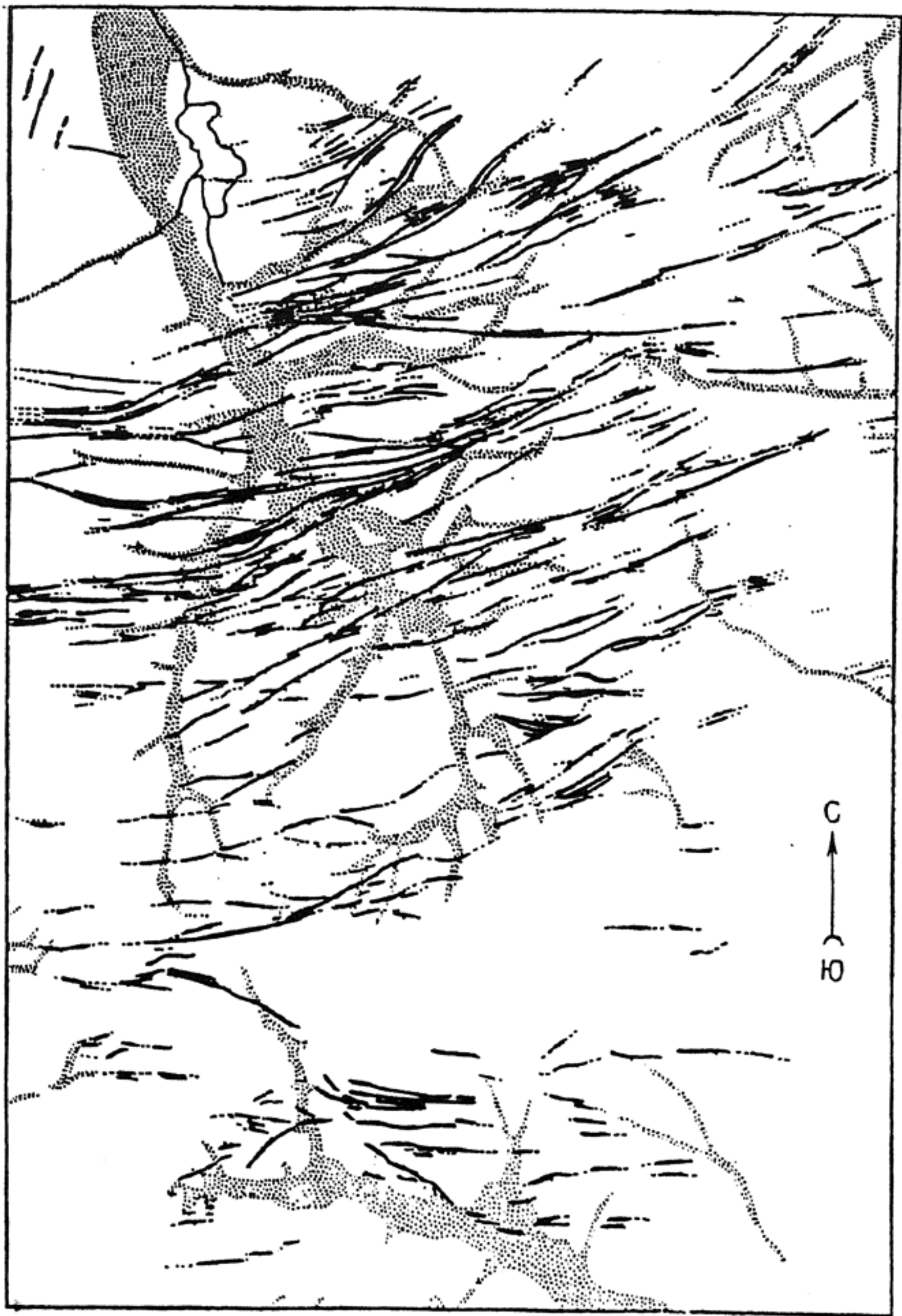


Рис. 25. Схема расположения жил Кочкарского месторождения (по И.С.Чупилину).

Крап — площади распространения аллювиальных россыпей

касситеритовая (Онон, Забайкалье); кварц-молибденитовая (Клаймакс, США); кварц-энаргитовая (Бьютт, США); кварц-висмутиновая (Адрасман, Средняя Азия) и др. Рассмотрим подробнее принадлежащие к данному подклассу, детально изученные и важные в экономическом отношении медно-молибден-порфировые месторождения.

Медно-молибден-порфировые месторождения в подавляющей массе формировались в кайнозойскую эпоху, продуктивность которой по молибдену (91,1 тыс. т/млн лет) и меди (3,8 млн т/млн лет) в 20—30 раз превосходит по этим параметрам все другие эпохи. Выделяются три периода рудообразования: палеоценовый, эоцен-олигоценый и миоцен-плиоценовый. Из порфировых месторождений, объединяющих две рудные формации — кварц-молибденитовую и кварц-халькопиритовую, получают более половины мировой добычи меди и подавляющее количество молибдена.

Рассматриваемые месторождения образованы гидротермальными системами, генетически и пространственно связанными с монцонитовыми, диоритовыми и гранитными комплексами. Минерализованные участки располагаются в зонах эндо- и экзоконтактов интрузий и сложены вкрапленными халькопирит-молибденитовыми рудами. Наиболее крупные месторождения с запасами руд больше 200 млн т ассоциируют с небольшими массивами. В крупных полифазных плутонах оруденение приурочено к наиболее кислым разностям.

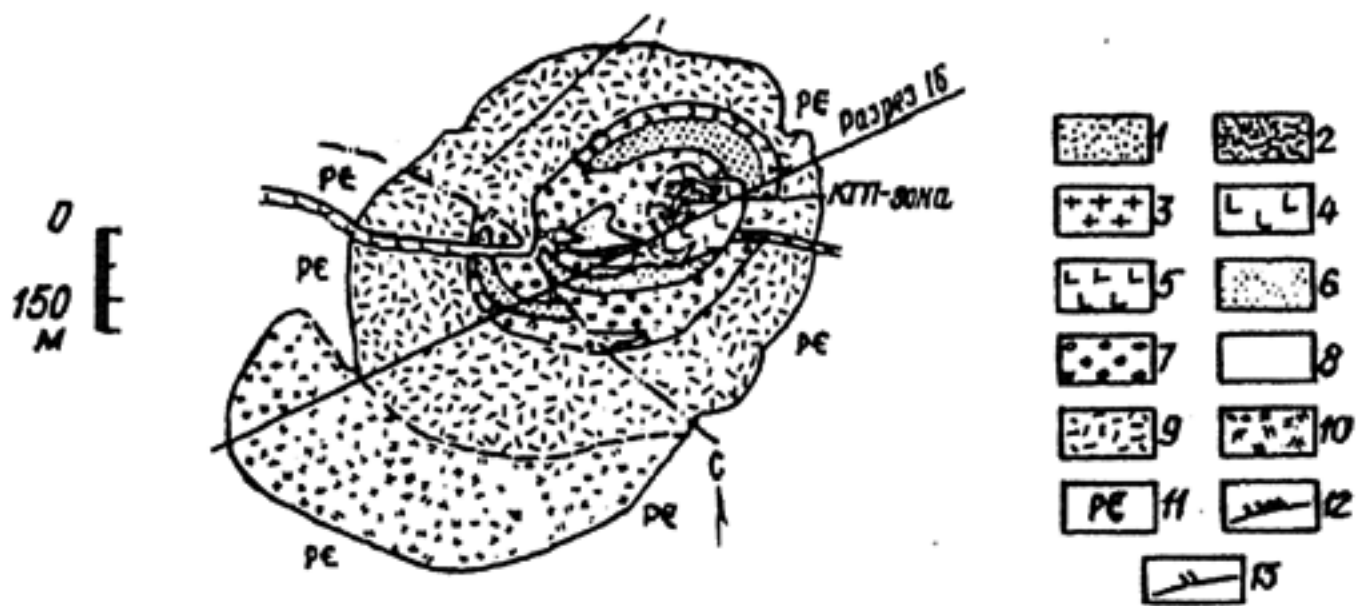
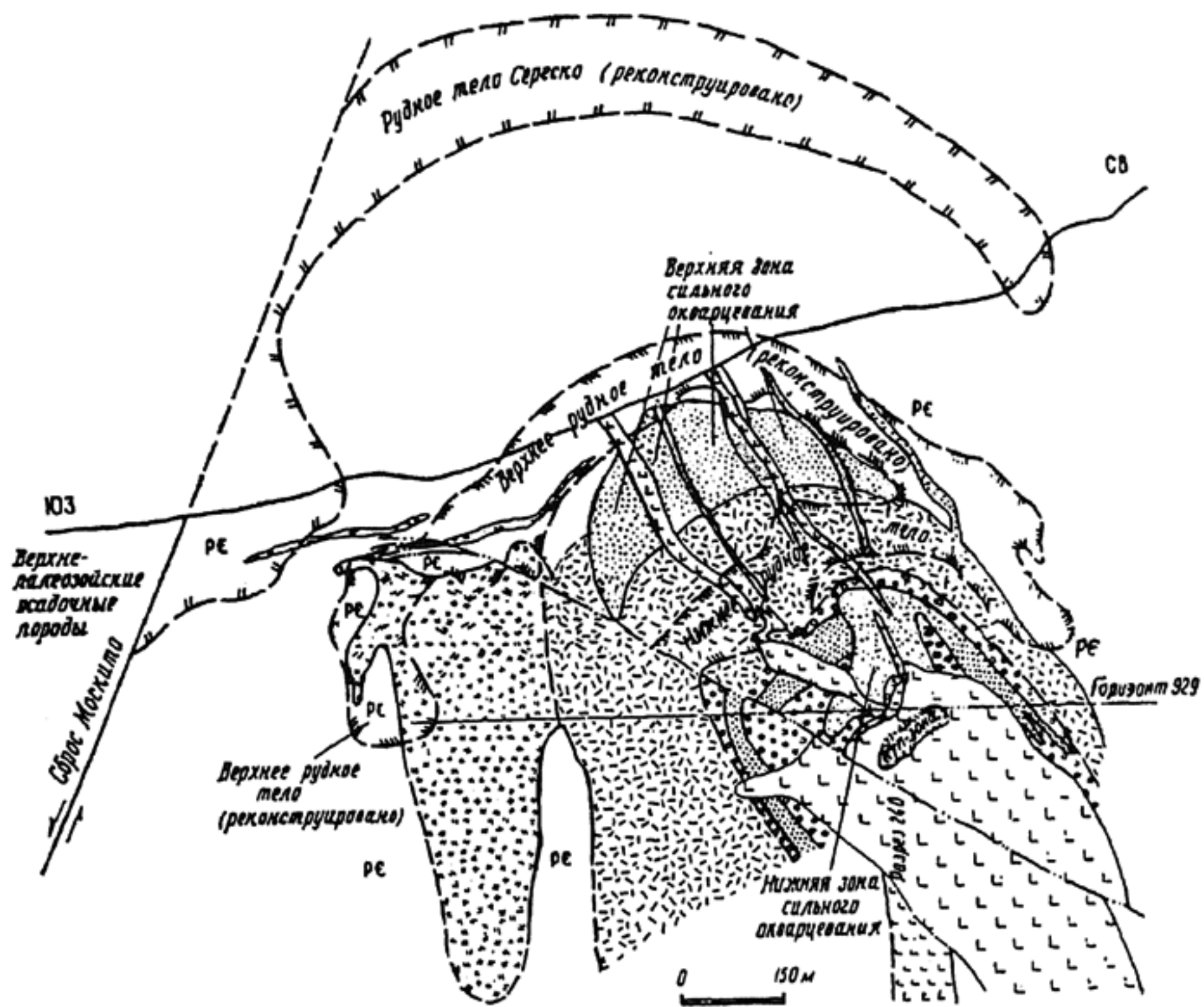
В петрохимическом отношении рудоносные интрузивы разделяются на три группы: островодужная, магматических дуг и областей активизации. Первая группа развита вдоль активной континентальной окраины западной части Тихого океана (Японский тип). Для магматических пород характерны: диоритовый состав, невысокая щелочность (сумма K_2O и CaO равны 3—8%), равное количество натрия и калия и повышенная золотоносность ассоциирующих с ними медно-молибденовых руд. Вторая группа представлена монцонитовыми интрузиями, расположена в магматических дугах над зонами субдукции восточной части Тихого океана (Андийский тип), для них типична повышенная щелочность (сумма щелочей 4—14% и резкое преобладание в их составе калия). С монцонитами связано вкрапленное медно-молибденное оруденение. Третья группа встречается в областях тектономагматической активизации древних кратонов (например в Канадских Кордильерах), состоит из щелочных калиевых гранитоидов (сумма щелочей превышает 15%) и содержит медно-золотую минерализацию.

Гидротермально-метасоматические изменения пород на месторождениях данного типа образованы флюидами как магмати-

ческого (в их составе до 30—60% экв. NaCl), так и метеорными водами (в них меньше 15% экв. NaCl), создавшими зональное концентрическое строение ореолов. В их центральной части располагается безрудное кварцевое ядро с калишпатом и биотитом, далее следует зона филлизитизации с серицитом, кварцем и пиритом, которую сменяет зона аргиллизитизации с алунитом, каолином и пиритом. Все это обрамляют поля пропилитизированных пород (хлорит, эпидот, кальцит и пирит). Рассекая все зоны в метасоматическом ореоле развиваются разнообразные системы кварцевых жил. Оруденение приурочено к границе кварцевого ядра и филлизитовой зоны.

Разработаны три генетические модели рассматриваемых порфировых месторождений; монцонитовая, диоритовая и гранитоидная. Согласно монцонитовой образуются медно-молибден-порфировые месторождения, которые локализованы в малых интрузиях вулканоплутонических дуг зон субдукции. Рудоносные монцониты являются поздними дериватами полифазных магматических комплексов. Диоритовая модель характерна для медно-молибден-порфировых, обогащенных золотом, месторождений, формировавшихся в островодужных структурах Японского типа. Они ассоциируют с небольшими малоглубинными (2—3 км) диоритовыми интрузиями. Месторождения имеют зональное строение. Безрудное кварцевое ядро обрамляется кварц-серицит-биотит-мусковитовым чехлом с повышенной молибденовой вкрапленной минерализацией. За ним следует зона медных руд с пиритом, халькопиритом, борнитом и халькозином. Во внешнем ореоле отмечаются гнезда и вкрапленность пирита, магнетита и гематита.

Гранитоидная модель (тип Клаймакс) ассоциирует с интрузиями высококремнеземистых, богатых щелочами риолитов и гранит-порфиров (рис. 26). Они образовывались в пределах активизированных областей кратонов. Каждое месторождение расположено над интрузивным куполом и представлено чашеобразным телом штокверковых молибденовых руд, повторяющих форму интрузивного контакта. Многократному внедрению магмы соответствуют разностадийные рудные тела. Давление магмы было вертикальным. Это выразилось в образовании систем концентрических и радиальных даек, жил, сбросов и других структурных элементов. Рудообразующие флюиды выделялись непосредственно из магмы под давлением, превышающим на 150—250 Па литостатическое. Они представляли собой концентрированный рассол (65% экв. NaCl) с температурой около 500°C. Формирование месторождений протекало в две стадии. В течение ранней функционировало две несмешивающиеся флюидные системы — маг-



матическая и метеорная. Во вторую происходило выравнивание литостатического и флюидного давлений; происходил гидроразрыв; обе системы — магматическая и метеорная объединялись и протекали главные процессы рудоотложения. В пределах интрузива образовывалось четыре зоны метасоматических изменений (от центра к периферии): калишпатовая, кварц-серицит-пиритовая, аргиллизитовая и внешняя — пропилитовая. На ранней высокотемпературной стадии возникали и эндогрейзеновые ассоциации — магнетит-топазовая и гранатовая. Кроме того, независимо от позиции зон метасоматоза располагаются поздние кварцевые жилы.

Таким образом, рудоносные магмы представляли собой предельно дифференцированные расплавы, возникшие при фракционном плавлении мафических и средних минеральных образований верхней мантии и нижней части коры. На глубинах 600—3000 м в куполе магмы с силой отделялись рудообразующие флюиды. От давления возникала штокверковая гидравлическая система трещин, вместившая эндогенную минерализацию со средними концентрациями молибдена 0,1—0,3%.

Среднетемпературные месторождения включают многочисленные, главным образом, жильные месторождения, одними из ведущих компонентов в составе которых, помимо кварца, являются сульфиды и сульфосоли. Продуктивные ассоциации формировались при температурах 350—200°C. В данном подклассе выделяют четыре группы рудных формаций: 1) полиметаллическую, объединяющую следующие формации: галенит-сфалерит-халькопиритовую (Садон, Згид, Северный Кавказ); галенит-сфалерит-баритовую (месторождения Салаира); галенит-сфалеритовую (Кадая); 2) сурьмяно-мышьяковую: арсенидную и сульфоарсенидную никель-кобальт-железную (Буазер, Марокко), арсенидопиритовую (месторождения Забайкалья), золото-антимонитовую; ферберит-антимонитовую (Ноцара, Грузия); 3) редкометальную: касситерит-галенит-сфалеритовую (Хапчеранга, Забайкалье),

Рис. 26. Разрез 16 месторождения Клаймакс, на котором показаны обобщенная геология и рудные зоны (по У.Уайту и др.). Обобщенная геологическая карта горизонта 929 (вставка) показывает расположение и ориентировку разреза 16.

1 — зона сильного окварцевания; 2 — кварц-топаз-пиритовая зона изменения (КТП); 3 — пегматиты; 4, 5 — пострудные интрузивные серии, 4 — серийные граниты, 5 — поздние риолитовые порфиры; 6-8 — нижние интрузивные серии, 6 — биотитовые порфиры, 7 — биотитовые гранит-порфиры, 8 — внутрирудные порфиновые дайки; 9 — Центральный массив; 10 — Юго-Западный массив; 11 — Р, докембрийские вмещающие породы; 12 — контур содержаний 0,4% MoS₂; 13 — контур рудного тела Сереско с содержаниями 0,2% MoS₂

касситерит-хлорит-пирротиную (Омсукчан, Дальний Восток); 4) ураноносную: сульфидно-настурановую (галенит-сфалеритовую, молибденитовую, халькопиритовую, марказитовую с урановой смолкой); (Шинколобве, Заир; Центральный массив, Франция) "пятиэлементную" формацию (кобальт, никель, висмут, серебро, уран) с рудами, состоящими из арсенидов кобальта и никеля, самородного серебра, сульфидов висмута и уранинита (Фрайберг, Пшибрам, Восточная Европа и др.).

Плутоногенные сульфидно-урановые месторождения относятся к классическим жильным образованиям и контролировались главным образом разрывными структурами. Вертикальный диапазон оруденения для них составляет 300—1500 м. Выделяют два типа месторождений: 1) простые сульфидно-настурановые жилы и 2) сложные полиметаллические ураноносные жилы с кобальтом, никелем, висмутом, серебром, иногда медью.

Руды генетически связаны с гипабиссальными интрузиями или пегматитовыми телами складчатых поясов. Они располагаются в разломах и трещинных зонах как в материнских интрузиях, так и во вмещающих осадочных и метаморфических породах. Месторождения представлены сериями простых или сложных полистадийных брекчиевидных жил. В простых развит настуран, а в сложных — уранинит. Среди сопутствующих минералов преобладают сульфиды железа, цинка, меди и свинца, барит, флюорит и карбонаты. Рудообразование протекало при температурах 440—800°C в щелочной среде из флюидов, содержащих NaCl 28% экв. Типичное содержание U_3O_8 0,1—1,0%. В отдельных месторождениях запасы окиси урана составляют 0,1—23 тыс. тонн, а для рудного района эта цифра увеличивается до 45 тыс. тонн. На долю типично жильных месторождений приходится более 5% мировой добычи урана.

К одному из самых известных примеров месторождений данного типа относятся урановые жилы Французского Центрального массива, связанные с герцинскими орогенными гранитоидами. В их формировании установлено четыре стадии: 1) ранняя началась 350 млн лет назад с внедрения анатектических гранитных расплавов, обогащенных заимствованными из вмещающих пород элементами: ураном, фтором, оловом, литием, вольфрамом и бериллием; 2) вторая стадия наступает сразу после затвердевания массива (285 млн лет). По существу в эмбриональном резко редуцированном режиме протекают высокотемпературные грейзенизация и альбитизация; образуются вторичные мусковит, альбит и акцессорный уранинит; происходит вынос кремния. Все эти преобразования эписиенитового характера делают граниты

более пористыми и проницаемыми, что благоприятствует поздним процессам концентрации рудного вещества; 3) третья стадия связана с деятельностью смешанных карбонатных метеорных и магматогенных гидротермальных систем 275 млн лет назад. Происходило выщелачивание акцессорного уранинита и отложение его в открытых трещинных структурах растворами, обладавшими температурами 350—100°C и флюидным давлением 30—10 МПа; 4) четвертая стадия уже возникла в олигоценовую эпоху (30 млн лет) и характеризовалась гипергенной мобилизацией урана и созданием зон, обогащенных вторичными четырехвалентными соединениями урана.

Низкотемпературные месторождения представлены рудными формациями, ассоциирующими с разнообразными магматическими комплексами и образовавшимися при температурах 200—50°C. Это наиболее спорная группа минеральных объектов. Об их происхождении ведутся нескончаемые дискуссии. Одни геологи относят данные формации к гидротермально-метаморфогенным, а другие — к осадочным или инфильтрационным образованиям. Особенно большие разногласия существуют по вопросам характера связи этих месторождений с магматическими процессами. Многие настаивают на отсутствии каких-либо связей между ними. В качестве возможных примеров отметим наиболее часто цитируемые в литературе формации: сидеритовые (Бакал, Урал; Эрцбург, Австрия), родохрозит-родонитовые (Бьютт, США), магнетитовые (Сатка, Урал), баритовые и виверитовые (Салаир, Россия) и др.

Вулканогенные андезитовидные месторождения

Между внутренними консолидированными блоками континентов и окраинными магматическими дугами, связанными с глубинными частями зон субдукции, располагаются изогнутые в плане (в сторону континента), кулисные вулканоплутонические пояса андезитового и риолитового состава. Наиболее грандиозными структурами такого типа являются вулканические пояса Тихоокеанского континентального обрамления. В азиатской его части выделяется Чукотско-Катазиатский планетарный пояс протяженностью более 10 тыс. км, северным звеном которого является Охотско-Чукотская система субмеридиональных тектономагматических структур. В восточной части Тихоокеанского кольца к аналогичным образованиям можно отнести вулканоплутонические пояса Анд и Кордильер Южной и Северной Америки.

Особенностью в строении субэральных окраинно-континентальных поясов является широкое развитие в их пределах ан-

дезитодацитового вулканизма и на завершающих стадиях щелочного гранитоидного магматизма, а также образование широкого спектра рудных месторождений. Оруденение, как правило, приурочено к палеовулканам, их жерловым и периферическим частям, где концентрируется в конических, кольцевых, радиальных и трубчатых разрывных структурах. Рудные тела обычно небольшого размера, имеют форму жил, труб, изометричных штокверков. Выделяют участки богатых руд, которые называют бонанцами. Вмещающие вулканиты испытали воздействие хлоридно-сульфатно-бикарбонатных растворов, образовавших околорудные зоны адуляризации, алунитизации, хлоритизации, каолинитизации и окварцевания. Во внешних ореолах месторождений широко развита низкотемпературная пропилитизация. Оруденение захватывает диапазон глубин от десятков до сотен метров. Начальная температура рудообразования $600-500^{\circ}\text{C}$ по мере приближения к поверхности быстро понижается до $200-100^{\circ}\text{C}$. Отмечается высокая скорость отложения минералов, обилие минеральных ассоциаций и их телескопирование в рудоподводящих каналах. Для руд характерно широкое распространение метаколлоидных текстур. Многие промышленные жилы имеют сложное строение. В них наиболее богатое оруденение расположено в верхней части. На глубине нескольких сотен метров оно сменяется слабооруденелыми образованиями.

С этим типом месторождений связаны многочисленные и важные в экономическом отношении рудные объекты двух групп формаций — золото-серебряной и олово-вольфрамовой, на краткой характеристике которых остановимся ниже.

Золото-серебряные месторождения представлены следующими рудными формациями: полиметаллической золото-серебряной (Агатовское, Россия; месторождения Карпат, Украина; Крипль-Крик, Комсток-Лоуд, США и др.), золото-серебряной с теллуридами и селенидами (Агинское, Камчатка; Сеигоши, Япония), серебро-акантитовой (Дукат, Россия), золото-сульфоантимонитовой (Карамкен, Россия) и другими.

Месторождение Дукат расположено в меридиональном Балыгычано-Сугойском прогибе, являющемся поперечной структурой к Охотско-Чукотскому поясу. Прогиб выполнен меловыми континентальными осадочными и вулканогенными образованиями. Месторождение приурочено к вулканотектоническому поднятию, расчлененному серией сбросо-сдвигов на ряд блоков. В ядре поднятия на глубине $1000-1300$ м расположен гранитный плутон. Основное оруденение находится в центральном блоке и сконцентрировано исключительно в ультракалиевых (K_2O до 8—10%) экструзивно-эффузивных фациях нижнего мела, сложен-

ных риолитами, игнимбритами, туфами, фельзитами с прослоями аргиллитов (рис. 27, 28). Рудные жилы помимо кварца сложены хлоритом, адуляром, родонитом, родохрозитом и сульфидами (3—8%). Ранние продуктивные стадии (кварц-хлорит-сульфидная и кварц-адуляр-серебряная) формировались при температурах 385—240°C, а поздние (кварц-родонит-родохрозитовая и гребенчатого кварца) — 410—200°C. В рудах установлено свыше 150 минералов, из них важнейшими являются самородное серебро и акантит, а также сфалерит и галенит. Главными особенностями месторождения являются: 1) усеребрение руд (золото-серебряное отношение 1:250—1:500); 2) ограниченное развитие сульфидов; 3) наличие марганцевых минералов; 4) геохимическая связь серебра

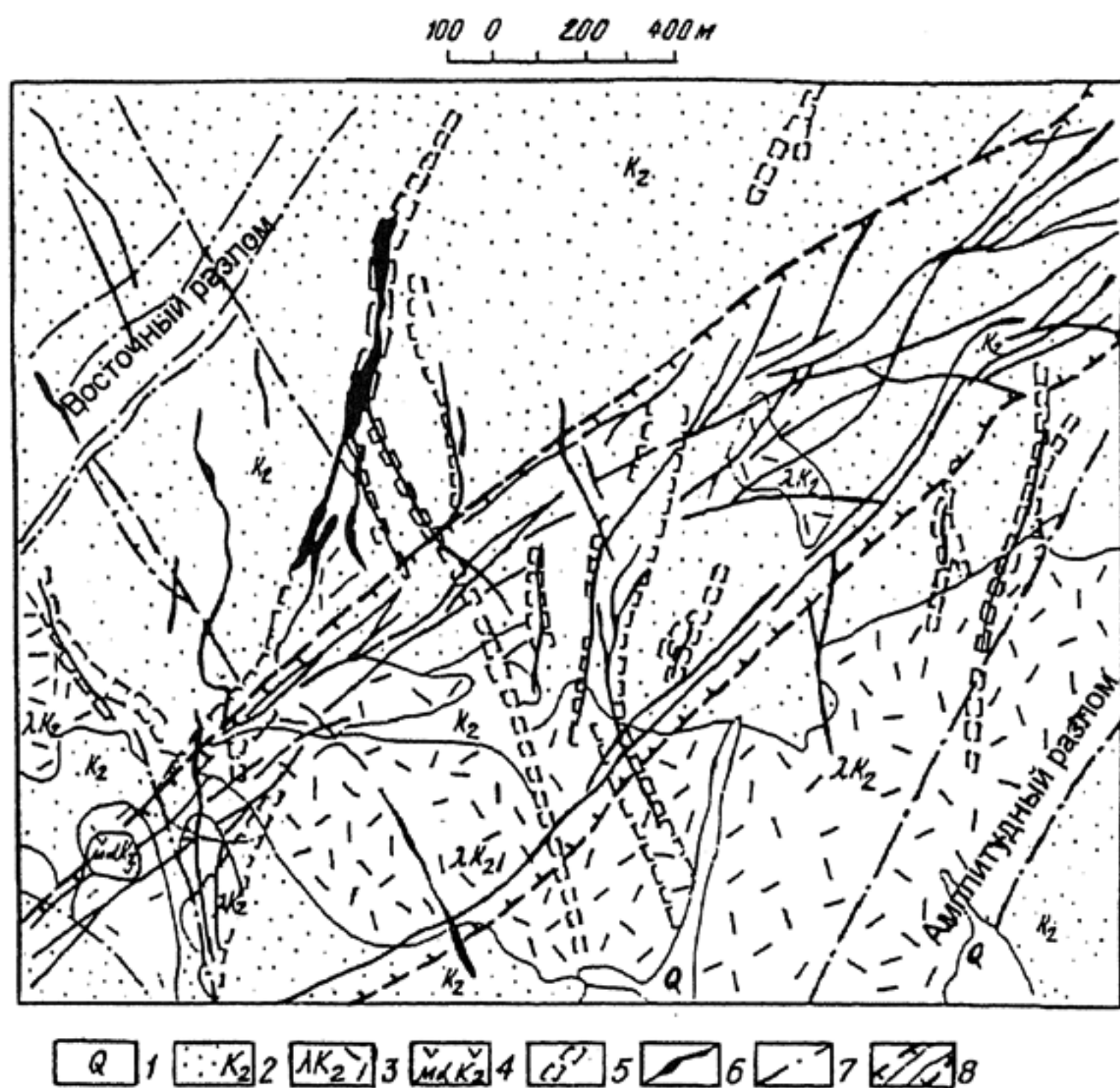


Рис. 27. Геолого-структурная схема Центрального участка Дукатского месторождения (составлена Н.А.Шило, М.С.Сахаровой и другими по данным В.А.Ковтуненко и Дукатской ГРЭ).

Стратифицированные образования: 1 — четвертичные отложения, 2 — эвенская серия (липариты, дациты, андезиты, игнимбриты и туфы липаритов, дацитов). Субвулканические образования: 3 — порфировые, афировые липариты и невадиты, 4 — андезиты, 5 — рудные зоны, 6 — рудные тела, 7 — разрывные нарушения, 8 — границы дайкового пояса

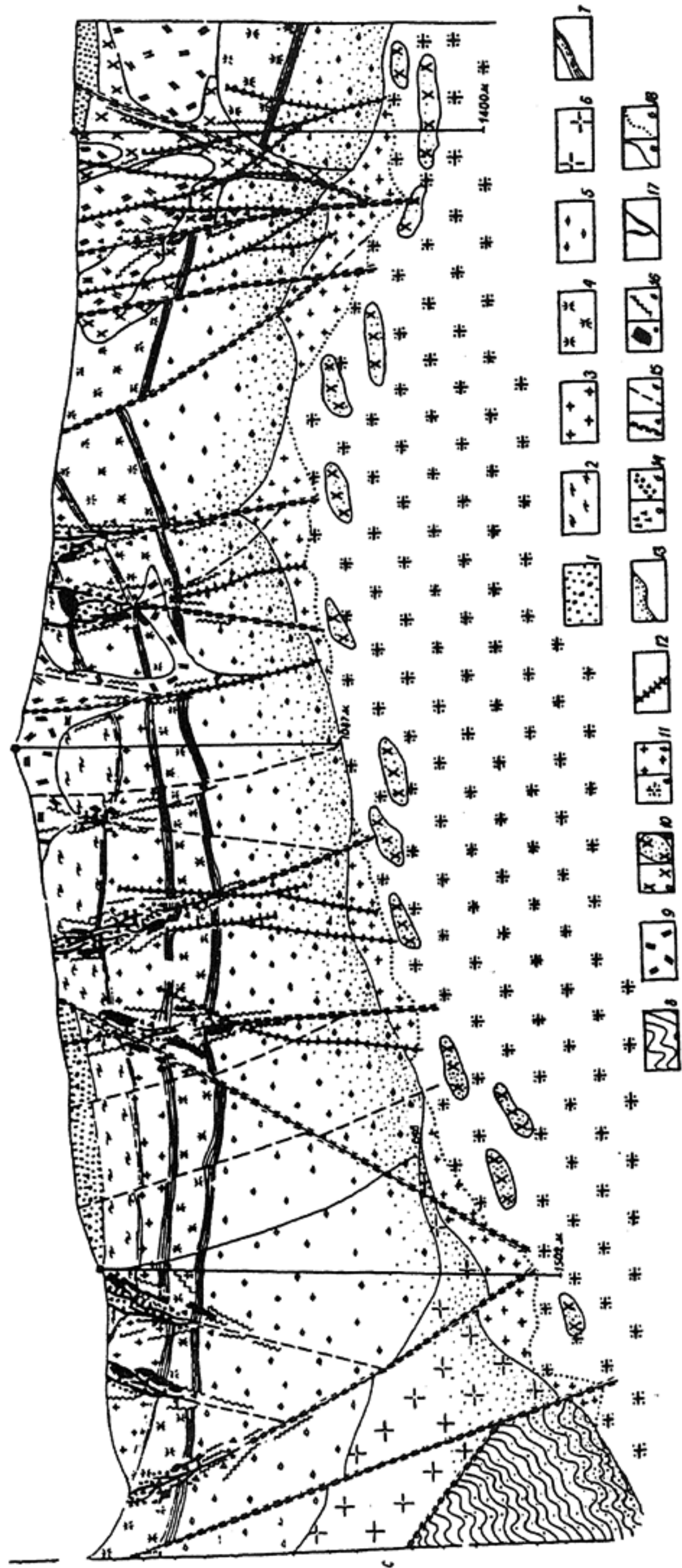


Рис. 28. Геологический разрез Дукатского месторождения.

1 — угленосные осадочные отложения омсукчанской свиты, 2-7 — аскольдинская свита: 2 — риолиты, 3 — туфы риолитов, 4 — афировые риолиты (фельзиты), 5 — игнимбриты, 6 — риолиты, 7 — маркирующие горизонты осадочных пород, 8 — игнимбриты, 9 — субвулканические риолиты (K_{1-2}), 10 — субвулканические тела (а) и ксенолиты (б) гранодиорит-верхнетриасовые песчаники, 11 — интрузивы биотитовых (а) и лейкократовых (б) гранитов (K_2), 12 — дайки базальтов (R?), 13 — зоны контактового порфира (K_{1-2}), 14 — интрузивы биотитовых (а) и лейкократовых (б) гранитов (K_2), 15 — зоны дробления (а), прочие разломы (б), 16 — зоны метаморфизма, 17 — инъекционно-эксплозивные брекчии (а), туфиты (б), 18 — геологические (а) и фациальные (б) границы окварцевания (а) и кварцевые жилы (б), 19 — рудные тела, 20 — геологические (а) и фациальные (б) границы

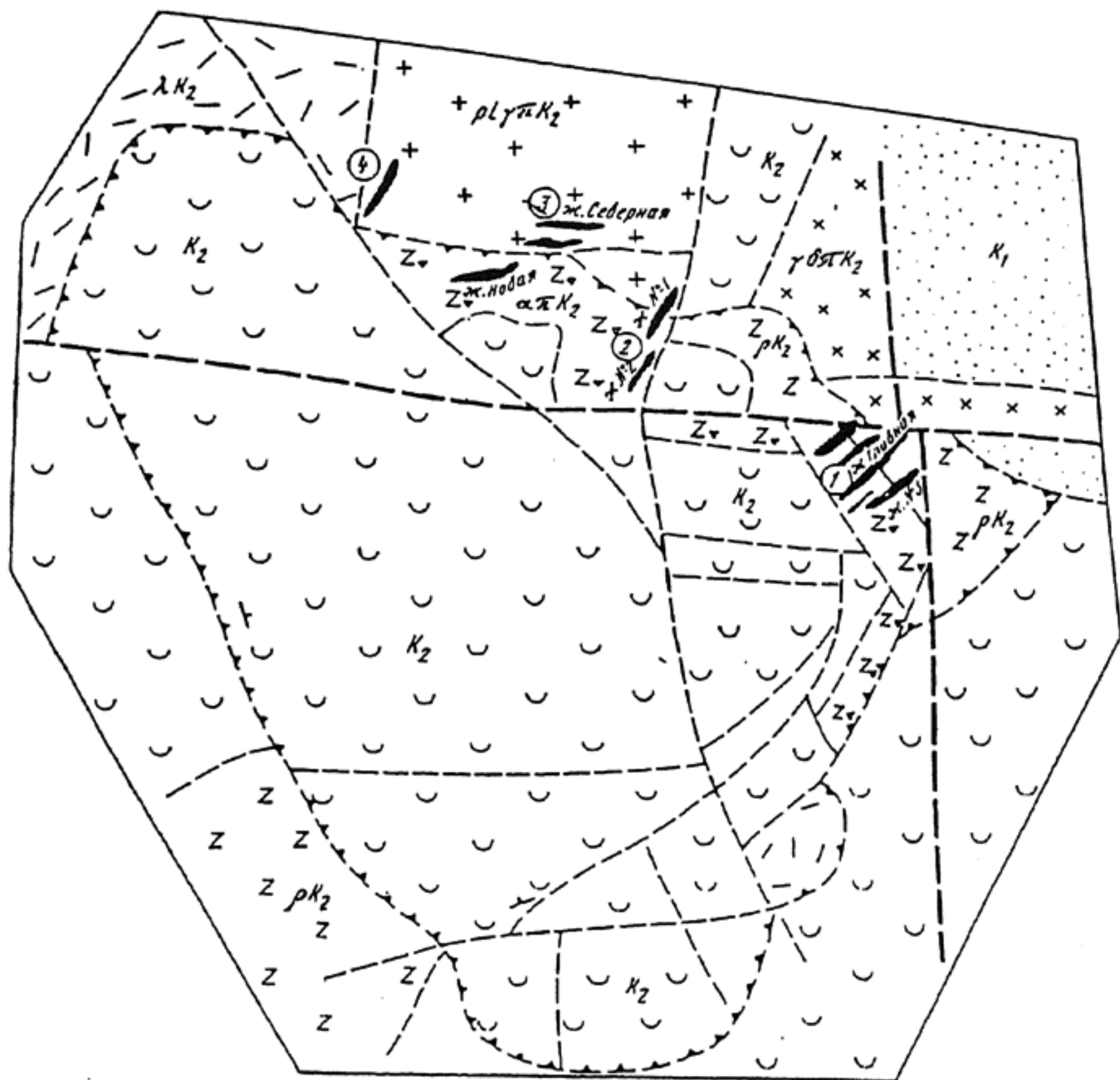
с медью, железом, сурьмой, оловом, селеном и марганцем; 5) многостадийность процесса рудообразования, двукратный привнос серебра, а также поздняя регенерация сульфидных минералов.

Месторождение Карамкен расположено в Примагаданском отрезке Охотско-Чукотского пояса, приурочено к крупной вулканогенно-тектонической кальдере, выполненной меловыми осадочно-вулканогенными породами, и ассоциирует с верхнемеловым магматизмом (плагиогранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры, дациты, автомагматические брекчии андезитов) (рис. 29). Рудные жилы локализируются в радиальных трещинах скола, формировались в две стадии (золото-сульфидно-сульфосолевая и серебро-сульфосолено-селенидная и образуют спорадические рой в различных блоках кальдеры. Наиболее продуктивные жилы имеют адуляр-кварцевый, кварцевый и кварц-карбонатный состав. Золото-серебряное отношение изменяется в пределах 1:1,25—1:20, в среднем 1:5. Количество сульфидов не превышает 0,5—1,5%. К наиболее распространенным рудным минералам относятся: золото, серебро, пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, фрейбергит, акантит, канфильдит. Отложение богатых золотых руд происходило в узком температурном интервале (200—180°C) в условиях резкой смены давлений, изменения состава рудоносных растворов, при переменных кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях, а также в инверсионном режиме серы и кислорода.

Олово-вольфрамовые месторождения рассматриваемого класса формировались в вулканических дугах магматических поясов, чаще всего, на активных окраинах континентов. Наибольшее промышленное значение в их составе имеет касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовая рудная формация, хорошо развитая в Андах и Кордильерах Северной и Южной Америки.

Более 15% мировой добычи олова, большие количества вольфрама, серебра и полиметаллов более полувека поступает из месторождений Боливийского рудного пояса (Лялагуа, Уануки, Потоси, Оруро и много других) (рис. 30). Боливийские месторождения локализованы в пределах субмеридиональной дуги (выгнутой в сторону континента) шириной 50 и протяженностью 800 км. Рудоносные вулканогенные и интрузивные породы на севере раннемезозойского возраста, в центральной части раннемиоценового, а на юге позднемиоценового. Их образование связывают либо с субдукцией океанической плиты в восточном направлении, либо с анатектическим переплавлением пород континентальной коры, либо с переотложением руд более древних, в част-

500 0 500 1000 1500 2000 м



- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |

Рис. 29. Схема геологического строения рудного поля Карамкен (составлена Н.А.Шило, М.С.Сахаровой и др. по данным А.А.Красильникова, Л.М.Лейбовой, Л.Б.Хрусталевой и др.).

1-2 — стратифицированные образования: 1 — липаритовая, базальтовая, дацитовая и андезитовая толщи, 2 — осадочно-вулканогенная толща; 3-7 — интрузивные образования: 3 — плагиогранит-порфиры, 4 — кварцевые диоритовые порфиры, 5 — дациты, 6 — автомагматические брекчии андезитов, 7 — липариты; 8 — рудные тела, 9 — главные широтный и меридиональный разломы, 10 — разломы ограничения кальдеры, 11 — мелкие разрывные нарушения, 12 — участки месторождения. Цыфры в кружках: 1 — Восточный, 2 — Центральный, 3 — Северный, 4 — Северо-Западный

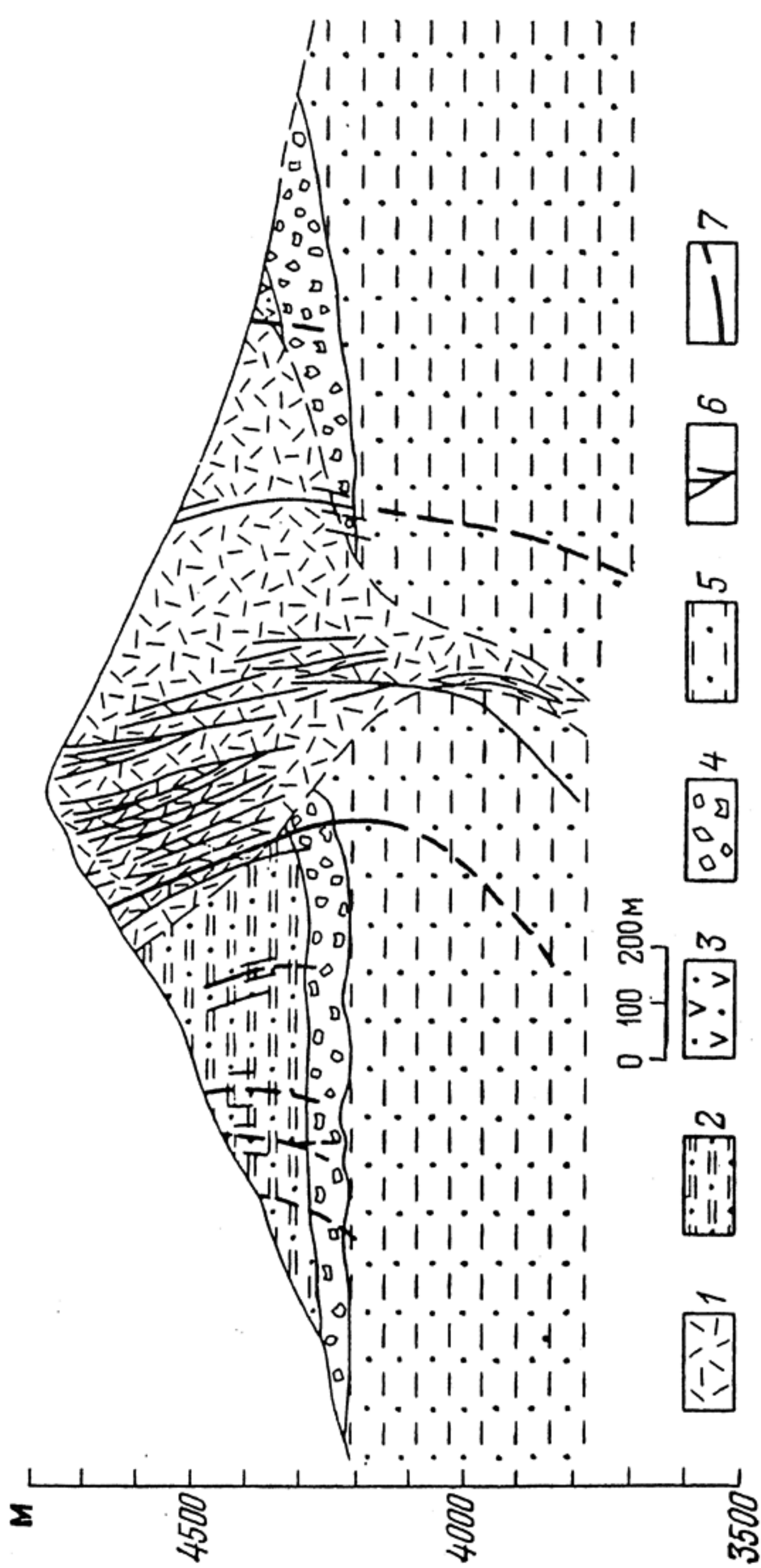


Рис. 30. Разрез месторождения Потоси в Боливии (по Л.И.Красному).

Третичные образования: 1 — шток риолитового порфира, 2 — глинистые сланцы и пеплы (свита Караколес), 3 — туфы андезитовые биотизированные, 4 — конгломераты и брекчии с обломками осадочных, метаморфических и изверженных пород (свита Паилавири), 5 — ордовикские глинистые сланцы и песчаники, 6 — рудные жилы, 7 — разрывы

ности палеозойских и триасовых месторождений. Одним из наиболее ярких представителей рудных объектов Боливийского пояса является олово-серебряное месторождение Потоси, приуроченное к субвулканическому штоку дацитов поздне-третичного возраста, частично расположенного в жерле древнего вулкана и прорывающего нижнепалеозойско-третичную терригенную серию и среднетретичную толщу лав и туфов андезитового и риолитового состава. Оруденение локализовано в пяти системах вулканотектонических трещин и формировалось на глубине ~900 м в два периода. С первым связано отложение касситерита, пирита, висмутина и вольфрамита, а со вторым — станнина, тетраэдрита, сфалерита и пираргирита. В верхних частях рудных тел преобладают минералы серебра, а в нижних олова, вольфрама, висмута и меди. Рудообразование протекало в широком диапазоне температур 500—1000°C. Околорудные изменения представлены интенсивным окварцеванием (верхняя часть штока) и серицитизацией (глубинные горизонты). Латеральная зональность выражена в развитии в центре месторождения олово-серебряных жил, а на его периферии — серебряных и серебро-полиметаллических. По периферии месторождения породы пропилитизированы.

К классу вулканогенных, связанных с кислым, средним и основным (трапповым) магматизмом, месторождений также относятся многочисленные, но менее значимые в мировом балансе минерального сырья рудные объекты. Среди них можно отметить: флюорит-берtrandитовые (Томас, США), киноварные (Вышково, Украина), самородной меди (оз. Верхнее, США), алунитовые (Заглик, Закавказье), исландского шпата (Тунгуска, Сибирь), самородной серы (Курильские острова, Япония, Италия).

Вулканогенные базальтоидные субмаринные (колчеданные) месторождения

К данному классу относятся месторождения сульфидных руд, связанные с подводно-морскими базальтоидными формациями. Из них получают до 10—15% мировой добычи меди, цинка, свинца и значительные количества серебра, золота, кадмия, селена, олова, висмута, бария и др. Рассматриваемые месторождения образовывались непрерывно в течение всей геологической истории, начиная с раннего архея и кончая современным колчеданным рудогенезом в океанических структурах из мантийных источников вещества.

Рудные провинции и районы формировались на разных стадиях развития земной коры, но всегда в условиях растяжения. Установлено четыре основных типа геотектонических обстановок:

вок колчеданообразования: 1) островные дуги, 2) срединно-океанические хребты, 3) тыловодужные бассейны и 4) зоны разломов на границе палеоконтинентов.

В пределах островных дуг над зонами Бенъофа-Заварицкого на ранних стадиях субдукции в результате анатектического переплавления погружающейся под континент океанической плиты и частичного плавления мантийного материала проявился интенсивный базальт-андезитовой вулканизм. С ним связаны цинково-медные раннегеосинклинальные месторождения фанерозойских орогенических поясов. На более поздних стадиях субдукции резко возрастают объемы ассимиляции материала сиалической коры. Вулканизм становится более кислым и известково-щелочным. С ним уже ассоциируют свинцово-цинково-медно-серебряные месторождения (Кинстоун, Балаклала, Шаста-Кинг, США; Фуказава, Шинсава, Япония; Вудлон, Австралия).

В рифтовых структурах срединно-океанических хребтов формировались медно- и цинковоколчеданные месторождения офиолитовых поясов. Часто они приурочены к чашеобразным впадинам и располагаются вблизи центров активного вулканизма. Определяющим условием рудообразования явилось рифтообразование, протекавшее в условиях раздвижения литосферных плит (палеозойские месторождения Урала, Скандинавии, Ньюфаундленда, Кипра и других регионов).

Тыловодужные бассейны растяжения характеризуются линейными рифтовыми системами, в пределах которых развивается бимодальный базальт-риолитовый вулканизм и формируются локальные впадины с глубоководными фациями осадочных пород. Примером подобных образований могут служить среднепалеозойские колчеданные месторождения Иберийского полуострова (Пиритовый пояс Испании и Португалии).

Зоны трансформных сдвиговых разломов на границах микроконтинентов часто благоприятны для формирования крупных рудных районов. Они приурочены к вулканотектоническим депрессиям и связаны с кальдерами и стратовулканами. Кальдеры располагаются в поперечных к глубинным разломам нарушениях. Для них характерны рой субвулканических даек базальтового и риолитового состава, имеющие наибольшую густоту на продолжении магмовыводящих каналов. На удалении от активных центров вулканизма пучки даек вытягиваются вдоль оси регионального сжатия. В режиме растяжения формировались базальт-риолитовые комплексы с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Часто на заключительных этапах развития подобных структур возникала обстановка сжатия и происходила смена типа вулканизма. Формировались андезито-дацитовые комплексы, ти-

пичные для зон субдукции (Прииртышский рудный район, Казахстан).

Обобщенная модель рудообразования

Месторождения колчеданного семейства представляют собой продукты деятельности конвективной гидротермальной системы. Главным компонентом системы является морская вода, но на разных этапах и стадиях активную роль играют также магматические, метеорные и погребенные (поровые) воды. Источниками энергии служит либо аномально высокий тепловой поток, либо тепло остывающих магматических тел. В процессе нисходящего движения морская вода нагревается и активно взаимодействует с придонными породами. В результате образуется восстановленный слабокислый солевой раствор, в котором активности H_2S^0 , HS^- и $S^{2-} \gg$ активностей SO_4^{2-} и HSO_4^- . Он обогащается выщелоченными из окружающих пород металлами.

Восходящая ветвь потока взаимодействует с вмещающими породами и холодными морскими водами и производит интенсивный магниевый метасоматоз. При резких падениях давления происходит вскипание раствора и отлагаются кремнезем и сульфиды (пирит, марказит, пирротин, халькопирит и др.). В придонном пространстве этот процесс протекает лавинно. Взаимодействие новых порций раствора с ранее отложившимися сульфидами приводит к появлению рудной зональности. Значения коэффициента $Cu/(Zn+Pb)$ уменьшаются по направлению каналов фильтрации и перпендикулярно к ним. Барит концентрируется на участках минимальных величин этого коэффициента.

Достигнув донной поверхности, рудный раствор стекает в локальные депрессии. По мере его разбавления и охлаждения отлагающиеся минеральные парагенезисы формируют фациальную зональность: сульфиды—кремнезем—оксиды железа и марганца. Еще не литифицированные металлоносные илы оползают со склонов впадин и перемещаются турбулентными и грязевыми потоками. Непосредственно около подводящих каналов в устьевых частях потоков образуются проксимальные, а на удалении дистальные рудные залежи. Геолого-геохимические данные (расчет баланса металлов, изотопия серы, элементы-примеси и др.) позволяют сделать вывод о магматическом источнике основных металлов, из которых медь поступала из мантийных уровней, а свинец и цинк из пород континентальной коры.

Детально процесс формирования рудных тел на морском дне описывается гидролизно-реакционной осадочно-метасоматической моделью, предложенной Н.С.Скрипченко. Согласно этой модели линейный эндогенный гидротермальный поток, обога-

щенный ионами SO_4^{2-} и комплексными соединениями металлов, около донной поверхности в зоне высокой проницаемости раскрывается вверх в виде воронки. Возникает конвективная система. Наиболее интенсивное рудоотложение происходит на участках, где поток кинжально входит в рыхлые донные осадки. Выделяют две части гидротермальной системы — нижнюю и верхнюю. В нижней части при температурах $300\text{—}350^\circ\text{C}$ в результате гидролиза образуется две кислоты: слабая сероводородная H_2S и сильная серная H_2SO_4 . Серная кислота способствует выщелачиванию из кислых пород (в частности, риолитов) различных компонентов — CaO , MgO , FeO , многих элементов и образованию ангидрита. В верхней части происходит падение температуры до 40°C , смешиваются горячие флюиды с морской водой и отлагаются сульфидные руды. Приращение мощности зоны сплошных руд происходит вследствие реакционного опускания ее нижней границы. Часто наблюдается постепенный переход между сплошными и вкрапленными рудами. Сероводород в основном используется для образования сульфидов полиметаллов. По направлению к донной поверхности происходит смена хлорит-ангидритовых или тальк-ангидритовых метасоматитов на кварц-серицитовые, а в рудной залежи формирование трехчленной зональности (снизу вверх): медно-колчеданной — медно-цинково-колчеданной и колчеданно-полиметаллической. Образование многоярусных месторождений связано с повторными циклами гидротермально-осадочного рудоотложения над единым рудоподводящим каналом.

Подразделение колчеданных месторождений

Описываемый класс месторождений ассоциирует с субмаринной базальт-липаритовой формацией, которая разделяется на три субформации: слабо дифференцированную, полно дифференцированную и контрастно дифференцированную. По комплексу признаков — связи с магматическими породами, геологическим условиям залегания и особенностям состава и строения можно выделить четыре подкласса месторождений: кипрский, уральский, куроко (алтайский) и бесши (филизчайский). Рассмотрим каждый из них подробнее.

Кипрский подкласс

К нему относятся серно- и медно- и медно-цинково-колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой субформацией весьма характерной для коры океанического типа. Это и докембрийские руды Австралии (Брокен-Хилл) и Финляндии (Оутокумпо), и раннепалеозойские Норве-

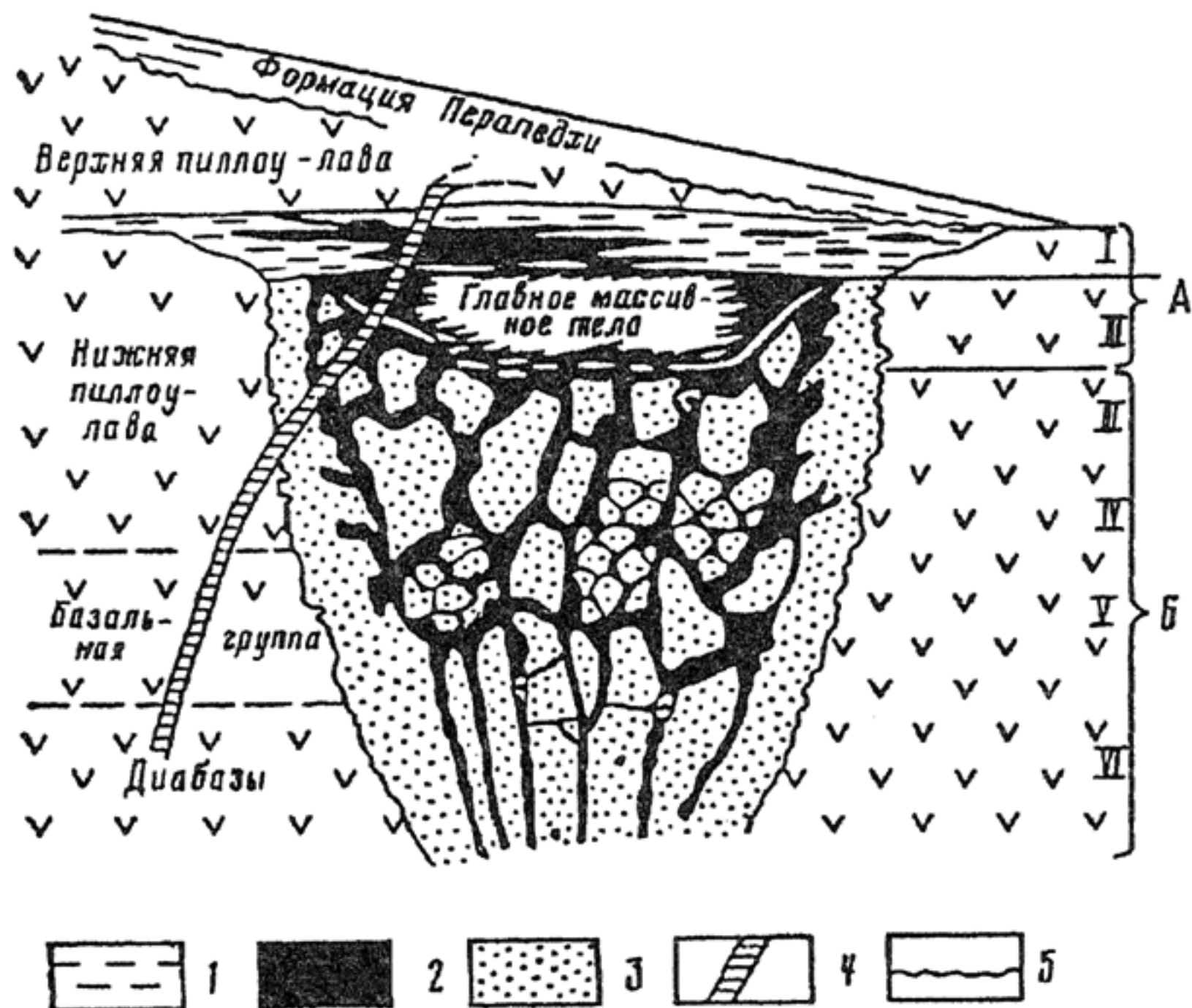


Рис. Зональность Кипрских месторождений (по Р.Хатчинсону).

1 — аргиллит, обогащенный железом, содержащий в основном гетит, лимонит и гематит, 2 — массивные сульфиды, 3 — пропилитизация с рассеянными сульфидами, 4 — послерудная дайка, 5 — несогласие; А — осадочная эксгальационная минерализация (I — осадочная зона, II — зона массивных сульфидов), Б — импрегнационная минерализация в измененных лавах (III — сульфиды, заполняющие полость, IV — сульфиды на окраине пиллоу-лав, V — сульфиды, заполняющие разломы, VI — рассеянные пиритовые вкрапления в измененной лаве)

гии (Леккен) и Ньюфаундленда (Канада), и мезозойские месторождения Кипра, Турции (Эргани-Маден) и другие, и современные сульфидные залежи срединно-океанических хребтов (рис. 31).

1. Месторождения Ньюфаундленда входят составной частью в раннепалеозойский офиолитовый комплекс, в разрезе которого выделяются (снизу вверх): ультрабазиты, габбро, пластовые диабазовые дайки, пиллоу-лавы — колчеданные залежи и морские осадки.

2. Месторождения массива Тродос (Кипр) связаны с меловым офиолитовым комплексом. Это обычно мелкие и средние рудные объекты. В нижних частях месторождений в толще пиллоу-лав устанавливается сульфидный штокверк, фиксирующий рудоподводящий канал. Над ним располагается горизонт кремнистых сульфидов (яшмоидов) и пласто- и линзообразных залежей сплошных колчеданных руд. Его венчает поверхность раз-

мыва и поверхностного выветривания, представленные разнообразными охрами и морскими терригенными осадками. Обычно рудные тела формировались в локальных впадинах вблизи рудо-подводящих разломов или трещинных зон.

3. Современные сульфидные проявления морей и океанов. В современных морях и океанах гидротермальные сульфидные проявления формируются в зонах срединноокеанических хребтов и областях заостроводужного спрединга и внутриплитного вулканизма ("горячие точки"). В местах активной гидротермальной деятельности на дне океана образуются рудные постройки, достигающие 70 м в высоту и имеющие диаметр основания до нескольких сотен метров. Каждая такая постройка состоит из нескольких миллионов тонн рудного вещества. В пределах отдельных площадей (месторождений или рудных полей) располагается несколько десятков таких конусовидных холмов, увенчанных сверху трубообразными телами "черных курильщиков". Подобное поле содержит 30—50 млн. тонн гидротермального вещества. В настоящее время эти проявления нигде в мире не разрабатываются и представляют пока потенциальные медно-цинково-колчеданные руды будущего.

Уральский подкласс

Данный подкласс месторождений ассоциируется с контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой субформацией, являющейся производной подкоровой мантийной магмы. По составу месторождения либо медноколчеданные (Блява, Южный Урал), либо медно-цинковоколчеданные (Гай, Южный Урал, Уруп, Северный Кавказ и др.). В наиболее ярком виде этот тип месторождений широко распространен и детально исследован в герцинских комплексах Урала.

Оруденение здесь ассоциирует с субвулканическими, экструзивными и лавовыми фациями липарито-дацитового состава; развито в областях бимодального липарит-базальтового вулканизма и отчетливо контролируется вулканическими структурами. Месторождения образовывались на ранних стадиях эволюции энсиматических островных дуг и локализованы в пределах вулканических трогов.

Типичный геологический разрез представлен двумя контрастными толщами: внизу — липаритовой, а вверху — базальтовой (рис. 32). Рудные пласты, линзы и ленты локализованы на границе этих толщ и обычно венчают очередной вулканический цикл. В кровле залежей располагаются горизонты яшм, рудные гальки, пачки переслаивающихся алевролитов, туффитов и гематитсодержащих кремнистых пород. Выше залегает толща альбитизирован-

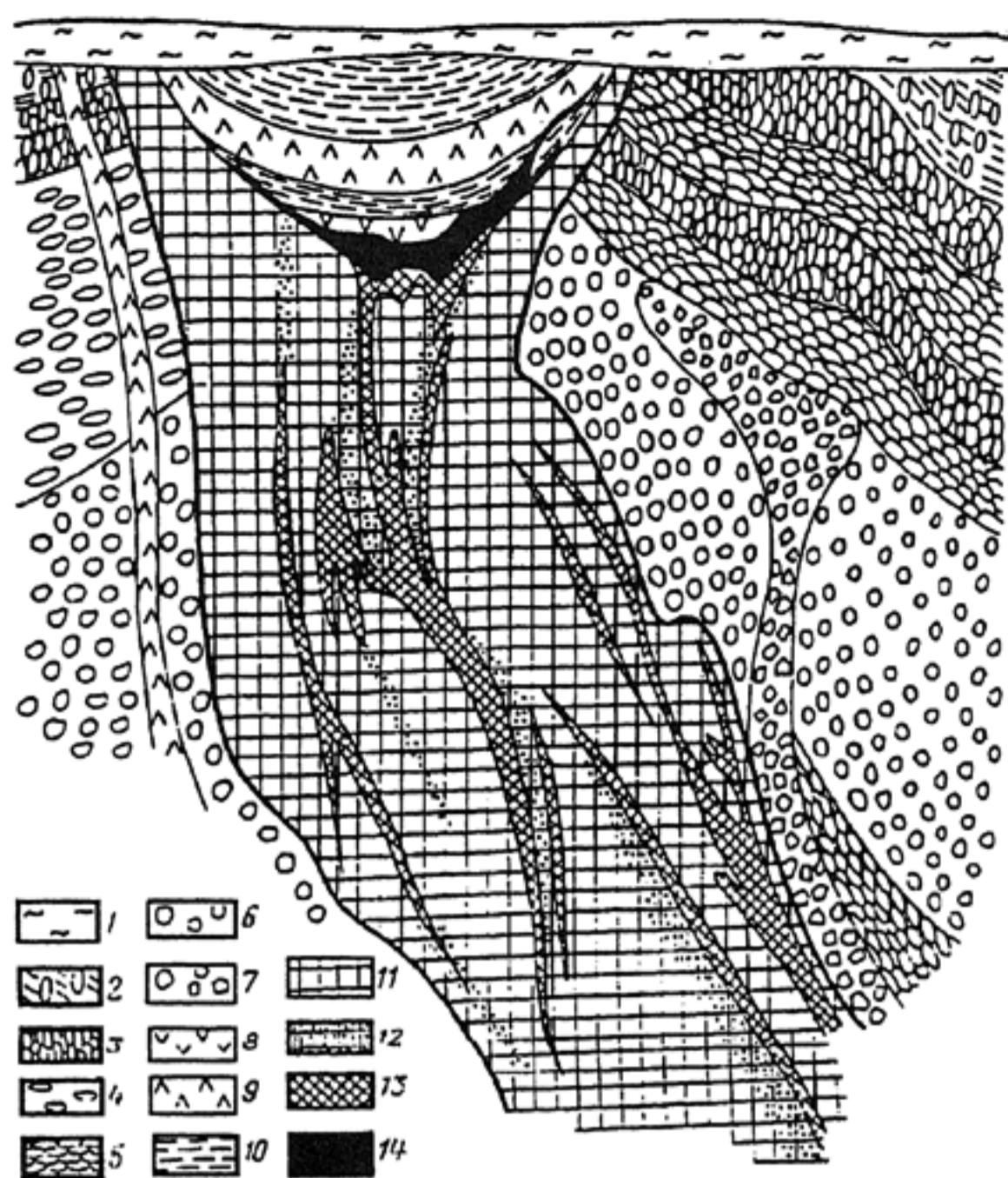


Рис. Схематизированный геологический разрез Гайского колчеданного месторождения (по В.И.Смирнову).

1 — рыхлые мезо-кайнозойские отложения, 2 — крупнообломочные туфоконгломераты плагиопорфировых базальтов, 3 — лавы пироксен-плагиопорфировых базальтов, 4 — игнимбритовидные витрокластические породы липаритового состава, 5 — кварцевые липарито-дациты, 6 — обвальные крупнообломочные агломераты андезито-дацитового состава, 7 — взрывная брекчия, 8 — порфирокластические игнимбриты, 9 — поздние габбро-диабазы, 10 — шлаковые туфы плагиопорфировых базальтов, 11 — жерловые вулканические и вулканокластические породы, 12 — участки тех же пород, подвергшиеся интенсивному гидротермальному преобразованию, 13 — убогие медноколчеданные руды вулканогенно-метасоматического происхождения, 14 — богатые цинково-медноколчеданные руды вулканогенно-осадочного происхождения

ных пиллоу-лав. Непременными элементами разреза месторождений являются сложные, часто ветвящиеся тела взрывных брекчий, синвулканические разломы и радиоляриевые горизонты в надрудной базальтовой толще.

Рудные тела формировались на придонном и донном уровнях палеобассейнов. Обычно эти тела имеют сложную грибовидную форму. Верхняя пологая их часть сложена сплошными рудами, имеет пласто- и линзообразную форму и образовалась в локальных впадинах морского дна, а нижняя — представлена

Крутопадающим телом, состоящим из прожилково-вкрапленных руд. Эта часть возникла в рудоподводящих каналах.

В верхней части и рудных залежах наблюдаются следующие зоны (снизу вверх): 1) пирит-халькопиритовая, 2) пирит-халькопирит-цинковая, свинцово-цинково-серебряная. В подрудной части месторождений выделяются аномалии меди, молибдена, кобальта и висмута, а в надрудной — ртути, бария, серебра, свинца и цинка. В нижней секущей прожилково-вкрапленной части месторождений помимо кварц-пирит-халькопиритового штокверка, выделяются линзы и блоки кварцитов. Установлена гидротермально-метасоматическая зональность; внутренняя зона, совпадающая с центральными частями движения флюидных потоков — пирит-кварц-серицит-хлоритовая и внешняя — пропилитовая (хлорит-альбит-эпидот-кварц-пиритовая).

Рассмотренный подкласс характерен для палеозойских и мезозойских субмаринных вулканогенных формаций, но встречается и в докембрийских вулканических поясах.

Подкласс Куроко

Месторождения этого подкласса парагенетически связаны с полно дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-липаритовой субформацией и сложены свинцово-цинково-медными рудами. Месторождения приурочены к зрелым внутренним островным дугам; формируются в субдукционных обстановках в пределах подвижных поясов на гранитогнейсовой коре.

Наиболее яркими представителями данного подкласса являются месторождения Алтая (рудноалтайский тип), Куроко (колчеданоносный миоценовый пояс Японии), Скандинавских каледонид, Пиритового пояса Испании и Португалии, докембрийских зеленокаменных поясов и ряда других провинций мира. Это самый важный и самый распространенный подкласс колчеданных месторождений.

В хорошо сохранившихся и слабо метаморфизованных месторождениях миоценового пояса Японии (рудные районы Айзу, Вагаомоно, Хокуроку и др.) развиты сложные грибообразные рудные тела с нижней секущей штокверкообразной частью и верхней — субпластовой, стратиформной (рис. 33): В нижней развиты прожилково-вкрапленные пирит-халькопирит-кремнистые гипс-ангидрит-монтмориллонит-пирит-халькопиритовые (реже — сфалерит-галенит-кварцевые) и почти мономинеральные пиритовые с небольшой примесью халькопирита руды. В верхней части пластовая или линзовидная залежь разделяется на ряд стратифицированных зон (снизу вверх): пирит-халькопиритово-(сфалерит-барит-кварцевая) (желтые руды); сфалерит-галенит-халько-

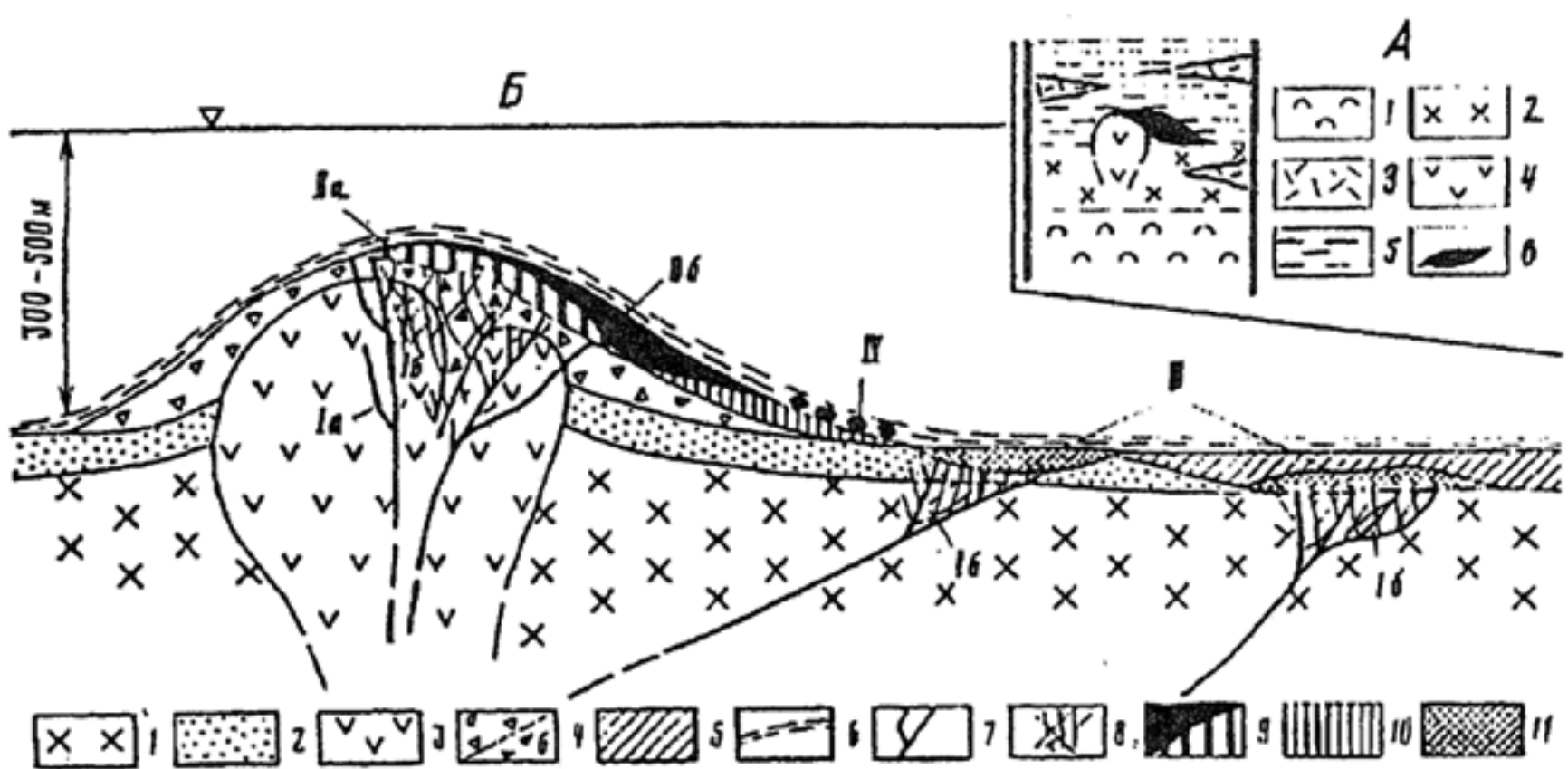


Рис. . Месторождения, связанные с внутренней островной дугой (тип Куроко) (по Л.Бауману).

А — схематический профиль сульфидных геосинклинальных месторождений типа Куроко: 1 — толеитовые вулканические породы (частично пиллоу-лавы), 2 — известково-щелочные вулканические породы и туффиты, 3 — пирокласты, 4 — риолиты, 5 — кислые туфы, 6 — сульфиды с ангидритом; Б — рудные месторождения типа Куроко: 1 — риолитовые лавы и пирокласты, 2 — туффитовые осадки, 3 — риолиты, 4 — брекчии взрывных пород (а — неминерализованная, б — минерализованная), 5 — черные сланцы (частично с ангидритом и гипсом), 6 — глинистые сланцы, подстилаемые железистыми кварцитами, и сланцеватая глина, 7 — жилы, 8 — штокверк с прожилками ("поперечное врезание"), 9 — полосчатые и массивные сульфиды, перекрываемые баритом, 10 — ангидрит, гипс, 11 — рудные инфильтрации и замещения в неуплотненных осадках; Типы месторождений и руд: I — трещинный тип (а — жилы, б — зона прожилков, "поперечное врезание" с рудными вкраплениями и метасоматизмом, II — стратиформный (а — желтые руды "Кейко", б — черные руды "Куроко"), III — обусловленные инфильтрацией и замещением, IV — субмаринные остаточные руды (механическое выветривание).

пирит-пирит-баритовая (черные руды); баритовая (с кальцитом, доломитом и сидеритом) и венчает залежь яшмовый горизонт (ожелезненные кремни).

Для месторождений данного типа характерна четкая метасоматическая зональность. В ее ядре развиты кварц-серицитовая и рудная ассоциации, далее следуют серицит-монтмориллонит-магнезиальнохлоритовая и серицит-монтмориллонит-альбит-калишпат-железо-магнезиально-хлоритовая и по периферии отмечается монтмориллонит-цеолитовая.

Подкласс Бесши (филизчайский) развит в терригенных флишоидных толщах складчатых миогеосинклинальных поясов. Он ассоциирует с внешней островной дугой и по характеру связи с вулканизмом относится к дистальному типу. В рудовмещающем разрезе обычно присутствуют редкие маломощные пласты лав, субвулканические тела и дайки базальтового состава (недиффе-

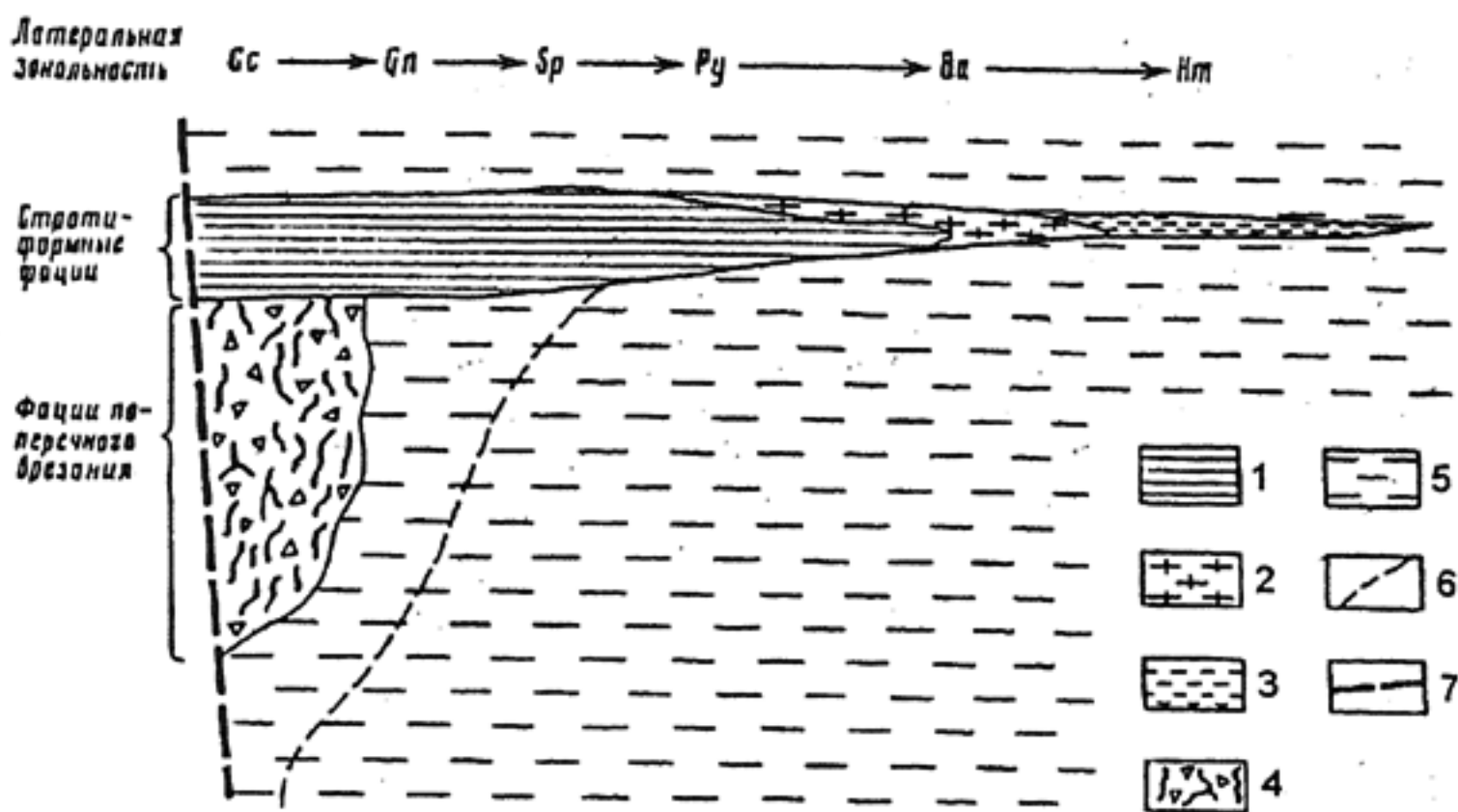


Рис. . Структурная и минералого-фациальная зональность эксгаляционно-осадочных геосинклинальных месторождений типа Раммельсберг (по Д.Ларджу).

1 — стратиформные сульфиды, 2 — стратиформный барит, 3 — стратиформные окислы железа, 4 — сульфиды с поперечным врезанием и брекчия, 5 — вмещающие осадки, 6 — граница измененных пород, 7 — разлом. Принятые сокращения: Сс — халькопирит, Gп — галенит, Sp — сфалерит, Py — пирит, Ba — барит, Hm — гематит

ренцированная базальтовая субформация). Руды имеют медно-цинково-колчеданный состав (рис. 34, 35, 36).

Согласно концепции тектоники плит данный подкласс формируется в субдукционных обстановках на удалении от центров спредингового вулканизма. Месторождения района Бесши (Япония) представлены пластовыми лентообразными телами, залегающими в верхнепалеозойской сланцевой толще, содержащей прослой базальтовых лав.

Руды залегают на пачках базальтовых вулканитов и перекрываются толщей кремнистых сланцев с отдельными горизонтами яшм. Процессы регионального метаморфизма смяли породы и руды в линейные складки, в шарнирах которых отмечаются переотложенные прожилковые и штокверковые медноколчеданные ассоциации. Изотопный состав серы и свинца указывает на мантийный источник рудного вещества.

В заключение отметим основные черты данного класса месторождений: 1. Наиболее активно рудоотложение протекало в стадии, когда интенсивность вулканизма резко сокращалась, а глубоководные условия сменялись мелководными. 2. Основная масса руд накапливалась в конце вулканического цикла. 3. Источником медной минерализации были мантийные базальтоидные, а свинцово-цинковой — либо коровые, либо смешанные

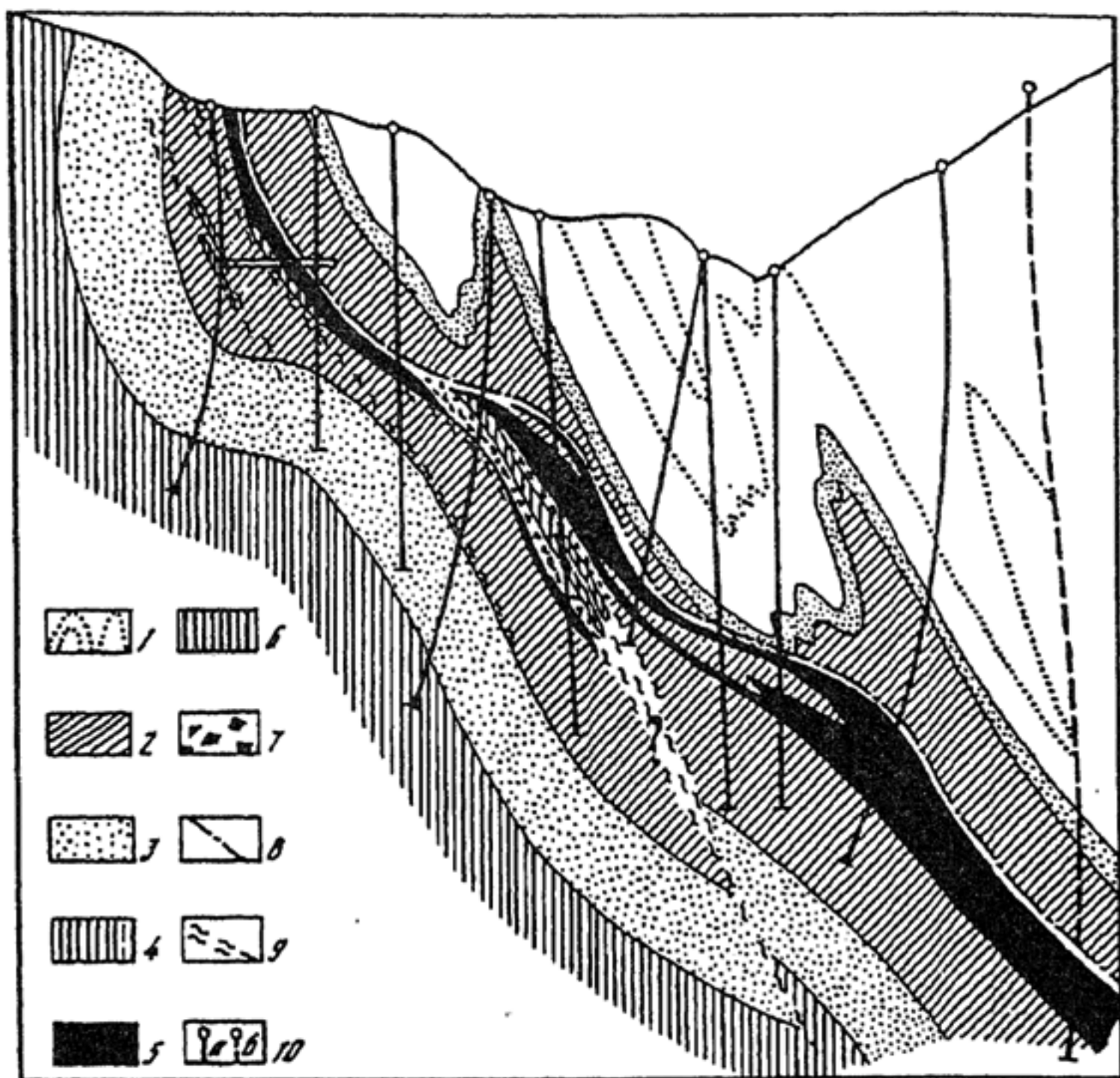


Рис. 35. Геологический разрез центральной части Филизчайского месторождения (по Н.Н.Шатагину и С.А.Сандомирскому).

1 — горизонт аргиллитов с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников, 2 — горизонт монотонных аргиллитов, 3 — средняя пачка песчаников, 4 — нижняя пачка аргиллитов, 5 — полосчатые колчеданно-полиметаллические руды, 6 — пирротиновые руды, 7 — пятнистые пирит-пирротиновые руды, 8 — разрывные нарушения, 9 — кварц-сульфидные прожилки, 10 — буровые скважины: а — лежащие в плоскости разреза, б — не попавшие в плоскость разреза

мантейно-коровые комплексы. 4. По мере усиления степени дифференциации рудовмещающих субмаринных вулканических комплексов натровые вулканиты сменяются калинатровыми.

$PbZnFeS_2$
Катехское

$(Cu)PbZnFeS_2$
Филизчайское

$CuZnFeS_2$
Кац-Дагское

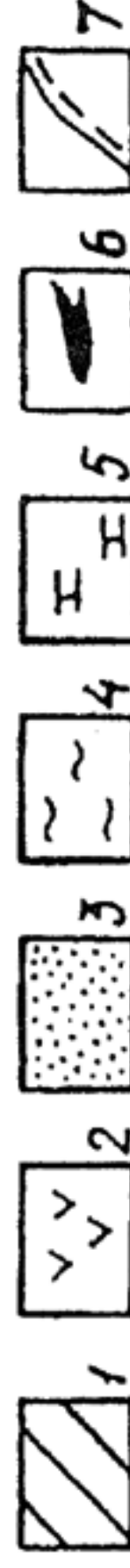
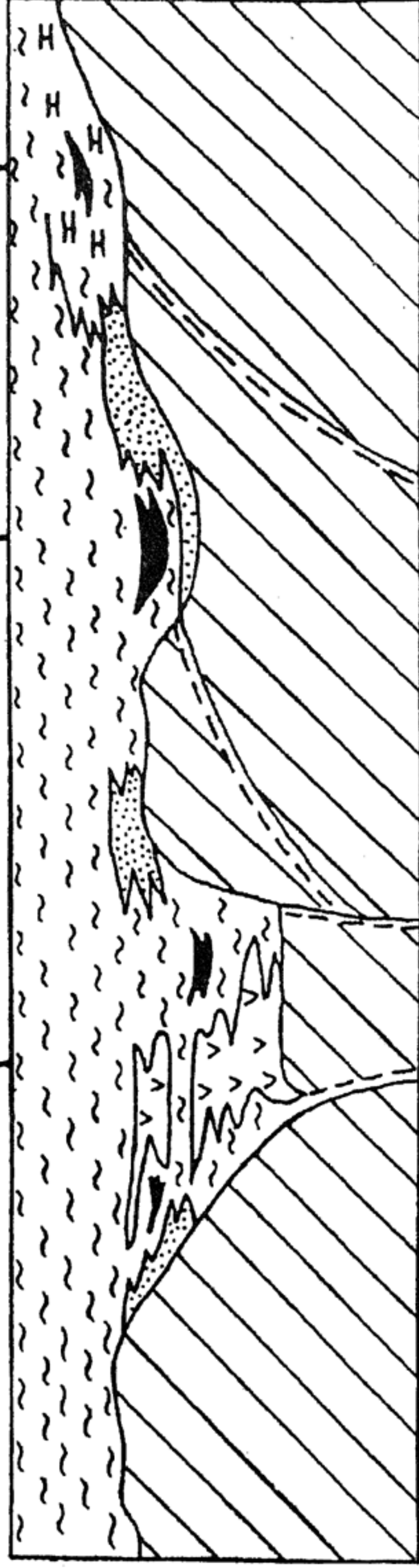


Рис. 36. Обобщенный рудноформационный ряд колчеданно-полиметаллических месторождений в триггенных толщах Большого Кавказа (по Н.К.Курбанову, Э.И.Кутыреву в интерпретации В.Д.Конкина и др.).

1 — комплекс пород основания, 2 — унимодальные вулканические базальтовые формации; породы рудовмещающей углеродистой триггенной флишовой толщи, 3 — углеродистые металавропесчаники, 4 — углеродистые метаалвро-глинистые сланцы, 5 — углеродистые металавроглинисто-карбонатные сланцы, 6 — рудные тела колчеданно-полиметаллического состава, 7 — рудовыводящие разломы

Глава 11. Месторождения выветривания

В данную группу отнесены месторождения, образование которых непосредственно связано с процессами выветривания. Они включают месторождения бокситов (около 95 % мировых запасов), железа, марганца, никеля, кобальта, редких металлов, золота, каолина, апатита, магнезита, талька, барита, цеолитов, монтмориллонита, маршаллита и камнесамоцветного сырья. Часто эти месторождения включают как металлические, так и неметаллические полезные ископаемые.

Подавляющая часть рассматриваемых месторождений связана с процессами выветривания, проходящими в континентальных условиях. Некоторые типы месторождений (бентонитовых глин, цеолитов) обусловлены подводным выветриванием (гальмиролизом).

Условия образования месторождений в корах выветривания

При выветривании ограничены вариации окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных показателей (рис. 37). В этих условиях наиболее устойчивы кварц, мусковит, кислые плагиоклазы и микроклин. Из акцессориев и рудных — хромшпинелиды, топаз, турмалин, циркон, гранаты, золото, платиноиды и др. Неустойчивыми минералами являются основные плагиоклазы, биотит, амфиболы, пироксены, слоистые алюмосиликаты, сульфаты и карбонаты, сульфиды и органическое вещество углей и углеродистых сланцев.

Полезные компоненты, образующиеся в корах выветривания могут накапливаться как непосредственно в них (остаточные месторождения), так и на удалении (переотложенные или инфильтрационные). Последние рассматриваются в группе эпигенетических.

Главными процессами, обуславливающими разложение минералов в коре выветривания являются: окислительно-восстановительные реакции за счет основных потенциал-задающих компонентов (кислорода, серы, железа и углерода); реакции обмена, происходящие из-за изменений состава и кислотно-щелочных условий; гидролиз безводных соединений. Конечными продуктами глубокого химического преобразования минералов в корах

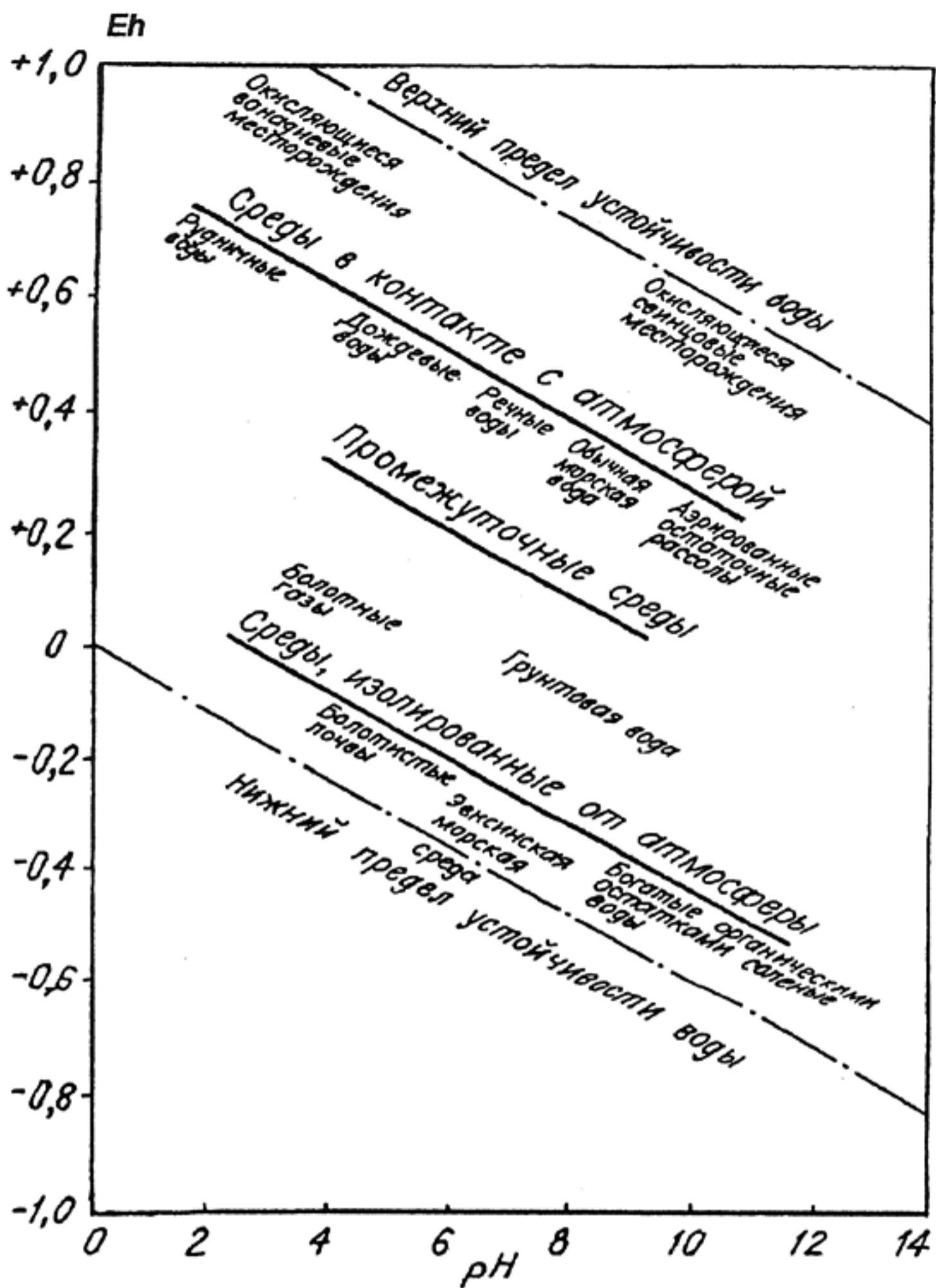


Рис. 37. Примерное положение некоторых природных сред на диаграмме Eh — pH (Гаррелс и Крайст, 1958)

выветривания являются глинистые минералы, простые окислы и гидроокислы.

Кроме них могут формироваться карбонаты, сульфаты, сульфиды, фосфаты (апатит, черчит, вивианит). Все они составляют группу новообразованных минералов и как правило слагают дисперсные фазы.

В зависимости от интенсивности химического выветривания в различных климатических условиях в корах выветривания выделяется от одной до четырех вертикальных зон (рис. 38). Кроме того, принято различать разные профили выветривания (ми-

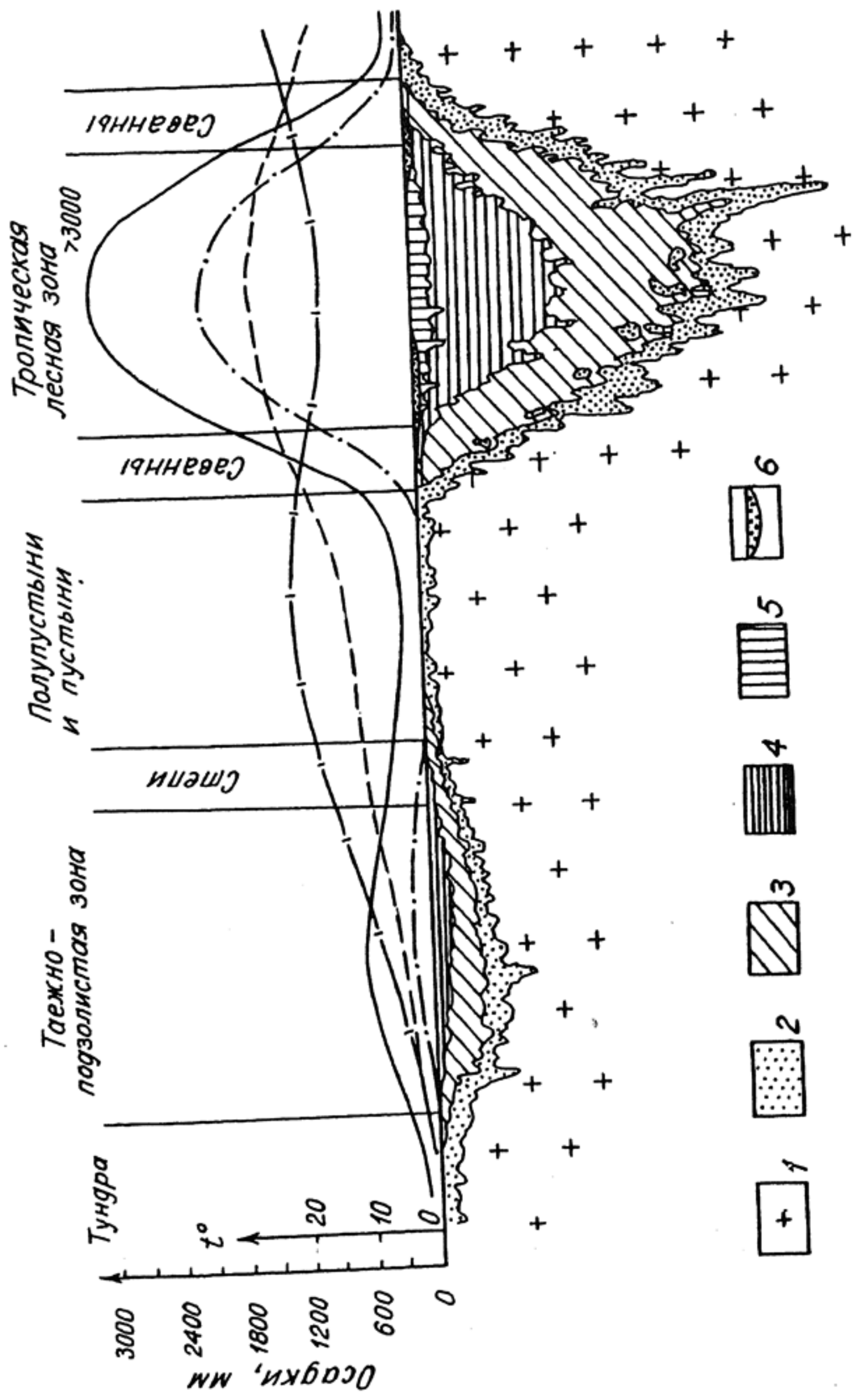


Рис. 38. Схема образования коры выветривания на тектонических неактивных площадях (по Н.М.Страхову, 1963).
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически мало измененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделитовая зона; 4 — каолиновая зона; 5 — охры, окислы алюминия; 6 — панцирь, окислы железа и алюминия

неральные типы кор выветривания), которые в целом соответствуют вертикальным зонам (снизу вверх):

1) гидрослюдистый или насыщенный сиалитный, в котором широко распространены гидрослюды, гидрохлорит, бейделлит и монтмориллонит, ассоциирующие с остаточными скоплениями кремнезема;

2) глинисто-каолиновый или ненасыщенный сиалитный, в составе которого типичны каолинит, галлуазит, нонтронит, кварц; характерен вынос кремнезема, в ряде случаев вынос алюминия и железа, при котором образуется кремнистая глиноподобная порода — литомарж;

3) латеритный или алитный, характеризующийся почти полным выносом кремнезема и концентрацией простых гидроокислов алюминия (гиббсит, гидроаргиллит, бемит, диаспор), железа (лимонит, гидрогетит) и титана (лейкоксен).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В корах выветривания распространены сорбционный, окислительно-восстановительные, кислотнo-щелочные, в меньшей мере механический и испарительный геохимические барьеры. На окислительном барьере могут накапливаться руды железа, марганца, меди, ванадия, селена, церия, на восстановительном — урана, меди, ванадия. При изменении кислотнo-щелочных условий и в результате реакций обмена концентрируются никель, кобальт, бериллий, молибден, серебро, частично золото, образуются магнезит, барит, апатит, целестин, стронцианит. Сорбционные концентрации характерны для радия, урана, лития и редких земель. Испарительный барьер действует в пустынных условиях, где могут накапливаться уран, радий и ванадий. Механическим путем в результате гравитационных просадок возможны концентрации золота, платиноидов, касситерита тантало-ниобатов и других тяжелых устойчивых полезных компонентов.

Большое значение при перераспределении вещества в корах выветривания имеет органическое вещество. Его роль в формировании полезных ископаемых в корах выветривания следует рассматривать в трех аспектах: деятельность микроорганизмов; значение органо-минеральных соединений; сорбционно-геохимические свойства.

Микробиальная деятельность обуславливает большую скорость биохимических реакций, в результате которых создается концентрация потенциал-задающих веществ. При образовании месторождений наиболее значимы бактерии из цикла серы, углерода, водорода, азота и железобактерии.

Органоминеральные соединения включают сложные металл-органические комплексы: соединения металлов с радикалами гуминовых, фульвиевых кислот, бензолов и др. Эти комплексы отличаются высокой устойчивостью в широком диапазоне Eh—pH и могут способствовать интенсивному выщелачиванию таких компонентов как уран, ванадий, редкие земли, бериллий, возможно золото. Благодаря высокими сорбционными свойствам органического вещества могут накапливаться радий, уран, торий, молибден, бериллий, германий и др.

Кроме того, высокие концентрации органического вещества обуславливают восстановительные условия. Часто они сопровождаются и скоплениями сероводорода.

ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Характерными чертами месторождений, сформированных в результате процессов выветривания являются:

- связь с влажным и жарким климатом;
- приуроченность месторождений к эпохам выравнивания;
- локализация месторождений в определенных зонах вертикального разреза кор выветривания;
- преимущественно плащеобразная форма рудных тел;
- слабая сцементированность вмещающих пород, рыхлые, пористые, цементные, каркасные текстуры, колломорфные и тонкодисперсные структуры руд.

В жаркой гумидной обстановке процессы перераспределения вещества происходят наиболее интенсивно. Следует отметить, что скорость химических реакций при росте температуры на 10 градусов увеличивается в 2—4 раза. Высокая влажность и положительные среднегодовые температуры способствуют мощному развитию растительно-животного и почвенного покрова и глубокому распространению органического вещества, обогащающего подземные воды. Это определяет высокую интенсивность биохимического выветривания.

Наиболее крупные и многочисленные месторождения рассматриваемого класса встречаются в геологических формациях, образованных в глобальные эпохи развития интенсивного химического выветривания. Согласно данным В.П.Петрова, Ю.А.Бурмина и других исследователей выделяются архей-протерозойские, палеозойский, мезозойский и кайнозойский циклы образования мощных кор выветривания. Они состоят из ряда эпох, в частности в фанерозое выделяются девонская, поздний триас-раннеюрская, раннемеловая и олигоцен-миоценовая эпохи.

Поэтапное развитие интенсивных кор выветривания связывают с эпохами глобальных потеплений и широкого распространения тропического климата. Последнее подтверждается неравномерным распределением концентраций в атмосфере кислорода, углекислого газа и средних температур поверхности Земли (рис. 39, 40).

В историческом плане важно отметить чередование эпох аридного и гумидного климата. При этом резко различается состав грунтовых вод. В аридных условиях они более минерализованные и, как правило, щелочные в гумидных более пресные и кислые. Соответственно при смене климатических обстановок могут формироваться гидрогеохимические условия благоприятные концентрации, растворению или консервации тех или иных полезных компонентов. Так например, в аридных условиях за счет окисления и высокой щелочности грунтовые воды обогащаются растворимыми соединениями урана и ванадия, которые выносятся из кор выветривания. В гумидных условиях миграция этих компонентов в корах выветривания незначительна.

Широкое распространение кор выветривания было обусловлено затуханием дифференцированных блоковых движений земной коры и высокого стояния континентов. Эти обстоятельства, в свою очередь, послужили причинами выравнивания обширных континентальных территорий. Последнее отчетливо фиксируется синхронными региональными поверхностями несогласия в осадочных разрезах. Поэтому часто образования кор выветривания залегают в основании осадочного чехла.

Одной из ярких особенностей рассматриваемых месторождений является их приуроченность к определенным вертикальным горизонтам (зонам) кор выветривания, соответствующего профиля.

С кора́ми гидрослюдистого профиля, которые непосредственно залегают на дезинтегрированных коренных породах (структурном элювии), связаны лишь элювиальные россыпи, расположенные в нижних горизонтах этих кор.

В более проработанных образованиях каолин-гидрослюдистого профиля находятся месторождения глин и каолинита. Последние развиваются по кислым магматическим породам и слагают мощные плащевидные залежи, занимающие верхние части разрезов (рис. 41). Если выветриванию подвергаются кремнистые породы, то возможно образование маршаллита. В некоторых случаях с глинисто-каолиновым профилем связаны месторождения фосфоритов, магнезита и бирюзы.

С латеритными кора́ми связаны все важнейшие месторождения, прежде всего бокситовые. В наиболее типичном случае бокситовые залежи представляются панцирными залежами, за-

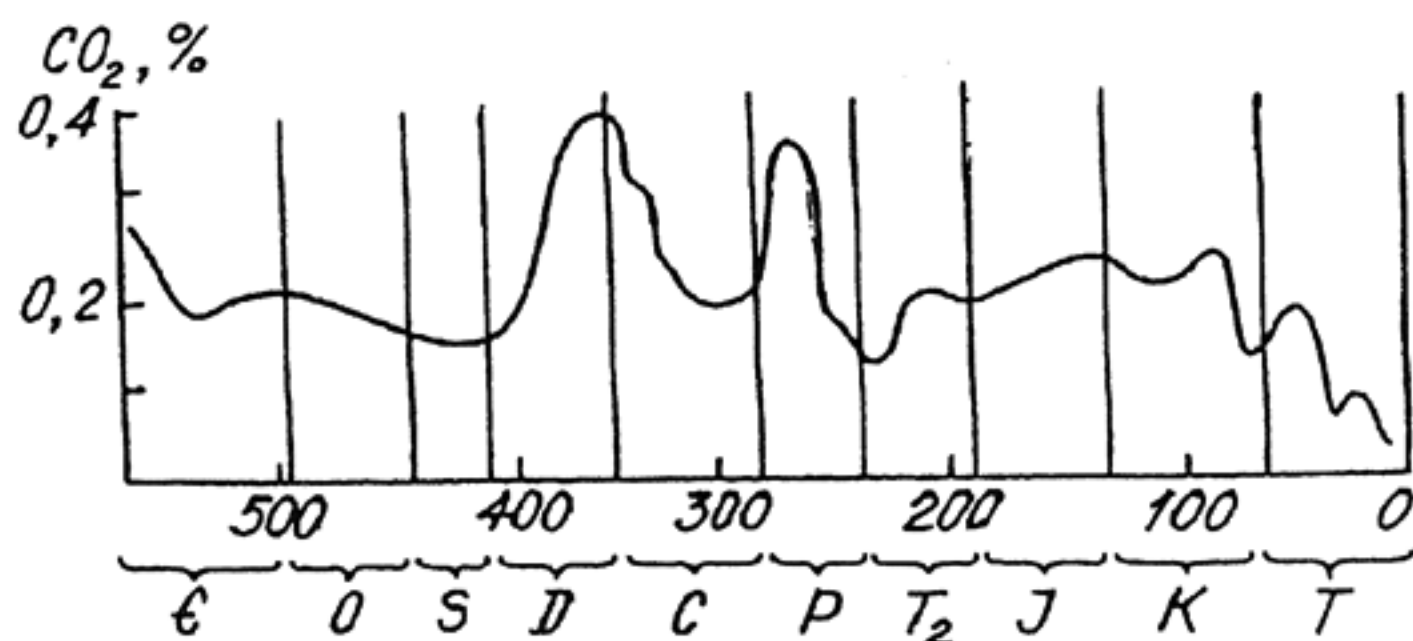
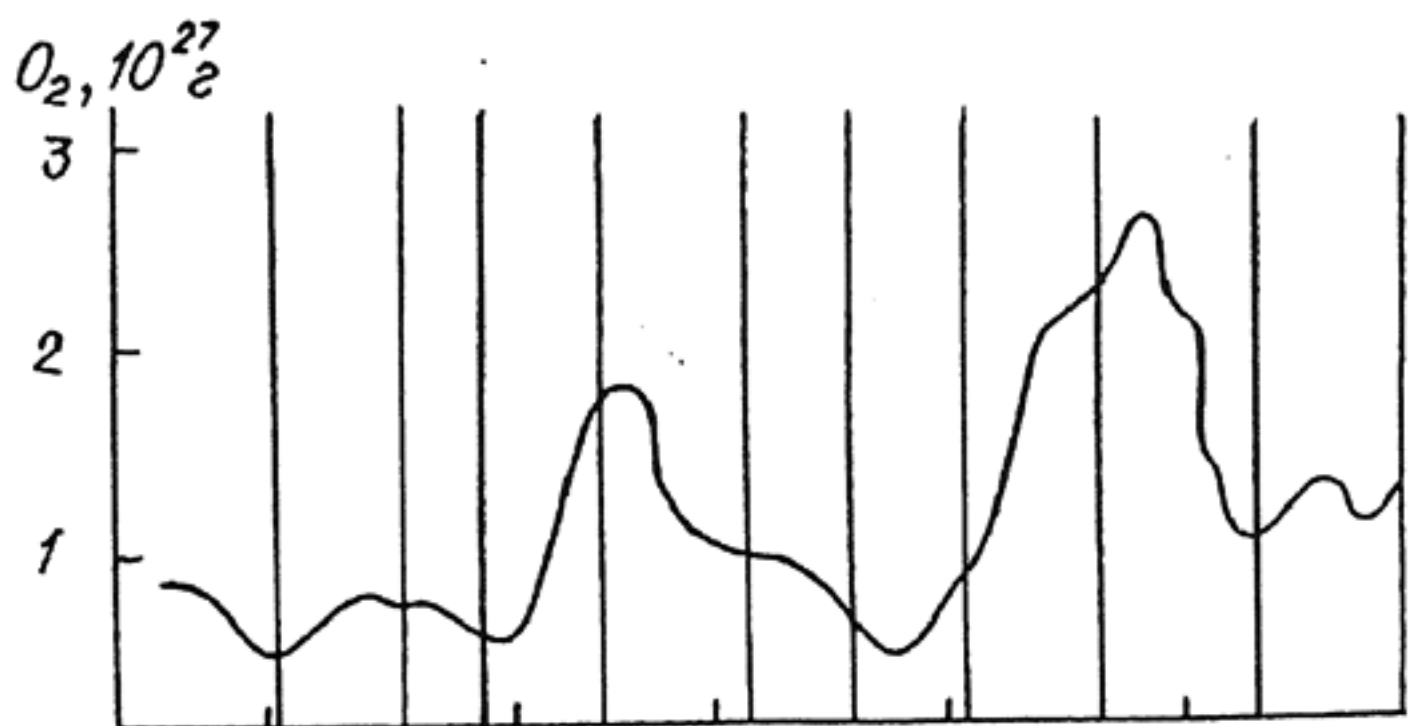


Рис. 39. Изменения содержания кислорода и углекислого газа в атмосфере на протяжении фанерозоя (Будыко и др., 1985; Бугельский и др., 1990)

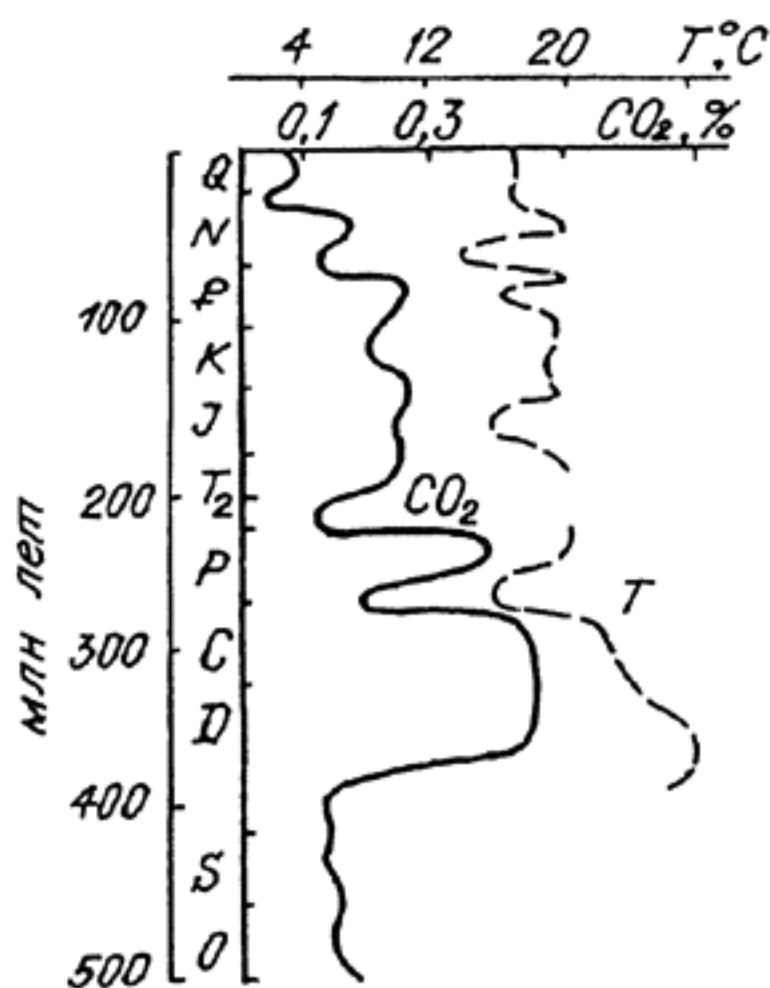


Рис. 40. Средние температуры земной поверхности и содержания углекислого газа в атмосфере в фанерозое (Ясаманов, 1982; Бугельский, 1990)

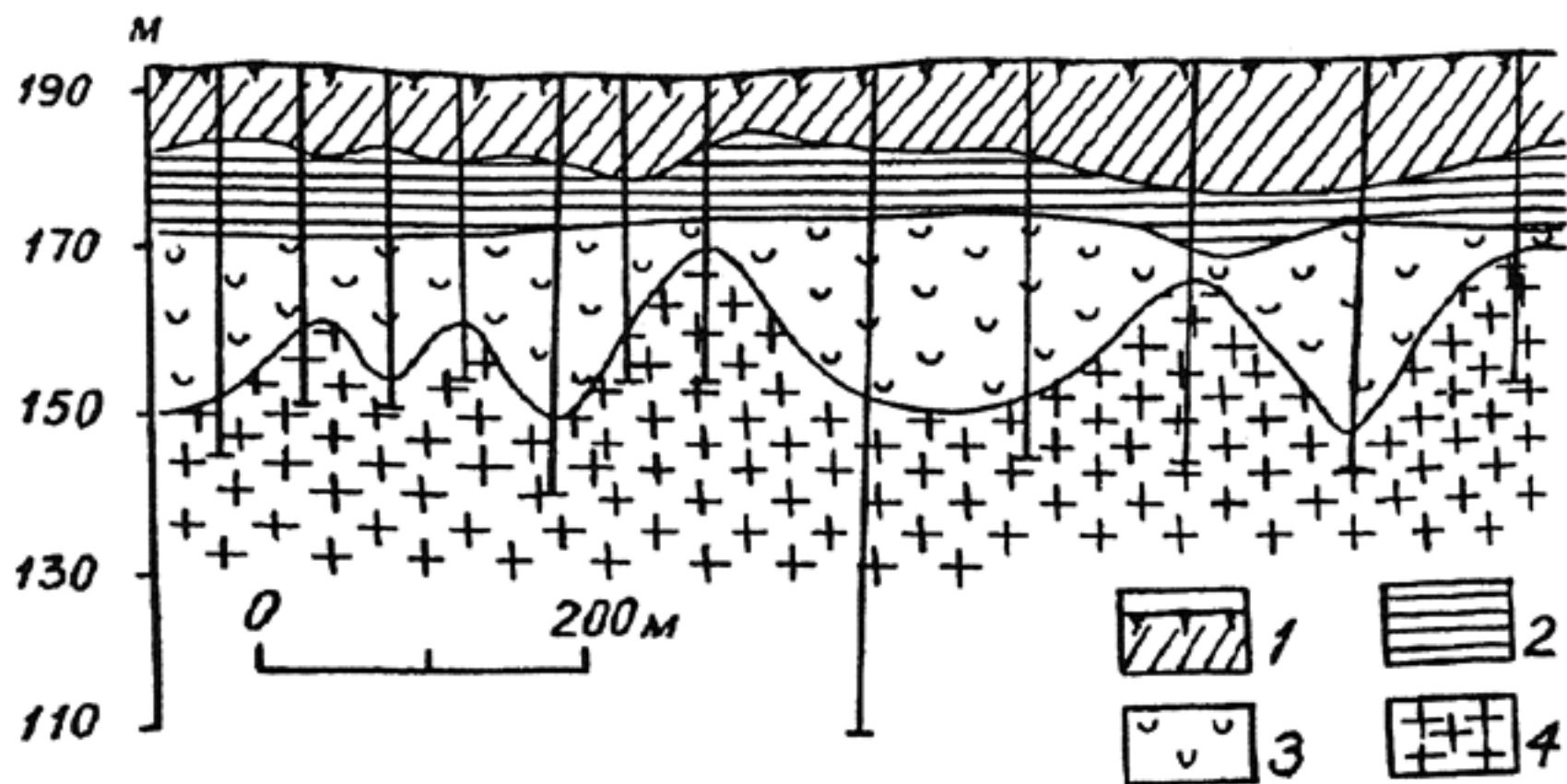


Рис. 41. Схематический разрез Вершинной залежи каолина Глуховецкого месторождения (Украина) (по В.И.Сивоконю).

1 — суглинки; 2 — глины; 3 — каолин; 4 — выветрелые граниты, гнейсы и мигматиты

нимающими самые верхние горизонты кор выветривания. С латеритами, развитыми по ультрабазитам, ассоциируют кобальт-железо-никелевые месторождения. В этом случае различные по составу руды стратифицируются, охватывая почти всю кору выветривания.

В этом случае рудные тела повторяют форму тех или иных горизонтов кор выветривания и подразделяются на площадные, комбинированные и линейные. Первые наиболее распространены и составляют основные запасы на месторождениях. Вторые также часто встречаются и являются комбинацией плащевидных горизонтов кор с крутопадающими зонами, распространенными вдоль разломов и зон трещиноватости. Наиболее ярким примером месторождений со сложной формой рудных тел являются лимонитизированные железорудные залежи месторождений района КМА (рис. 42).

В особый морфологический тип выделяются месторождения, связанные с корами выветривания и карстовыми образованиями. Они представлены ветвящимися рудными телами, повторяющими неровную поверхность закарстованных карбонатных пород и контактов карбонатных и алюмосиликатных пород.

Для руд характерны землистые, каркасные, ячеистые и пористые текстуры. Структуры руд колломорфные, часто микрoзернистые и скрытокристаллические. Строение минеральных рудных агрегатов устанавливается при очень больших увеличени-

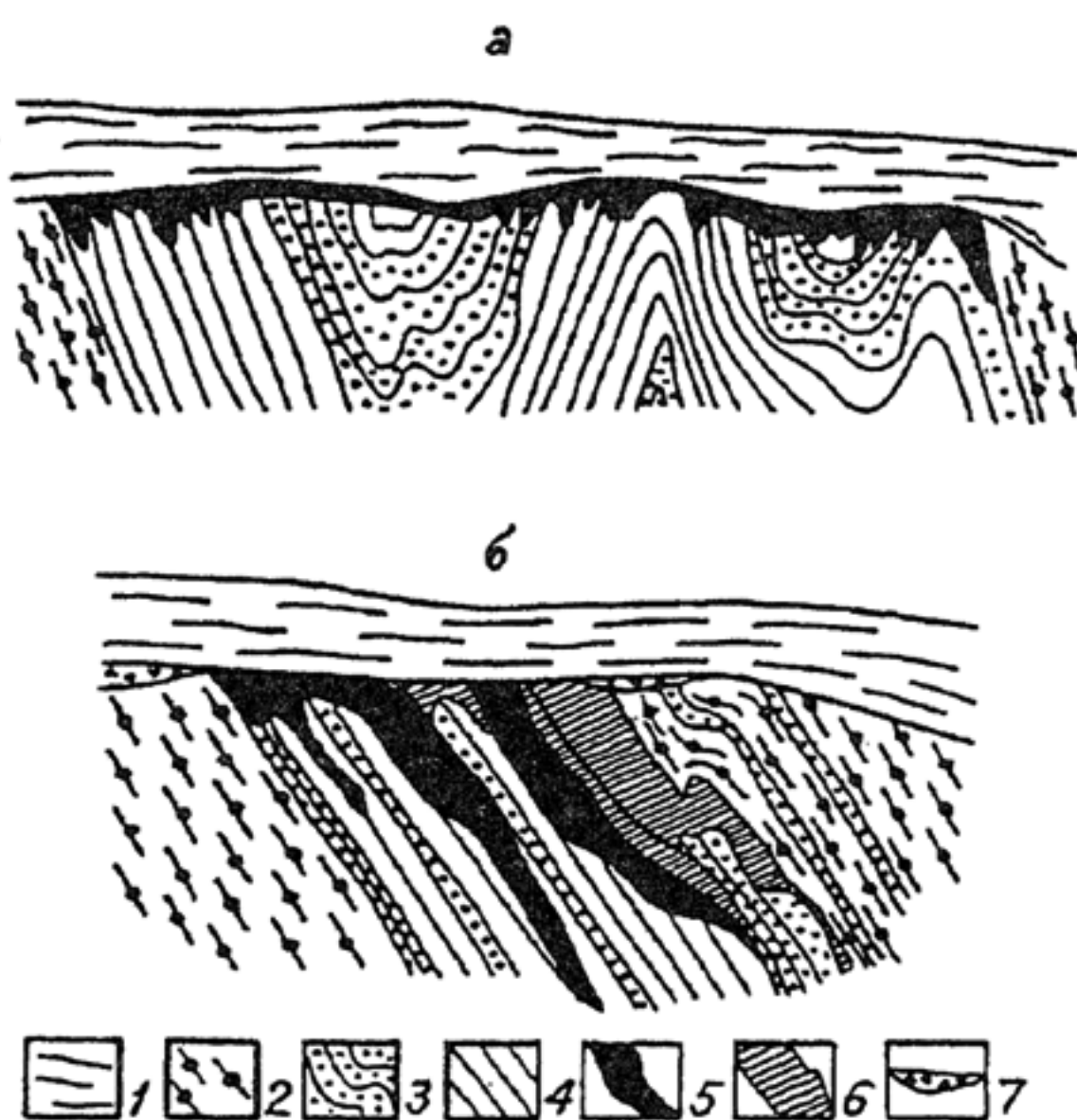


Рис. 42. Месторождения богатых железных руд в площадных и линейных корах выветривания (Белгородский район КМА) (Железисто-кремнистые формации, 1989).

Разрезы месторождения: *a* — Михайловского, *б* — Яковлевского: 1 — осадочные породы фанерозоя; 2 — филлиты, алевролиты докембрия; 3 — куммингтонит-магнетитовые кварциты; 4 — магнетит-гематитовые (железнослюдковые) кварциты; 5 — богатые мартит-железнослюдковые руды; 6 — богатые дисперсно гематитовые и гидрогетитовые руды; 7 — переотложенные руды

и зачастую с применением электронного микроскопа и микронзонда.

ПРЕДПОСЫЛКИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Совокупность благоприятных условий образования месторождений в корах выветривания можно разделить на две группы. Первая группа включает предпосылки образования мощных и интенсивно развитых кор. Она включает, рассмотренные выше проявления тропического климата, приуроченность к глобальным эпохам выветривания, каолин-гидрослюдистые и латеритные профили выветривания. Вторая группа объединяет ряд дополнительных условий: состав исходных пород; определенный тектонический режим; непленезированный рельеф; активный водообмен и глубокие уровни грунтовых вод; длительность формирования.

Состав исходных пород во многом определяет вид минерального сырья, месторождения которого могут образоваться в корах

выветривания. Благоприятным фактором считается широкое распространение пород, изначально обогащенных теми или другими полезными компонентами (табл. 6).

Как видно из табл. 6, благоприятными для формирования месторождений могут быть типы пород, их определенные разновидности, метасоматиты и руды. Некоторые исследователи в качестве важного фактора считают проявления синхронного вулканизма, в частности вулканического пепла. Действительно вулка-

Таблица 6

Связь первичных пород и полезных ископаемых, сформированных в корях выветривания по ним

Исходные породы	Полезные ископаемые	Примеры месторождений
Богатые глиноземом базальты, щелочные породы и кристаллические сланцы Ультрабазиты	Бокситы Ni, Co, Fe Магнезит Ильменит	Боке (Гвинея) Майари (Куба) Халиловское (Россия) Волынское (Украина)
Габбро-анортозиты Железистые кварциты	Fe	Михайловское (Россия)
Гондиты, марганцевоносные метаморфические сланцы Лейкократовые граниты	Mn	Постмасбургское (ЮАР)
Карбонатиты Редкометалльные щелочные граниты Золотоносные колчеданные месторождения и березиты	Каолин Nb, Zr, TR Ta, Nb, Th Au	Васильковское (Казахстан) Араша (Бразилия) Плато Джос (Нигерия) Майкаин (Казахстан)
Оталькованные доломиты и кремнисто-известковые породы Фосфоритоносные доломиты	Тальк и маршаллит Фосфорит	Алгуйское (Россия) Телское (Россия)
Содержащие фосфор и медь пиритоносные черные сланцы	Бирюза	Бирюзокан (Узбекистан)

нический пепел и стекло по сравнению с другими породами наиболее легко разлагаются в условиях гипергенеза и могут поставлять большие количества полезных компонентов. В частности так можно объяснить происхождение бокситов на рифовых известняках.

Для формирования месторождений в карстовых и линейных корах выветривания необходимыми предпосылками являются неоднородное строение исходных породных ассоциаций и контактные зоны пород разного состава. Так для месторождений золота благоприятны контакты известняков и алюмосиликатных пород.

Тектонический режим. Формированию месторождений способствуют режимы длительных устойчивых поднятий в геотектонически стабильных блоках земной коры.

В этой связи закономерно расположение районов месторождений на щитах древних платформ, в срединных и консолидированных массивах складчатых областей. Эти же обстоятельства определяются временной связью месторождений с эпохами квазиплатформенных и посторогенных крупно-блоковых вертикальных положительных движений.

Относительная тектоническая стабильность предопределяет большую длительность образования кор и месторождений в них. В.П.Петров оценивает продолжительность формирования 100-метровой коры в 1 млн лет. В обзоре Кукала (1983) приведено время перехода гранита в каолинит и далее в гиббсит соответственно от 41 до 225 тыс. лет в зависимости от разных климатических условий.

Длительность накопления гипергенных руд в корах определяется примерным равенством скоростей прохождения физико-химических и биохимических реакций растворения и минералообразования скоростям поднятия блоков земной коры при меньшей скорости эрозии.

Минимальный объем эрозии сформированных кор выветривания или условия их неглубокого захоронения являются необходимыми условиями сохранности месторождений. Это определяется тектоническими движениями пострудных эпох. Последние должны быть инверсионными со сменой знака на отрицательные и малоамплитудными.

Геоморфологические и гидрогеологические условия. Мегарельеф складчато-глыбовых и глыбовых средних гор, низкого плоскогорья, высокохолмистых плато и цокольных равнин является наиболее благоприятным для образования месторождений, поскольку обуславливает максимальную глубину проникновения грунтовых вод.

Плоские водоразделы обуславливают также минимальную денудацию образующегося элювиального материала, который происходит вдоль эрозионной сети. Вместе с тем в этих условиях отмечается интенсивный дренаж и необходимый вынос растворимых соединений грунтовыми водами.

В схематическом виде гидрогеологические условия при образовании кор показаны на рис. 43. Выделяются три гидродинамические зоны — аэрации, полного насыщения с активными водообменом и полного насыщения с пассивным водообменом. Наибольшая эффективность процессов выветривания и рудообразования происходит в верхней зоне аэрации. Воды этой зоны в гумидном климате являются кислыми и обогащены кислородом. Вблизи уровня грунтовых вод они становятся нейтральными, ниже щелочными и восстановительными. Таким образом, вблизи уровня грунтовых вод чаще всего формируются геохимически барьерные обстановки и происходит рудонакопление.

Максимальная проработка грунтовыми водами горных пород отмечается в краевых частях пенепленов, приближенных к

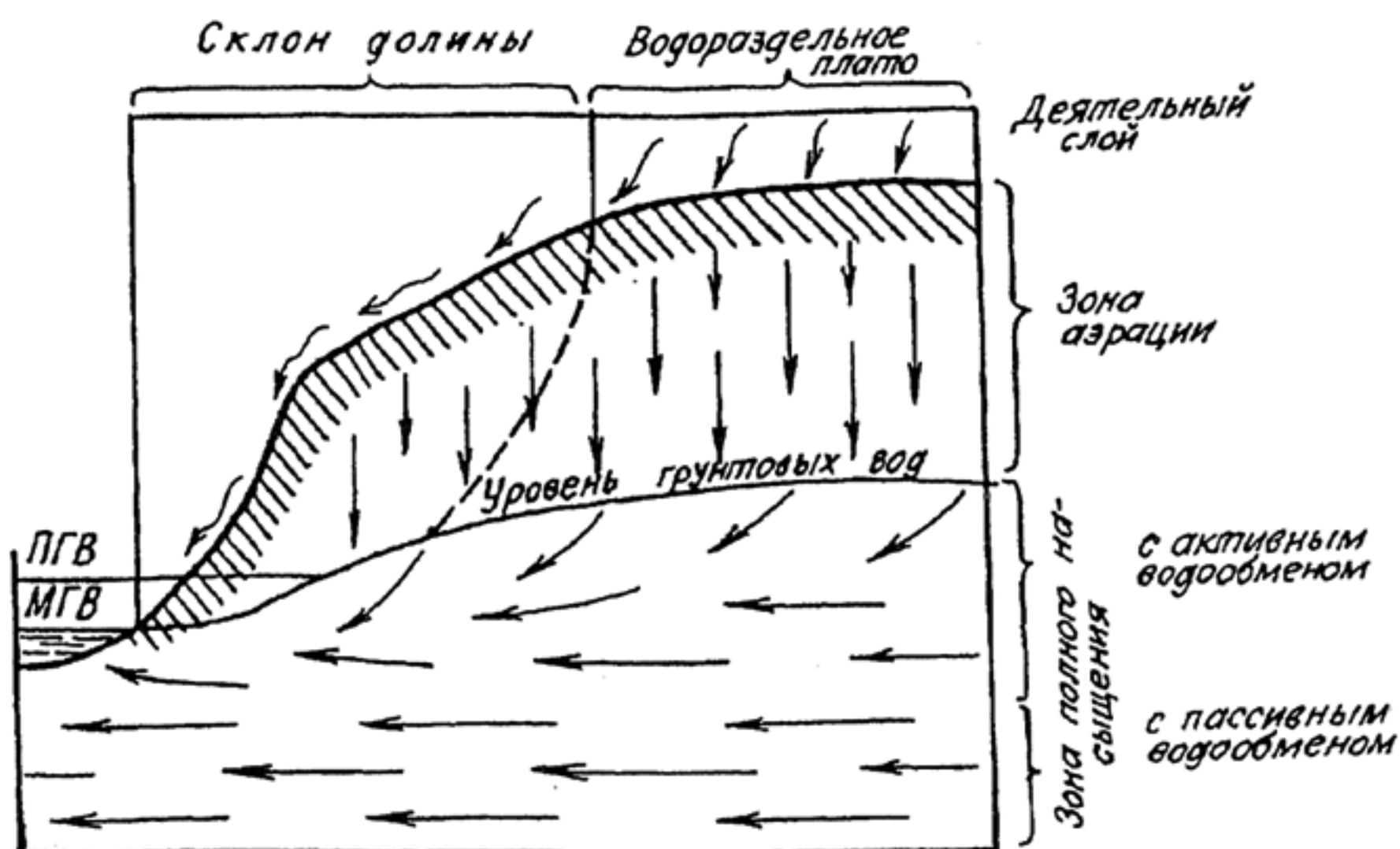


Рис. 43. Схема циркуляции грунтовых вод в благоприятных условиях инфильтрации атмосферных осадков (по В.И.Смирнову).

МГВ — меженный горизонт речной воды, ПГВ — паводковый горизонт речной воды

аккумулятивным равнинам. В макрорельефе это должны быть придолинные участки плоских водоразделов.

Типы рудных формаций. Согласно представлениям ряда авторов (Бутельский и др., 1990, Петров, 1967, Смирнов, 1989, Романович, 1992, Ли, 1983, Синяков, 1987 и др.) рассматриваемые месторождения можно объединить в несколько рудных формаций:

- латеритных и карстовых бокситов;
- железо-кобальт-никелевая в серпентинизированных гипербазах;
- редкометальных и редкоземельных выветрелых карбонатов и щелочных гранитов;
- золотоносных контактных и карстовых кор выветривания;
- каолиновая в выветрелых гранитах;
- мартитовая в выветрелых железистых кварцитах;
- окисных марганцевых руд в выветрелых марганцевоносных метаморфических породах.

К второстепенным рудным формациям следует отнести месторождения ильменита, камнесамоцветного сырья (бирюзы, малахита, хризопраза и др.), магнезита-капустника, талька, барита, маршаллита и фосфоритов.

Гипергенные изменения месторождений

Выделяется два типа преобразования месторождений в гипергенезе — морфологическое с существенными вариациями формы и элементов залегания рудных тел и физико-химическое с глубокими изменениями минерального состава и качества руд. Поскольку в составе руд часто имеются скопления весьма активных в зоне гипергенеза соединений серы, углерода, железа, меди, ванадия, мышьяка и других элементов, то интенсивные проявления кор выветривания на месторождениях получили собственное наименование — зоны окисления месторождений.

Морфологические изменения во многом являются механическими. Таким воздействиям подвергаются лишь месторождения, рудные залежи которых выходят на дневную поверхность.

Выделяется пять типичных случаев морфологического изменения рудных тел месторождений в приповерхностных условиях: изменение элементов залегания плитообразных тел, выходящих на крутом склоне; уменьшение мощности жил, обусловленное растворением рудных минералов; увеличение мощности рудных жил или за счет увеличения объема более рыхлой окисленной части жил, или за счет развала кварцево-жильного материала; образование отрицательных или положительных форм в рельефе в

зависимости от соотношения прочности руд и вмещающих пород.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как и при выветривании для глубокой переработки руд и развития зон окисления месторождений благоприятными являются: влажный жаркий климат, медленные поднятия, интенсивный водообмен грунтовых вод, хорошая проницаемость рудных тел, скопления химически и биохимически активных компонентов. Последний фактор при прочих равных условиях определяет разнообразие таких зон. Исходя из первичного состава руд зоны окисления резко отличаются на сульфидных, медных, полиметаллических, урановых, золото-, серебро-, мышьяк-, фосфор- и ванадий содержащих месторождениях, залежах серы, каменных солей, угля, битуминозных пород и др.

При этом ведущими агентами являются: образующаяся за счет окисления сульфидов или серы серная кислота; формирующаяся за счет преобразования органических веществ угольная и органические кислоты; присутствующие в подземных водах анионы хлора и фтора; развивающиеся при наличии исходных концентраций ванадиевая, фосфорная и мышьяковая кислоты; скопления аэробных и анаэробных бактерий и продуцируемых ими твердых, жидких и газообразных соединений; появление электрического потенциала между сульфидами и окисленными образованиями и соответствующих электрохимических реакций; появление локальных радиационных, тепловых и магнитных полей. Сочетание этих агентов обуславливает резкие изменения по вертикали окислительно-восстановительных, кислотно-щелочных параметров и сорбционных свойств среды, что приводит к растворению и выщелачиванию одних компонентов руд и концентрации на геохимических барьерах других.

Строение и состав зон окисления металлических месторождений

В.И.Смирнов выделил четыре группы металлических месторождений по особенностям развития зон окисления: неизменяющиеся и слабо изменяющиеся; с изменениями минерального состава без выноса металла; с изменением минерального состава и выносом металла; с накоплением металлов.

В наиболее характерном случае гипергенных преобразований колчеданных залежей зона окисления разделяется на ряд вертикальных подзон (сверху вниз): бурых железняков; баритовой сыпучки; пиритовой сыпучки. В зависимости от климатических условий в подзоне бурых железняков могут появляться

сульфаты, включая ярозит, а в подзоне баритовой сыпучки — галогениды. Такое строение соответствует закономерной смене более окисленных и гидратизированных соединений железа на сульфатные и ниже сульфидные (рис. 44).

Если для железа в подзонах окисления имеют место только изменения его форм, то для меди отмечаются значительные изменения содержания. Образование закономерно сменяющих друг друга сверху вниз подзон выщелачивания, вторичных богатых окисных и вторичных богатых сульфидных руд соответствует изменениям Eh-pH условий и формам нахождения медных соединений.

Приведенный пример строения зоны окисления имеет принципиальное значение и для других разновалентных элементов (серебро, уран, ванадий), физико-химические особенности которых принципиально сходны. Им свойственны относительно подвижные окисные формы и трудно растворимые восстановительные. Кроме того, эти элементы могут выпадать из кислых растворов в окислительной среде в виде гидроокислов (например, урана — скупит и беккерелит) и сложных солей с анионообразующими элементами (урановых слюдок, кераргирита, ванадатов железа, свинца, цинка, меди и урана).

При окислении золотоносных сульфидных руд могут получаться вторичные его концентрации. Если в первичных образованиях было относительно крупное золото размером более 100 мкм, то оно может гравитационно просаживаться и накапливаться на механическом барьере в нижней части зоны окисления. Если же золото было тонкодисперсно распределено в сульфидах, то при их разложении оно может переходить в коллодные или истинные растворы и осаждаться на кислотнo-щелочных и сорбционном барьерах. В этих случаях содержания золота могут возрасти в несколько раз. Такие концентрации золота фиксируются под зоной полного окисления в кремнисто-гипсовой сыпучке при окислении золотоносных колчеданных руд и на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород, где действует барьеры изменения pH. Часто концентрации золота отмечаются в глинистых образованиях кор выветривания.

При развитии зон окисления по залежам полиметаллических сульфидных руд, локализованных в карбонатных породах, происходит разделение вторичных концентраций свинца и цинка. Так, на Турланском месторождении присутствуют смитсонитовые и церусситовые рудные тела (рис. 45). Дело в том, что образующиеся в зоне окисления сульфаты цинка лучше растворимы, чем

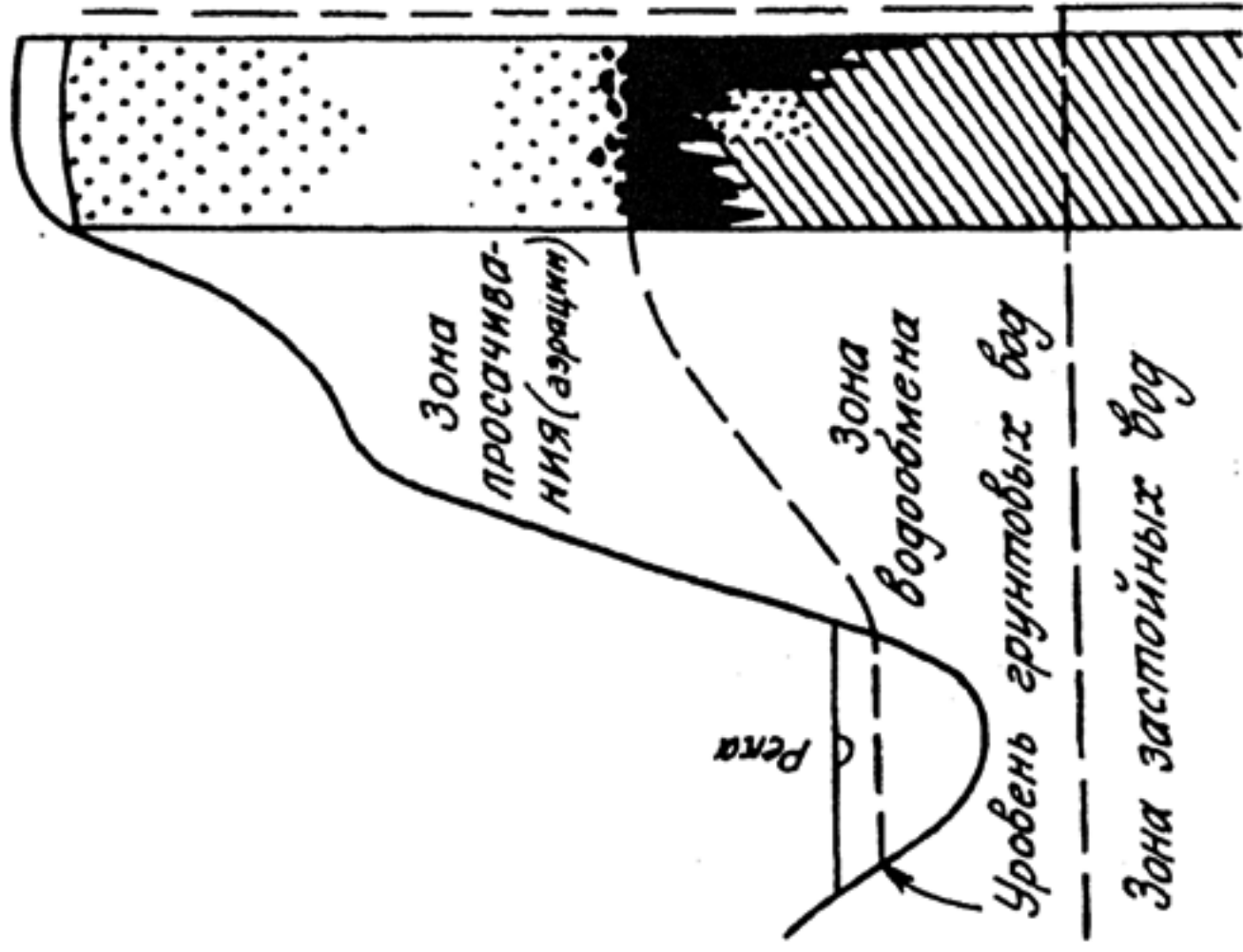
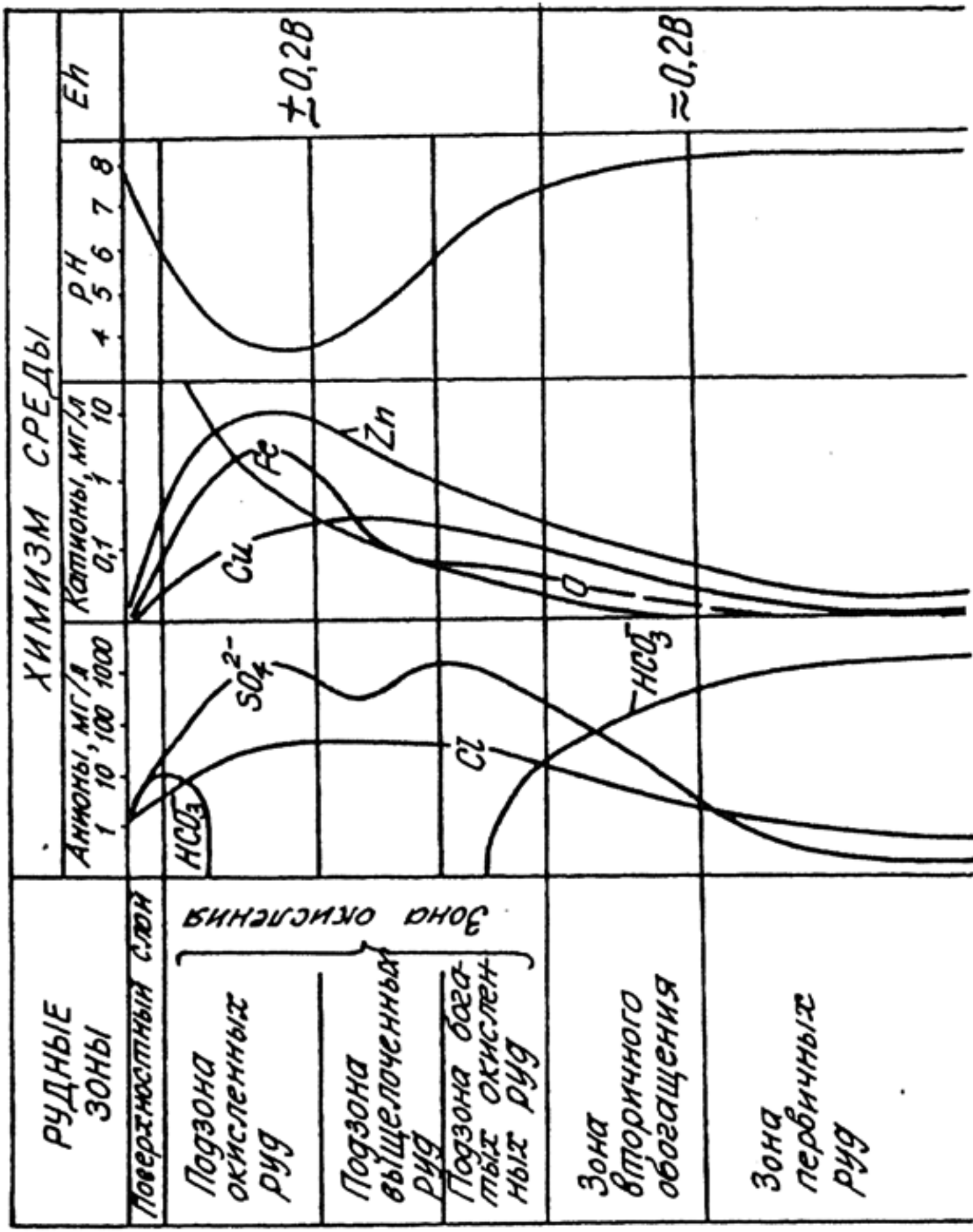


Рис. 44. Схема соотношения измененной части рудного тела и зон циркуляции приповерхностных вод среди пород равной проницаемости в поперечном разрезе речной долины с показом химической эволюции среды вторичного рудообразования (по В.И.Смирнову с дополнениями)

сульфаты свинца. Поэтому обогащенные цинком растворы шире распространяются грунтовыми водами, а при их последующей нейтрализации в карбонатной среде формируются стратиформные карбонатные руды цинка.

В целом важно отметить, что резкие изменения состава грунтовых вод отмечаются вблизи их уровня. В процессе образования зон окисления уровень грунтовых вод закономерно понижается и все новые объемы руд попадают в приповерхностные условия. Следовательно, в реальных наблюдаемых зонах окисления отражаются полистадийные образования. Часто минералы,

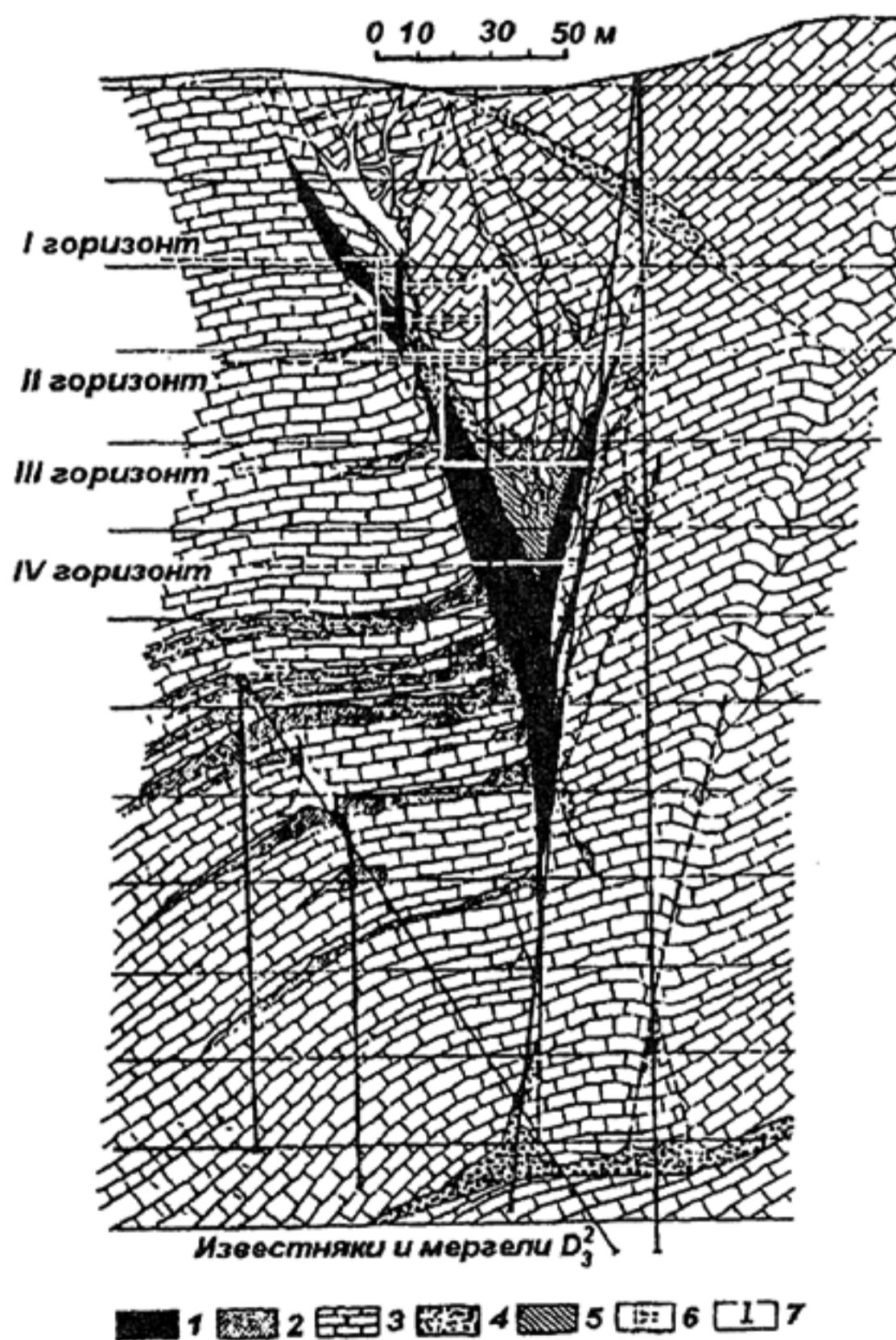


Рис. 45. Соотношение залежей вторичных свинцовых и цинковых руд на месторождении Турпан (по И.Князеву):

1 — церусситовая руда; 2 — смитсонитовая руда; 3 — известняки и доломиты; 4 — горные выработки; 5 — брекчии; 6 — глины; 7 — буровые скважины

характеризующие разные термодинамические условия находятся совместно, формируя текстуры пересечения и замещения.

Особенности окисления неметаллических месторождений

По устойчивости в гипергенезе месторождения неметаллов подразделяются на три группы: не изменяющиеся, изменяющиеся слабо и существенно.

Типичными являются гипергенные изменения на солянокупольных месторождениях каменной соли. Здесь над ними развивается так называемый кепрок, в котором отмечается несколько вертикальных зон. Самая верхняя из них сложена глинистым остатком от растворения солей небольшой (несколько метров) мощностью. Ниже располагается зона карбонатных пород с нарушенным залеганием мощностью десятки метров. В прикровельной части известняков могут быть распространены битумы и небольшие залежи нефти. В приподошвенной их части встречаются линзы с вкрапленностью самородной серы. Под карбонатными породами развиты ангидриты и гипсы, непосредственно покрывающие залежь каменной соли. Характерно, что нижняя граница гипсов субгоризонтальная и отражает положение уровня грунтовых вод, в связи с этим она получила название "соляного зеркала" (рис. 46).

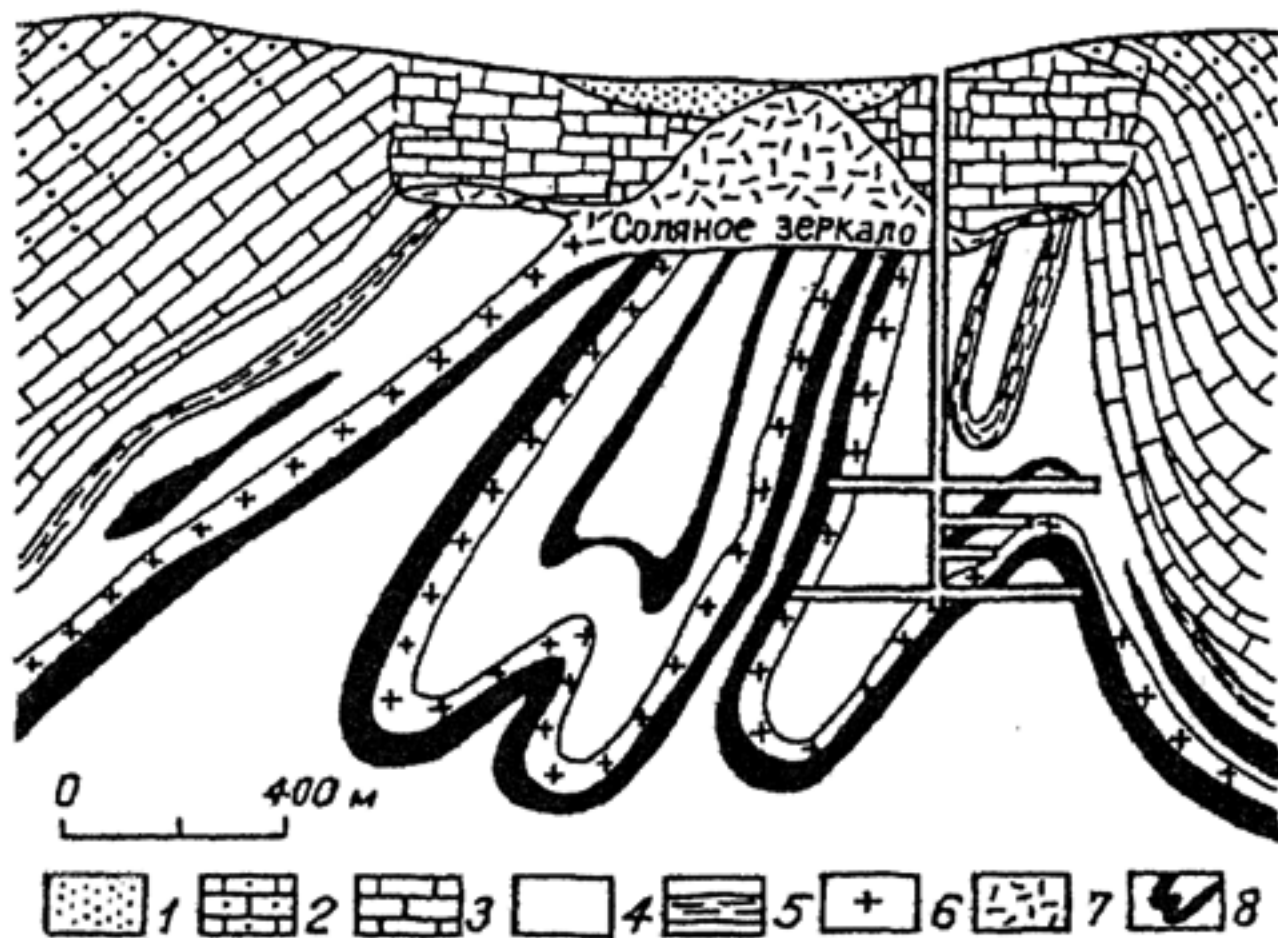


Рис. 46. Разрез соляной антиклинали Хильдесхайм. Южно-Ганноверская впадина (по Е.Фульда):

1 — четвертичные отложения; 2 — средний пестрый песчаник; 3 — нижний пестрый песчаник; 4 — каменная соль; 5 — красная соленосная глина; 6 — главный ангидрит и серая соленосная глина; 7 — гипсовая шляпа; 8 — калийные соли

Вопросам физико-химии окисления рудных месторождений посвящены работы С.С.Смирнова, Ф.В.Чухрова, В.Готшалк, Х.Бюхлера и других, микробиохимии — Л.К.Яхонтовой с соавторами. Большое значение действию электрического потенциала, возникающему при окислении сульфидов, придают Г.Б.Свешников, В.В.Воронин, У.Никель, Д.Росс. Радиохимические реакции устанавливают П.Рамдор, В.К.Бернантонис и другие, тепловые поля — Г.П.Каравайко и другие, магнитые — Г.Д.Агафонов.

Главными при этом следует считать химические реакции обмена, окисления и восстановления и биохимическую деятельность бактерий. Реакции обмена предполагаются при образовании подзон вторичного сульфидного обогащения. Здесь согласно ряду Шюрмена по сродству металлов к сере (Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Mn) сульфаты металлов в левой части ряда должны замещать металлы из сульфидов в правой его части. Этим объясняется образование вторичных сульфидов меди в ходе реакции ее сульфатов с пиритом.

Окислительные реакции происходят за счет действия растворенного в подземных водах кислорода и формирующейся серной кислоты. В какой-то мере должны идти и реакции окисления за счет других элементов с переменной валентностью (железа, ванадия, урана, мышьяка и др.).

Как результат восстановительных реакций можно рассматривать отмеченное выше формирование зон вторичного сульфидного обогащения. При этом главными восстановителями могут быть растворенные в воде двухвалентное железо, водород и сероводород. Весьма существенное значение вероятно имеют микробиальные реакции. Известно, что в подземных водах широко распространены разнообразные микроорганизмы. Из всего их разнообразия в грунтовых и артезианских водах установлены хемосинтетики и гетеротрофы. Как те, так и другие могут относиться или к аэробам, живущим в присутствии свободного кислорода, или к анаэробам, обитающими в безвоздушной среде.

При формировании зон окисления сульфидных руд и месторождений неметаллических полезных ископаемых, содержащих соединения серы, наиболее существенны тионовые бактерии. Их аэробные виды, используя органическое вещество, двухвалентное железо или самородную серу продуцируют сильные окислители — сульфат-ион и трехвалентное железо. Ассоциирующие с ними анаэробные бактерии, поглощая сульфат-ион, углекислый газ и органическое вещество, производят сильный восстановитель — сероводород. Таким образом, как окислители, так и вос-

становители в подземных водах могут иметь во многом биогенное происхождение.

Инфильтрационные месторождения

С формированием зон пластового окисления артезианских бассейнов связаны важные уран-редкоземельные инфильтрационные месторождения. Их объединяют в группы с различными синонимическими названиями — эпигенетические, экзогенно-эпигенетические, гидрогенные, песчаникового типа, инфильтрационные, ролловые, связанные с зонами пластового окисления и т.п. Для них характерны следующие особенности: расположение в областях аридного климата; наличие рудоконтролирующих зон внутрипластового окисления; приуроченность к проницаемым водоносным горизонтам песков и песчаников, реже пористых карбонатных пород, расположенным внутри глинистых водоупоров; наличие рудоконтролирующей окислительно-восстановительной минералого-геохимической и гидрогеохимической зональности; локализация в местах скоплений сингенетического органического вещества или наложенных вторичных восстановителей (водорода, сероводорода, битумов и др.); пространственная связь с валами, флексурами или внутренними поднятиями, осложняющими крылья пологих синклиналей артезианских бассейнов; ролловая форма рудных тел, выраженная в серповидных в поперечном сечении и лентовидных в плане рудных залежах.

С аридным климатом связаны два положительных фактора рудообразования. Во-первых, создание окислительной обстановки в глубоких горизонтах артезианских бассейнов и во-вторых, повышение концентраций ряда элементов (U, V, Mo, Se) в подземных водах. В аридных и семиаридных ландшафтах (пустыни, сухие степи и саванны) отсутствует сплошной почвенно-растительный покров. Кислород не расходуется на его формирование и насыщает грунтовые воды. Последние в областях питания артезианских бассейнов непосредственно питают нисходящие потоки напорных вод и соответственно обогащают их кислородом в концентрациях $0,0n - n$ г/л.

В пустынных областях происходит интенсивное выпаривание, с которым связаны концентрации ряда элементов. Кроме того, в кислородсодержащих подземных водах могут накапливаться металлы, которые в окислительных формах дают хорошо растворимые соединения. К таким компонентам относятся соединения шестивалентного урана (уранил-иона), окисных форм ванадия, селена и молибдена.

Нисходящие потоки кислородных подземных вод содержат угольную кислоту (сумма $\text{CO}_2 = 0,00n$ моль/кг H_2O), сульфат-ион

(0,0n моль/кг H_2O), относятся к пресным и слабоминерализованным, имеют близнейтральные и слабощелочные рН 6,7—8,5 и положительные значения Eh около +0,2 В. Имеющиеся в водах свободный кислород и сульфат-ион, определяют их высокие окислительные свойства. Поэтому нисходящие потоки таких вод формируют зоны пластового окисления (ЗПО). Они распространяются от областей питания артезианских бассейнов по падению водоносных комплексов на десятки и даже сотни километров, проникая на глубину до 700 м. По мере проникновения кислород расходуется, а подземные воды перераспределяют рудные компоненты.

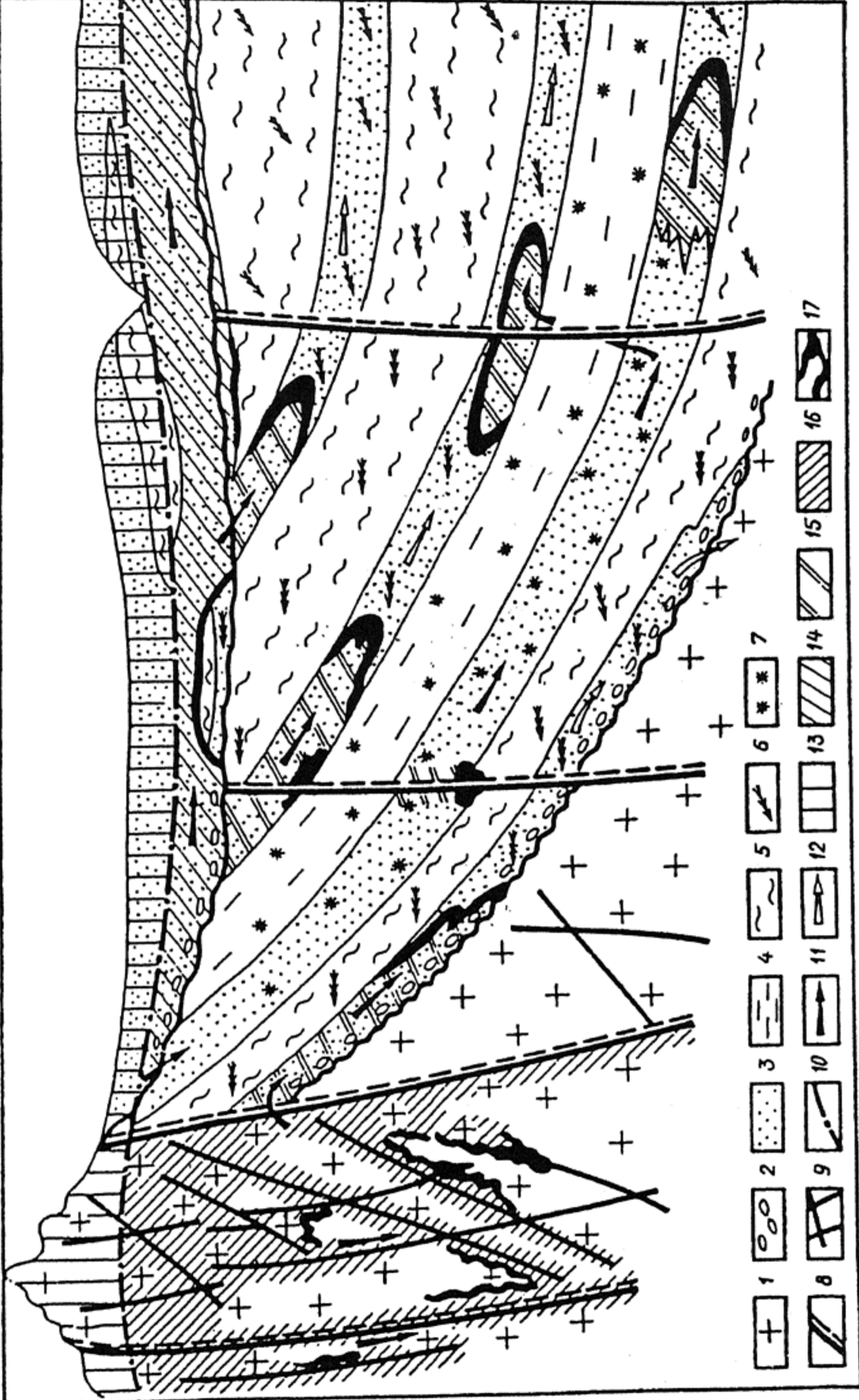
Артезианские бассейны, содержащие ЗПО, располагаются в областях умеренной тектонической активизации платформ, которые обуславливали высокие гидростатические напоры в их краевых частях. Амплитуды межблоковых движений составляют 300—1500 м. Это определяет постоянное превышение гидростатического напора над литостатическим и возможность формирования инфильтрационных потоков. Если перемещения блоков в областях питания составляют более полутора километров, то формируются весьма высокие напоры, которые не позволяют полностью развиваться зонам выклинивания пластового окисления.

Районы распространения рудоконтролирующих ЗПО охватывают различные депрессионные структуры земной коры. Е.М.Шмариович выделил три типа рудоносных артезианских бассейнов, содержащих ЗПО: крупных синеклиз, грабен-синклиналей и палеодолин, в которых последовательно уменьшаются масштабы месторождений (Шмариович, 1988). С учетом такого подхода Г.А.Машковцевым и др. выделены три геолого-промышленные типа инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений: наиболее крупные в синеклизах и грабен-синклиналях; средние по запасам в наложенных впадинах; мелкие в эрозионных палеодолинах.

Зоны пластового окисления чаще всего распространяются от краевых поднятий, сложенных водообильными кристаллическими породами (рис. 47), и охватывают значительные площади. В редких случаях ЗПО могут распространяться от внутренних

Рис. 47. Зоны окисления и связь с ними уранового оруденения на экзогенных эпигенетических месторождениях (по Е.М.Шмариовичу, упрощено):

1 — породы фундамента; 2 — галька и гравий; 3 — песок; 4 — алевролит; 5 — глина; 6 — первично-сероцветные породы с углистыми остатками; 7 — первично-красноцветные породы; 8 — разломы; 9 — зоны трещиноватости; 10 — уровень грунтовых вод; направление движения подземных вод: 11 — кислородных ураноносных, 12 — бескислородных, не содержащих уран; зоны окисления: 13 — поверхностного, 14 — пластово-порового грунтового, 15 — порового пластового (ЗПО), 16 — трещинного; 17 — урановое оруденение



- | | | | | | | | | | | | | | |
|---|----|----|----|-----|----|---|----|---|----|---|----|-----|----|
| + | 1 | 00 | 2 | ... | 3 | — | 4 | ~ | 5 | ↘ | 6 | * * | 7 |
| ↘ | 8 | ↘ | 9 | ↘ | 10 | ↑ | 11 | ↑ | 12 | □ | 13 | ▨ | 14 |
| ▨ | 15 | ▨ | 16 | ▨ | 17 | | | | | | | | |

поднятий, сложенных первично красноцветными толщами или поступать по глубоким разломным зонами дренирования.

В большинстве рудных районов в областях питания артезианских бассейнов характерно присутствие источников рудного вещества в виде специализированных геологических формаций (металлоносных углеродистых сланцев, массивов лейкогранитов, ареалов кислых эффузивов и др.). Вместе с тем рудообразование может происходить и без наличия таких геохимически специализированных образований в областях питания.

Коэффициенты фильтрации современных горизонтов с ЗПО в большинстве случаев колеблются от 0,5 до 15 м/сут. При прочих равных условиях более продуктивными оказываются рыхлые гравийные пески. Для образования рудоформирующих ЗПО должна быть оптимальной скорость фильтрации, которая определяется пьезометрическим уклоном, составляющим 0,0001—0,01.

Промышленные месторождения располагаются в контрастных по проницаемости разрезах терригенных и карбонатно-терригенных континентальных, дельтовых и прибрежно-морских осадочных толщ, испытавших лишь слабую литификацию начального катагенеза. В противном случае поры осадочных коллекторов выполняются карбонатными, глинистыми и другими минералами, а породы становятся непроницаемыми. Это объясняет подавляющее распространение инфильтрационных месторождений именно в рыхлых толщах мезозойского и кайнозойского возрастов.

Уран-редкометалльное оруденение локализуется на окончании ЗПО. Рудные тела составляют части определенных зонально-построенных минералого-геохимических и гидрогеохимических эпигенетических зон. Основу таких зон составляют изменения окислительно-восстановительного потенциала вмещающей среды, которое обусловлено расходом растворенного кислорода нисходящих пластовых вод на окисление восстановленных компонентов.

По направлению от незатронутых окислением восстановленных пород выделяется ряд минералого-геохимических зон (рис. 48). В основу данной зональности положены изменения валентного состояния двух важнейших компонентов — железа и урана. По первому отчетливо устанавливаются цвет пород и общие геохимические условия минералообразования, по второму — условия рудоконцентрации.

Концентрации элементов могут быть как в оксидных, так и в восстановленных формах. В совокупности изменения Eh и pH среды по направлению фильтрации на выклинивании ЗПО создают ряд вложенных друг в друга и перекрывающихся концен-

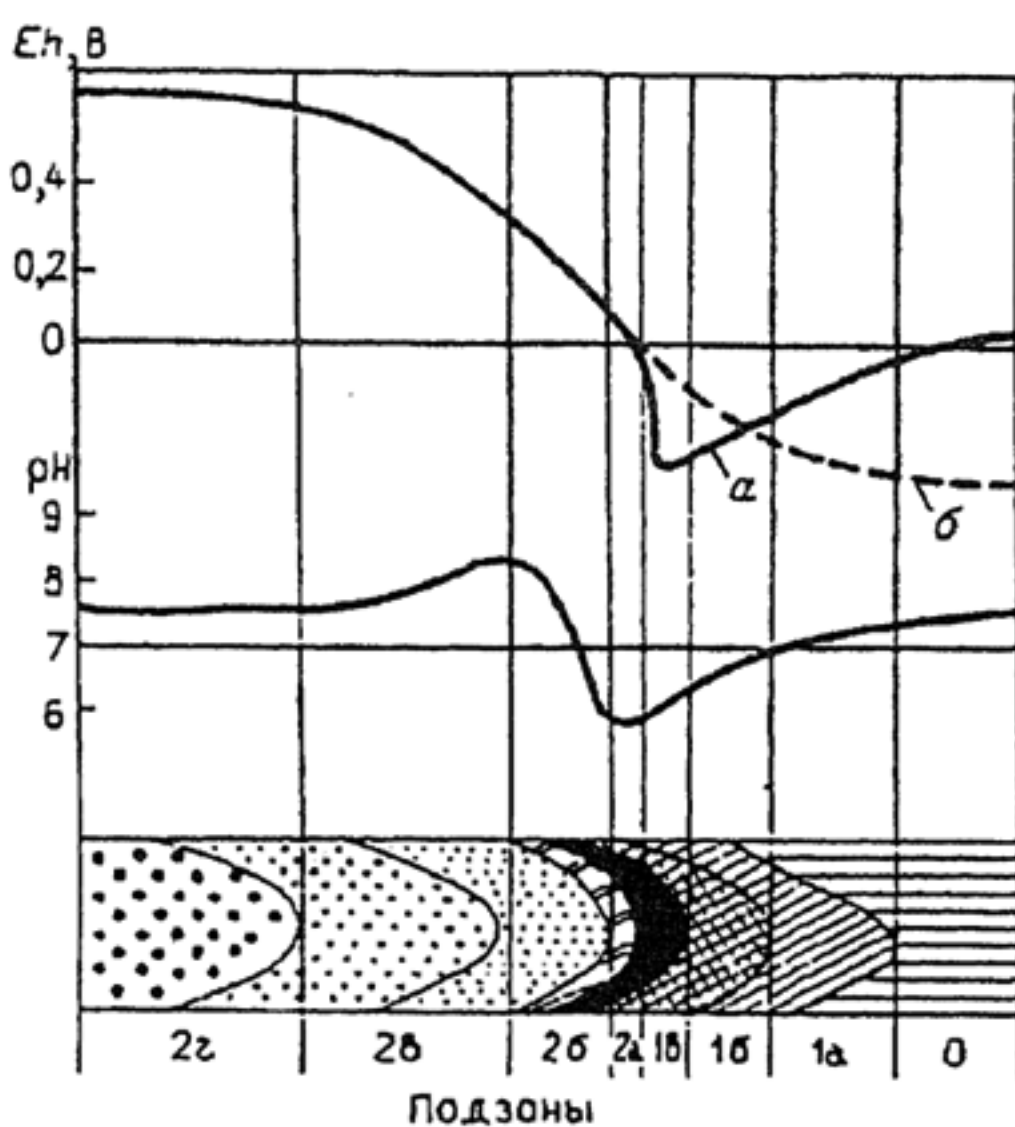


Рис. 48. Схема изменения величин Eh и pH литогеохимической среды в профиле пластовой рудоконтролирующей окислительной зональности (по М.Ф.Максимовой, Е.М.Шмариовичу, 1993):

а — изменение Eh в породах с сингенетическими восстановителями (микробиологически активным органическим веществом); *б* — то же с абиогенными эпигенетическими восстановителями. Подзоны: 0 — эпигенетически неокисленных безрудных пород; 1а — ореола рассеяния урана, 1б — бедных урановых руд, 1в — рядовых и богатых урановых руд, 2а — разрушающихся руд (выщелачивания урана), 2б — частичного окисления, 2в — неполного окисления, 2г — полного окисления

традиционных ореолов: самородный Se + U+V (уранилванадаты) — U+V (высоковалентные оксиды) — Se (селениды)+Sc+Y+лантаноиды — Re+U+V (низковалентные оксиды)+Sc+Y+лантаноиды — Re+Mo — Mo (Максимова, Шмариович, 1993).

Согласно вариациям Eh изменяется минеральный состав выделенных зон. Находящиеся в зоне неизменных пород минералы, содержащие в своем составе закисное железо (пирит, сидерит, анкерит, глауконит, хлорит, биотит), углистое органическое вещество и сульфидную серу, в зоне окисления разлагаются. На их месте формируются гетит и гидрогетит, создающие за счет окисного железа желтую и коричнево-красную окраску пород. В зоне оруденения осаждаются новообразования в виде самородного селена, урановых окислов (урановые черни, настуран), коффинита, пирита, молибденита, минералов ванадия и др. В небольших концентрациях могут осаждаться оксидные соединения ванадия и урана и селениды.

Необходимым условием рудообразования является присутствие в неокисленных фоновых породах восстановителей.

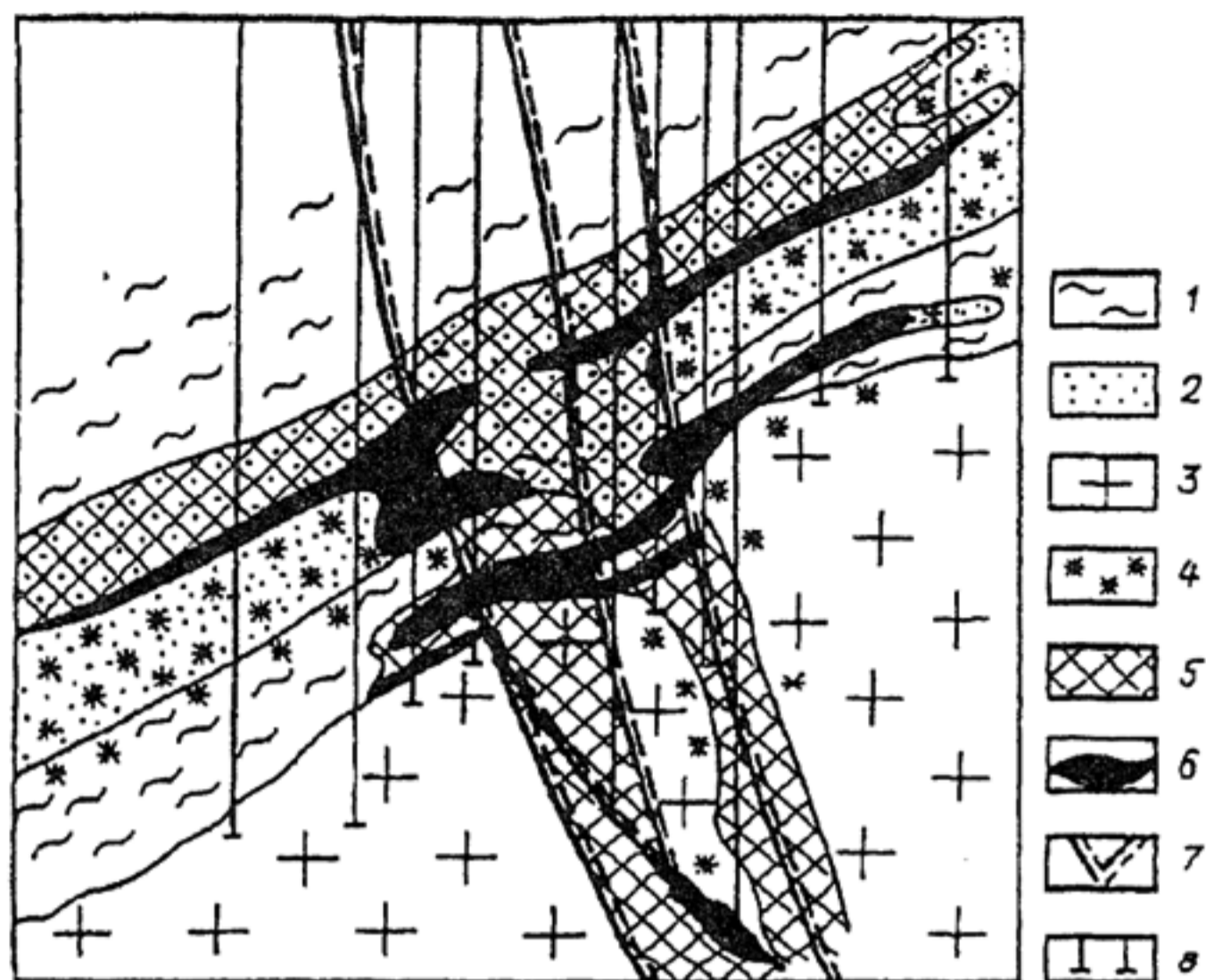


Рис. 49. Геологический разрез по приразломным “рудам восстановления” в отложениях альб-сеномана и гранитах фундамента. (по М.Ф.Максимовой и Е.М.Шмариновичу, 1993).

1 — водоупорные глинистые породы; 2 — водонепроницаемые песчаные породы с гравием и галькой; 3 — граниты фундамента; 4 — пластово- и трещинно-окисленные породы; 5 — пиритизированные породы; 6 — урановое оруденение; 7 — разломы; 8 — буровые скважины

Е.М.Шмаринович выделяет три разновидности восстановительных агентов: седиментно-диагенетическое углистое органическое вещество; вторичные битумы или находящиеся в порах восстановительные газы (сероводород, водород), внедрившиеся во вмещающую среду до ЗПО; восходящие восстановительные термальные растворы, непосредственно взаимодействующие с ЗПО.

В первом случае формируются сложные линзовидные рудные тела, во втором — серповидные. В третьем случае встречаются сложные по форме часто столбообразные, рудные тела, которые контролируются малоамплитудными конседиментационными разломами (рис. 49).

К особой разновидностью оруденения относятся рудные тела, сформированные на контакте зон окисления и ранних (“первичных”) урановых руд. Ярким примером являются так называемые послесбросовые рудные залежи месторождения Амброзия-Лейк (рис. 50). Здесь сложные по форме залежи локализова-

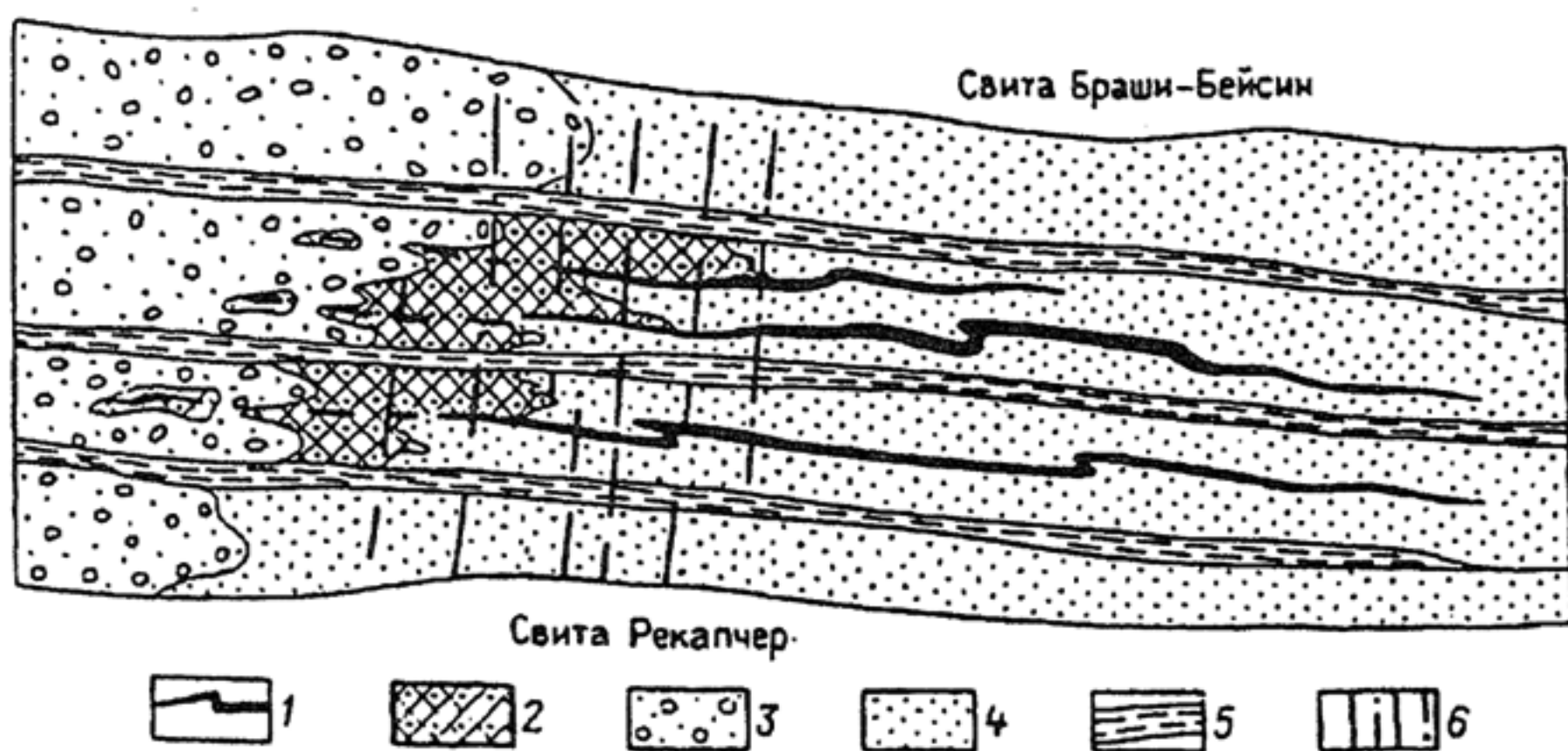


Рис. 50. Строение до- и послесбросовых рудных тел в разрезе битумно уранового месторождения Амброзия-Лейк. По М.М.Ройбер (Бойцов, 1989).

1 — пластовые (досбросовые) рудные тела; 2 — рудный столб (послесбросовый); 3-5 — породы свиты Уэстуотер-Каньон: 3-4 — песчаники (3 — окисленные, 4 — неокисленные сероцветные), 5 — аргиллиты, 6 — зона трещин

ны на контакте вторично окисленных и осветленных юрских песчаников. Последние содержат битумно-урановое оруденение, сформированное при коагуляции урано-гуматов, мигрировавших в условиях экзодиагенеза в древних грунтовых водах (Бойцов, 1990).

Для локализации инфильтрационного оруденения считается благоприятным наличие локальных антиклинальных структур, осложняющих артезианские бассейны. Ими являются пологие куполовидные антиклинали, валы и флексуры, сопровождаемые малоамплитудными зонами трещиноватости. В таких структурах могут располагаться скопления вторичных восстановителей (сероводорода, водорода, углеводородов) и соответственно создаваться локальная контрастная геохимическая среда. Кроме того, в них формируются промежуточные очаги разгрузки напорных вод, что обуславливает привнос рудного вещества.

Для большинства рассматриваемых месторождений весьма характерной является форма рудных тел. В плане это сложные лентообразные залежи, а в разрезе — роллы. В последних выделяют нижнее и верхнее крылья и мешковую часть, расположенную в наиболее проницаемой обычно центральной части рудов-

мещающего горизонта. Часто роллы слагают многоярусные рудоносные зоны. По падению пласта за мешковой частью распространяется так называемый хвост ролла с повышенными постепенно убывающими концентрациями полезных компонентов.

В целом морфология рудных тел определяется: распределением проницаемости и скорости фильтрации; размещением восстановителей; условиями сохранности или разрушения роллов. При разведке и оконтуривании рудных тел существенное влияние на форму рудных тел оказывают заданные кондиции. В частности, если предполагается разработка месторождения способом подземного выщелачивания, то в контур рудных тел не включаются интервалы, в которых концентрации полезных компонентов находятся в непроницаемых породах.

Большинство инфильтрационных месторождений образовано в новейший плиоцен-антропогенный этап. Многие из них продолжают формироваться и ныне. Фронт выклинивания ЗПО и все эпигенетические зоны медленно передвигаются согласно движению подземных вод. Существуют древние законсервированные ролловые месторождения. Однако промышленного значения оруденение зон палеозойского и раннемезозойского возраста невелико. Это связано с подвижностью рудных концентраций и легкой возможностью их разубоживания и уничтожения нисходящими потоками окислительных вод.

Фильтрационные способности и скорость фильтрации колеблются в пределах одного порядка. Мощности рудовмещающих горизонтов изменяются также незначительно от первых метров до 15—20 м. Судя по изменениям Eh, контрастность барьера колеблется от +0,2 до -0,2 В. Незначительно (от десятых долей до нескольких мг/л) могут колебаться содержания урана в исходных растворах. Следовательно, крупные масштабы оруденения можно связать лишь с двумя параметрами, изменения которых могут охватывать несколько порядков. Это протяженность линии выклинивания ЗПО, составляющая от сотен метров до сотен километров, и время рудообразования, которое по ряду данных оценивается от десятков и сотен тысяч до первых десятков миллионов лет.

Рассмотренные инфильтрационные месторождения объединяются в одну рудную формацию редкометалльно-урановых руд. Она включает ряд субформаций: урановые и уран-редкометалльные (селен-ванадий-рений-редкоземельно-урановые) в песчаниках чехла активизированных молодых платформ; уран-угольные в лимнических бассейнах межгорных впадин; урановые в эрозионных палеодолинах.

Глава 12. Осадочные месторождения

Представители данной группы имеют важное экономическое значение, поскольку к ним относятся: месторождения энергетического и химического сырья (угли, торф, горючие сланцы, сапропели, битумы, газогидраты, каменные соли); металлических полезных ископаемых (железо, марганец, золото, платина, медь, уран, торий, редкие и рассеянные металлы); сырья для производства удобрений (фосфориты, калийные соли, селитра, бораты); горно-индустриального сырья (кварцевый песок, диатомиты, трепела, цеолиты); стройматериалов (карбонатные породы, гипс, кровельные сланцы, бутовый камень, глины, песок, гравий) и камнесамоцветов (алмаз, агат, халцедон и др.). Такой широкий спектр полезных ископаемых определяется различиями осадочных образований.

Особенности, предпосылки образования и типы осадочных месторождений

Типичными признаками осадочных месторождений являются:

- локализация в определенных фациально-палеогеографических зонах;
- строгая приуроченность к стратиграфическим горизонтам;
- образование в стадии седиментогенеза и диагенеза с характерными седиментационно-обломочными, слоистыми, конкреционными и биогенными текстурами руд;
- пластовая, пластово-линзовидная и лентовидная форма рудных тел.

Предпосылки образования осадочных месторождений, охватывают ряд факторов: седиментологические; физико-химические; биогенные; тектонические; историко-геологические; состав пород в обрамлении областей аккумуляции; условия захоронения и консервации руд.

В разных классификациях осадочных месторождений делается акцент на тот или иной фактор рудообразования. Так, можно группировать месторождения по типам континентального и морского осадконакопления. Это основано на существенных отличиях континентальных, морских и океанических обстановок, последние в полной мере раскрыты в работах А.П.Лисицина. В трудах Н.М.Страхова осадочные процессы, в том числе рудообразующие, выделяются в группы, связанные с преобладанием тех

или иных климатических условий и явлениями вулканизма — типами литогенеза: гумидным, аридным, нивальным (ледовым) и вулканогенно-осадочным.

При группировке месторождений большое внимание уделяется преобразованию вещества во время различных стадий литогенеза — мобилизации в корях выветривания, седиментации, диагенезе и катагенезе. Этим вопросам уделено большое внимание в трудах Н.М.Страхова, Н.Б.Вассоевича, Н.В.Логвиненко, Дж.Гринсмита, Э.Дегенса, Дж.Менарда и др.

Многие исследователи (Д.В.Наливкин, Л.Б.Рухин, Л.В.Пустовалов, Д.Г.Сапожников, Г.Ф.Крашенинников, В.И.Попов, В.Т.Фролов, Ю.П.Казанский, Д.Селли, М.Лидер, Х.Рединг и др.) классифицируют месторождения по типам осадочных геологических формаций, фаций, генетических типов отложений и обстановок седиментации.

В.И.Смирнов предложил выделить три группы месторождений по ведущему механизму рудонакопления: механогенные, хемогенные и биогенные. В первую группу следует включать россыпи, месторождения строительного камня, некоторых глин и кварцевого песка. Во вторую — месторождения железа, марганца, редких металлов, каменных солей, бора, цементного сырья, цеолитов и рассолов, в третью — горючих полезных ископаемых, сапропеля, фосфоритов, мела, органогенных известняков, диатомитов и трепелов.

Механогенные месторождения и россыпи

Механогенные месторождения представляют собой континентальные и прибрежно-морские терригенные породы или являются их составляющими. По промышленной ценности они составляют ряд: россыпи, кварцевые пески и строительные материалы. Последние наиболее широко распространены и обычно сложены рыхлыми континентальными отложениями четвертичного возраста: элювиальные дресвяники, аллювиальные, флювиогляциальные, реже пролювиальные галечники, гравелиты и пески. Широко распространены субаэральные и полигенные алевролиты и глины (супеси и суглинки), используемые в производстве строительных материалов. Ценным сырьем являются озерные глины, отличающиеся особой чистотой.

Мономинеральные кварцевые пески считаются ценным сырьем для производства стекла и световодов и встречаются редко. Они являются конечным продуктом переотложенных кор глубокого химического выветривания и представляют собой русловые, дельтовые, пляжевые или пересыпные осадки кайнозойского и мезозойского возраста.

Россыпь — это скопление рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков либо агрегатов ценные минералы. Полезные минералы россыпей включают: Au, Pt и платиноиды, U, Th, Y, TR, Sc, V, Zr, Ta, Nb, Ti, Sn, W, Be, Hg, Fe, Cr; драгоценные и поделочные камни (алмаз, изумруд, корунд, гранаты, топаз, турмалин, янтарь, аметист, агат, горный хрусталь и др.); формовочные, стекольные и строительные пески, каолины.

Важное экономическое значение россыпных месторождений определяется: малыми затратами при их отработке и быстрой оборачиваемостью средств; присутствием ценных полезных компонентов (алмазы, платина, золото и др.); часто встречающейся комплексностью; наличием месторождений с возобновляемыми запасами сырья.

Месторождения россыпей обычно встречаются группами, объединяемыми в россыпные поля и районы. В последних встречаются коренные источники россыпей — рудопроявления и месторождения первичных руд. В таких случаях выделяют рудно-россыпные районы. В этой связи россыпи имеют важное прогнозно-поисковое значение.

Различают россыпи древние и современные, сформированные в голоцене. Древние россыпи обычно представлены прочными литофицированными образованиями и имеют гораздо меньшее практическое значение. Среди современных россыпей выделяют поверхностные, приповерхностные и погребенные под покровом четвертичных осадков. Их соотношение определяется особенностями рельефа, которые обусловлены блоковыми движениями. В этой связи на примере касситеритовых россыпей Н.Г. Патык-Кара выделяет россыпи погребенного пенеплена, погребенной грабен-долины и тектонического уступа.

По отношению к коренным источникам полезных компонентов выделяют россыпи ближнего и дальнего сноса. Первые обычно располагаются не далее 15 км от источников питания. Россыпи дальнего сноса (региональные или латеральные) не имеют видимой связи с коренными источниками и формируются в результате неоднократного перемива обломочного материала.

Важнейшими характеристиками россыпей являются их размеры, минеральный состав, содержание полезных компонентов, крупность обломочного материала и количество илистых частиц, которые определяют их промывистость.

Согласно В.И. Смирнову среди россыпных месторождений выделяются следующие классы: 1) элювиальный, 2) делювиаль-

ный, 3) пролювиальный, 4) аллювиальный, разделяющийся на подклассы — косовой, русловой, долинный, дельтовый и террасовый, 5) литоральный, 6) гляциальный, 7) эоловый.

Предпосылки образования россыпей

Для того, чтобы образовалось россыпное месторождение необходимо сочетание ряда благоприятных условий:

- присутствие в области питания россыпеобразующих минералов;
- предварительная концентрация этих минералов;
- интенсивное разрушение источников и глубокий эрозионный срез в областях денудации;
- тектонические устойчивые разнонаправленные движения крупных блоков земной коры;
- наличие долгоживущих динамических ловушек полезных минералов.

Россыпеобразующие минералы являются, как правило, высокоплотными, абразивными и химически стойкими. Они наиболее концентрируются в тяжелой фракции терригенных отложений. По плотности промышленно ценные минералы составляют следующий ряд (в г/см³): золото — 15—19, платина — 14—19, торанит — 8,0—9,9; танталит — 6,3—8,2, колумбит — 5,2—8,0, касситерит — 6,8—7,1, шселит — 5,9—6,2, бадделеит — 5,5, магнетит — 5,2, монацит — 5,0—5,5, ильменит — 4,7, циркон — 4,7, гранаты — 3,5—4,2, топаз — 3,6, алмаз — 3,5, берилл — 2,7, янтарь — 1,1.

Возможность формирования россыпей из тех или иных минералов определяется также их физическими свойствами: твердостью, способностью к истиранию, спайностью и хрупкостью, смачиваемостью, гидродинамическими характеристиками.

Физические и гидравлические параметры россыпеобразующих минералов определяют дальность их переноса — предельное расстояние их транспортировки, при котором размеры зерен позволяют их промышленное извлечение. Этот показатель зависит также от особенностей среды и может меняться для одного и того же минерала.

Источниками россыпей могут быть: магматические породы, обогащенные акцессорными минералами (например, редкометалльные граниты); эндогенные рудопроявления и месторождения; древние осадочные породы, обогащенные полезными компонентами; древние россыпи. Первые два источника называются коренными, последние — промежуточными коллекторами. В качестве коренных источников россыпей эндогенное оруденение

может быть в виде крупных скоплений — месторождений и рас-
средоточенным в виде многочисленных рудопроявлений и мел-
ких месторождений. В целом второй случай для россыпеобразо-
вания более предпочтителен.

Для алмазов и золота большое значение имеют промежуточ-
ные коллектора. Так, по данным В.Т.Подвысоцкого, А.Д.Харь-
кива, Н.Н.Зинчука и других, промышленные концентрации ал-
мазов в аллювиальных россыпях современных рек Сибирской
платформы образуются там, где водотоки дренируют как алмазо-
носные кимберлитовые тела, так и россыпи древнего возраста.

Интенсивное разрушение коренных источников россыпей,
как правило связано с предыдущими эпохами интенсивного вы-
ветривания и перерывов в осадконакоплении. Для образования
прибрежно-морских россыпей значение имеет как глубокое хи-
мическое выветривание, так и интенсивное механическое разру-
шение пород.

Глубокий эрозионный срез областей, где расположены ис-
точники россыпей, и длительность денудации очевидно являют-
ся необходимыми для максимально большого поступления по-
лезных компонентов и образования крупных месторождений.
Изучение уровней палеоэрозии должно включать комплексный
анализ как областей денудации, так и аккумуляции. При этом
важно выделять общий (суммарный срез), срез собственно ко-
ренных источников, срез предшествующий и синхронный фор-
мированию россыпей (рис. 51).

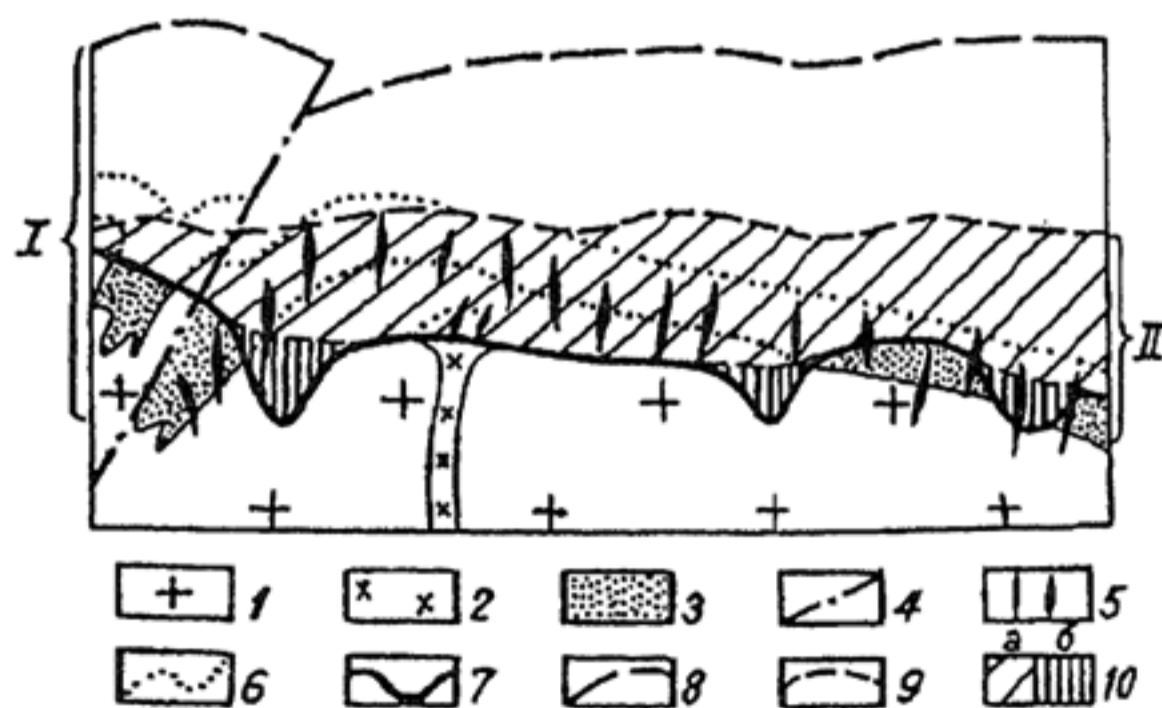


Рис. 51. Развитие эрозии в рудно-россыпном районе в условиях блоковой
тектоники (по Н.Г.Патык-Кара, 1981).

1 — граниты; 2 — гранит-порфиры поздней фазы; 3 — контактово измененные
породы; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудные тела россыпеобразующей формации
(коренные источники); 6 — реконструированные геологические границы; 7 —
современная дневная поверхность; 8-9 — палеоповерхности: 8 — периода
рудообразования, 9 — в начале эрозии рудных тел; 10 — денудационный срез (а —
предшествующий сохранившимся россыпям, б — синхронный известным россыпям,
эрозионный вырез). I — суммарный пострудный срез, II — срез коренных источников

Россыпные районы располагаются в областях блоковой тектоники. Если в поднятом блоке имелись источники полезных компонентов, то в опущенных структурах вероятно образование россыпи. Блоковые движения определяют положение базисов эрозии, интенсивность выветривания, расчлененность рельефа, динамику водных потоков, скорость седиментации. Быстрое опускание может обусловить формирование погребенных россыпей.

Для большинства россыпей ведущим фактором непосредственной концентрации полезных минералов является гидродинамический. В реках тяжелые минералы, как правило, приурочены к основанию русловых отложений, где отмечается наибольшая неоднородность потоков. Такие условия преобладают лишь на юном и зрелом этапах развития долин. В прибрежно-морской зоне деятельность волн обуславливает перераспределение тяжелой фракции вдоль пляжей и баров.

Аллювиальные россыпи

С аллювиальными россыпями связаны значительные объемы добычи золота, платины, олова, вольфрама, алмазов и камне-самоцветного сырья.

Аллювиальные россыпи связаны с реками, дренирующими средне- и низкогорный рельеф. Это объясняется оптимальными скоростями русловых потоков, расположенных в промежуточном отрезке продольного сечения крупных речных долин.

Среди аллювиальных россыпей выделяют: долинные (в днище долины), русловые, косовые, террасовые разных уровней, приустьевых притоков, водораздельные (связанные с отмершими участками долин). Они часто ассоциируют с другими типами россыпей (рис. 52).

Аллювиальные россыпи, например золота, могут быть относительно высоко- и низко продуктивными, что отражается в степени неоднородности распределения золота. Согласно этому среди них выделяют россыпи насыщения и рассеяния. К первым относятся все россыпи долин низких и средних порядков, которые приближены к коренным источникам. Для них характерны каньоновидные и корытообразные сечения долин, малая примесь илисто-глинистых фракций, высокие содержания крупного и мелкого золота, выдержанность оруденения. Состав микропримесей и форма золотинок в таких россыпях, как правило, отражают особенности золота из близлежащих коренных источников. При этом пробность золота может быть выше (до 930—980). Это явление объясняется выщелачиванием серебра в экзогенных условиях.

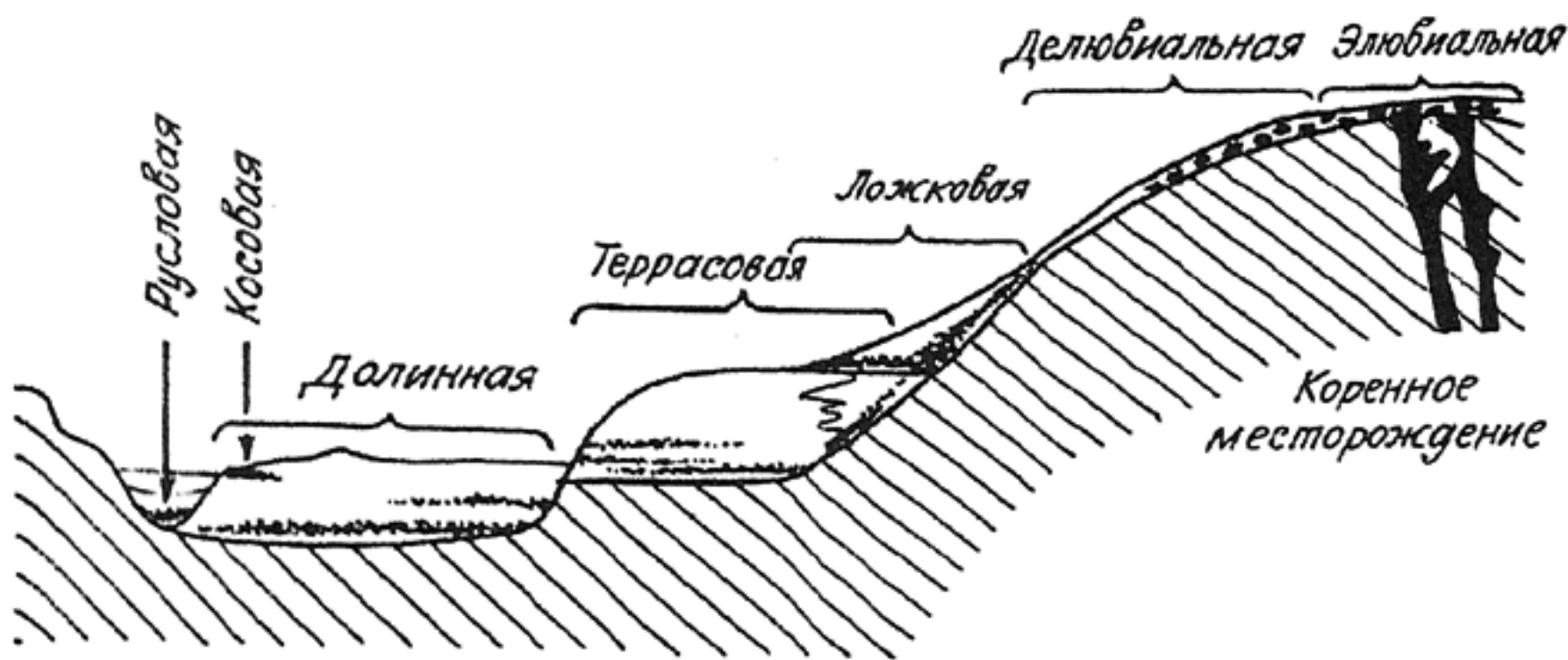


Рис. 52. Схема размещения россыпных месторождений различных видов в поперечном сечении речной долины (по В.И.Смирнову)

Россыпи рассеяния, образованные в условиях преобладания выноса металла над его привносом, связаны с расширяющимися долинами, являются долинными, террасовыми, устьевых притоков, сложными склоново-аллювиальными. Для них характерно мелкое золото, весьма неравномерное, часто гнездовое его распределение, наличие пустых пород.

В обоих типах россыпей отмечается новообразованное золото, которое устанавливается в виде тонких каемок вокруг крупных зерен и тонкодисперсных выделений. Образование этого металла связывают с его переносом в виде природных золото-органических, цианидных или хлоридных комплексов и осаждением на сорбционных и кислотно-щелочных барьерах.

В разрезе аллювиальных россыпей выделяют снизу вверх следующие элементы: а) плотик, представляющий собой коренные породы, подстилающие промышленные пески; б) пласт или пески, являющиеся собственно металлоносными; в) торфа, представленные пустыми песчаными отложениями; г) почвенный слой (рис. 53). Если в разрезе аллювия имеются два и больше металлоносных пласта, тогда осадки, подстилающие верхний пласт называются ложным плотиком. Строение плотика является важным показателем продуктивности русловых россыпей. Чем он сложнее, тем контрастнее распределение полезных компонентов.

В целом аллювиальные россыпи слагают лентовидные тела, вытянутые вдоль долины. В поперечном сечении они могут слагать одну линзу, часто расщепляющуюся ниже по речной долине. Распределение полезного компонента внутри россыпи, как правило, неравномерное и струйчатое.

Долинные и террасовые россыпи являются сложными и могут формироваться за счет размыва и переотложения русловых

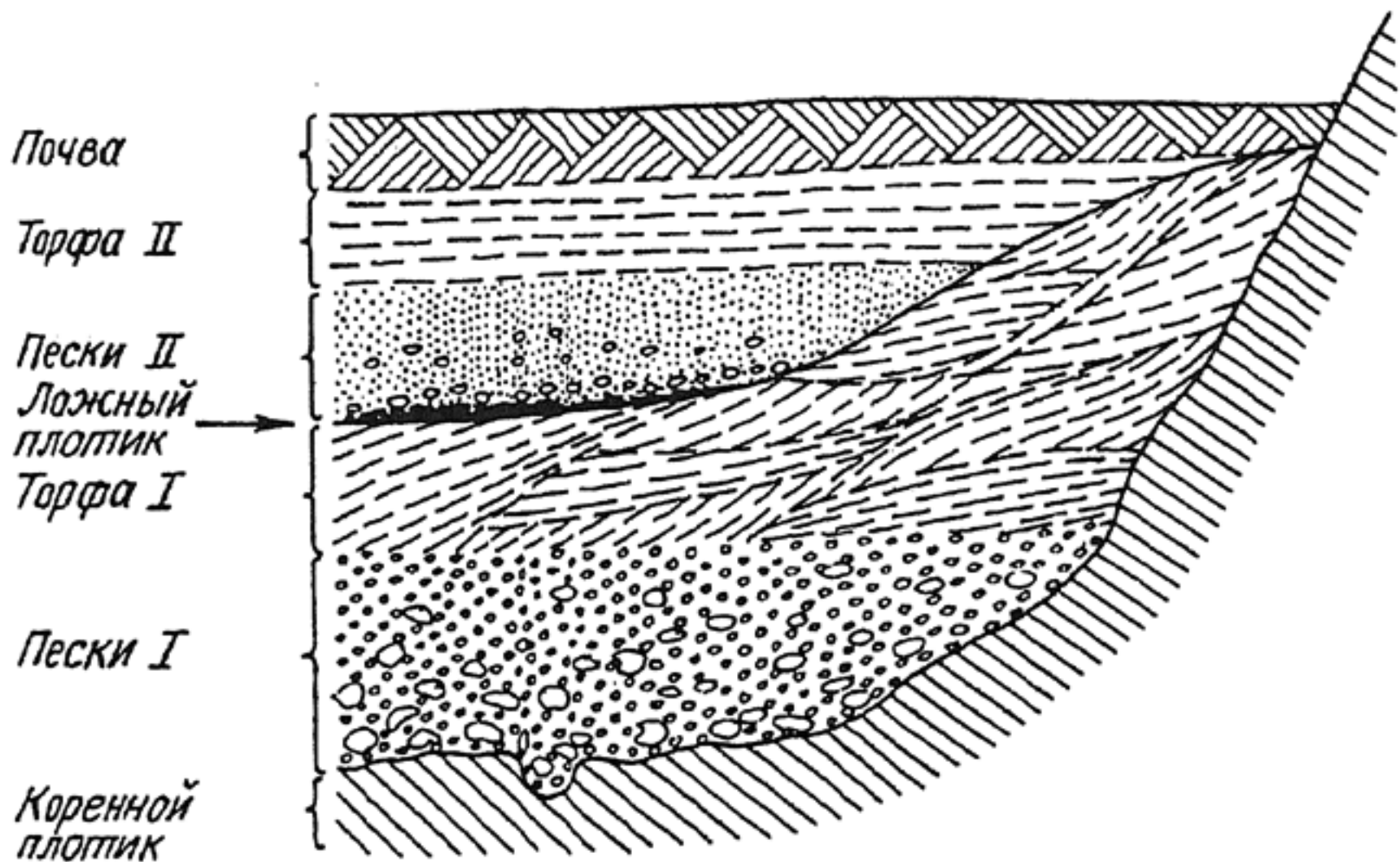


Рис. 53. Схема строения аллювиальной россыпи в поперечном разрезе (по В.И.Смирнову)

россыпей. Чаще всего долинные и террасовые россыпи являются россыпями рассеяния, русловые — насыщения.

Косовые россыпи образуются в результате накопления мелких россыпных минералов в местах резкого снижения скоростей потоков вдоль выпуклых участков меандр и вблизи островов (рис. 54). Они могут располагаться намного ниже по долине, удаляясь от русловых россыпей. Их отличает: тонкозернистый состав; часто пластинчатая форма полезных минералов (в частности золота); приуроченность к верхним частям осадков русловых отелей; мелкие размеры; возобновляемость запасов, зачастую ежегодная.

Россыпи приустьевых притоков формируются в местах резкого осложнения основной реки ее боковыми притоками. Такие россыпи могут быть богатыми, поскольку ценные минералы могут поступать и по основному руслу, и из притока.

В верховьях долин встречаются так называемые ложковые россыпи. Они являются сложными делювиальными (склоново-аллювиальными или склоново-пролювиальными). Они содержат слабо переработанный водными потоками солифлюкционный и делювиальный материал. Для образования таких россыпей необходимо близкое присутствие высокопродуктивных коренных источников. Как правило, ложковые россыпи трассируют рудоконтролирующие разломы коренных рудоносных зон. Эти россыпи

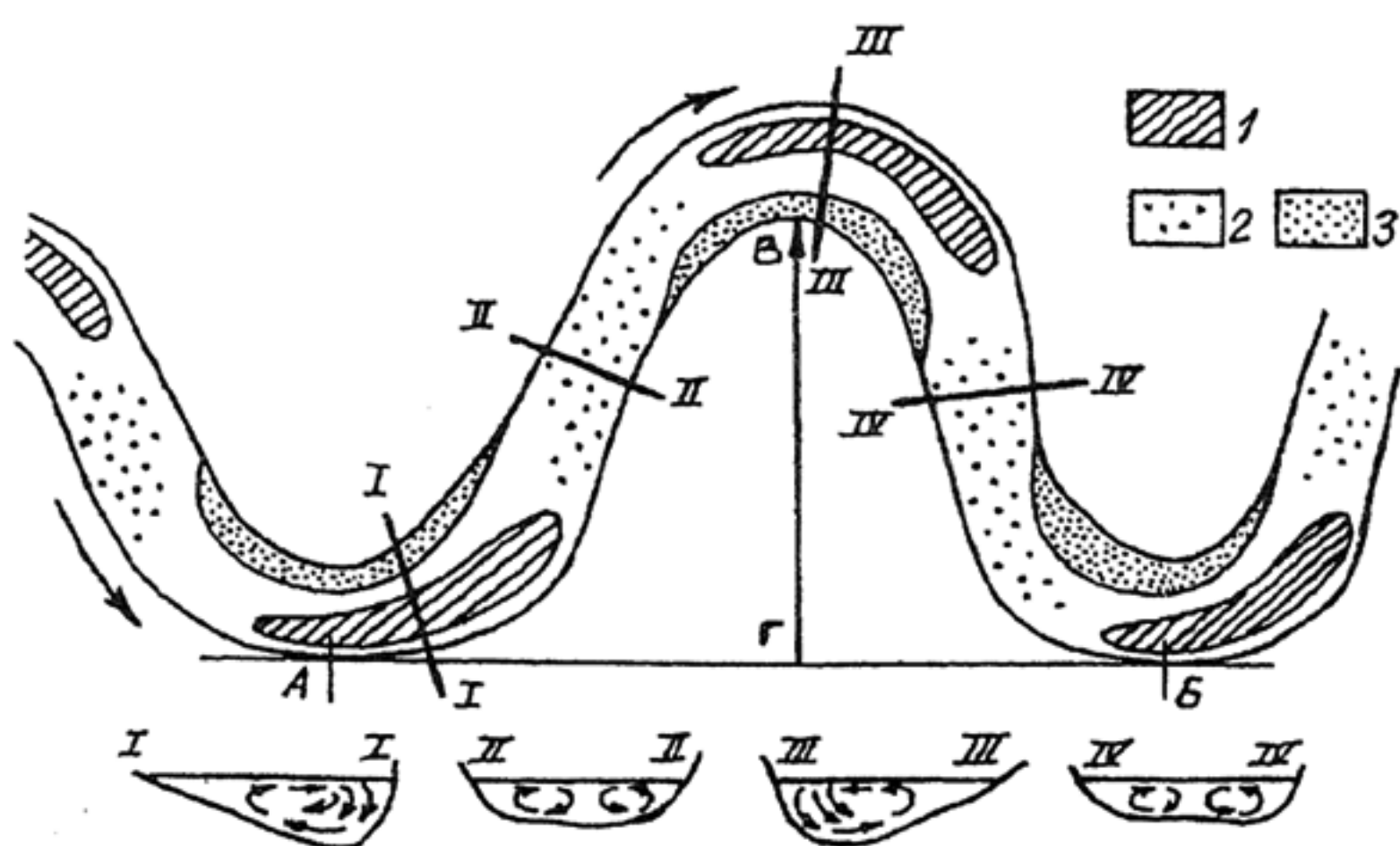


Рис. 54. Схема речных меандр и расположение в них плесов и перекатов (по Д.С. Кизельватеру и др., 1981).

I — плесы, 2 — перекаты, 3 — прирусловые отмели. Стрелки указывают направления турбулентных потоков. I-IV — поперечные профили русла, AB — шаг меандрирования, VG — амплитуда меандров

отличаются небольшими размерами, весьма неравномерным распределением полезных компонентов, присутствием самородков.

Пролювиальные россыпи

Пролювиальные россыпи встречаются в предгорьях аридных областей и имеют небольшое промышленное значение. Они приурочены к отложениям блуждающих русел, расположенных в срединных зонах конусов выноса. В этих местах происходит резкое разветвление русловых вееров и скачкообразное уменьшение скоростей водотоков.

Пролювиальные россыпи, вероятно, были более развиты в протерозое и раннем палеозое, когда не было наземной растительности и соответственно не существовало закрепленных бортов долин. Поэтому древние россыпи часто диагностируются как пролювиальные. В частности, многие исследователи относят крупнейшее месторождение золота, платины, урана, алмазов и редких металлов Витватерсранд (ЮАР), локализованное в кварцевых конгломератах раннего протерозоя, к метаморфизованной пролювиальной россыпи.

Прибрежно-морские россыпи

В настоящее время прибрежно-морские россыпи являются важным источником ряда металлических и неметаллических по-

лезных ископаемых (табл. 7). В России — крупные источники янтаря. Наиболее известные плейстоцен-голоценовые титан-цирконовые россыпи восточного побережья Австралии (Квинсленд — Новый Южный Уэльс) прослеживаются на расстояние более 1000 км шириной в несколько километров и находятся как над, так и под водой.

Таблица 7

Главные компоненты прибрежно-морских россыпей и основные районы их добычи (по Е.А.Величко и др., 1990)

Минералы	Главные промышленные компоненты	Основные районы добычи
Ильменит, Рутил	Ti, TiO ₂	Австралийский Союз, Индия, Шри-Ланка, США (Флорида), ЮАР, Сьерра Леоне
Циркон	Zr, иногда Hf	Австралийский Союз, Индия, Шри-Ланка, США (Флорида), Мозамбик, ЮАР
Монацит	TR, Th	Индия, Бразилия, Австралийский Союз (попутная добыча), США (Флорида)
Титано-магнетит, магнетит	Железная руда, Ti, V	Япония, Новая Зеландия, Филиппины, Индонезия
Золото	Au	США (Аляска), Канада, Попутная добыча в небольших объемах во многих странах
Платина	Pt	США (Аляска)
Касситерит	Sn	Индонезия, Малайзия, Таиланд, Великобритания
Хромит	Cr	США (Орегон, Вашингтон). Добыча незначительна
Алмазы	Ювелирное и промышленное сырье	Намибия (Юго-Западная Африка), ЮАР
Гранаты	Абразивное сырье, отдельные зерна - ювелирные камни	Индия, Шри-Ланка. Попутная добыча во многих странах, в том числе европейских
Силлиманит	Огнеупорное сырье	Индия. Попутная добыча во многих странах

Источником многих россыпей являются горные породы. Так, поставщиками ильменита, рутила, лейкоксена, магнетита и титаномагнетита служили области базальтоидного и андезитового вулканизма и комплексы ультрабазитов. Для циркона, монацита и ксенотима — щелочные и кислые интрузивы. Гранаты, силлиманит, кианит, ставролит были акцессориями метаморфических пород. Россыпи касситерита, платины и золота почти всегда имеют близкие источники коренных руд. Алмазные россыпи, как правило, также находятся вблизи районов с коренной алмазонасностью.

Терригенный материал для прибрежно-морских россыпей может поступать в результате выноса реками и абразионно-волнового размыва ледниковых отложений. Другой их важной чертой (кроме оловоносных) является частая возобновляемость запасов россыпей, которые могут восстановиться после нескольких штормовых сезонов. Не менее важной особенностью является высокое качество руды, например алмазов, что обусловлено длительной сортировкой материала и их очищением от сростков и мелких кристаллов.

Среди прибрежно-морских россыпей выделяются: пляжевые, баровые, косовые, береговых валов, лагун, дельт и подводного склона. Относительно уреза воды различают россыпи поднятые над уровнем моря и подводные (затопленные). Последние включают россыпи континентального происхождения. В частности россыпи касситерита, платины и золота, полезные минералы которых не могут испытывать многократного переотложения, являются в основном затопленными аллювиальными, пролювиальными и дельтовыми.

Благоприятными предпосылками формирования рассматриваемых россыпей являются:

- присутствие мощных источников обломочного материала в виде дельт или ледниковых отложений;
- наличие в береговой зоне магматических и метаморфических пород, обогащенных россыпеобразующими минералами;
- формирование интенсивных вдольбереговых потоков в прибрежной зоне шельфа, обусловленных активной гидродинамикой, которая в свою очередь определяется масштабной ветровой, приливно-отливной и волноприбойной деятельностью;
- предшествующие современным интенсивные эпохи формирования россыпей и вторичных коллекторов;
- оптимальный ход конседиментационных движений, который обуславливает длительный активный лито- и гидродинамический режимы и телескопирование прибрежно-морской полосы.



Рис. 55. Строение прибрежной россыпи (по Ю.А.Павлидису).

1 — мелкий песок, 2 — крупный песок и гравий, 3 — галька, 4 — ракуша и ракушечный детрит, 5 — концентрат тяжелых минералов, 6 — средняя крупность материала (мм)

Собственно прибрежно-морские россыпи отличает:

- малая мощность, не превышающая 1 м, ширина в несколько сотен метров и очень большая протяженность, достигающая десятков и даже сотен километров;
- многоярусные кулисообразные плоско-линзовидные тела песков, чередующиеся с мелководно-морскими отложениями, содержащими детрит морских раковин (рис. 55);
- приуроченность рудных песков к верхней части баровых или пляжевых отложений;
- фациальные переходы в континентальные, часто эоловые и лагунно-морские отложения в поперечном сечении россыпи;
- хорошая сортировка и высокая степень окатанности, как правило, мелкозернистого песчаного материала;
- косоволнистая мутьдообразная (фестончатая) слоистость, указывающая на волновые течения;
- поликомпонентный состав, часто включающий рутил, ильменит и циркон и очень высокие (до 60—80% от массы песка) их концентрации.

Прочие типы россыпей

Помимо аллювиальных, прибрежно-морских и пролювиальных россыпей, россыпи других генетических типов встречаются редко и не имеют значительного промышленного значения. Исключение составляют карстовые и озерные россыпи алмазов и других драгоценных камней, в которых встречаются скопления кристаллов высокого ювелирного качества. Карстовые россыпи являются типичными для ближнего сноса. Для них характерно: локализация в карстовых провалах и пещерах; близкое присутствие коренных рудных источников; пространственная и временная связь с корами глубокого химического выветривания; расположение в основании карстовых отложений; примесь хорошо

сортированного песчаного материала и щебенки карбонатных пород, повышенная глинистость; весьма неравномерное часто гнездовое с богатыми участками распределение полезных компонентов; небольшие размеры (мощность — первые метры, длина и ширина — десятки метров).

Для эоловых россыпей характерны: очень хорошая окатанность и отполированность песчаных зерен; приуроченность полезных концентраций к основанию наветренных частей барханов и дюн; линзовидно-полосчатая форма в плане, простирающаяся поперек генеральному направлению ветров; небольшие масштабы.

Делювиальные россыпи встречаются редко и обычно ассоциируют с элювиальными и пролювиальными. Для них характерны приуроченность к плохо отсортированным крупнообломочным отложениям, нижних частей делювия. В условиях многолетней мерзлоты или тропиков в делювиальных россыпях чередуются глыбово-крупнообломочные продуктивные и глинистые слои. Последние формировались в виде вязкотекучих потоков.

Представления о механизмах образования россыпей

Известно большое число математических моделей потоков, из которых наиболее распространены расчеты на основе уравнения Навье-Стокса. Важнейшим следствием из него является пропорциональность скорости движения частицы квадрату ее радиуса. Математические модели прибрежно-морской гидродинамики достаточно глубоко разработаны на основе анализа волновой деятельности. По сравнению с математическими более достоверные сведения получают из физических моделей.

Водные потоки могут быть ламинарными и турбулентными, что определяется соотношением вязкости и скорости потока. Большая вязкость и соответственно значительное внутреннее трение в жидкости, а также высокая скорость обуславливают турбулентное движение. Большинство природных воздушных и водных потоков являются турбулентными (Лидер, 1986). Для них характерны спиральные водовороты, распространяющиеся поперек основного течения. Наибольшие значения вихревых скоростей отмечаются в нижней части спиралевидных вихрей.

В модельных турбулентных потоках в местах их осложнений и резких перепадов скоростей могут возникать обратные общему направлению локальные вихревые течения и появляются гидродинамические тени. Такие условия возникают в местах: резкого расширения потока; вокруг сферических или цилиндрических тел, помещенных в поток; отрицательной ступени или неболь-

шого нарушения поверхности дна. Именно в таких местах должна быть наибольшая гидродинамическая дифференциация обломочного материала, и соответственно формироваться россыпи.

В реках такими ловушками могут быть: стрежневые части плесов; эрозионные котловины в основании водопадов; места раздваивания русла и их схождения за островами; участки, расположенные ниже впадения в основное русло боковых притоков; участки ребристого плотика; локальные углубления или выступы дна. В зоне мелководно-морского осадконакопления подобные ловушки появляются в местах: осложнений пологого дна в виде выступов коренных пород; уступов и краевых частей бенча; смежны клифов и пляжей; уступов подводных террас; поперечного осложнения вдольбереговых течений; сочленения вдольбереговых и приливно-отливных течений; резких изгибов береговой линии; сильных дельтовых течений.

Ламинарные и турбулентные потоки обуславливают три типа механизма переноса обломочных частиц: перекачиванием (волочением), скачками (сальтацией) и во взвеси.

Гидродинамические данные и закономерности распределения ценных россыпных минералов в аллювиальных россыпях нашли отражение в трех главных теоретических моделях аллювиального россыпеобразования: активного слоя Ю.А.Билибина, сальтации М.А.Великанова и соударений Н.А.Шило и Н.Г.Бондаренко.

По представлениям Ю.А.Билибина перераспределение минералов происходит в так называемом активном слое русловых наносов, который целиком передвигается по дну реки. Мощность слоя составляет от нескольких дециметров до двух метров. Слой представляется густой суспензией, сложенной галькой, гравием и песком. В нижней его части консистенция выше. Во время своего движения из-за различий в удельном весе, размерах частиц и скоростей тяжелые ценные компоненты постепенно опускаются к приплотиковой части активного слоя.

Эта гипотеза отражает гравитационную сепарацию зерен по механизму перекачивания — волочения и применима для русловых и косовых россыпей ближнего сноса. В ней не учитывается турбулентность водных потоков.

В основе гипотезы М.А.Великанова положена дифференциация зерен, которая происходит главным образом в процессе их сальтации в придонной части руслового потока. Чем тяжелее и крупнее зерно, тем меньше высота сальтации и длина перемещения частицы. Следовательно вдоль по течению должно происходить разделение зерен. В результате ценные тяжелые минералы вместе с крупнообломочным материалом остаются в придон-

ной части и постепенно опускаются к плотнику через крупнообломочный каркас.

Данная модель не учитывает механизма перекачивания, а также явлений высвобождения ценных минералов из их сростков во время транспортировки и соударений.

В модели Н.А.Шило и Н.Г.Бондаренко рассматривается образование аллювиальных россыпей за счет поступающих сростков — агрегатов зерен, содержащих полезные минералы (золото, платина и др.). Из минеральных агрегатов в процессе транспортировки и соударений тяжелые минералы высвобождаются и сразу оседают на дно. Поскольку осадок достаточно рыхлый, то тяжелые частицы практически не успевают передвинуться вдоль по потоку и проседают к плотнику.

Эта модель хорошо объясняет постепенный рост содержания полезного компонента в долинной россыпи вблизи источника и плавное снижение его концентрации по мере удаления от него. Согласно этому в россыпи затухает количество сростков с тяжелым минералом. Имеется подтверждение данной модели в экспериментах по транспортировке водным потоком сросткового золота. Оно практически не перемещалось по руслу.

В рассматриваемом механизме важно подчеркнуть, что при дифференциации материала действуют не просто размеры и плотность частиц, а учитывается так называемая гидравлическая крупность зерен. Последняя определяется скоростью свободного падения частицы в статической жидкости. Экспериментальные и расчетные данные показывают, что для таких компонентов, как золото и платина, гидравлическая крупность растет при уменьшении размера зерен. Это обстоятельство также объясняет слабую миграцию тяжелых минералов и их преимущественное проседание в рыхлой массе руслового аллювия.

В целом для расшифровки условий образования конкретных аллювиальных россыпей полезно использовать все имеющиеся представления о механизмах концентрации, поскольку природные условия достаточно разнообразны и нестандартны.

Модели накопления полезных минералов в прибрежно-морских россыпях предполагают участие в массопереносе трех видов течений: взмучивающего движения волн; вдольбереговых и приливо-отливных. Масштабность каждого из этих видов движений различная, также как и их значение в образовании россыпей. Первые влияют на перемещение материала в волно-прибойной зоне, способствуют образованию валов, пляжей и сепарации терригенных частиц внутри этих намывных отложений, и, следовательно, во многом определяют концентрацию и качество полезных компонентов в россыпях. Вторые формируют протяженные

бары и косы и, по-видимому, являются главной причиной образования запасов россыпей. Приливно-отливные течения во многом определяют формирование россыпей подводного склона (песчаных отмелей) и могут приносить большое количество песчаного материала в волно-прибойную зону. Каждая разновидность течений в мелководной прибрежной зоне вносит свою лепту в перераспределение обломочного материала, поскольку может переносить частицы перекачиванием, сальтацией и во взвеси. Их волновая природа и высокая интенсивность определяют преимущественно песчаный состав, хорошую сортировку, крупные размеры а также возобновляемость запасов прибрежно-морских россыпей.

В основе механизма эоловых концентраций тяжелых минералов лежат процессы выдувания легкой фракции и сальтации частиц. Относительно крупные эоловые россыпи образуются из уже частично обогащенного полезными компонентами песчаного материала. Так, широко известны алмазные россыпи в пустыне Намиб, расположенные в Юго-Западной Африке, материалом для которых вероятно служили прибрежно-морские отложения.

Поскольку ветровые потоки также являются турбулентными, то наиболее контрастная смена силы ветра происходит в местах резкого изменения формы поверхности. Это тыловые шлейфы дюн и барханов, мелкие котловины и впадины, места перехода песчаных и каменистых участков пустынь. В открытых пустынных пространствах далеко не всегда соблюдаются генеральные направления ветров, поэтому тела эоловых россыпей редко имеют струйчатую форму. Чаще они пятнистые, линзовидные и гнездовые.

Выделяются девять *типов рудных формаций россыпных месторождений*.

1. Золота, представленные современными аллювиальными россыпями бассейнов рек Лены, Колымы, Амура, Амазонки, Параны, Конго и др.; древними палеогеновыми (Урал, Сибирь) и мезозойскими (Урал) аллювиальными и карстовыми россыпями; прибрежно-морскими россыпями (россыпь Ном на Аляске).

2. Платины, включающие современные аллювиальные россыпи с коренным источником концентрически-зонального щелочно-ультраосновного Кондерского массива в Сибири; долинные и террасовые россыпи Урала; прибрежно-морскую террасовую россыпь на Аляске.

3. Алмазов, которые представлены современными аллювиальными россыпями Бразилии, Венесуэлы, Якутии, Урала; прибрежно-морскими россыпями на Атлантическом побережье Юго-

Западной Африки; древними аллювиальными и карстовыми россыпями Якутии.

4. Ильменит-рутил-циркон-монацитовая включающая современные прибрежно-морские россыпи Индии, Шри-Ланки, Мадагаскара, Тайваня, Восточной Австралии, Флориды США и Бразилии.

5. Олова, включающие современные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи стран Юго-Восточной Азии (Индонезии, Малайзии, Таиланда и др.), Северо-Востока России и Китая.

6. Магнетита и титаномагнетита прибрежно-морских россыпей о. Северный в Новой Зеландии, Японских островов, Сахалина и Курил.

7. Янтаря прибрежно-морских россыпей побережья Балтийского моря России, Германии, Польши, Литвы и Латвии.

8. Камнесамоцветная, представленная аллювиальными россыпями агатов, сердолика, горного хрусталя, изумрудов и других драгоценных и поделочных камней в районах развития вулканогенных образований и пегматитов.

9. Техногенные россыпи золота и минералов платиновой группы в шламах и хвостохранилищах обогащения медно-никелевых сульфидных руд и в центральных отстойниках обогащения строительных песков и гравия.

Хемогенные осадочные месторождения

Включают месторождения каменных солей, окисных и карбонатных руд железа и марганца, железомарганцевых конкреций океанического ложа, части бокситов. Некоторые исследователи относят к этому классу месторождения железистых кварцитов.

Среди рассматриваемых месторождений выделяется два типа — сформированные из истинных растворов и из коллоидов. К первому относят месторождения солей и рассолов, ко второму — металлов.

Образование месторождений каменных солей связывают с процессом соленакопления в осадочных солеродных бассейнах — галогенезом. Выделяют три типа галогенеза — хлоридный, сульфатный и содовый, в которых по разному распространены минералы каменных солей. Им соответствуют хлоридные, сульфатные и содовые соленосные толщи. В рассматриваемых минеральных парагенезисах галит является сквозным и доминирующим во всех галогенных отложениях. Сильвин также может присутствовать во всех ассоциациях, однако, наиболее широко распространен в хлоридной и сульфатно-хлоридной группах.

Характерными чертами рассматриваемых месторождений являются:

- отчетливый географический и палеогеографический контроль солеобразования, который заключается в связи с аридными климатическими зонами и выравненным рельефом;

- локализация в соленосных преимущественно хемогенно-осадочных толщах и связь с первично красноцветными тонкообломочными отложениями;

- отчетливый стратиграфический контроль рудных залежей;

- хроностратиграфическая неравномерность распределения запасов солей, наличие эпох солевого осадконакопления;

- расположение месторождений в крупных депрессионных зонах, отличавшихся интенсивным некомпенсированным опусканием и высокой скоростью накопления каменных солей;

- пластовая, иногда штоковидная форма рудных тел с большой мощностью, достигающей 700—800 м и площадью распространения, составляющей от 5—6 тыс. км² до $n \cdot 100$ тыс. км² и более 1 млн км²;

- характерные тонколистоватые текстуры руд, часто нарушенные оползневыми деформациями, присутствие текстур растворения;

- частые проявления соляной тектоники, обусловленной способностью каменных солей к вязкому течению;

- обязательное присутствие в разрезах перекрывающей соли бронирующих глинистых толщ.

Современные районы образования эвапоритов располагаются исключительно в аридных областях: в предгорных равнинах (Чили, Перу); пустынях (Намибия, Сомали, Западной Австралии и Средней Азии); прибрежных равнинах (сабхе) (Персидский залив); в морских бассейнах (Мертвое море). Среди солеродных бассейнов выделяют четыре типа: осолоненных озер, небольших заливов и лагун; крупных морских заливов или мелководных изометричных (типа Кара-Богаз-Гола в восточном Прикаспии) или глубоководных линейных (типа Бокано-де-Вирилла в Южной Америке); эпиконтинентальных морей (Мертвое море); крупных внутриконтинентальных морей (предполагаются лишь аналоги пермского возраста).

Имеются собственно соляные, соленосные и вмещающие их осадочные породы. Соленосные породы чаще всего ассоциируют с хемогенными карбонатными и терригенными песчано-глинистыми красноцветными отложениями (рис. 56), реже включают биогенные и вулканогенные образования. Как правило, разрез галогенной формации представляет собой регрессивную серию отложений. Наиболее распространены галитсодержащие, менее

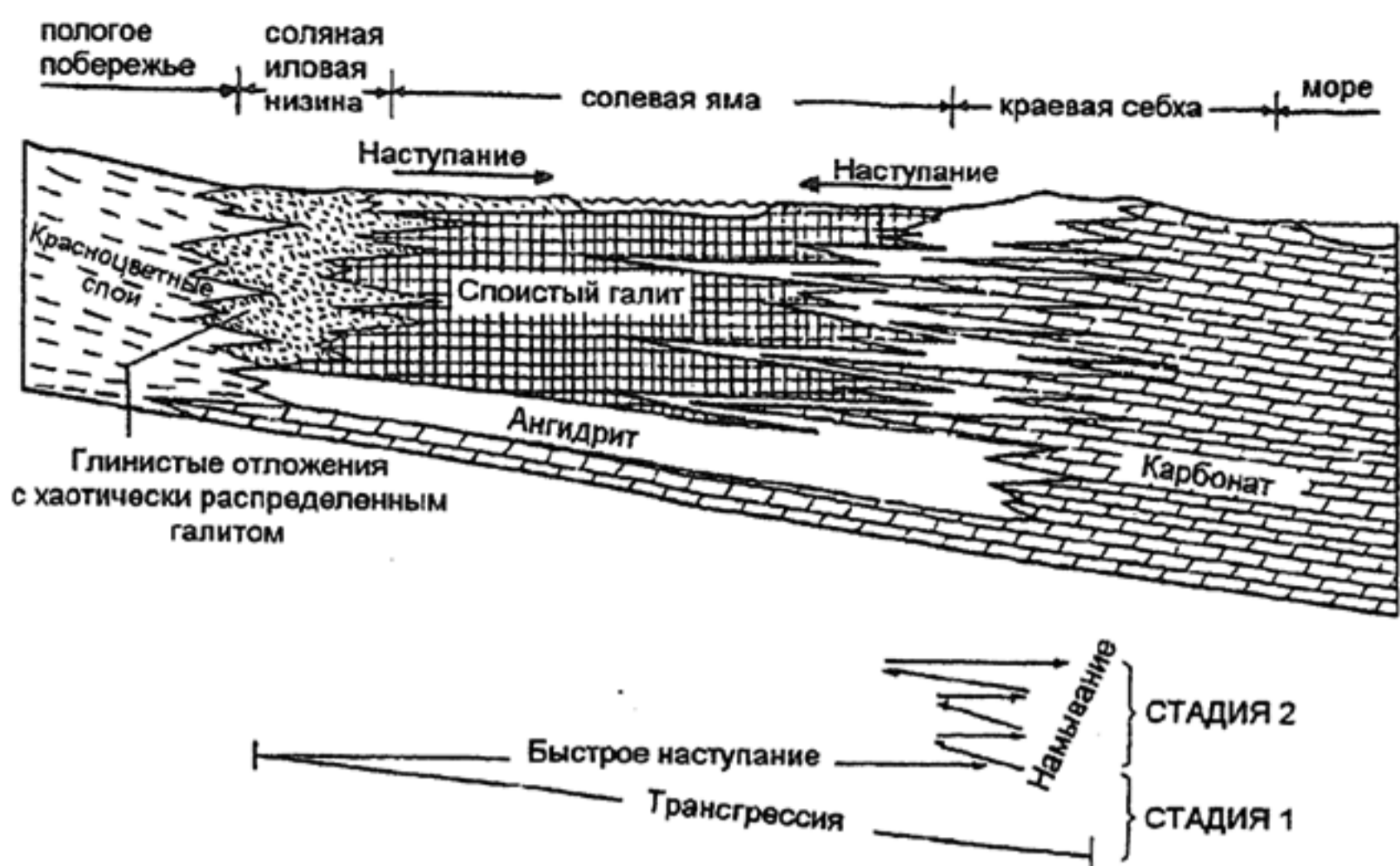


Рис. 56. Схема соотношения позднепермских соленосных и ассоциирующих с ними толщ в формации Нижний Клир-Форк (Рединг и др., 1990)

— калийно-магниевые, всего три формации — содовые. Характерны фациальные переходы соленосных отложений с одной стороны в морские карбонатные, а с другой — в глинистые континентальные. Отложения, вмещающие залежи гипса, галита и сильвинита представлены красноцветными породами. Толщи, содержащие ассоциации содового галогенеза, концентрации бора и цеолиты располагаются только в сероцветных комплексах.

Рельеф областей соленакопления отличается выравненностью и отсутствием долин. Это предопределяет возможность длительной хомогенной седиментации. Большое количество терригенного материала подавляет образование эвапоритов. Аридные условия и высокая соленость определяют стерилизацию водоемов и незначительное развитие биогенных осадков.

Солеобразование отмечено во всех геологических периодах, начиная с раннего докембрия и до современной эпохи (табл. 8). Однако наиболее крупные скопления каменных солей сопровождают эпохи завершения крупных геотектонических циклов — байкальского (кембрий), каледонского (силур-ранний девон); герцинского (поздняя пермь), киммерийского (поздняя юра-ранний мел), альпийского (миоцен). М.К.Калинко отмечает наибольшую интенсивность галогенеза в пермском, юрском и четвертичном периодах. М.А.Жарков отмечает эволюцию эвапоритовых формаций, которая выражается в увеличении их разнообразия от гипсовых в протерозое, гипсовых и хлоридных в раннем

Геохронологическое положение некоторых соленосных бассейнов

Регион	Пример бассейна	Период, эпоха
Прикаспий, Закавказье, Восток Средней Азии, Испания, Португалия, Франция, Германия, Польша, Румыния, Турция, Северная Африка, Пакистан, Северная Америка.	Прикарпатский	Неогеновый
Средняя Азия, Франция, Англия, Северная Африка, Северная и Южная Америка	Среднеазиатский	Поздняя юра - ранний мел
Соликамский в Предуралье (Восточно-Европейский) Прикаспийский, Цехштейновый (Центрально-Европейский, Донбасский, Северо-Американский	Соликамский	Пермский
Донбасский, Минусинский на юге Сибири, Припятский, Северо-Американский	Припятский	Девонский
Ангаро-Ленский, Ирано-Пакистанский	Ангаро-Ленский	Кембрийский

палеозое, до гипсовых, хлоридных и различных по составу калийно-сульфатных, натриево-сульфатных и хлоридно-карбонатных в кайнозое.

Солеродные бассейны располагаются в депрессиях, чаще платформенных, а также в их краевых прогибах (Приуральском, Предкарпатском и др.) или межгорных впадинах, рифтогенных зонах (Днепровско-Донецкая впадина и др.) (рис. 57). Калийные соли встречаются исключительно в платформенных структурах, натровые и магниевые не имеют такого ограничения. Депрессионные зоны соленакопления должны быть отгорожены от открытых морских бассейнов и включать промежуточные бассейны, в континентальных условиях должны быть конечными водоемами стока.

Солеродные бассейны существенно различаются размерами (от первых тысяч до миллионов км²). Залежи каменной соли занимают различные части от площадей бассейнов, составляя от 6 до 70%. Месторождения калийных солей всегда располагаются

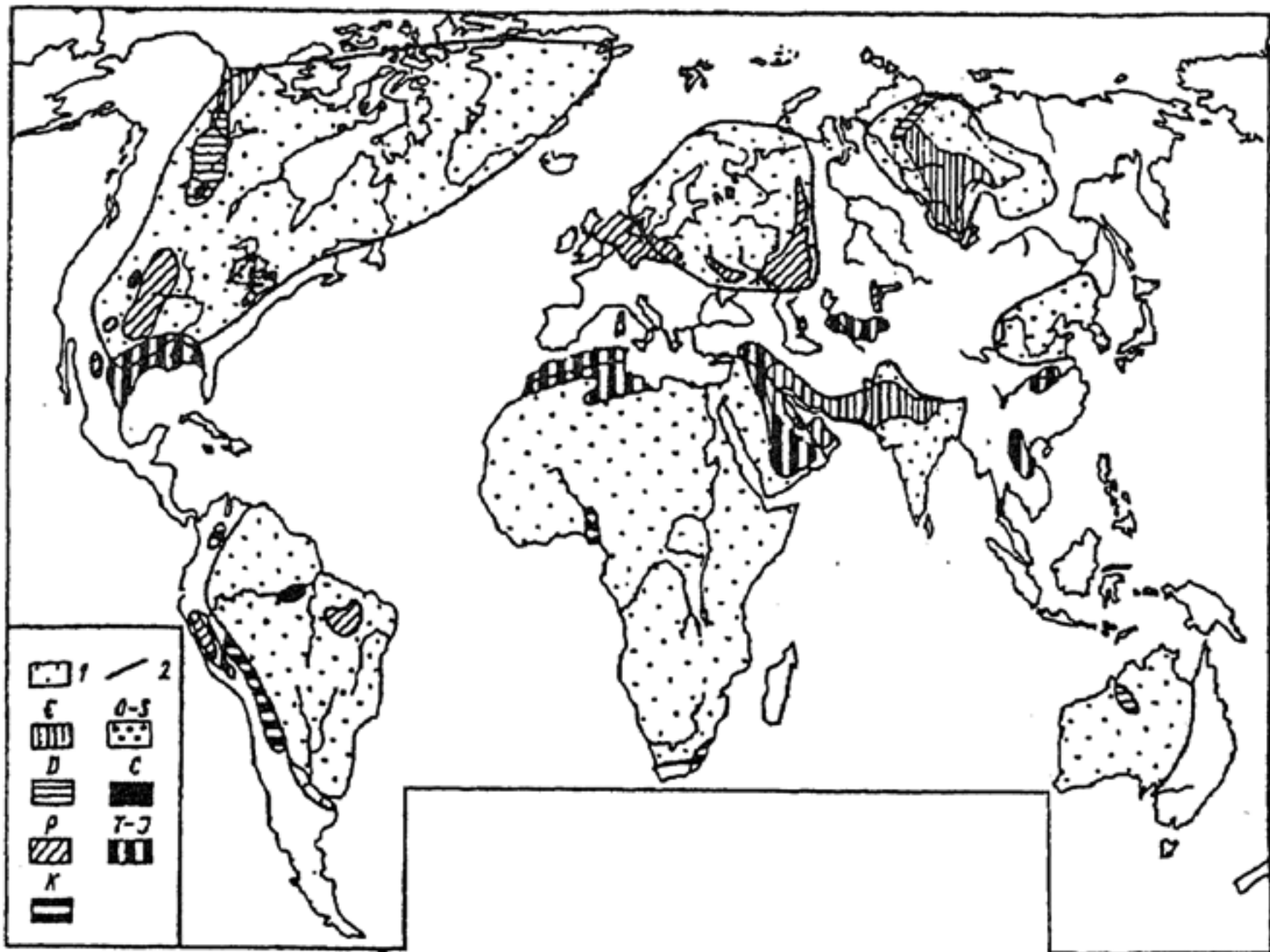


Рис. 57. Главнейшие солеродные бассейны мира (по В.И.Синякову).
1 — платформы, 2 — границы платформ

внутри галитовых бассейнов, занимая от 5% (Рейнский грабен) до 24% (Предкарпатский прогиб) и даже 40% (Верхнекамское месторождение). Наиболее крупными солеродными бассейнами были кембрийские Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский и пермские Восточно- и Западно-Европейский.

Пласты каменных солей характеризуются внутренним ритмичным строением. Как правило в основании ритмов залегают гипс-ангидритовые слои, выше переходящие в галитовые, сменяющиеся карналлитом. Соленосные формации могут слагать толщи мощностью до 700 м и более. Калийные соли занимают часть от галитовых толщ и встречаются либо в виде маломощных (0,5 — 1,5 м) прослоев и линз, либо одного или многих мощных (до 25 м) пластов.

Типичны текстуры ленточной слоистости, которые интерпретируются в качестве сезонных или годовых слоев. Часто встречаются текстуры оползания, обрушения и брекчий растворения, свидетельствующие о сложных диагенетических и постседиментационных процессах растворения и выщелачивания соленосных отложений.

Характерными особенностями эвапоритовых месторождений являются проявления галотектоники — вязко-пластических деформаций солей и соленосных глинистых пачек. Особенно ярко это выражается в древних месторождениях, где мощные залежи соли перекрыты вышележащими толщами. Для соляных залежей достаточно иметь мощность более 300 м, чтобы начались пластические деформации в основании таких пачек.

В этой связи залежь каменной соли при получении определенного литостатического или тектонического давления начинает двигаться в зону с меньшими напряжениями и формировать причудливые сложные складки нагнетания. Там, где мощность вышележащих отложений небольшая (либо из-за замедленного осадконакопления, либо из-за постседиментационной эрозии), а также из-за вертикальных или горизонтальных блоковых движений соль начинает двигаться, часто выдавливается вверх, поднимает и прорывает вышележащую толщу. Так формируются соляные купола и диапиры (рис. 58).

Существует четыре типа галогеновых месторождений: 1) современные рассолы соленосных озер и морей бассейнов (рапа), представляющие собой поверхностные скопления гидроминерального сырья; 2) рассолы подземных вод (подземное гидроминеральное сырье); 3) соли современной садки; 4) древние соли.

Представления об образовании солей. О механизме образования каменных солей существует несколько гипотез. По одной из

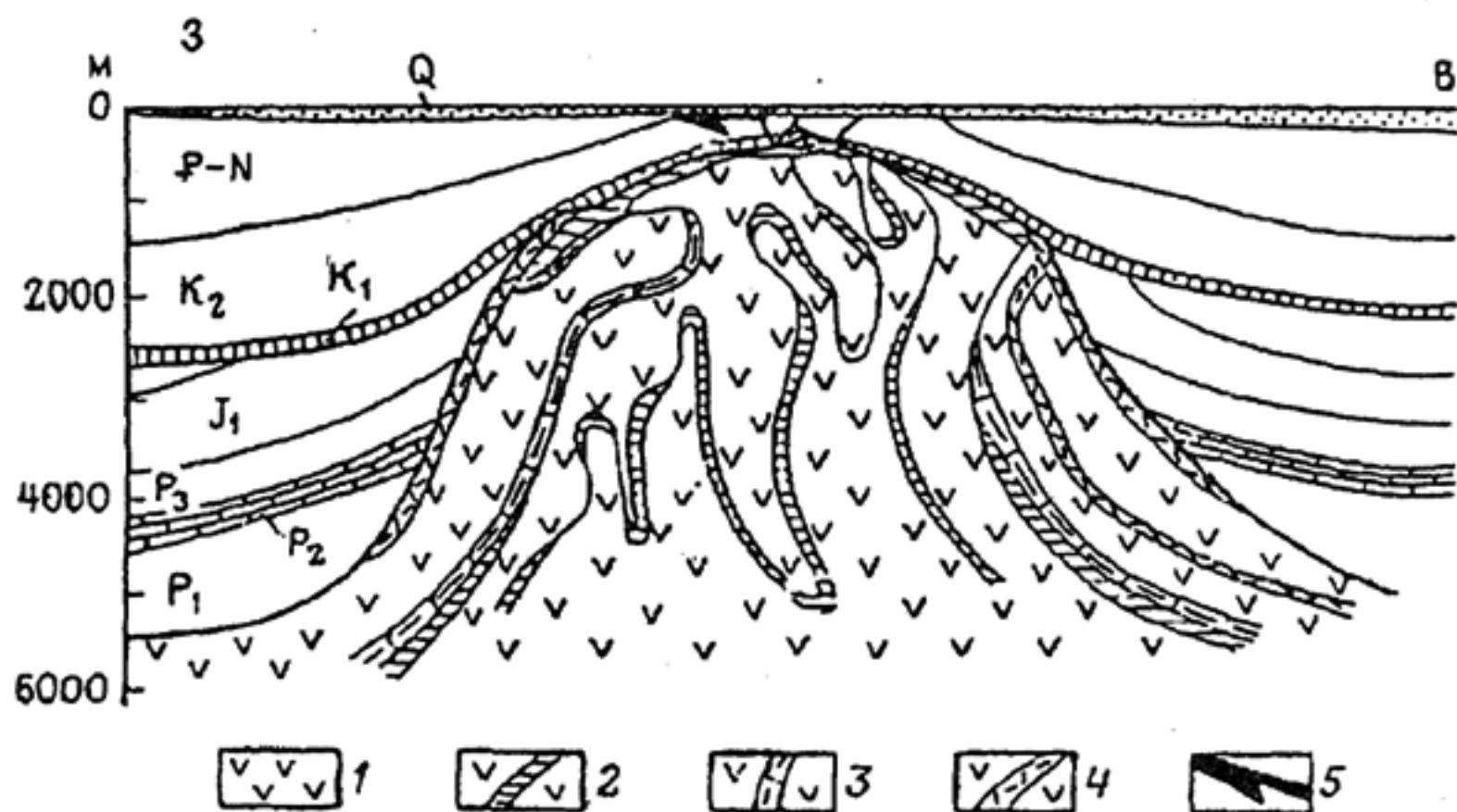


Рис. 58. Складчатость нагнетания в ядре диапирового соляного купола. Ядро сложено породами пермского возраста. По А. Бенцу (Белоусов, 1985).

1 — соль, 2 — глина, 3 — известняки, 4 — ангидрит, 5 — битум

них (Я.Г.Вант-Гофф, К.С.Курнаков и др.) соли образуются из морских вод путем их естественного солнечного испарения. По Вант-Гоффу предполагается следующая последовательность солеобразования: кальцит + доломит → гипс → галит + гипс → галит + ангидрит → галит + полигалит → астраханит + эпсомит → сульфаты калия и магния → каинит → карналлит → бишофит. К.С.Курнаков предложил более простой ряд: гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) → галит (NaCl) → эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) → гексагидрит ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) → карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) → бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) → бораты.

В экспериментах по выпариванию воды указанная последовательность сохранялась при постепенном увеличении плотности рассола (рис. 59). Однако в природных эвапоритах относительно повышена доля гипса и понижена — сульфатов натрия и магния. Обеднение магнием сопровождается осаждением доломита и глинистых минералов. Эти отличия можно объяснить яв-

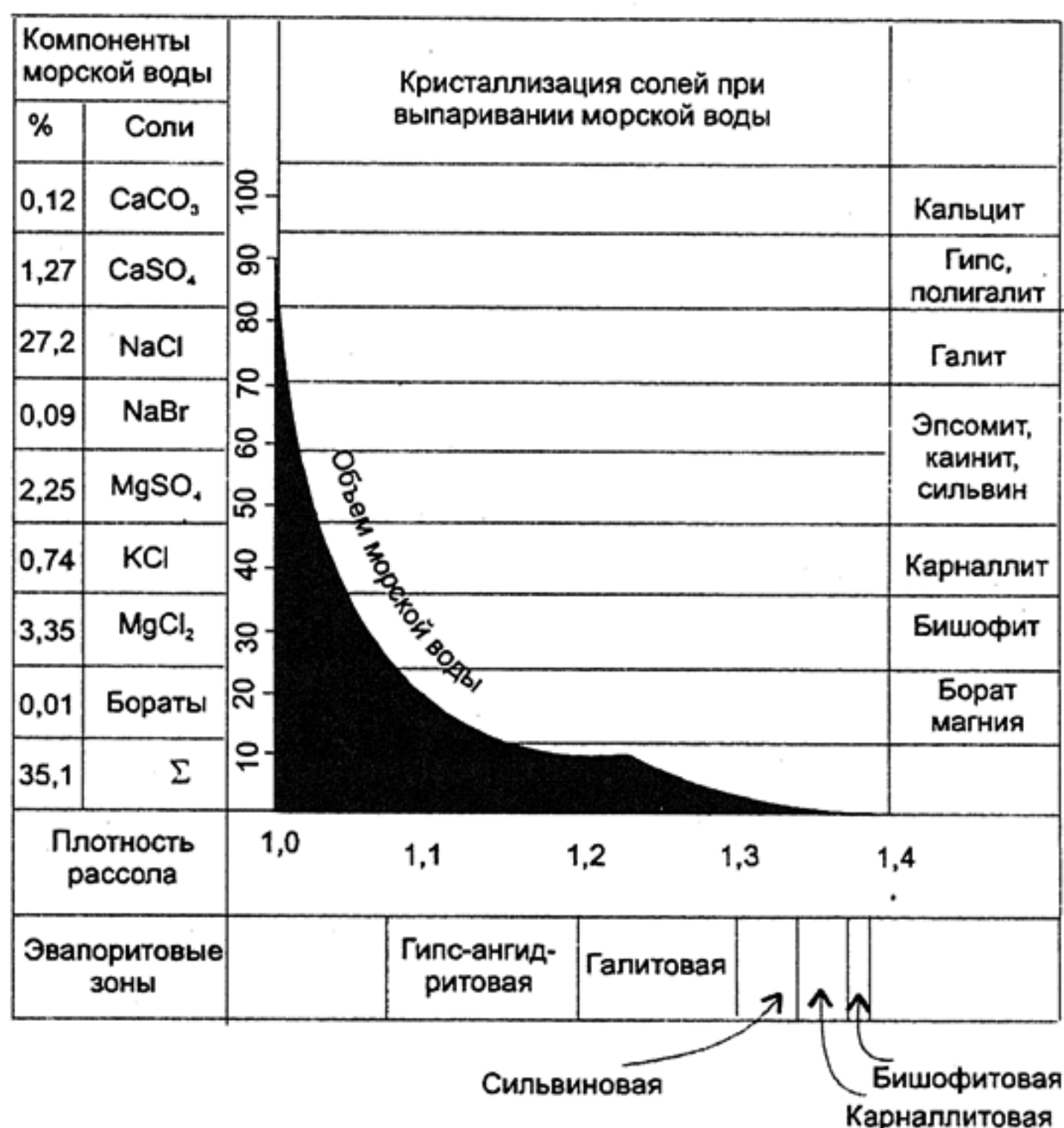


Рис. 59. Изменение объема образующегося рассола, его плотности и типа осаждающихся солей при выпаривании морской воды (Лидер, 1986)

лениями взаимодействия рассолов и твердой фазы и участием глинистых веществ в образовании осадков.

Помимо указанных несоответствий механизмом простого выпаривания нельзя объяснить формирование многосотнеметровых залежей каменных солей. Ведь из морской воды мощностью 10 км можно выпарить солевой слой мощностью лишь 140 м.

Последнее противоречие удовлетворительно объясняется, исходя из гипотезы баров, выдвинутой А.Оксениусом. По его представлениям соли накапливаются в замкнутом водоеме, отделенном от открытого бассейна подводным или надводным барьером (баром). За счет интенсивного испарения в жарком климате уровень воды в заливе резко понижается, в результате чего из открытого бассейна поступают дополнительные объемы морской воды.

Согласно этой гипотезе при отделении залива от моря согласно росту минерализации соленакопление происходит в четыре стадии: 1) кристаллизации карбонатов и гипса; 2) осаждения галита с гипсом и образование маточного раствора с солями калия и магния; 3) периодическое осаждение ангидрита; 4) выпадении из рассолов легкорастворимых солей калия и магния. Указанная последовательность может быть прервана на любой стадии, что удовлетворительно объясняет наличие разных месторождений эвапоритов: гипса, галита, калийных. Для сохранения образованной залежи она должна быть перекрыта бронирующим чехлом глинистых отложений.

М.Г.Валяшко развил эти представления, разделив солеродные бассейны на два типа — рапного озера и “сухого” озера. В первом из них существует рапа — густой раствор с плотностью до $1,3 \text{ г/см}^3$, в ассоциации с которым последовательно накапливаются карбонат, гипс, галит и сильвинит. Во втором типе (“сухое” озеро) преобладает твердая масса солей, в межзерновом пространстве которых имеется маточный рассол плотностью $1,3—1,4 \text{ г/см}^3$. Кристаллизация калийных и магниевых солей из маточного рассола в “сухом озере” может происходить лишь в условиях его накопления в прогибах и его испарения с открытой поверхности.

А.А.Иванов и другие исследователи критикуют такой механизм образования калийных месторождений. В частности, считаются нереальными многосотнеметровые погружения бассейнов, необходимые для накопления больших объемов межкристальной рапы.

Для масштабного калийно-магниевого соленакопления В.Н.Копнин предложил механизм длительного круговорота в системе “рапа—рассолы испарения—межкристальные рассолы—

рапа". По его данным необходим дренаж и возврат в рапу больших объемов межкристальных рассолов во время продолжительного диагенеза.

В.И.Седлецкий, А.А.Байков и Н.И.Копнин допускают эндогенное поступление галлоидов на дно рифтовых солеродных бассейнов из мантии. Последние отличаются присутствием в соленосных толщах вулканогенного материала и высокими концентрациями Fe, Mn, Zn, Cu, Ag, Au.

М.П.Фивег и А.Л.Яншин считают, что мощные толщи галита накапливались в условиях обширных и глубоких бассейнов, а сильвинита — в мелководных. При этом важна последовательная концентрация солей в промежуточных бассейнах и соответствующий перевод засоленных вод из мелководных зон в глубоководные.

Модели образования месторождений соды и бора учитывают сложное выщелачивание натрия и бора из туфогенно-осадочных, вулканических или интрузивных пород, расположенных в палеоозерных солеродных бассейнах. Здесь также предполагается действие испарительного механизма и сложного массообмена в условиях диагенеза и катагенеза между породой и седиментогенными поровыми растворами.

Таким образом, накопление солей может происходить двумя путями: 1) в результате последовательного уменьшения площади солеродного бассейна; 2) концентрированием в межзерновой жидкой фазе в разрезе ранее сформированных эвапоритов. Наиболее распространен первый механизм, при котором происходит формирование месторождений гипса, галита и небольших по мощности калийных пластов. Второй механизм встречается редко, но обуславливает мощный калийный или содовый рудогенез.

Месторождения, образованные из коллоидных растворов

В рассматриваемый класс отнесены осадочные месторождения железа, марганца и алюминия. Среди месторождений железа и марганца выделяется три разновидности: оолитовых руд; железо-марганцевых конкреций; железистых и марганцевых кварцитов. Происхождение последних многие исследователи связывают с вулканогенно-осадочным и метаморфическим процессами.

Рассматриваемым месторождениям характерны следующие особенности: 1) ассоциация месторождений с сероцветными терригенными, туфогенно-осадочными, черносланцевыми и угленосными формациями гумидных климатических зон, выполняющими озерные, морские и океанические впадины; 2) фациально-геохимическая и минеральная зональность оруденения относительно береговой линии; 3) стратиграфический контроль оруде-

нения, наличие металлогенических эпох, в которых сосредоточены наибольшие мировые запасы железа, марганца и алюминия; 4) пластовая форма рудных тел, оолитовые, конкреционные и микрослоистые текстуры руд.

Выделяются вулканогенные и кремнистые, карбонатно-глинистые, черносланцевые, тонкообломочные и угленосные ассоциации рудоносных геологических формаций, соответствующие гумидным условиям осадконакопления и проявлениям синхронного вулканизма.

Месторождения располагаются в отложениях, которые накапливались в мелководных озерах, заливах, бухтах, лагунах и на океаническом дне с неактивным гидродинамическим режимом. Наиболее крупные месторождения бурых железняков и окисных марганцевых руд занимают обширные мульды в платформенном чехле, как, например, Камыш-Бурунская структура Керченского железорудного месторождения (рис. 60).

Наличие скоплений углеродистого органического вещества в черных сланцах или углях, отражает относительную опресненность бассейнов, что обусловлено значительным поступлением растворов из рек, ручьев и грунтовых вод.

В целом Н.М.Страховым отмечено закономерное распределение концентраций алюминия, железа и марганца в направлении от континента к морским обстановкам. Эта зональность объясняется различной подвижностью коллоидных частиц соответствующих металлов в опресненных и соленых растворах и распространение ореолов металлов от латеритных кор выветривания.

В каждом конкретном рудоносном бассейне концентрации алюминия, железа и марганца подчиняются определенным условиям седиментации. Для железа наблюдается следующая зональность руд по мере удаления от береговой линии: окисные (коричневые); окисные и гидросиликатные (табачные); окисные с сидеритом и анкеритом и гидроокислами марганца (икряные); сидеритовые; пирит-марказитовые. Похожие изменения выявлены для марганцевых руд: пиролюзит-псиломелановые; манганитовые; родохрозитовые (рис. 61). Для руд марганца, чаще чем для железа характерны переходы в осадки с сероводородным заражением.

Н.М.Страхов выделил семь главных металлогенических эпох: докембрийскую, кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, каменноугольную, юрскую и кайнозойскую, которые в целом связаны с периодами выравнивания и образования интенсивных кор выветривания. Для железа главными металлогеническими эпохами считаются докембрийская (протерозойская) и юрская,

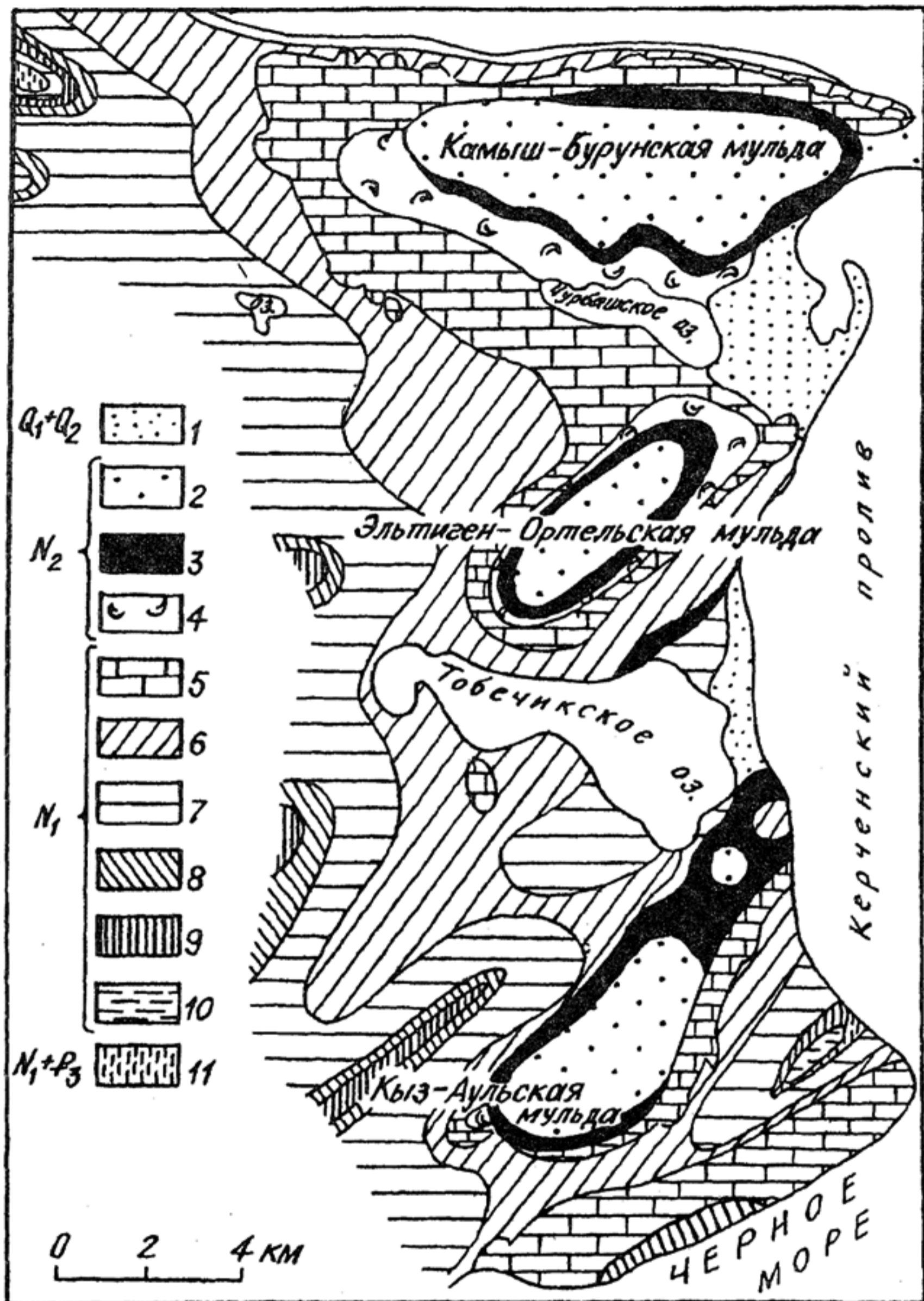


Рис. 60. Схематическая геологическая карта южной части Керченского бассейна (по М.Скобникову).

1 — пески пересыпей, кос, террас; 2 — глины песчанистые и пески; 3 — бурые железняки; 4 — ракушечники глинистые, известняки; 5 — известняки детритусовые и мшанковые; 6 — известковые глины; 7-11 — глины: 7 — трепеловидные, 8 — зеленовато-серые и оливково-зеленые, 9 — слоистые с прослоями мергелей, 10 — с мергелями, известняками детритусовыми и строматолитовыми, 11 — майкопские

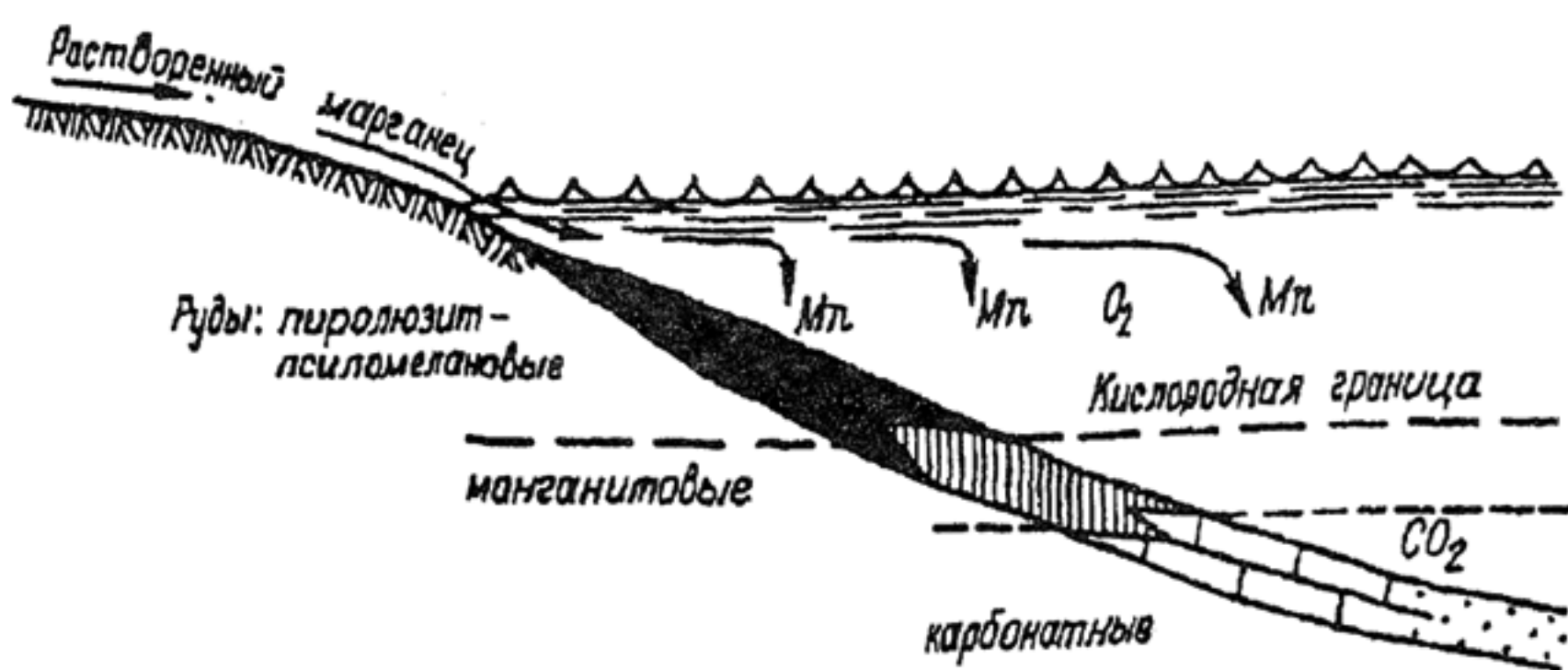


Рис. 61. Минералого-геохимическая зональность осадочных марганцевых месторождений

которые включают громадные по запасам (десятки млрд. т) рудные провинции. Н.М.Страхов отметил эволюцию генетических типов осадочных железных руд. Для докембрийской эпохи характерны железистые кварциты, накапливавшиеся вдали от морских побережий. Для палеозойских эпох рудоотложение типично в литоральной зоне. Начиная с позднего палеозоя, появляются и более широко распространяются озерно-болотные руды.

Для марганца помимо крупных докембрийской, раннепалеозойских и каменноугольной эпох выделяется уникальная олигоценовая эпоха, к которой относятся крупнейшие в мире месторождения Украины (Никопольское), содержащие 75% мировых запасов этого металла и Грузии (Чиатурское). Для докембрийских месторождений характерны преимущественно силикатные марганцевые руды, для палеозойских — оксидные и карбонатные, для олигоцена — гидроокисные.

Для месторождений осадочных бокситов важнейшими эпохами являются: девонская, включающая Уральские месторождения; карбоновая с месторождениями Средней Азии; мезозойская и палеогеновая, к которой приурочены месторождения Средиземноморской провинции; плиоцен-четвертичная, содержащая месторождения на коралловых островах Ямайки и Гаити.

Пластовая форма рудных тел и согласное их залегание в осадочных толщах прямо указывают на седиментационно-диагенетическое происхождение руд. Характерно тонкое переслаивание собственно рудных слоев и прослоев ракушняков, глин или песков, содержащих полезные компоненты в примесных концентрациях. Мощности рудных тел бурых железняков и оксидно-марганцевых руд составляют метры — десятки метров, протяжен-

Содержание рассеянных элементов в конкрециях железа и марганца
(по Дж. Мейнард)

Типы конкреций	Содержания, г/т				
	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
Пелагические	5000	5000	500	500	1000
Прибрежные	50	50	50	50	50
Пресноводные	200	200	600	1600	500

ность — многие километры. Отмечается внутренняя линзовидная неоднородность пластовых рудных залежей.

В месторождениях бокситов, как правило, встречаются рудные тела неправильной формы, часто гнездовые, которые подстилают рудные пласты. Это объясняется приуроченностью переотложенных бокситов к закарстованной поверхности известняков. Осадочные бокситы часто ассоциируют с собственно карстовыми остаточными месторождениями. Рудоносные зоны прослеживаются вдоль поверхностей несогласия на десятки километров. В типичных разрезах бокситов в нижней части рудных тел имеются бобовая текстура и красный цвет за счет гидроокислов железа. Верхние части рудных тел сложены зеленовато-серыми и пестроцветными массивными и слоистыми бокситами.

Для руд характерны оолитовые, конкреционные, бобовые, микрослоистые, кластогенные и биогенные текстуры, примесь глинистого и песчаного терригенного материала. Для докембрийских месторождений типичны слоисто-полосчатые и плейчатые текстуры руд. В месторождениях бурых железняков железистые хлориты (шамозит и др.) и гидроокислы железа (гетит, гидрогетит) считаются первичными седиментационными, образованными в подвижной водной среде. Они слагают оолиты и их цемент. Сидерит в рудах поздний диагенетический. В оолитовых железных рудах встречаются глауконит, фосфаты и карбонаты.

Конкреции железа и марганца встречаются в современных озерно-болотных отложениях и на дне морей и океанов. Первые в железный век служили самым доступным источником выплавки железа. Вторые рассматриваются в качестве перспективного сырья XXI в. Следует подчеркнуть, что помимо основных компонентов, в конкрециях имеются высокие концентрации попутных кобальта, никеля, меди, цинка и свинца (табл. 9). Интересен факт современного роста пелагических конкреций. Подсчитано, что за год их накапливается около 10 млн т.

Современные железомарганцевые конкреции дна мирового океана прослежены до глубины 6 км и при дециметровых мощностях занимают огромные площади и соответствующие запасы, которых человечеству может хватить на несколько столетий. На плато Клипертон в центре Тихого океана уже начата экспериментальная их добыча. Диаметр конкреций — от первых сантиметров до многих дециметров, концентрации металлов в них достигают: Fe — 25—27%, Mn — более 20%, Co — первые %, Cu — 1,5%. Отмечаются также высокие концентрации Ni, Ti, V, Mo, Ti и др.

Представления о рудообразовании. В качестве источников рассматриваются латеритные коры выветривания и гидротермальные вулканические эксгаляции. Для пелагических конкреций помимо названных допускают подводные базальты, которые в результате взаимодействия с морской водой выделяют железо и марганец.

Основными путями миграции металлов рассматриваемой триады являются: подводные вулканические гидротермы и сопровождающие их океанические и глубинные морские течения; стоки малых и больших рек; грунтовые и артезианские подземные воды.

Полезные компоненты мигрировали в виде механических взвесей, истинных и коллоидных растворов. В поверхностных водотоках преобладали коллоидные растворы. Согласно представлениям большинства исследователей бокситы переносились в карстовые понижения преимущественно механическим путем. В дальнейшем кремнезем выщелачивался, а глинистые минералы преобразовывались в гидроокислы алюминия (гиббсит, гидраргилит, бемит, диаспор). При более поздней ингрессии моря происходило механическое и в меньшей мере хемогенное накопление бокситов.

В подводных вулканических гидротермах, грунтовых и глубоких артезианских водах железо и марганец могли переноситься в виде хлоридов и органоминеральных комплексов. Вблизи океанических “курильщиков” железо распространялось в виде “дымов” — суспензий пирротина и пирита. Допускается перенос соединений алюминия кислыми вулканогенными гидротермальными растворами. В осадочные бассейны марганцевоносные растворы могли поступать: преимущественно с суши в виде речных суспензионных выносов (А.Г.Бетехтин, В.И.Грязнов и др.) и затем перераспределяться в осадке; привноситься глубинными сероводородными водами из батинальных частей морей и океанов (Д.Г.Сапожников); поступать из вулканических эксгаляций (Г.С.Дзоценидзе и др.). В последнее время предполагается прив-

нос марганца и железа восходящими напорными водами артезианских бассейнов (Д.И.Павлов, Д.И.Горжевский и др.).

Причинами концентрации являлись разнообразные геохимические барьеры. В их числе наиболее распространенным, по-видимому, был электролитный. В результате его действия происходила коагуляция коллоидов, устойчивых в пресных непроводящих растворах, при их поступлении в морскую соленую воду. В образовании оолитовых руд железа Е.Ф.Шнюков отводит значительную роль подвижной гидродинамической среде водоема.

Вторым по значимости следует считать окислительный барьер, на котором осаждалась основная масса оксидных руд железа и марганца. При образовании родохрозитовых и сидеритовых руд существовал щелочной карбонатный барьер. Для железа важное значение имели силикатный и сероводородный барьеры.

Существенными для осаждения железа и марганца, вероятно, были микробиологические барьеры. Существуют точки зрения об осаждении этих металлов в результате интенсивного роста биомассы использующих их микроорганизмов (Б.В.Перфильев, А.М.Обут).

Рудные формации хемогенных осадочных месторождений.

Выделяются следующие рудные формации собственно хемогенных осадочных месторождений: 1) гипс-ангидрит-галитовая; 2) галит-карналлитовая с солями магния; 3) содовая; 4) современных и древних рассолов с концентрациями бора, иода, брома, щелочных и щелочно-земельных металлов; 5) бурых железняков с оолитовыми шамозит-гетит-гидрогетитовыми и сидеритовыми рудами; 6) псиломелан-пиролюзитовая с родохрозитом; 7) железомарганцевых конкреций дна мирового океана; 8) диаспор-бемитовая (бокситовая) в известняковых толщах; 9) хемогенных известняков и доломитов.

В рассматриваемую группу ряд исследователей относят углеродистые сланцы, фосфориты и угли, битуминозные известняки, отличающиеся повышенными концентрациями урана, редких земель, меди, полиметаллов, платины, германия и других компонентов. Поскольку такие рудоносные породы отличаются биогенными скоплениями углерода и фосфора и часто связаны с деятельностью подземных вод, то они рассмотрены ниже.

Биохимические месторождения

К биохимическим относятся месторождения фосфоритов, кремнистых, карбонатных пород, сапропеля, торфа, лигнита, каменного угля и горючих сланцев. Они имеют большое экономическое значение, так как являются важнейшими энергетически-

ми источниками, обеспечивают сырьем химическую промышленность и производство фосфорных удобрений.

Кроме того, биохимические процессы представляются важными при образовании некоторых осадочных месторождений урана, редких земель, иттрия, скандия, меди, серебра, полиметаллов, платиноидов, ванадия и серы.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфоритами называются породы с экзогенными концентрациями скрыто или микрокристаллического апатита. Нижний предел таких концентраций P_2O_5 5—12%, верхний — 35%. В мировом балансе фосфатного сырья осадочные фосфориты составляют около 80% .

По особенностям состава выделяют три типа осадочных фосфоритовых месторождений: желваковые, ракушечные и зернистые. Последние включают микрозернистые и собственно зернистые разновидности.

Характерными чертами геологического строения рассматриваемых месторождений являются: приуроченность к континентальным осадкам, отложениям древних шельфов и внутриконтинентальных морей, отличавшихся высокой биопродуктивностью и проявлениями глубинных течений; ассоциация фосфоритов с кремнисто-карбонатными, карбонатными, сероцветным терригенными песчано-глинистыми и черносланцевыми формациями; наличие эпох фосфатонакопления, главными из которых являются венд-кембрийская, пермская и мел-палеогеновая; связь оруденения с депрессионными зонами, осложненными конседиментационными поднятиями и впадинами; пластовая форма рудных залежей; седиментационно-обломочные, конкреционные, зернистые, слоистые и биогенные текстуры руд; повышенные концентрации ряда элементов (уран, стронций, редкие земли, фтор и др).

В мире известно более 20 крупных фосфоритоносных бассейнов с запасами пятиоксида фосфора более 100 млн т, которые располагаются в пределах шести фосфоритовых провинций (рис. 62). Характерно положение этих провинций вблизи современных или древних краевых частей континентов. Это связано с мелководно-морским осадконакоплением, отличающимся высокой биологической продуктивностью и привносом растворенных соединений фосфора с континентов или донными океаническими течениями.

А.В.Ильин выделяет внутри- и окраинноконтинентальные бассейны фосфатонакопления. В обоих типах бассейнов области фосфатонакопления протягивались параллельно береговой ли-

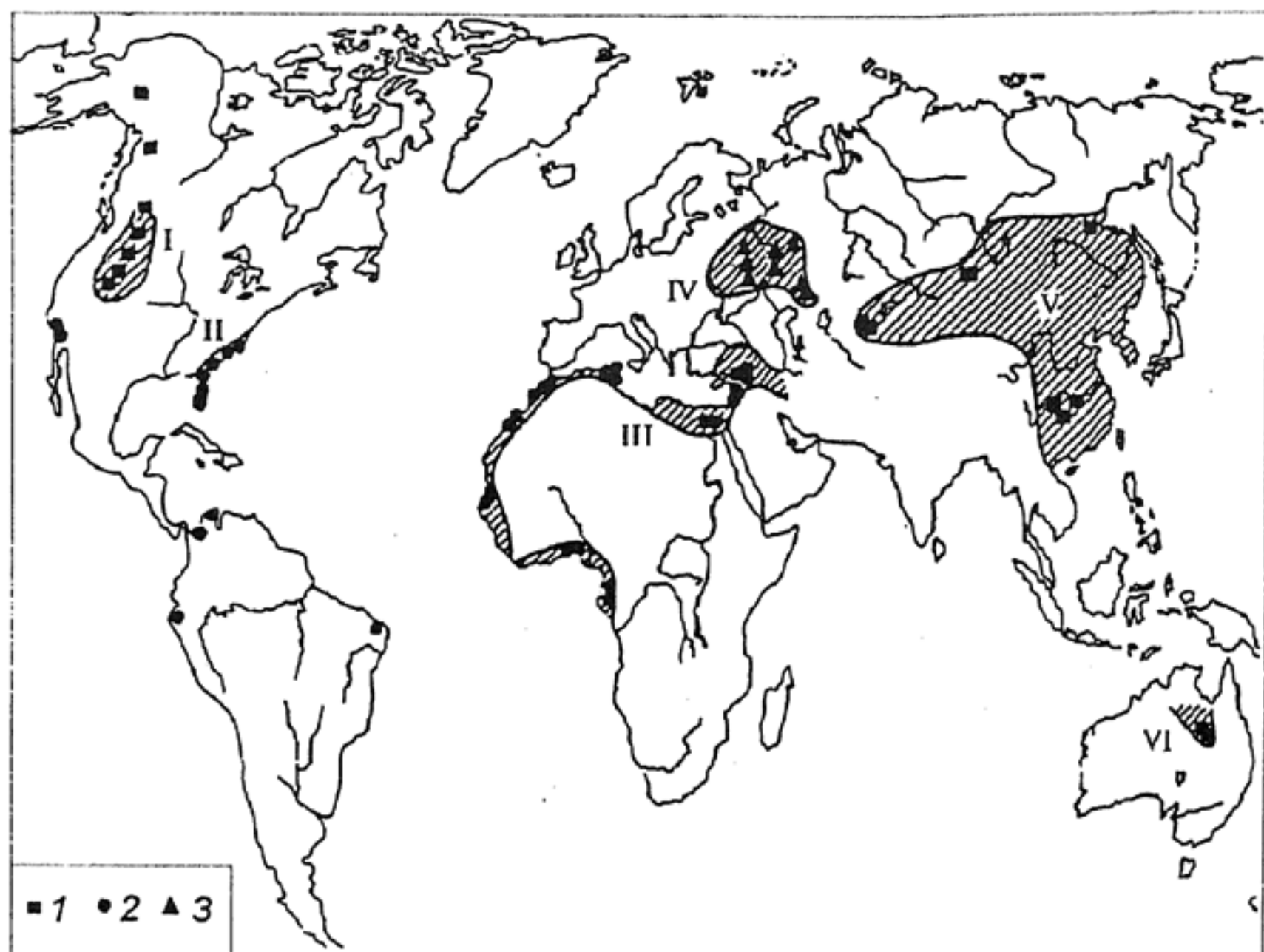


Рис. 62. Фосфоритоносные провинции мира (по В.И.Синякову).

Месторождения фосфоритов: 1 — микрозернистых, 2 — зернистых, 3 — желваковых.

Провинции: I — Скалистых гор; II — Восточно-Американской береговой равнины; III — Аравийско-Африканская; IV — Русской платформы; V — Азиатская; VI — Австралийская

нии. Предложенное двойное деление соответствует выделяемым ранее Г.И.Бушинским, Е.В.Орловой конкреционным (желваковым) и пластовым, либо по А.В.Казакову платформенным и геосинклинальным типам фосфоритовых месторождений.

Фосфориты могут накапливаться и в континентальных условиях. В этих случаях они представлены: образованиями кор выветривания; аллювиальными скоплениями фосфатизированных остатков ископаемых позвоночных; концентрациями экскрементов летучих мышей и птиц (гуано). В последнем случае они представляют собой возобновляемые источники высококачественных фосфатных удобрений.

Формирование фосфоритов определяется ландшафтными условиями. Так, для желваковых фосфоритов характерна локализация в понижениях дна мелководных частей бассейнов. Зернистые фосфориты локализуются в краевых частях широкого мелководного (глубины до 250 м) шельфа в зонах влияния восходящих глубинных океанических течений. Ракушечные фосфориты формируются в местах массового развития, отмирания и захоро-

нения ископаемых моллюсков или рыб. Последние представляются мелководными лагунами (иловыми впадинами) с сероводородным заражением.

Фосфор хорошо усваивается организмами и накапливается в раковинах плеченогих моллюсков и костной ткани позвоночных, поэтому во всех случаях современного и древнего фосфатонакопления устанавливается активное участие биоса. Это очевидно для ракушечных и континентальных фосфоритов. В желваковых фосфоритах установлены онколиты, микрофоссилии и копролиты. Микробиальное происхождение зернистых фосфоритов установлено последними работами российских палеонтологов. Их рассматривают в качестве нитчатых и трубчатых образований цианобактерий.

Фосфориты и вмещающие их фосфатоносные толщи встречаются в разрезах как платформенного чехла, так и геосинклинально-складчатых областей. На платформах они связаны: с кварцевыми песками и песчаниками, обогащенными фосфатизированными остатками брахиопод (ракушечниковые фосфориты ордовика северо-запада Русской платформы); песчано-глинистыми глауконит содержащими отложениями (желваковые фосфориты юры и мела центральных частей Русской платформы); глинистыми горизонтами, обогащенными детритом ископаемых рыб и органическим веществом (олигоценые ракушечные фосфориты восточного Прикаспия). Во всех разрезах фосфатоносные толщи ассоциируют с сероцветными терригенными формациями.

В геосинклинальных толщах встречаются лишь зернистые фосфориты, которые залегают в основании трансгрессивных карбонатных толщ. Они ассоциируют с карбонатными, углисто-глинистыми и кремнистыми породами. Характерны фациальные переходы фосфатоносных отложений в сторону берега в терригенные отложения, в сторону открытого моря — в черносланцевые и кремнистые.

Для фосфоритовых месторождений характерна связь с определенными геологическими эпохами и эволюционная смена типов фосфоритов. Более 80% фосфоритовых руд сосредоточено в отложениях трех эпох: венд-кембрийской, пермской и поздней мел-палеогеновой (табл. 10). Существенные запасы отмечаются в неогеновых и ордовикских толщах.

Эволюция фосфатонакопления выражается в смене в геологическом времени микрозернистых фосфоритов зернистыми, затем ракушняковыми и, наконец, желваковыми, что установлено Н.А.Красильниковой и А.Л.Яншиным.

Следует отметить две палеотектонические особенности, обуславливающие формирование руд. Во-первых, необходимо про-

**Распределение суммарных мировых запасов фосфоритовых руд
(на 01.01.1978) (по А.С.Михайлову, 1984)**

Эпоха фосфатонакопления	Мировые запасы	
	млрд т	%
Венд-кембрийская	23,0	16,0
Ордовикская	2,0	1,4
Пермская	17,1	11,9
Позднемеловая-палеогеновая	83,3	58,2
Прочие (главным образом неогеновые и ордовикские)	17,9	12,5

явление конседиментационных осложнений таких бассейнов в виде пологих поднятий и впадин. Именно во впадинах происходит преимущественная седиментация фосфатов, интенсивно перемываемых на палеоподнятиях. Во-вторых, опускания должны быть стабильными и замедленными, определяющими длительную биогенную седиментацию.

Залежи фосфоритов имеют пластовую форму и значительную площадь. Так рудные тела зернистых фосфоритов Западно-Казахстанской Каратауской провинции имеют крутое падение и протягиваются на многие километры (рис. 63). Залежи желваковых и ракушняковых фосфоритов прослеживаются на сотни метров, а мощности изменяются от дециметров до первых метров.

Фосфатное вещество встречается в виде желваков, галек, мелких зерен, оолитов, слойков, конкреционных, цементных и органогенных образований, распространенных внутри песчано-глинистых и карбонатных пород. Для желваковых фосфоритов типична ассоциация с сидеритом, глауконитом и гидроокислами железа. В ракушечных и зернистых фосфоритах характерны скопления тонкодисперсного органического вещества до первых процентов органического углерода.

Все фосфориты характеризуются повышенными концентрациями радиоактивных, редких и рассеянных элементов: U, Th, Y, TR, Sc, V, Mo, Sr, Ba, Cr, F. Характерна положительная корреляция содержания урана и фосфора, по которой можно проводить поиски и оценивать ресурсы обоих компонентов. Закономерно соотношение содержаний $U:Th > 1$. Повышенные концентрации элементов-примесей в фосфоритах обусловлены большой сорб-

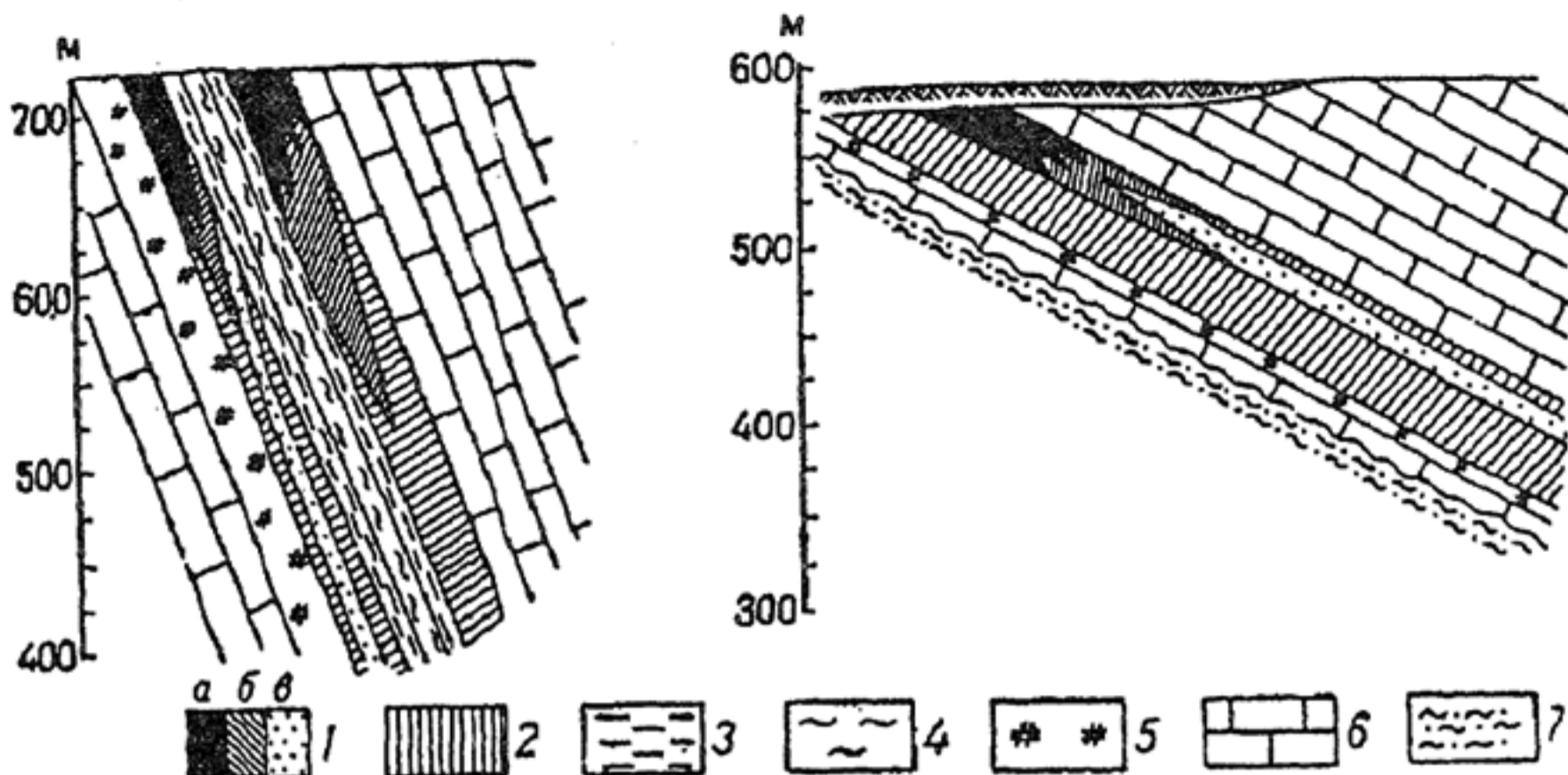


Рис. 63. Схема размещения типов руд на месторождениях Джанатас и Кокджон района хр. Каратау. По А.М.Тушиной (1974).

1-3 — фосфатные руды: 1 — богатые (а — низкомагнезиальные, б — магнезиальные, в — высокомагнезиальные); 2 — рядовые; 3 — бедные; 4 — фосфатно-кремнистые руды; 5 — кремнистые руды; 6 — доломиты; 7 — песчаники, алевролиты с высокой емкостью мелкозернистого апатита и благоприятными кристаллохимическими особенностями апатита, связанными с широкими возможностями изоморфного замещения ионами редких металлов двухвалентного кальция.

Представления о механизмах фосфатонакопления. В моря и океаны фосфор может поступать в результате сноса с континентов и вместе с продуктами вулканизма. По данным Г.Н.Батурина, Ж.Люка и других в современных бассейнах седиментации основным источником фосфора является континентальный сток. Судя по малым его концентрациям в подводных гидротермах (от следов до 60 мкг/л), вулканогенно-гидротермальное поступление этого компонента второстепенное. Также незначительна поставка фосфора из вулканических пород основного состава, экспонированных на дне современных водоемов. Однако, А.Л.Яншин допускает значительные поставки эндогенного фосфора в воды древних бассейнов.

Выносимый с континентов фосфор поступает главным образом в виде минеральных взвесей, в меньшей мере в виде органических веществ и растворенной форме. Вымывается этот элемент в основном из осадочных пород. Предполагается, что и в древние эпохи основным поставщиком фосфора служили осадочные, а не интрузивные или вулканические породы.

О механизме переноса фосфора в морских водоемах имеется две точки зрения. По первой из них на подводные окраины кон-

тинентов фосфор выносят глубинные восходящие океанические течения (рис. 64). Эта гипотеза была обоснована А.В.Казаковым, который считал, что обогащенный фосфором планктон, попадая на глубины от 300 до 1000—1500 м, интенсивно растворяется, из-за чего происходит концентрация фосфора (до 300 мг/м³ и более). Такие холодные глубинные океанические воды обогащены растворенной углекислотой и в результате конвективных циркумокеанических течений поднимаются к краям континентов. Здесь, благодаря прогреву, снижению давления и соответствующему удалению из растворов углекислого газа, происходит выпадение кальцита и апатита.

Согласно второй точке зрения в шельфовые зоны фосфатонакопления фосфор попадает в результате прибрежного апвеллинга, который представляет собой восходящие течения, вовлекающие подповерхностные (до 200—250 м) воды. Такие течения формируются, благодаря действию вертикального и горизонтального водообмена на шельфе в субтропических широтах примерно в 100 км от берега.

Основной механизм извлечения фосфора из растворов представляется биогенным. Он по существу двухстадийный. Сначала происходит биоассимиляция фосфора микроорганизмами планктона, а также nekтонной и бентосной фауной, затем — биоседи-

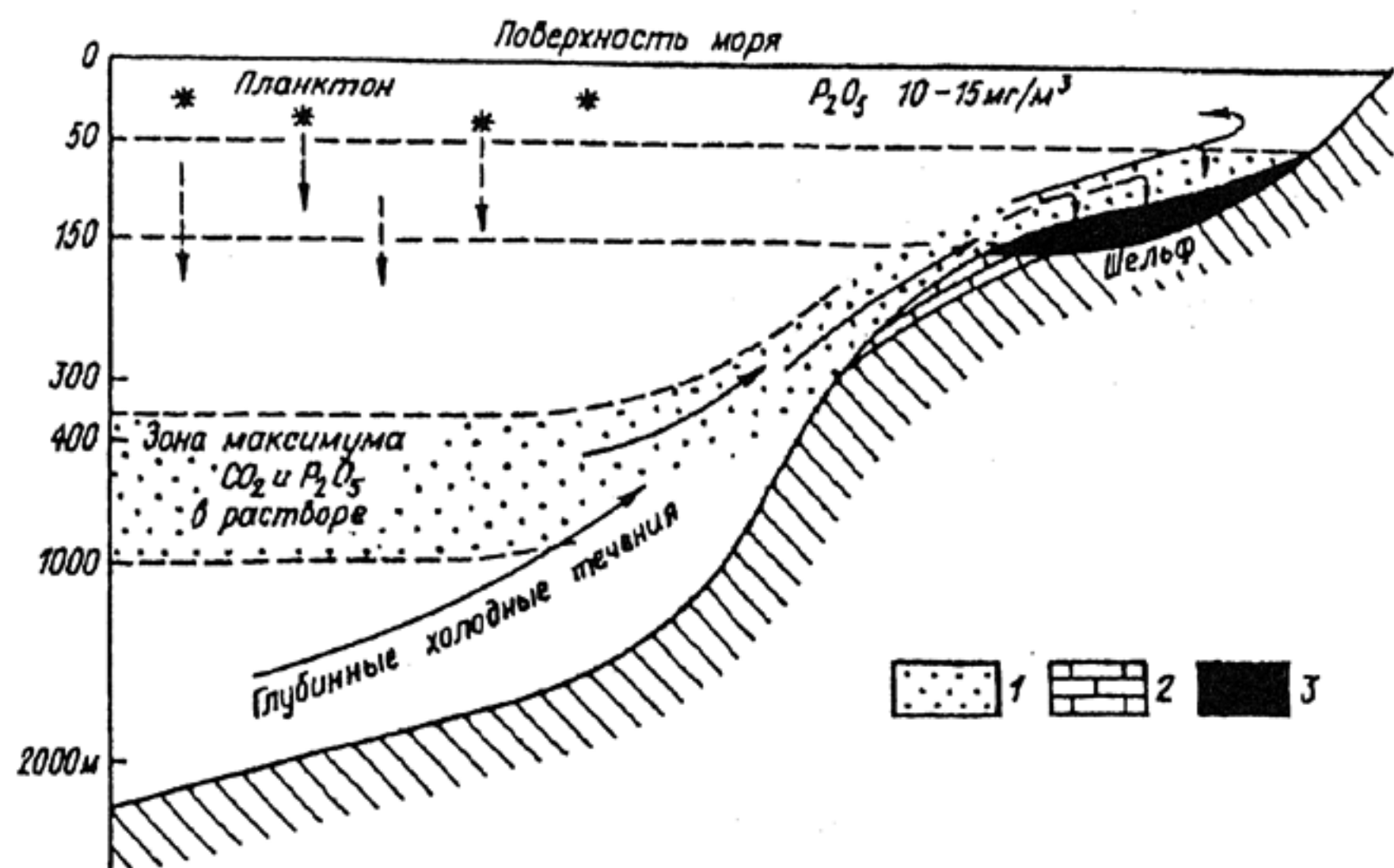


Рис. 64. Схема фосфоритообразования в зоне шельфа (по хемогенной модели А.В.Казакова).

1 — морские воды, обогащенные CO_2 и P_2O_5 ; 2 — осадки глинисто-известковистой фации; 3 — осадки фосфоритовой фации

ментация. Подчиненное значение имеет сорбция и соосаждение фосфора совместно с гидротермальными или терригенными гидроокислами железа. Кристаллизация фосфатов кальция происходит в диагенезе при осаждении из поровых вод. Здесь также большая роль отводится деятельности микроорганизмов, в частности цианобактерий. Химическому осаждению фосфатов способствует более щелочная реакция среды.

Одной из причин глобальных эпох фосфоритообразования считают эндогенное поступление фосфора из мантии во время интенсивного рифтогенеза. Тогда глубинные расколы могли достигать примантийных зон, активизировали щелочно-базальтоидный магматизм и фосфорсодержащие эманации в зонах спрединга. В качестве косвенного доказательства А.С.Соколов и А.А.Фролов рассматривают совпадение эпох интенсивного фосфоритообразования и формирования апатитовых месторождений в интрузивных массивах щелочных пород.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Важнейшими типами биогенных осадочных месторождений являются месторождения твердых горючих полезных ископаемых — торфа, лигнитов, бурых и каменных углей и горючих сланцев. Все они представляют собой в той или иной степени литофицированные концентрации собственно углеродистого органического вещества.

Геологии торфа, ископаемых углей и горючих сланцев посвящена обширная учебная литература (работы М.В.Голицина, И.В.Высоцкого, Г.А.Иванова, А.К.Матвеева, К.В.Миронова, А.В.Предовского, В.В.Семеновича, П.И.Степанова, В.Ф.Череповского и др.). В связи с этим мы приводим лишь основные сведения.

Месторождения сапропеля, торфа и угля. Ископаемые угли представляют собой литофицированные торф и сапропель. Общими чертами торфяных и угольных месторождений являются: приуроченность к отложениям заболоченных ландшафтов, распространенных в межгорных озерных котловинах, долинах равнинных рек и их пологих водоразделах, придельтовых и прибрежно-морских равнинах; ассоциация с терригенно-карбонатными и сероцветными песчано-глинистыми формациями, образование которых происходило в гумидном климате в различных геотектонических обстановках; неравномерность распределения запасов в геологическом времени, наличие эпох угленакопления, главными из которых являются каменноугольная, пермская и мел-палеогеновая; связь месторождений с депрессионными зонами,

отличающимися оптимальным для торфонакопления и углеобразования режимом стабильных конседиментационных опусканий; закономерное положение угольных пластов внутри осадочных ритмов, сложенных угленосными терригенными или терригенно-карбонатными отложениями; различная степень литификации и углефикации скоплений органического вещества, согласующаяся с изменениями состава и калорийности топлива и способности углей к коксованию; повышенные скопления ряда элементов (германий, бериллий, уран, молибден, ванадий, редкие земли и др.), концентрация которых в ряде случаев обуславливает формирование комплексных металл-угольных и металл-торфяных месторождений.

Крупные площади современного торфообразования располагаются в обширных равнинах в пределах древних и молодых платформ в областях гумидного климата. Ближе к полярным областям преобладают верховые болота, которые постепенно на юг сменяются низинными. Мощность торфяного слоя может достигать 50 см и более. Торфяные залежи формируются в условиях анаэробного окисления и высокой увлажненности почв.

Месторождения сапропеля представляют собой скопления обогащенного биохимически активным органическим веществом глинистого ила озер гумидных климатических зон. Сапропель является хорошим органическим удобрением. Кроме того, во многих случаях сапропель представляет собой лечебную грязь.

Первичное органическое вещество углей может быть гумусовым (остатки высших растений) и сапропелевым (остатки низших растений и простейших животных, главным образом отмершего планктона). Гумусовое вещество может быть автохтонным, накопившимся на месте роста, и аллохтонным, представленным переотложенными остатками растений. По мере преобразования и углефикации различия между сапропелевым и гумусовым веществом теряются. Тем не менее, согласно Ю.А.Жемчужникову, Г.А.Иванову и другим исследователям в большинстве случаев можно выделить гумусовые (гумулиты), сапропелевые (сапропелиты) и переходные разности углей.

Угольные месторождения подразделяются не только по генетическому типу первичного органического вещества, но и по преимущественному накоплению в континентальных озерно-болотных обстановках (лимнические угли) или прибрежно-морских условиях (паралические угли). Для первых характерна ассоциация углей и угленосных терригенных континентальных толщ, для вторых — ассоциация углей с угленосными карбонатными и песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями.

Угленосные формации подразделяют на платформенные, геосинклинальные и промежуточные. Первые залегают в чехле

древних и молодых платформ. Они включают месторождения Подмосковного, Канско-Ачинского, Тунгусского, Иркутского угольных бассейнов и др. Для них характерны: относительно небольшая мощность угленосных толщ, достигающая первых сотен метров в чехле древних платформ и первых тысяч метров в молодых платформах; небольшое количество угольных пластов, редко превышающее два-три (до 10—20); встречающаяся очень большая мощность угольных пластов, превышающая сто метров, как например в Канско-Ачинском бассейне; почти горизонтальное залегание пластов и практически отсутствие их нарушенности и слабый метаморфизм углей.

Геосинклинальные угленосные толщи также широко распространены и представлены в Донецком, Кузнецком, Карагандинском, Печорском бассейнах и др. Примером такого типа формаций может служить пермская продуктивная толща Кузбасса.

Их отличительными чертами являются: значительная мощность угленосных толщ, достигающая десятков километров; большое число угольных пластов, как правило превышающее несколько десятков; небольшая мощность пластов (не более нескольких метров) и их протяженность на десятки километров; интенсивная складчатость и нарушенность разломами продуктивных горизонтов, что усложняет горно-геологические условия отработки месторождений; широкое распространение параличских углей и высокая степень их метаморфизма.

Промежуточные угленосные формации встречаются в посторогенных прогибах, испытавших полуплатформенный тектонический режим. Они распространены в Экибастузском, Улугхемском, Минусинском, Буреинском, Челябинском и других бассейнах. Пример Экибастузского угольного бассейна приведен на рис. 65.

Для таких формаций характерны: средняя мощность угленосных толщ, обычно не превышающая нескольких километров; небольшое количество угольных пластов; сильно варьирующая мощность углей; незначительная нарушенность слоев, выраженная в брахискладках; невысокая степень метаморфизма углей.

Угольные месторождения располагаются внутри крупных депрессий — угольных бассейнов, охватывающих платформенный чехол или переходные области между платформами и складчатыми поясами. Месторождения известны в разновозрастных толщах, начиная с силурийского периода. С позднего палеозоя наземная растительность начинает интенсивно охватывать континенты. Это связывают с резким увеличением площади континентов в конце раннего палеозоя. Характерно, что геосинклинальные угленосные формации преобладают в палеозое, а платформенные — в кайнозое.

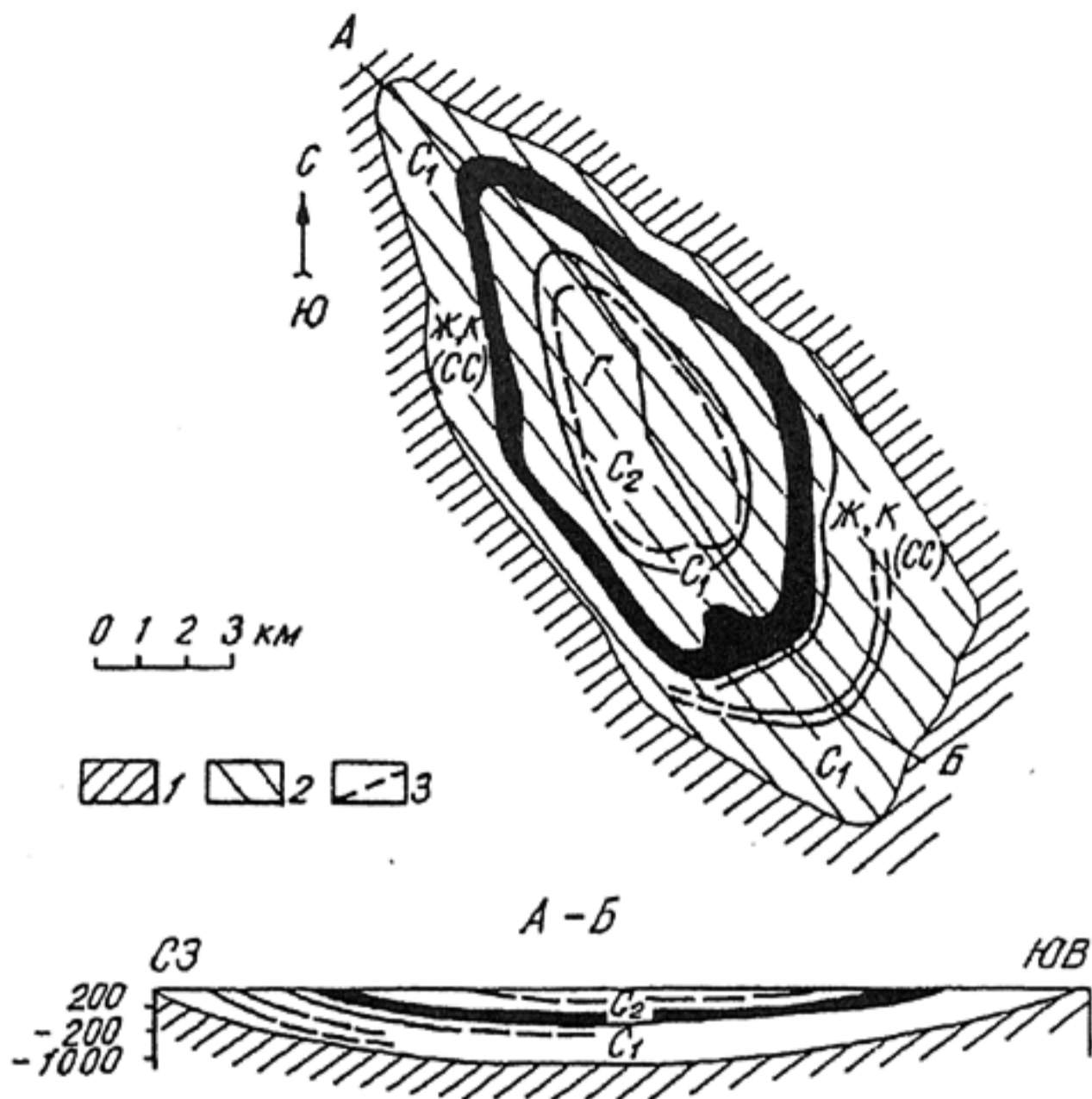


Рис. 65. Схема Экибастузского угольного бассейна (по В.Ф.Череповскому и др., 1993).

1 — доугленосные породы; 2 — угленосные отложения нижнего карбона; 3 — основной угольный горизонт. Марки углей: СС — слабоспекающиеся (из-за высокой зольности); Ж — жирные; К — коксовые; Г — газовый

П.И.Степанов выделил три главные эпохи углеобразования, которые охватывали: поздний карбон-раннюю пермь, позднюю юру-ранний мел и поздний мел-миоцен. А.К.Матвеев установил относительно равномерное распределение мировых запасов углей по основным эпохам угленакопления (каменноугольной, пермской, юрской, меловой и кайнозойской). Чередование эпох накопления углей и безугольных связывается с неравномерностью глобальных изменений климата.

Угленосные толщи отличаются ритмичным строением. В них чередуются более или менее угленасыщенные пачки (продуктивные и безугольные свиты). Угольные пласты занимают закономерное положение в более мелких ритмах, что объясняется неравномерными конседиментационными движениями.

Скорость седиментационного опускания заболоченных участков достаточно высокая 200—250 см за 1000 лет (Кукал, 1987). При оценке скорости собственно углеобразования необходимо иметь в виду, что при преобразовании высокопористого и неуплотненного торфа в лигниты и в дальнейшем в каменные угли происходит значительное уплотнение (более чем в 10 раз). В этой

связи скорость опускания в моменты собственно углеобразования была видимо существенно меньше и оптимальной для углефикации.

Уплотнение торфяников, их обезвоживание в восстановительных условиях, сопровождаемое сложными биохимическими превращениями, обуславливают их преобразование в лигниты и бурые угли. В результате метаморфизма последних формируются каменные угли и антрациты. В этой схеме, предложенной И.А.Амосовым, соответственно выделяется три стадии углеобразования: торфяная, буроугольная и каменноугольная. По мере преобразования в органическом веществе увеличиваются: плотность, степень полимеризации, отражательная способность, процентное количество углерода относительно водорода и азота, калорийность угольного топлива. Соответственно выделяют ряд по степени углефикации: сапрпель или торф — лигнит — бурый уголь — каменный уголь — антрацит — графит.

Уплотнение и литификация в подводных восстановительных условиях сапрпелевого органического вещества, сложенного главным образом жирами, белками и в меньшей мере клетчаткой, приводит к его битуминизации и образованию сапрпелевых углей (богхедов) и сапрпелевых сланцев (керогеновых или горючих сланцев). Кероген, представляет собой микрозернистое органическое вещество, которое может встречаться в концентрированном и рассеянном виде. Дальнейший метаморфизм горючих сланцев может привести к формированию графитистых сланцев.

По мере роста углефикации (метаморфизма углей) в углях увеличивается содержание углерода и теплотворная способность, уменьшается содержание кислорода, азота, летучих компонентов и влажность. В этом процессе органическое вещество теряет подвижные продукты (вода, углекислый газ, метан, сероводород и др.), что и обуславливает карбонизацию органического вещества. Соответственно уменьшается количество собственно седиментогенного органического вещества.

По мере роста углефикации и метаморфизма варьируют технологические параметры углей. В зависимости от них выделяют определенные марки углей. В целом чем больше степень углефикации, тем лучше технологические параметры углей.

В углях принято различать их ингредиенты — матовые (фюзен и дюрен) и блестящие (витрен и кларен) структурные элементы. Под микроскопом в органической части углей можно наблюдать элементы растений (кутикулы, кутинит, споры, липоиды, лигнино-целлюлозные остатки и др.) и аморфное (гелифицированное) вещество. По мере роста степени углефикации стираются признаки первичных структур растительных тканей.

В составе энергетических углей выделяют балластную (негорючую) и горючую массу. Негорючая масса состоит из влаги и золы. Горючая включает сумму летучих компонентов, кокс и серу. Последняя разделяется на органическую, сульфидную и сульфатную. Важным техническим показателем углей является их спекаемость, представляющая собой способность при нагревании переходить в пластическую массу, которая при остывании затвердевает в прочный кокс. Минеральная часть углей состоит из песчано-глинистой примеси алюмосиликатов, карбонатов, сульфидов, сульфатов и оксидов. Количество минеральной примеси в углях определяет их зольность. С зольной частью углей связаны основные концентрации элементов-примесей. По данным В.И.Данчева, В.Р.Клера, Н.П.Стрелянова, Я.Э.Юдовича и других исследователей, в углях в промышленно значимых концентрациях могут накапливаться U, Mo, Be, Ge, Ga, Re, Sc. Высокие концентрации отмечаются для Zn, Cd, As, Cu, Ni, Co, Zr, Y, TR, Th, Tl и др. Многие литофильные элементы (U, Th, Zr, Ge) связаны с зольной частью углей, халькофильные элементы (Cu, Co, Ni, Cd и др.) концентрируются в сульфидах, такие элементы как Mo, Be, Ga, Sc непосредственно скапливаются в органическом веществе. В целом отмечается прямая корреляция содержания микропримесей с зольностью и обратная — со степенью метаморфизма углей.

Механизм концентрации микропримесей в углях во многом не выяснен. Обосновываются: сорбционные процессы на органическом веществе; соосаждение с сульфидами железа; действие окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных барьеров. Есть основания считать рудные концентрации в углях результатом их взаимодействия с поверхностными и подземными водами на стадиях экзодиагенеза и катагенеза.

Месторождения горючих сланцев. Горючими сланцами считают карбонатные, кремнистые или глинистые породы, содержащие 15—40% органическое вещество (кероген). Они являются низкокалорийным топливом и ценным химическим сырьем. В настоящее время разработка таких месторождений ведется главным образом в Китае, России и Эстонии, в небольших объемах — в США, Германии, Швеции, Бразилии и Израиле. Горючие сланцы могут быть гумусовыми, сапропелевыми и смешанными. Промышленное значение имеют лишь сапропелевые сланцы. Горючие сланцы многими исследователями рассматриваются в качестве нефтематеринских толщ.

Типичными геологическими чертами месторождений горючих сланцев являются: связь с массовым накоплением остатков планктона или водорослей; ассоциация с глинистыми, кремни-

стыми, карбонатными и фосфатоносными осадочными формациями; неравномерность распределения во времени, наличие геологических эпох сланцеобразования; связь с замедленными конседиментационными опусканиями, обусловившими оптимальные скорости накопления органического вещества; повышенные концентрации ряда элементов-примесей (V, Mo, U, Re, Ge и др.).

Органическое вещество горючих сланцев имеет седиментационную природу, и в отличие от углей и угленосных пород, оно накапливалось на дне озерных и морских бассейнов. Для его накопления в таких больших концентрациях необходимо выполнение ряда условий: 1) высокая биопродуктивность водоема; 2) восстановительные условия диагенеза, которые обуславливают захоронение осаждающегося органического вещества и его фоссилизацию (выведение из биологического круговорота); 3) подавленность хемогенной и терригенной седиментации; 4) значительные объемы таких седименто-диагенетических обстановок.

Удаленность от областей терригенной седиментации предопределяет ассоциацию горючих сланцев с карбонатными и глинистыми породами. Присутствие кремнистых пород, обогащенных керогеном, может указывать на отмеченные выше условия резкого подавления экосистем за счет влияния вулканизма. Повышенная фосфатоносность пород, ассоциирующих с горючими сланцами, вполне объяснима с позиций биогенного фосфоритообразования.

Месторождения горючих сланцев известны в разновозрастных толщах, начиная с раннего палеозоя. Возможно они формировались и в протерозое, однако не могли сохраниться из-за метаморфизма и катагенеза. Известно, что при нагревании более 150°C они теряют сапропелевую составляющую. Основное количество горючих сланцев образовалось в кайнозое (55%) и палеозое (36%), в меньшей мере — в мезозое (9%) (Череповский и др., 1993). А.К.Матвеев и Е.И.Стефанова выделяют шесть эпох накопления горючих сланцев: кембрийскую, ордовик-силурийскую, позднедевонско-раннекаменноугольную, пермскую, юрскую и палеогеновую.

Горючие сланцы слагают пласты мощностью в несколько метров. Они могли накапливаться в геосинклинальном, орогенном и платформенном геотектонических режимах и являются составными частями сланценосных бассейнов. Наибольшее промышленное значение имеют сланцы озерного происхождения пермских орогенных бассейнов Грин-Ривер (США) и Фушунь (Китай) и морских толщ платформенного чехла юрского Волж-

ского (Россия) и ордовикского Прибалтийского (Россия и Эстония) бассейнов. Характерны субгоризонтальное залегание рудомещающих толщ и их незначительные вторичные изменения.

По данным Р.В.Гецевой, Н.П.Ермолаева, В.Р.Клера, В.Ф.Ненаховой, Е.М.Поплавко, В.Н.Холодова, Я.Э.Юдовича и других исследователей в горючих сланцах характерно накопление ряда элементов (в порядке убывания концентраций): Re, Mo, U, Se, Te, V, Ni, Ag, Cu, Cd, Bi, Tl, Pb, Zn, TR.

Предполагается, что Bi, Cd, Te, Ag, Tl, Cu и Pd накапливаются в сопровождающих горючие сланцы хлоридных комплексах, а Re, Ni, V, Mo и Se в элементо-органических комплексах. Последняя геохимическая ассоциация рассматривается в качестве органофильных элементов нефтей. Уран в горючих сланцах накапливался в результате действия восстановительного и сорбционного барьеров.

СЕДИМЕНТАЦИОННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАЛЛОВ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ

Черные сланцы представляют собой темные пелитоморфные, сланцеватые осадочные породы, обогащенные седиментогенным органическим веществом. Они могут быть глинистыми, карбонатно-глинистыми и глинисто-кремнистыми. По своим особенностям они близки горючим сланцам, но содержат меньшее количество органического вещества ($C_{орг}$ от 1 до 10—15%). К черным сланцам относятся: шунгизиты (протерозойские углеродисто-кремнистые породы Карелии); кембрийские фации кольма Швеции; диктионемовые и граптолитовые сланцы раннего палеозоя Европы; доманикиты (углеродистые кремнисто-глинисто-карбонатные породы позднего девона Предуралья); баженовиты (углеродистые аргиллиты поздней юры Западной Сибири); менилитовые сланцы (аргиллиты эоцена Средней Азии); эвксинские фации (антропогеновые глины центральной части Черного моря) и многие другие углеродистые осадочные породы.

В целом геологические особенности и условия образования черных сланцев близки рассмотренным выше горючим сланцам. Их отличает: широкое, часто региональное распространение в пределах складчатых и платформенных областей; более широкий временной диапазон распространения, включающий протерозойскую эпоху накопления; большее распространение, связанных с черными сланцами кремнистых пород; большая степень метаморфизма пород и органического вещества; большая степень тектонической нарушенности черносланцевых толщ.

Некоторые элементы в черных сланцах концентрируются в промышленных масштабах (медистые сланцы Центральной Ев-

ропы, ураноносные сланцы Чаттануга в США, селен-серебро-ванадиевые сланцы и углеродистые доломиты рифейской формации Душанто на севере Китая и молибден-никелевые с платиноидами слойки черных сланцев протерозоя южного Китая и др.). Однако в большинстве случаев черносланцевые толщи рассматриваются в качестве крупных источников полезных компонентов и благоприятной рудовмещающей среды.

С.Г.Неручев (1982) и другие исследователи связывают геохимические аномалии в черносланцевых толщах с эпохами интенсивного эндогенного эксгальационного поступления металлов на дно морей и озер и заражения ими поверхностных вод.

По мнению ряда исследователей типичным примером рудных скоплений, связанных с черносланцевой толщей являются медно-полиметаллические сульфатно-сульфидные руды в пермских отложениях (цехштейне) Центральной Европы (месторождение Мансфельд в Германии, Предсудетское в Польше). Они относятся к типу медистых сланцев и представлены мергельно-глинистым рудным пластом мощностью менее 1 м. Он залегает на красноватых терригенных породах и покрывается эвапоритовой толщей.

Полезными компонентами являются Cu, Pb, Zn, Ag и платиноиды. Рудные тела пластовые и в основном залегают внутри пласта углеродистых сланцев, захватывая подстилающие и покрывающие породы (рис. 66). По палеогеографическим реконструкциям устанавливается приуроченность оруденения к фациям лагун и глубоководным типа эвксинских прогибам. Считается, что оруденение формировалось в седименто-диагенезе и катагенезе.

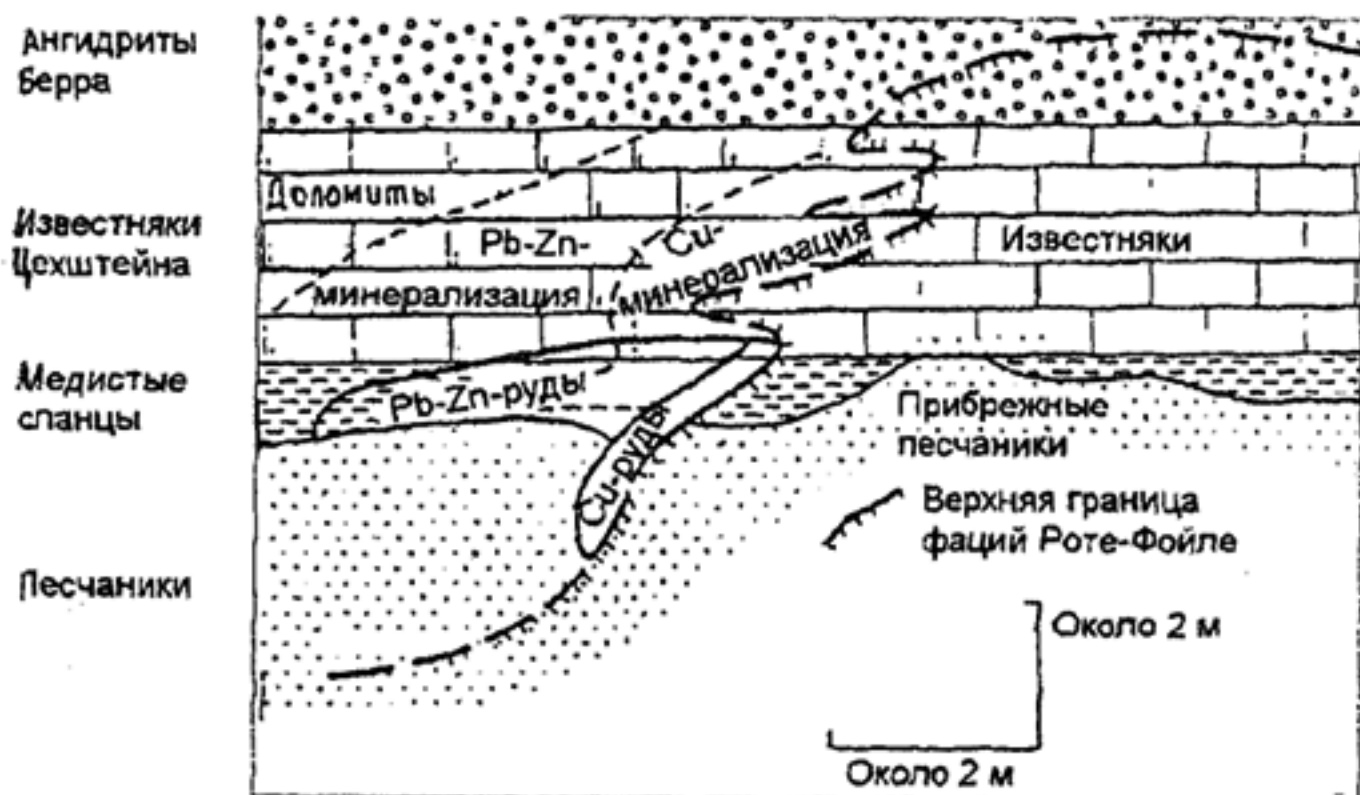


Рис. 66. Несогласное распределение рудной минерализации в медистых сланцах (по Менарду, 1985)

Примером рудных скоплений в современных и антропогенных аналогах черных сланцев могут служить концентрации урана и сопутствующих металлов в эвксинских фациях Черного моря. В сапропелевом веществе этих отложений отмечены аномальновысокие концентрации Mo, U, V, Cu, Zn, Ni, As, Sb, Se и Ag, поступавших из морской воды (Гавшин и др., 1988). В современных илах турецкого сектора Черного моря на глубинах 1000—2000 м в клетках зеленых и бурых водорослей сосредоточено более 6 млн т урана, а его содержания в 10 000 раз больше, чем в морской воде (Данчев, 1982).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ И КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Месторождения биогенных известняков и доломитов являются ценным цементным сырьем, поскольку отличаются весьма однородным минеральным составом. Кроме того, они используются в качестве строительного и облицовочного камня, минеральных добавок и удобрений в сельском хозяйстве.

Среди биогенных карбонатных пород выделяются: строма-толитовые и онколитовые известняки и доломиты; органогенно-детритовые, органогенные цельнораковинные (ракушечники) и органогенно-обломочные известняки; мел; переходные породы (глинистые или доломитистые хемогенно-биогенные известняки); нелитифицированные скопления раковин (“ракуша”).

Биогенные карбонатные породы накапливались в условиях хорошо прогреваемых мелководных морей, коралловых аттолов, брахиоподовых и устричных банок. Соленость морских вод должна была быть нормальной, а гидрофизические условия благоприятными для массового развития скелетных планктоногенных и бентосных организмов.

Месторождения биогенных кремнистых пород представляют собой опал-кристобалитовые силикатные осадочные образования. К ним относятся: диатомиты, сложенные остатками панцирей диатомовых водорослей; трепела, состоящие из мельчайших глобулей опала и халцедона с остатками радиолярий, спикул губок и фораминифер; опоки, включающие аморфные массы кремнезема в смеси со скелетами диатомей, радиолярий и губок; спонголиты, радиоляриты и силикофлагеллиты; диатомитовые илы.

Перечисленные кремнистые породы обладают высокими сорбционными, фильтрационными, звуко- и теплоизоляционными, каталитическими свойствами, химической стойкостью и абразивностью и являются ценным горноиндустриальным сырьем.

Опал-кристобалитовые породы ассоциируют с вулканогенными образованиями мезозой-кайнозойского возраста. По мне-

нию И.В.Хворовой, С.В.Максимовой, Т.А.Авакяна и других кремнезем для биопродукции поступал из вулканического пепла, кремнесодержащих гидротерм и выщелачивался из вулканических пород. Бассейны с кремне строящими организмами отличались опресненностью. Обстановки современного биогенного кремненакопления часто совпадают с накоплением органического вещества и располагаются: в мелководно-морских заливах с проявлением активного вулканизма; в краевых частях океанов, окраинных морях, и пресноводных озерах, окаймляющих северный полюс диатомово-глинистого кремненакопления; зонах апвеллинга.

Глава 13. Эпигенетические и осадочно-катагенетические месторождения

Месторождения этой группы сформированы потоками поверхностных грунтовых и артезианских подземных вод и углеводородных флюидов и низкотемпературных гидротермальных растворов различного происхождения. Они включают месторождения нефти, газа, подземных вод, полиметаллов, целестина, меди, урана, ванадия, стронция, рения, селена, скандия, редких земель, серы и других полезных ископаемых.

Эти месторождения имеют определяющее экономическое значение в энергетике и водоснабжении. Помимо этого, более половины мировых запасов свинца и около 40% цинка связывают именно с такими месторождениями (Горжевский и др., 1990). Сюда же относятся месторождения урана, составляющие около 50% мировых запасов. Причем, уран и сопровождающие его редкие и рассеянные элементы в большинстве случаев могут быть добыты дешевым способом подземного выщелачивания. Поскольку образование уран-редкометалльных инфильтрационных месторождений связано с пластовым окислением, то они рассмотрены выше при описании зон окисления рудных месторождений.

Поскольку рассматриваемые месторождения сопровождаются вторичным минералообразованием, то их часто называют эпигенетическими.

Месторождения, связанные с грунтовыми водами

С деятельностью грунтовых вод связывают образование месторождений меди, редких земель, урана, легированных желез-

ных руд, марганца, бокситов, каолина, магнезита, талька, малахита, бирюзы, хризопраза и других полезных ископаемых. Важное значение грунтовые воды имеют при формировании зон окисления сульфидных месторождений, где могут образоваться руды меди, кобальта, никеля, урана, ванадия и благородных металлов. Особое значение имеют пресные грунтовые воды, широко используемые в качестве источников хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Во многих учебниках данные месторождения рассматриваются как переотложенные и вместе с инфильтрационными включены в группу месторождений кор выветривания.

Среди современных бассейнов грунтовых вод выделяется два типа, связанные с рыхлыми преимущественно континентальными накоплениями и приуроченные к зонам трещиноватости кристаллических пород. Аналогично следует выделять и палеобассейны грунтовых вод. В первом типе, согласно Г.Я.Богданову (1982), следует выделять грунтовые воды междуречий, речных долин, конусов выноса, озерных и морских дельт. С позиций рудообразования важно отметить большие бассейны грунтовых вод, приуроченные к крупным аллювиальным долинам, нормальным и сухим (наземным) дельтам и угленосным впадинам.

Во втором типе грунтовых вод намечается два подтипа. Первый приурочен к синклинальным структурам, сложенным стратифицированными комплексами трещиноватых осадочно-метаморфических или вулканических пород. Здесь водоносные комплексы охватывают субсогласные зоны межпластовой трещиноватости. Среди них важное значение имеют комплексы металлоносных черносланцевых толщ. Второй подтип связан с участками интенсивной трещиноватости, расположенными внутри массивов геохимически специализированных магматических или метаморфических пород. Здесь проницаемыми оказываются участки преимущественно крутопадающих тектонических трещин.

Геологическими признаками рудообразования в древних системах грунтовых вод следует считать: стратиформный субсогласный с напластованием характер рудоносных зон, что характерно для медистых сланцев Центральной Европы; локализация в очагах разгрузки грунтовых вод, как это отмечает А.М.Лурье (1988); линзовидная в разрезе, изометричная и полосовидная в плане форма рудных тел и небольшие (первые дециметры) мощности рудных интервалов; приуроченность оруденения к стратиграфическим уровням крупных перерывов в осадконакоплении, что отмечается на многих урановых месторождениях плато Колорадо в США (рис. 67, 68); стратиграфическое положение оруденелых горизонтов в основании регрессивно построенных толщ,

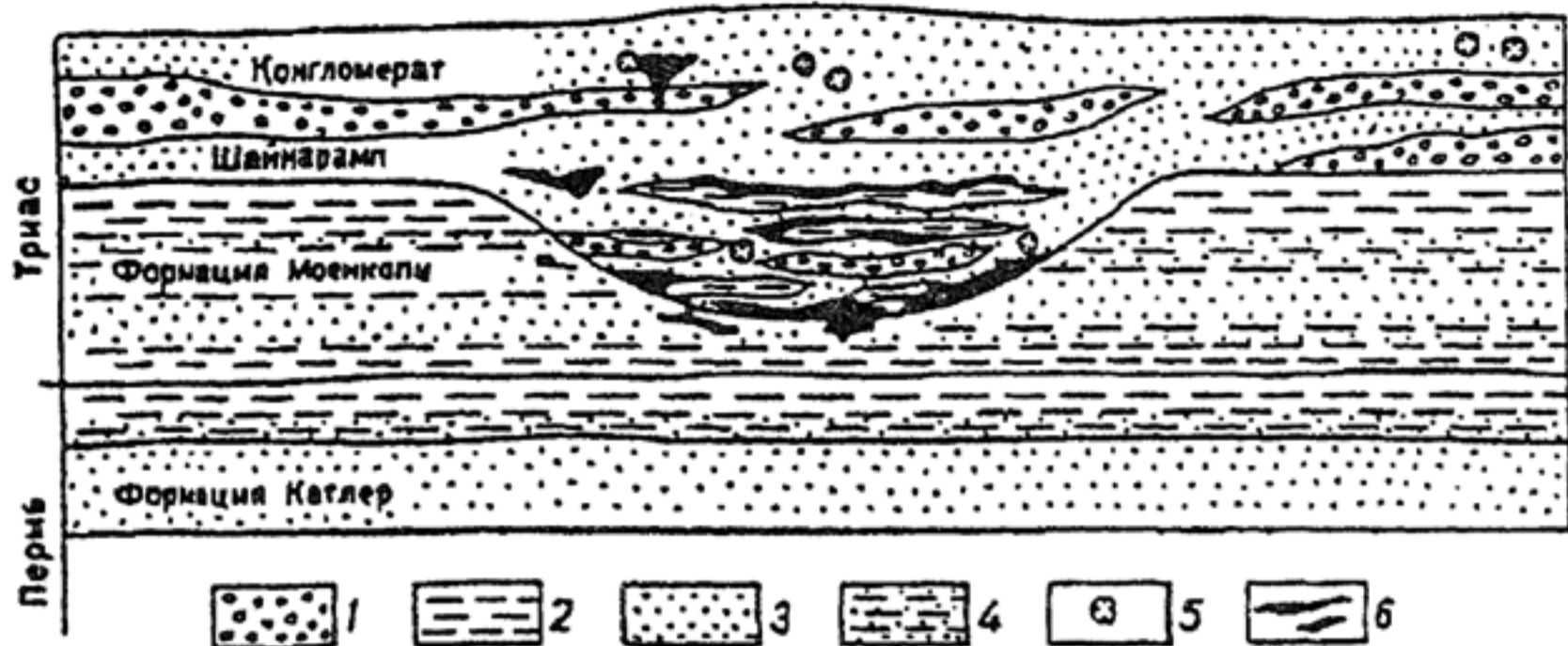


Рис. 67. Схема строения руслового канала (руслового вреза) месторождения урана Хэлпи-Джек (по Дж.Риджу, 1973).

1 — конгломераты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — окремненные участки; 6 — руда



Рис. 68. Геологический разрез по линии Амброзия-Лейк — Норт-Лагуна урановорудного района Грант на плато Колорадо в США (по В.Е.Бойцову)

что интерпретируется как связь рудного процесса с началом региональных палеоподнятий и наиболее активным водообменом; фациально-формационный контроль оруденения, выраженный в приуроченности рудных зон к местам резких литологических переходов, в которых вероятно происходила смена гидродинамических и геохимических условий; связь рудообразования с эпохами аридизации климата, когда в поверхностных и грунтовых водах за счет испарения накапливаются в повышенных концентрациях такие элементы, как уран, молибден, ванадий, медь, полиметаллы.

Рудообразование в современных и древних бассейнах грунтовых вод обычно отличается небольшими масштабами. Это связано с двумя ограничивающими факторами — малыми размерами геохимических барьеров и коротким временем действия грунтовых вод. В геологическом смысле грунтовые воды являются эфемерными образованиями.

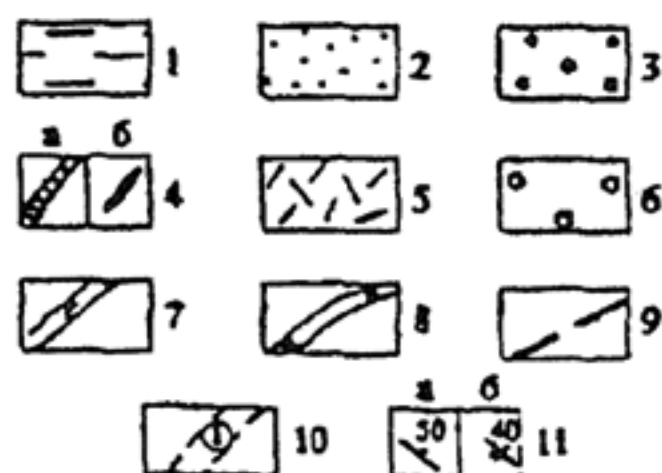
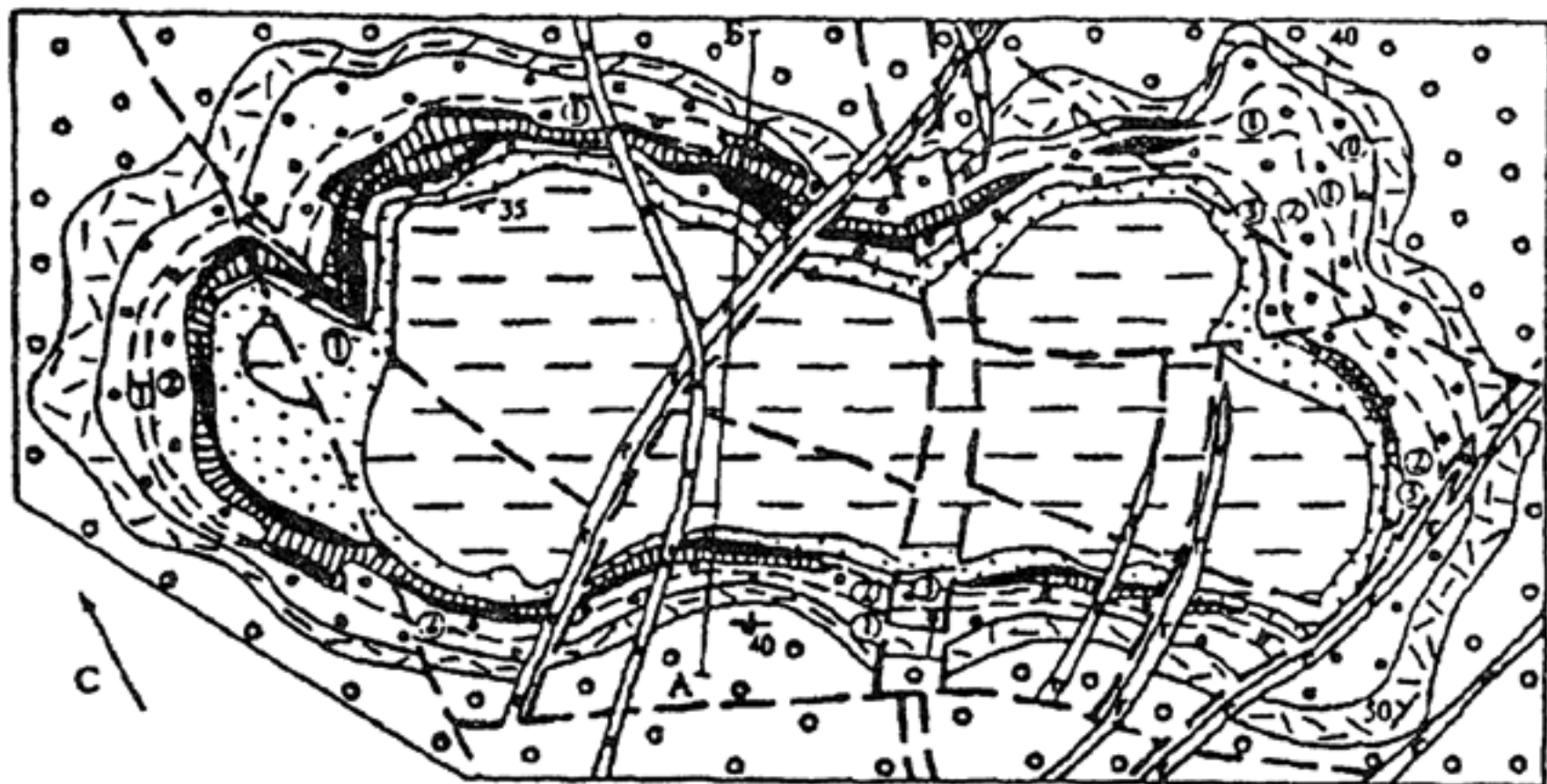
Однако при благоприятном сочетании ряда геологических условий грунтовые воды могут формировать промышленные месторождения различных полезных ископаемых. Главными факторами такого рудообразования являются: наличие крупных источников полезных компонентов в области питания грунтовых вод; развитие жаркого гумидного климата в предрудный этап, с которым связано интенсивное химическое выветривание геохимически специализированных кристаллических пород и соответствующее поступление больших масс полезных компонентов в грунтовые воды, и аридизации во время рудообразования, обуславливавшей распространение контрастных ландшафтно-геохимических условий; медленные положительные конседиментационные движения крупных стабильных блоков земной коры, определявших постоянное понижение уровня грунтовых вод, соответствующее наращивание объемов поступления полезных компонентов из зоны выветривания и длительное действие геохимических барьеров; значительный объем грунтовых вод; большая протяженность и высокая контрастность геохимически барьерных условий.

Примером крупномасштабного осадочно-диагенетического рудообразования могут служить медные рудные тела Удоканского месторождения, локализованные в раннепротерозойской молассоидной толще (рис. 69). Здесь согласные с вмещающими осадочными горизонтами рудные тела, повторяют размещение рукавов подводной части дельты и располагаются в заливно-лагунных отложениях (Володин и др., 1994).

Месторождения артезианских бассейнов

В артезианских бассейнах, распространенных в осадочном чехле древних и особенно молодых платформ, выявлены многочисленные месторождения нефти и газа, подземных вод, металлоносных рассолов, урана, редких и рассеянных элементов. С этими водами многие исследователи связывают образование стратиформных месторождений свинца, цинка, меди, стронция, ванадия, серы и др.

Среди рудоносных бассейнов следует выделять два крайних типа. В первом из них нисходящее движение подземных вод про-



0.8 0 0.8 1.6 км



Рис. 69. Геологическая карта и разрез Удоканского месторождения меди. По Р.Н.Володину и др., 1994.

1-6 — раннепротерозойские отложения: 1 — песчано-аргиллито-алевролитовые отложения намингинской свиты; 2-5 — алевролитопесчаниковые отложения верхнесакуканской подсвиты: 2 — надрудная толща, 3 — рудоносная толща, 4 — горизонт медистых песчаников (а) и рудные тела медистых песчаников (б); 5 — подрудная толща; 6 — песчаниковые отложения среднесакуканской подсвиты; 7-8 — дайки: 7 — габбро-диабазов, 8 — лампрофиров и кварцевых порфиров, 9 — разрывные нарушения; 10 — рудоносные стратиграфические уровни (цифры в кружках); 11 — элементы залегания пород: нормальное (а), опрокинутое (б)

исходит из-за гидростатического давления (рис. 70). Во втором имеет место восходящее движение напорных вод, отжимающихся из осадочных отложений при преобладании литостатического давления (рис. 71). В некоторых бассейнах в разных горизонтах существуют оба типа гидродинамических обстановок.

Соответственно следует выделить два класса месторождений. В первый входит рассмотренное выше редкометалльно-урановое оруденение, локализованное в зонах выклинивания внутрипластового окисления. Второй класс включает месторождения стронция, меди, свинца, цинка, железа, ванадия, серы, нефти и газо-гидроминерального сырья.

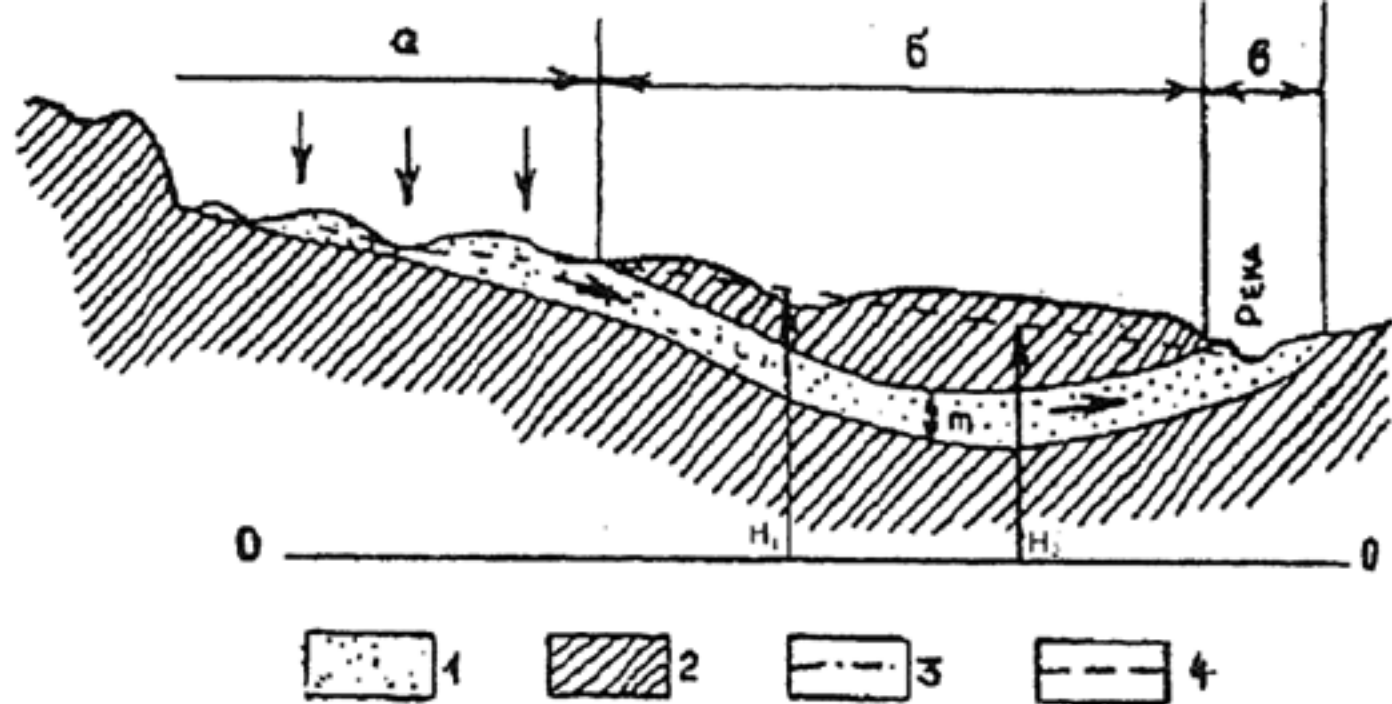


Рис. 70. Схема строения артезианского бассейна инфильтрационного типа (по А.М.Овчинникову):

a — область питания и создания напора; *б* — область распространения напора и падения гидростатического давления; *в* — область разгрузки; 1 — водоносные породы, 2 — водоупорные породы, 3 — пьезометрический уровень; 4 — уровень грунтовых вод; H_1 и H_2 — пьезометрические напоры в первом и втором сечениях; *m* — мощность артезианского водоносного горизонта (стрелками показано направление движения вод)

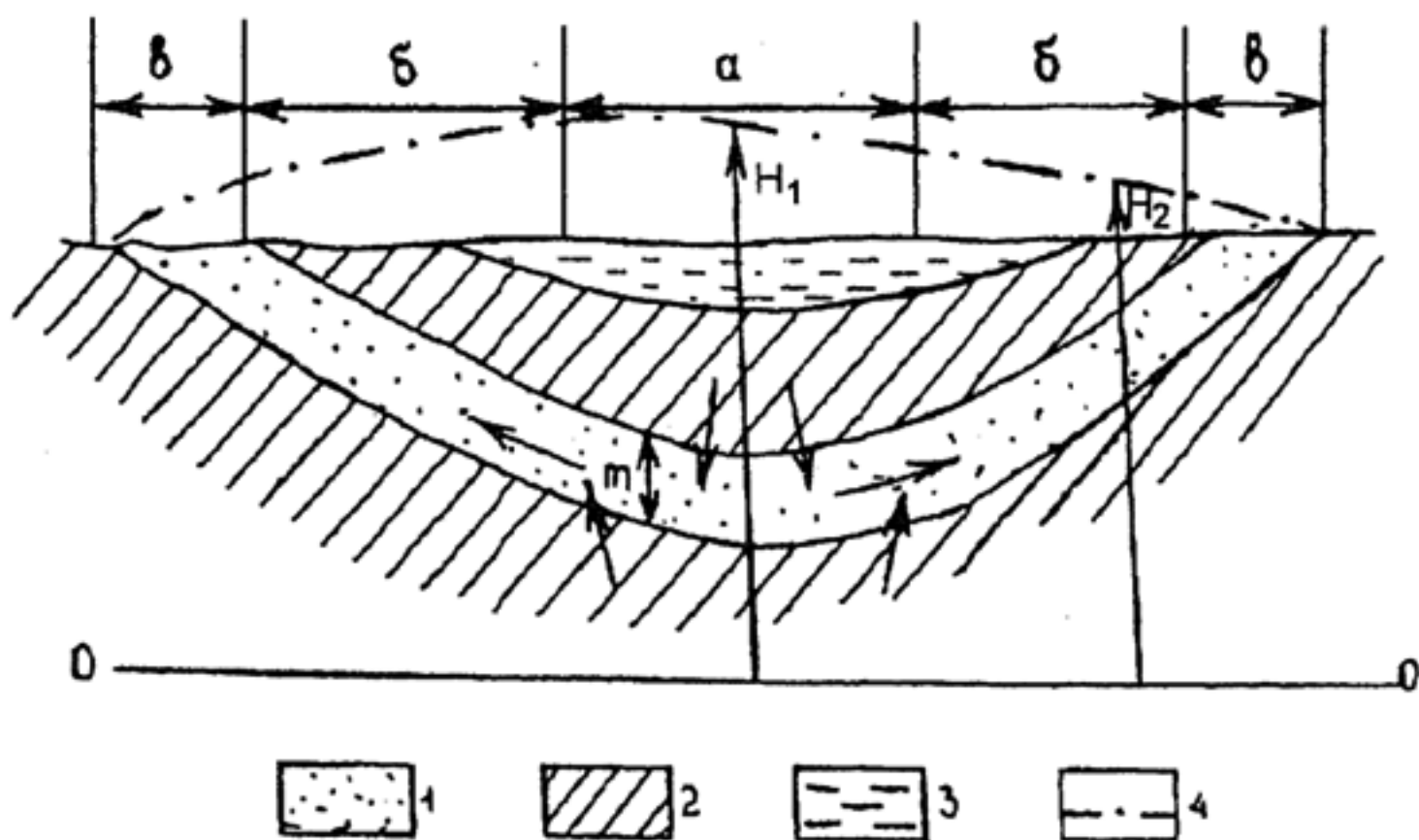


Рис. 71. Схема строения артезианского бассейна элизионного типа (по А.А.Карцеву с дополнениями):

a — область питания и создания напора; *б* — области распространения напора; *в* — области разгрузки; 1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — поверхностные воды озерного или морского бассейна; 4 — пьезометрический уровень; H_1 и H_2 — пьезометрические напоры в первом и втором сечениях; *m* — мощность артезианского водоносного горизонта (стрелками показаны направления движения вод)

В эту категорию объединяются рудные объекты, генетическая природа которых дискуссионна. В литературе их называют анагенные, стратиформные, элизионные, гидрогенно-эксфильтрационные и экзогенно-гидротермальные. К данному классу отнесены месторождения стратиформных руд меди, свинца, цинка, урана, ванадия, железа, стронция, бария, серы, нефти, газа, бальнеологических вод, йодобромных и редкометалльных рассолов.

Для рассматриваемых объектов характерны следующие особенности: расположение внутри крупных отрицательных структур земной коры, выполненных мощными (более 1 км) толщами осадочных пород; присутствие в полных разрезах продуктивных бассейнов пачек эвапоритов; наличие в разрезах геохимически специализированных осадочных формаций (металлоносных битуминозных глин, красноцветных терригенных толщ, вулканогенно-осадочных пород и др.); локализация руд в пористых горизонтах песчаников и карбонатных пород, расположенных внутри глинистых или эвапоритовых водонепроницаемых и экранирующих (для углеводородов и подземных вод) толщ; наличие ореолов вторичных минеральных образований, отражающих развитие окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных геохимических реакций; расположение в локальных антиклиналях, осевых зонах флексур, инверсионных поднятиях, местах эрозионно-стратиграфических несогласий, которые могли служить очагами разгрузки и ловушками восходящих нефтегазоносных флюидов или рудоносных растворов; линзовидно-пластовая и в меньшей мере сложная жильно-столбообразная форма рудных тел и залежей углеводородов.

Крупные депрессионные зоны земной коры, в которых накапливались мощные комплексы осадочных пород, принято называть осадочно-породными бассейнами. Они имеют различное геотектоническое положение и представляют собой: синеклизы чехла древних и молодых платформ; краевые и межгорные прогибы; впадины шельфа. Площади таких бассейнов составляют десятки и сотни тысяч квадратных километров. В мире известны многие сотни таких бассейнов, в которых распространены месторождения подземных вод, углеводородов и руд.

Из 600 осадочных бассейнов на поверхности Земли в 400 обнаружены проявления нефти и газа, из них в 160 найдены промышленные месторождения углеводородов (Горжевский и др., 1990). Выделяются следующие разновидности нефтегазоносных бассейнов: внутриплатформенные прогибы (Волго-Уральский, Днепровско-Донецкий и др.); прогибы краевых частей плат-

форм (Северо-Каспийской, Западно-Сибирской и др.); впадины древних глыбовых гор (Ферганская, Таджикская и др.); предгорные и внутренние впадины альпийских горных сооружений (Средний и Южный Каспий, Азово-Кубанский, Предкарпатский, Сахалинский и др.); эпиконтинентальные шельфы (Балтийский, Мексиканский и др.).

В платформенных прогибах преимущественно распространены палеозойские нефтегазовые толщи, в краевых прогибах — мезозойские, во впадинах альпийских горных сооружений и на шельфе — палеоген-неогеновые. Месторождения нефти и газа неравномерно распределены в пределах крупных континентов и укладываются в крупные провинции, области и районы. Отмечается связь газонефтяных месторождений с глубинными рифтогенными структурами. По данным В.Б.Перфильева 80% мировых запасов нефти и газа сосредоточено в рифтогенных осадочных бассейнах континентов, континентального шельфа и материкового склона.

Во многих осадочно-породных бассейнах имеется пространственная связь стратиформных рудных месторождений со скоплениями углеводородного сырья. Стратиформные рудные месторождения располагаются в краевых частях нефтегазовых бассейнов или в примыкающих к ним депрессиях. Иллюстрацией может служить соотношение нефтегазовых залежей и руд барита, меди, свинца и цинка в позднепалеозойском бассейне Центрального Казахстана (рис. 72).

Большие литостатические давления обуславливают образование седиментогенных (формационных) подземных вод. Они мобилизуются из захороняющихся осадочных отложений, прежде всего из уплотняющихся глинистых толщ. Высвобождение седиментогенных вод происходит в условиях катагенеза осадочных пород. Мобилизованная вода поступает из глинистых существенно уплотняющихся отложений в соприкасающиеся с ними пористые породы, обладающие жестким каркасом — песчаники или пористые карбонатные породы. В мобилизованных (возрожденных) водах первоначальный состав иловых растворов, насыщавших осадки, существенно изменяется. В этой связи некоторые исследователи предлагают выделять собственно седиментационные (талассогенные) и возрожденные (литогенные) воды. Длительность деятельности элизионных систем оценивается в десятки миллионов лет.

В зоне начального катагенеза из насыщенных водой глин высвобождается рыхлосвязанная вода. По различным оценкам из уплотняющихся глин, погруженных на глубину 500 м, отжимается до 80% подземных вод. При глубоком катагенезе поступает

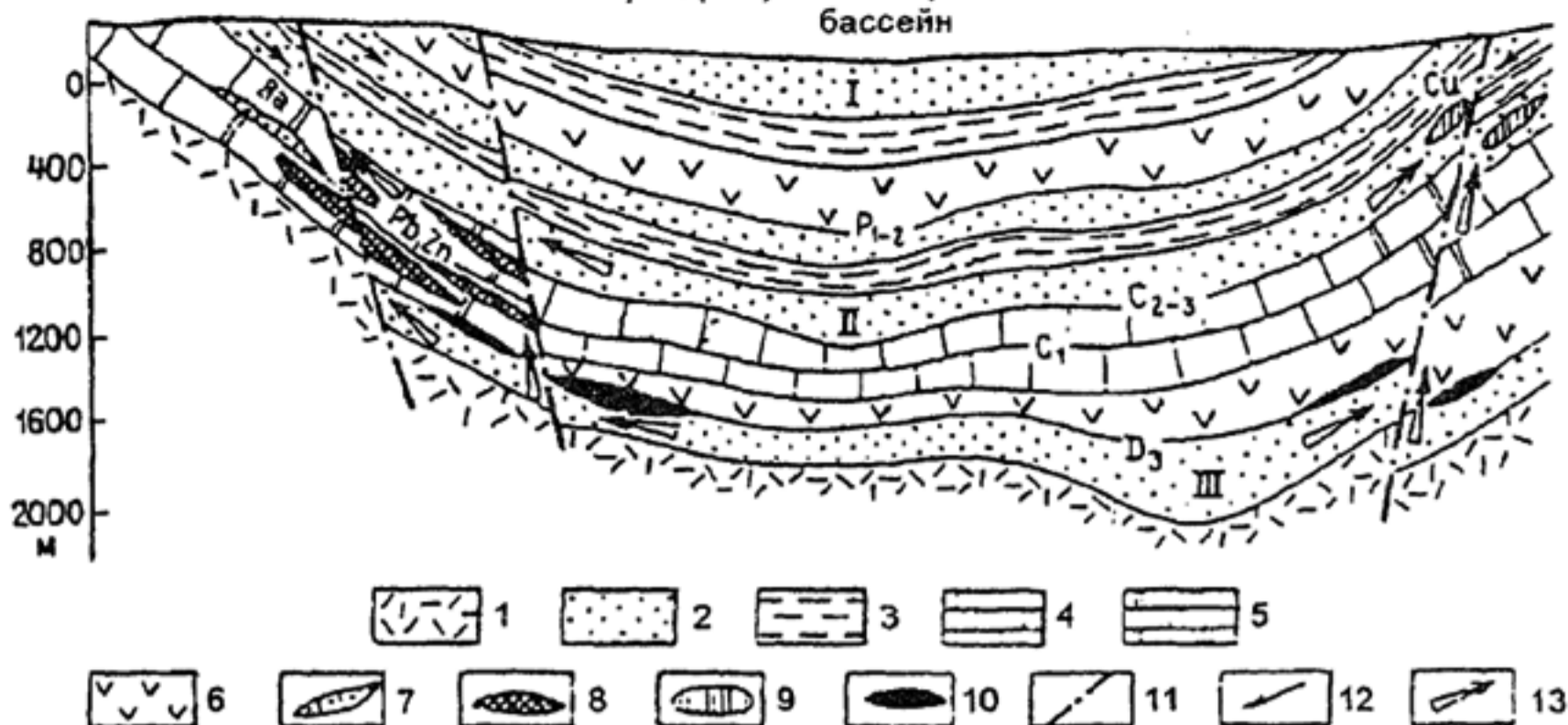


Рис. 72. Гидрогеологическая схема формирования стратиформных сульфидных месторождений (на примере Центрального Казахстана) (по Д.И. Горжевскому и др.):

1 — породы фундамента; 2 — водопроницаемые терригенные отложения (песчаники, конгломераты); 3 — водоупорные глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты; 4 — известняки и доломиты; 5 — эпигенетические доломиты; 6 — соленосные водоупорные отложения; 7 — баритовые руды; 8 — свинцово-цинковые руды; 9 — медистые песчаники; 10 — нефтегазовые залежи; 11 — разломы; 12 — направления движения слабоминерализованных азотно-кислородных гидрокарбонатных сульфатных и сероводородно-гидросульфидных вод; 13 — направления движения углеводородных рудообразующих рассолов подсолевых горизонтов палеозоя. Гидрогеологические этажи: I — надсолевой, II — межсолевой, III — нижний подсолевой

прочно связанная и дегидратационная вода. Последняя мобилизуется в результате дегидратации глинистых минералов (перехода монтмориллонита в гидрослюда, модификации гидрослюд, замещения гидрослюд хлоритом).

В зонах интенсивного катагенеза на глубинах более двух километров из рассеянного органического вещества и глин помимо водных растворов генерируются разнообразные газы (углекислый, водород, сероводород, углеводороды) и кремнезем. Если в разрезах присутствуют горючие сланцы и породы, обогащенные седиментогенным органическим веществом в количестве $C_{org} > 1\%$, то при их катагенезе на глубинах от 2 до 6 км согласно представлениям многих геологов генерируется нефть и газ. Такие отложения называют нефтематеринскими.

Степень интенсивности катагенеза осадочных пород зависит от ряда причин (Лукьянова, 1995, Холодов, 1988 и др.): мощности вышележащих толщ и глубины их погружения; интенсивности тектонического давления; геохимической и физико-меха-

нической неоднородности разрезом; неоднородности регионального теплового поля земной коры.

Как правило, седиментационные воды являются минерализованными, поскольку захоронению подвергаются главным образом морские отложения. В современных нефтегазоносных бассейнах выделяют два типа формационных вод: щелочные слабо минерализованные воды и слабые рассолы (до 50—80 г/л) натриевого типа, характерные для морских толщ, накапливавшихся в условиях с нормальной соленостью; кислые крепкие рассолы (250—600 г/л) кальциевого типа, сопровождающие залежи эвапоритов. Оба типа подземных вод содержат повышенные концентрации различных газов и металлов и могут быть термальными. Температуры их в платформенных областях достигают 150—200°C.

Минерализованные воды и рассолы являются хорошими растворителями для многих элементов (железа, марганца, никеля, меди, свинца, цинка, стронция, лития, цезия, золота, серебра и др.). Экспериментально доказано выщелачивание хлоридными рассолами из глин халькофильных элементов. Интересно отметить, что металлоносные хлоридные термальные рассолы, встреченные на глубинах 3—5 км в артезианских бассейнах, близки гидротермальным растворам современных вулканических областей (Басков, Суриков, 1990).

В случае накопления больших масс монтмориллонитовых глин в аридных условиях и в окислительной континентальной обстановке, высвобождавшиеся растворы могли быть окислительными (по ряду элементов, в частности меди), пресными и гидрокарбонатными. Такие воды должны были опреснять минерализованные захороненные воды, что способствовало растворению и переносу ряда микроэлементов (J, В, Br, F, As, U, Sb и Hg).

В зонах глубокого катагенеза и газонефтеобразования могли формироваться рассолы, обогащенные металл-органическими соединениями. Так например, известны хорошо растворимые уран- и золотогуминовые комплексы, металл-хелатные, углеводородно-газортутные соединения и др. В местах интенсивного окисления, перепада рН, снижения давления и температуры они могут распадаться и формировать битумно-металлическое оруденение. Широко известны урано-битумные руды, ванадиеносные битумы, золотосодержащее керогеноподобное органическое вещество. В битумах отмечены концентрации U, Mo, V, Cr, Hg, Se, Pb, As, Cu, Ni, TR, крупные скопления галенита, сфалерита, марказита и киновари. Для ряда ураноносных битумов обосновывается их происхождение из единой эмульсионной флюидной системы гидротермального типа (Пеньков, 1989).

В практике геологических работ породы с высокой проницаемостью называют коллекторами. Часто проницаемость таких пород предполагается в моменты рудообразования. В последующие периоды поры заполняются рудными и сопутствующими минералами и порода может потерять свои фильтрационные способности.

По происхождению выделяется четыре типа фильтрационных неоднородностей пород (Капченко, 1983): 1) литолого-фациальный; 2) палеогипергенно-денудационный; 3) консолидационный (литификационный); 4) тектонический. Как правило, в геологических телах проявлены разные неоднородности с преобладанием какой-то одной. Наиболее широко распространен первый тип.

В упрощенном варианте среди коллекторов нефти, газа и подземных вод выделяется три группы: пластово-поровые, трещинно-пластовые и трещинные. Наиболее распространены образования первой группы, представленные песками и песчаниками аллювиального, дельтового и барового происхождения а также органогенными известняками и доломитами, включая рифовые породы. Трещинно-пластовые коллектора представлены карстованными, доломитизированными и трещиноватыми известняками. Трещинные коллектора могут быть кливажированными сильно литифицированными осадочными породами, кремнистыми аргиллитами и глинами и даже кристаллическими магматическими породами (гранитами, эффузивами). Указанные проницаемые образования могут вмещать не только газофлюидные скопления, но и рудные залежи.

В большинстве случаев пористость пород является первичной и обусловлена их седиментационно-диагенетическими (литолого-фациальными) условиями. Например, это очевидно для рифовых фаций известняков, образованных коралловыми атоллами, или хорошо сортированных баровых, русловых или дельтовых песчаников. В ряде случаев имеет место вторичная пористость, связанная с условиями выщелачивания уплотненных непроницаемых пород. Примерами такой пористости могут служить зоны карстования карбонатных пород (палеогипергенно-денудационные) или доломитизированные (литификационные) известняки. Установлено, что при вторичной доломитизации известняков пористость пород увеличивается до 10 % и более.

Примером локализации полиметаллических руд в линзах пористых рифовых и вторичных доломитов может служить месторождение рудного района Пайнт-Пойнт в Канаде. Здесь рудовмещающими являются кавернозные и высокопористые доломиты живетского возраста. Предполагается, что в них поступали

хлоридные металлоносные растворы по крутопадающим зонам разломов из нижележащей эвапоритовой толщи.

Явления растворения и выщелачивания отдельных горизонтов в осадочно-породных бассейнах, так же как ореолы вторичного минералообразования свидетельствуют о деятельности подземных вод. В рассматриваемых гидродинамических системах восходящие потоки подземных вод могут быть агрессивными по отношению к вмещающим их проницаемым породам. Во вмещающих породах часто встречаются отчетливые ореолы эпигенетических образований: доломитизации, битумопроявлений, осветления, гидрослюдизации, пиритизации, огипсования, хлоритизации, окварцевания, доломитизации и др. Они отражают изменения кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий. Характерны низкие температуры вторичного минералообразования.

Перечисленные минеральные ассоциации могут образоваться в результате проникновения эксфильтрационных потоков в реакционные среды, представленные двумя типами образований: 1) породами, содержащими активно взаимодействующие с подземными водами минералы, органическое вещество и поровые растворы; 2) подземными напорными водами отличного геохимического состава. Примером рудообразования первого типа может служить кристаллизация вторичного целестина при взаимодействии хлоридных стронциеносных рассолов с гипсоносными трещиноватыми доломитами. Похожий механизм предполагается для образования самородной серы. В этом случае богатые сероводородом воды, встречая на своем пути гипсоносную карбонатную породу, в результате сложных биохимических процессов могут образовать залежи самородной серы.

Примером рудообразования по второму механизму могут служить реакции образования галенит-сфалеритовых или медно-сульфидных руд, сформированных в результате взаимодействия рудоносных хлоридных рассолов и сероводородных вод. Современное рудообразование такого рода известно на полуострове Челекен в Восточном Прикаспии. Здесь на месторождении иодобромных вод, локализованных в неогеновой красноцветной терригенной толще, в эксплуатационных скважинах происходит взаимодействие нижних металлоносных хлоридных рассолов с расположенными выше сероводородсодержащими подземными водами. В результате отлагаются разнообразные сульфиды. Металлоносные рассолы помимо высоких концентраций J и Br обогащены В, Sr, Pb, Cu, Zn, Cd и Tl (Лебедев, 1975). Предполагается, что они поступали по трещинным коллекторам из нижних

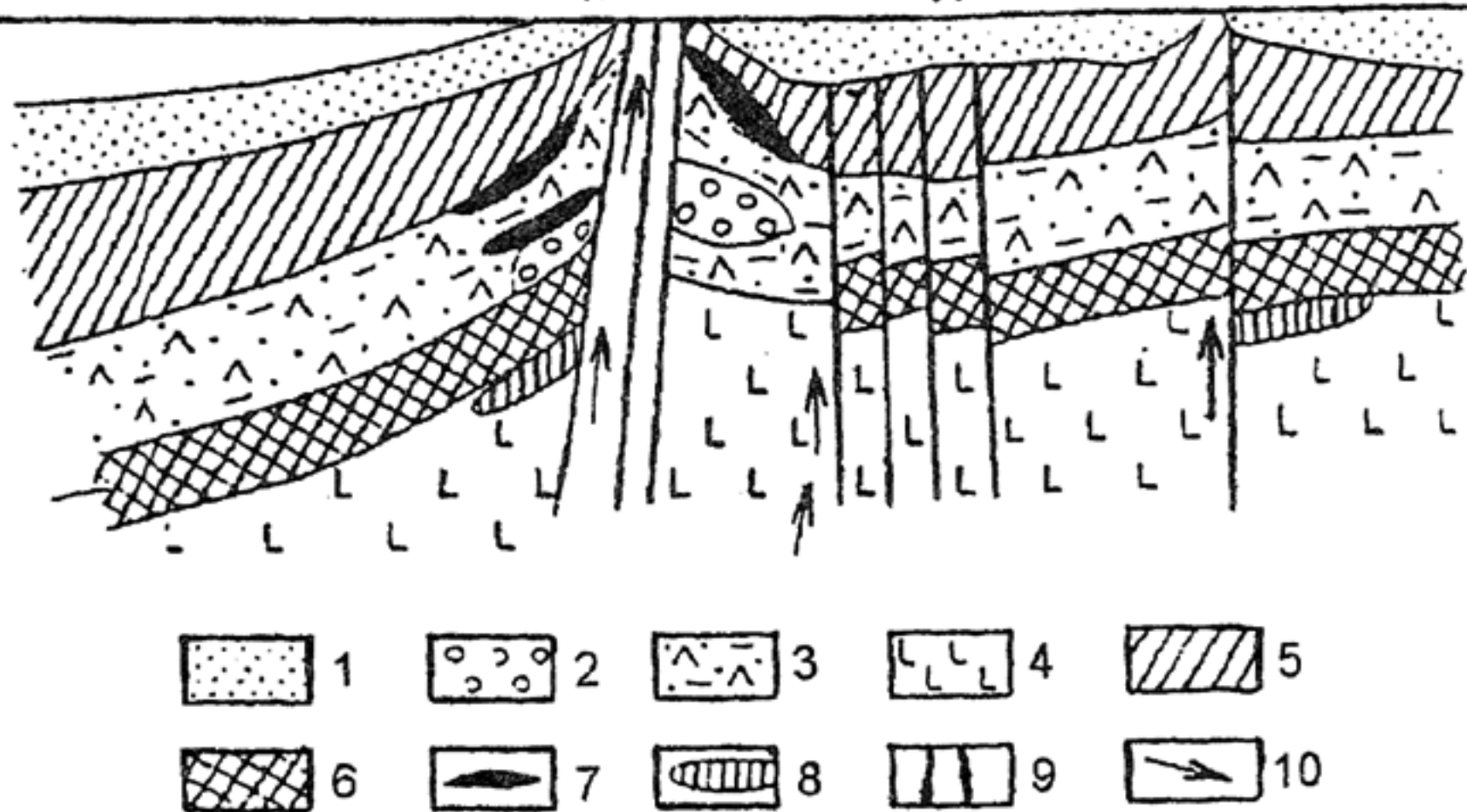


Рис. 73. Гидрогеологическая схема формирования металлоносных рассолов Челекенской водонапорной системы (по Д.И.Горжевскому и др.).

Зоны вод: 1 — грунтовых слабосоленых (2-10 г/л); 2 — глубоких термальных соленых (20-45 г/л) щелочного хлоридно-гидрокарбонатного типа с повышенным содержанием рудных элементов; 3 — термальных высоконапорных кислых металлоносных рассолов (220-280 г/л) углеводородного натриево-кальциевого типа; 4 — прогнозируемая зона подсолевых крепких высокотермальных, углеводородных, кальциево-натриевых металлоносных рассолов (280-400 г/л) мезозойского этажа; 5 — глинистая водоупорная толща; 6 — соленосная водоупорная толща; 7 — эксплуатируемые нефтяные залежи; 8 — прогнозируемые нефтяные залежи; 9 — зоны водовыводящих разломов; 10 — направление движения металлоносных рассолов

подсолевых горизонтов, а сероводород — из вышележащих нефтегазоносных образований (рис. 73).

Другим примером является модель образования сульфидных руд Джекказганского месторождения медистых песчаников (рис. 74). Здесь предполагается рудообразование на контакте восходящих сульфатно-хлоридных минерализованных вод, переносивших медь и сопутствующие компоненты (молибден, рений, серебро, свинец и цинк) по проницаемым горизонтам песчаников, и сероводородсодержащих вод.

Для рассматриваемых месторождений характерна локализация в различных геологических структурах, осложняющих осадочно-породные бассейны. Среди них выделяются две группы структурные и аструктурные, которые часто встречаются совместно. Наиболее распространены структурные ловушки антиклинального типа (краевые части синеклиз, брахиантиклинали, участки периклиналей, валы и флексуры).

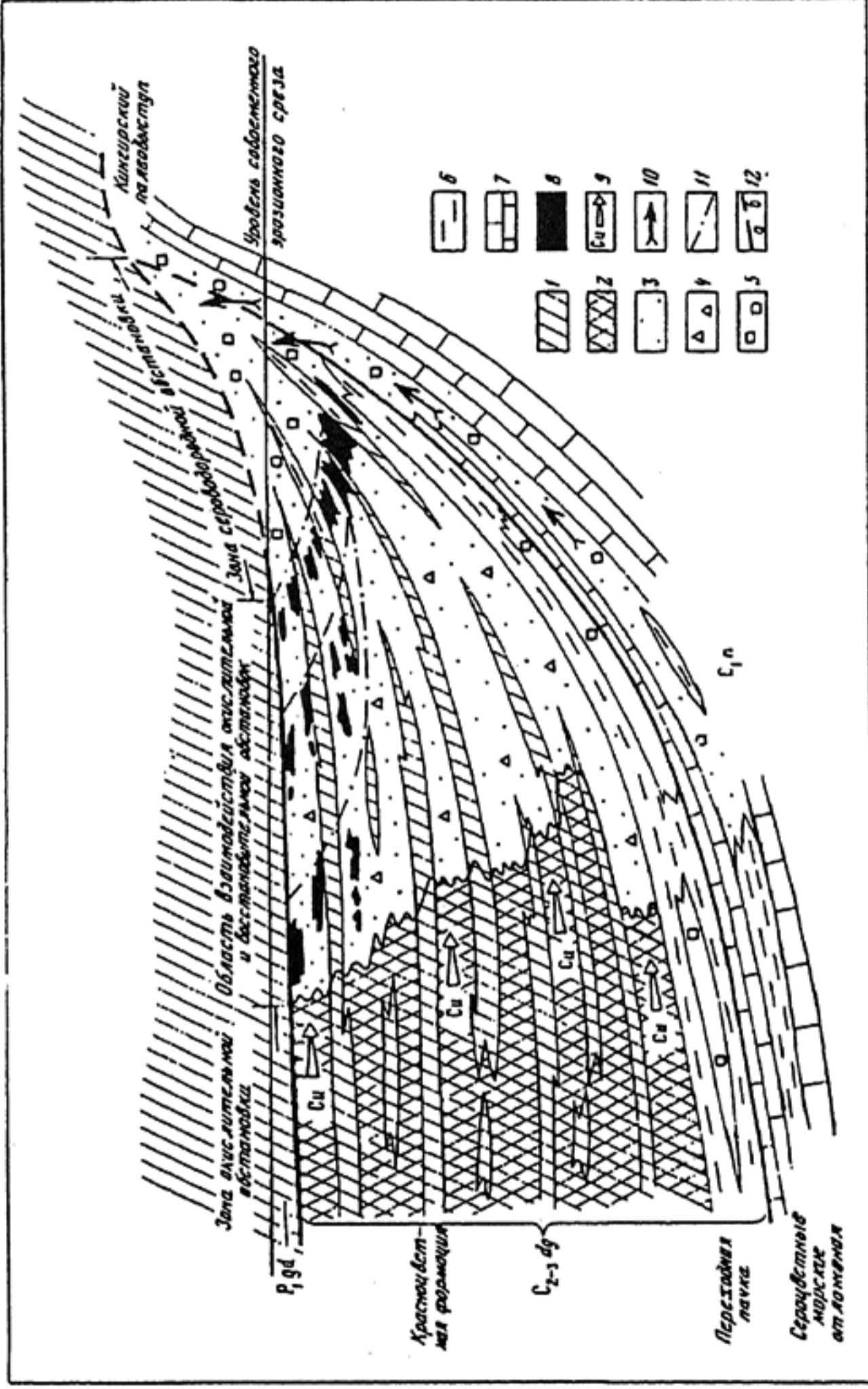


Рис. 74. Схема формирования Дзезказганского месторождения (по И.Ф. Габлиной).

1 — красноцветные аргиллиты, алевролиты, 2 — красноцветные песчаники, конгломераты, 3 — сероцветные песчаники, конгломераты; 4 — рассеянная вкрапленность сульфидов меди; 5 — рассеянная вкрапленность пирита; 6 — серые аргиллиты, алевролиты; 7 — известняки, 8 — рудные залежи; 9 — направление движения меденосных растворов; 10 — пути миграции углеводородов; 11 — уровни последовательного смещения зоны взаимодействия окислительной и восстановительной обстановок, соответствующие периодам устойчивого гидродинамического режима напорных вод; 12 — стратиграфические границы (а — достоверные, б — предполагаемые).

Р_{1gd} — нижнепермские отложения (жиделисайская свита); С_{2-3 dg} — продуктивная (дзезказганская) толща среднего-верхнего карбона; С_{1n} — нижнекарбоновые отложения (намюрский ярус)

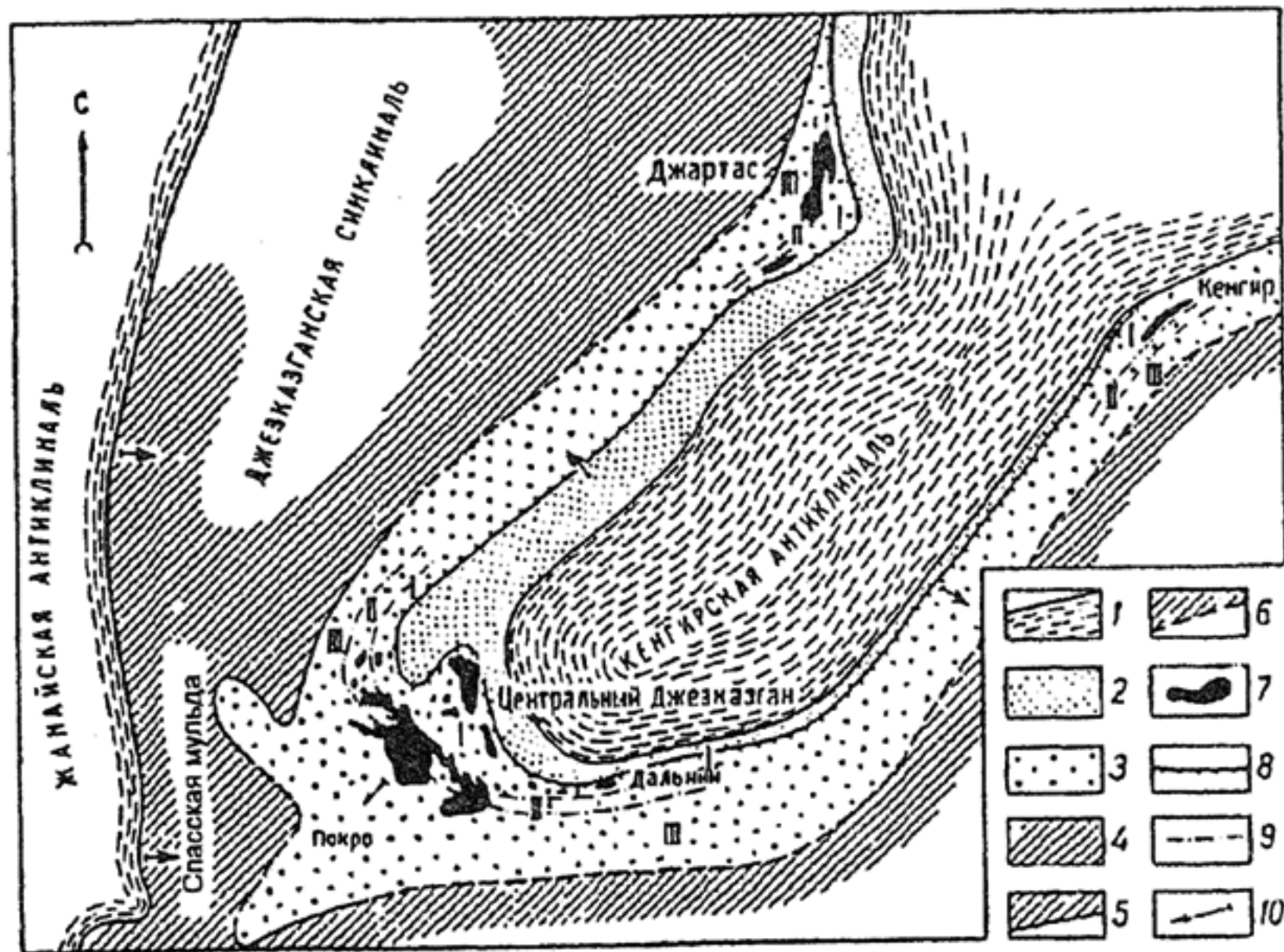


Рис. 75. Положение месторождений медистых песчаников Дзезказганского района и их рудная минеральная зональность (по У.А.Асаналиеву и др.).

1 — песчано-карбонатные породы визе и намюра; 2 — отложения таскудукской свиты; 3 — серые рудоносные песчаники раймундовского горизонта (слой Д-3); 4 — бурые и красновато-бурые безрудные песчаники раймундовского горизонта; 5-6 — границы изменения окраски песчаников: 5 — установленные, 6 — предполагаемые; 7 — рудные залежи; 8 — выход на поверхность лежащего бока песчаников раймундовского горизонта; 9 — границы рудных минеральных зон; 10 — направления падения пород; I-III — рудные минеральные зоны: I — с преобладанием халькопирита и галенита, на отдельных участках — пирит; II — существенно борнитовых руд, местами галенитовых; III — преобладания халькозина

Примером первой группы могут служить месторождения медистых песчаников в периклинали и флексурных изгибах крыльев Кенгирской антиклинали, осложняющей Дзезказганский позднепалеозойский прогиб (рис. 75). В антиклинальных структурах локализованы пластовые тела полиметаллических руд в фаменских доломитах рудного поля Миргалимсайского месторождения в хр. Большой Каратау (Казахстан) (рис. 76).

Для этой группы характерно сочетание антиклинальных структур с разломными. Имеют место различные разрывные нарушения: относительно крупные крутопадающие сбросо-сдвиговые с амплитудами смещения в десятки метров; зоны мелкой трещиноватости, связанные с межпластовыми нарушениями и замковыми частями складок. Характерно конседиментационное про-

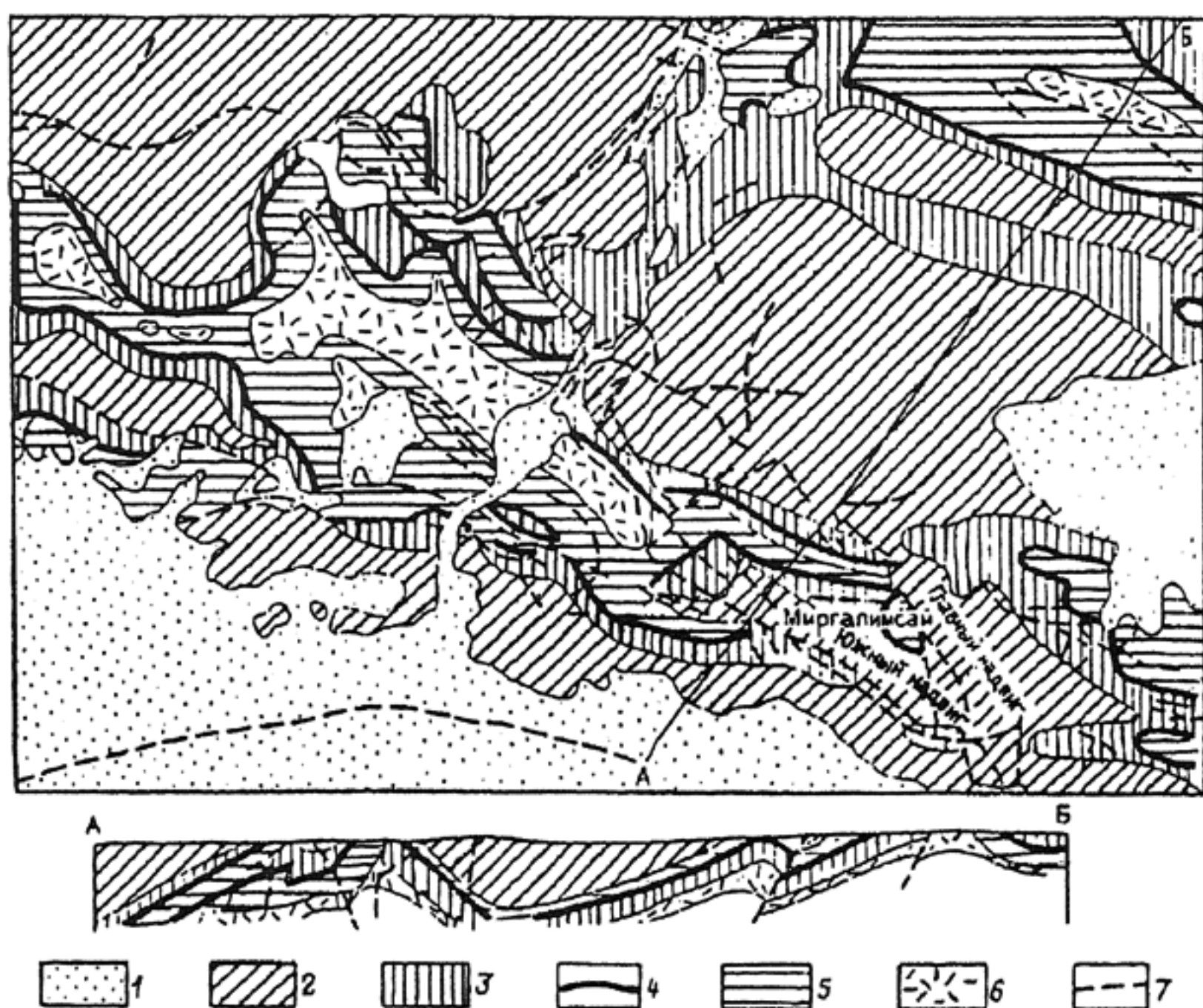


Рис. 76. Схематическая геологическая карта и разрез Миргалимсайского поля (по У.А.Асаналиеву и др.).

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — нижнекаменноугольные отложения (полосчатый, второй и первый перемежающиеся, искристый, базальный горизонты); 3 — фаменские отложения (верхний ленточный, верхний комковатый, плитчатый, средний комковатый горизонты); 4 — второй ленточный (рудный горизонт); 5-6 — горизонты фаменских отложений: 5 — ячеистый, нижний ленточный, нижний комковатый, доломитовый, переходный горизонты, 6 — аргиллитовый; 7 — разрывные нарушения

явление разломов, а также их скрытый затухающий к поверхности характер.

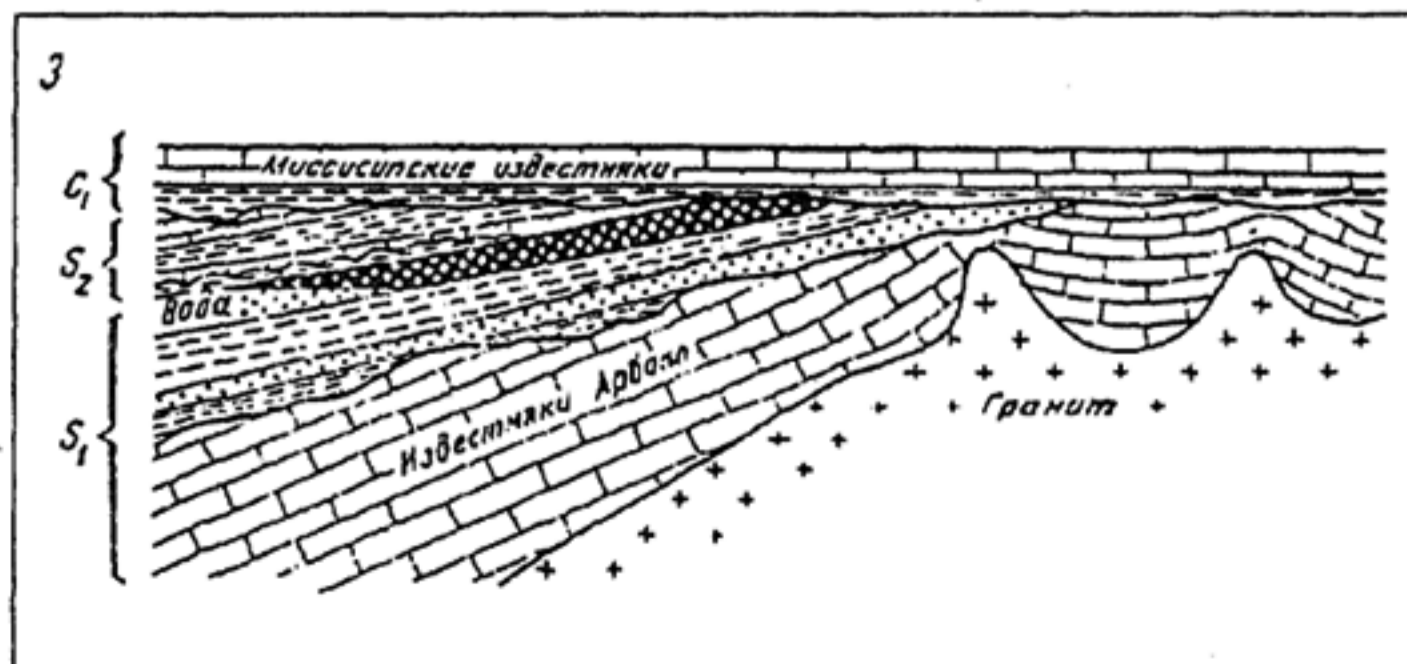
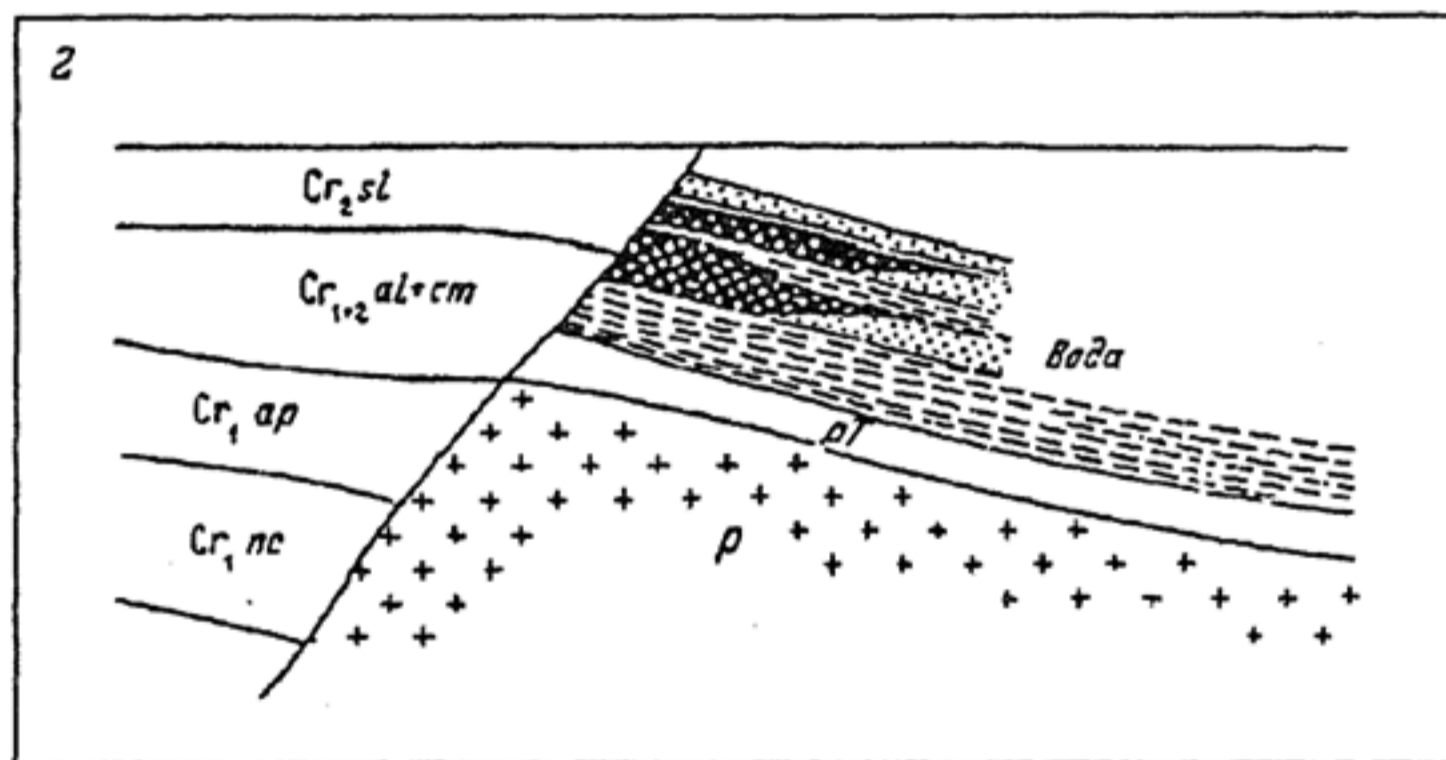
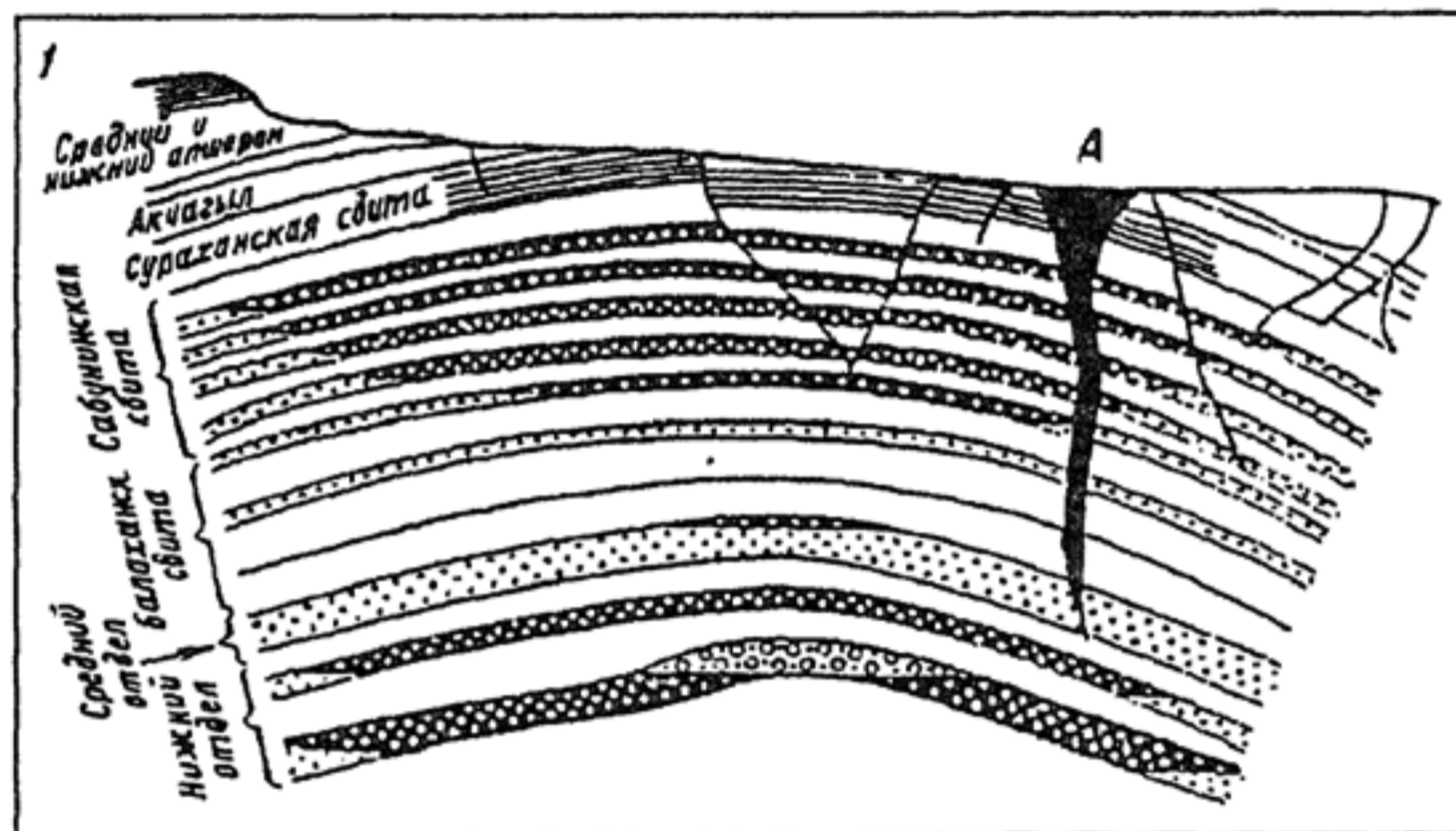
Второй тип определяется наличием зон эрозионно-стратиграфических несогласий и литологических ловушек — участков распространения проницаемых геологических тел внутри флюидоупоров. Примерами такого рудоконтроля могут быть отмеченные выше месторождения Канады и галенит-сфалеритовые рудные тела рудного района Миссури (США). В последнем отмечается корреляция вертикального размаха оруденения с числом перерывов в осадконакоплении.

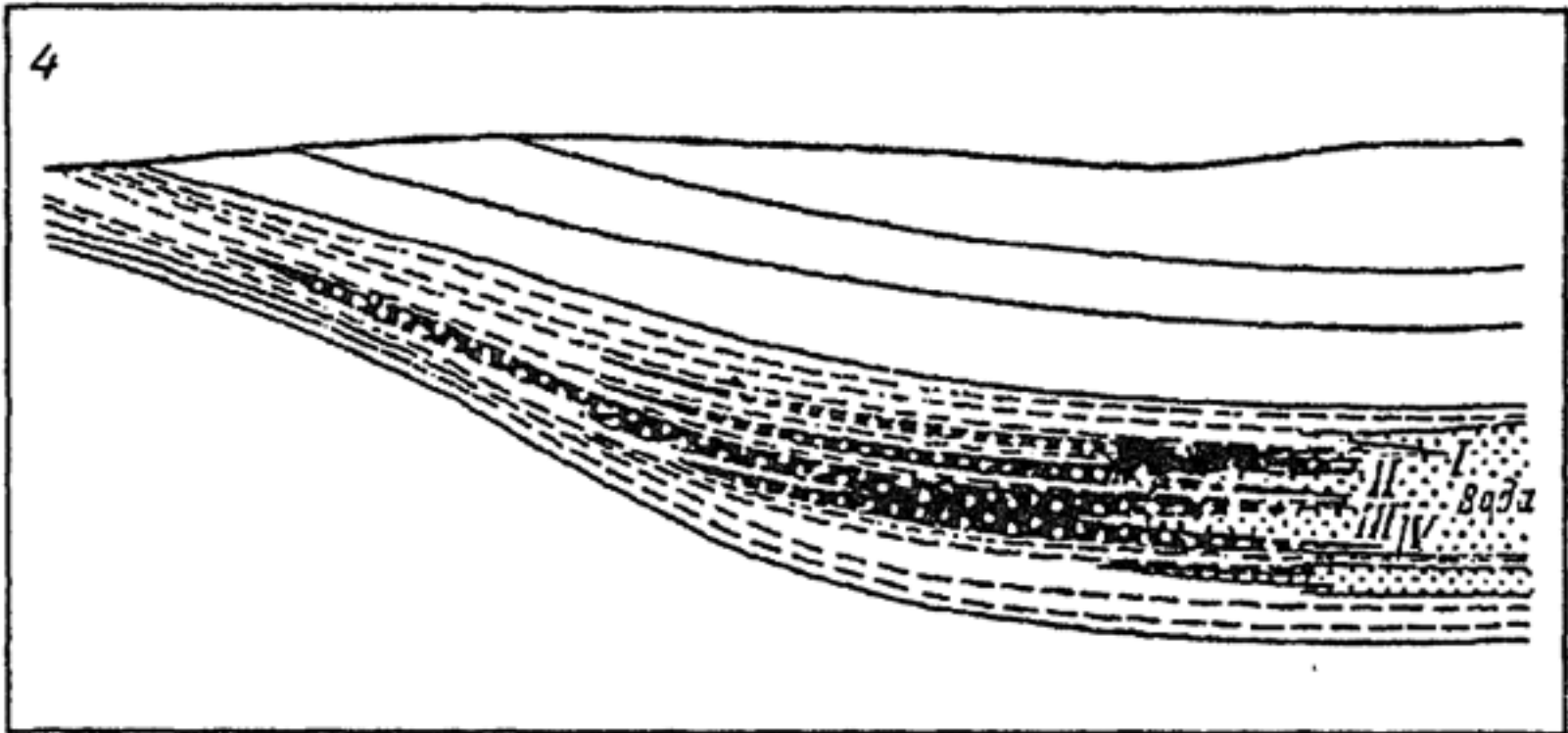
Подобные геологические структуры в нефтегазовых районах контролируют положение залежей углеводородов, и получили

названия структурных и литологических ловушек (рис. 77). Среди них наиболее часто встречаются антиклинальные ловушки.

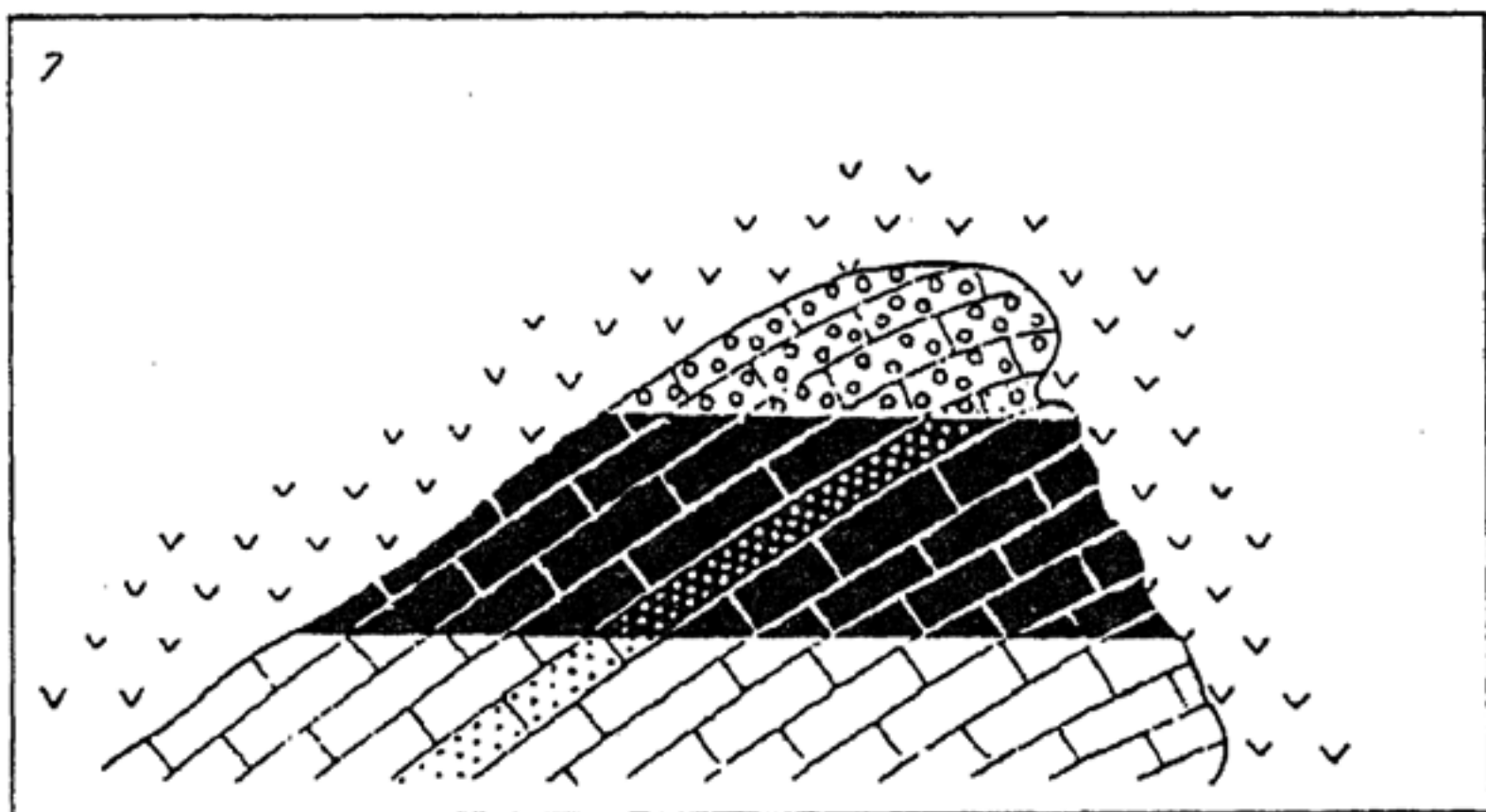
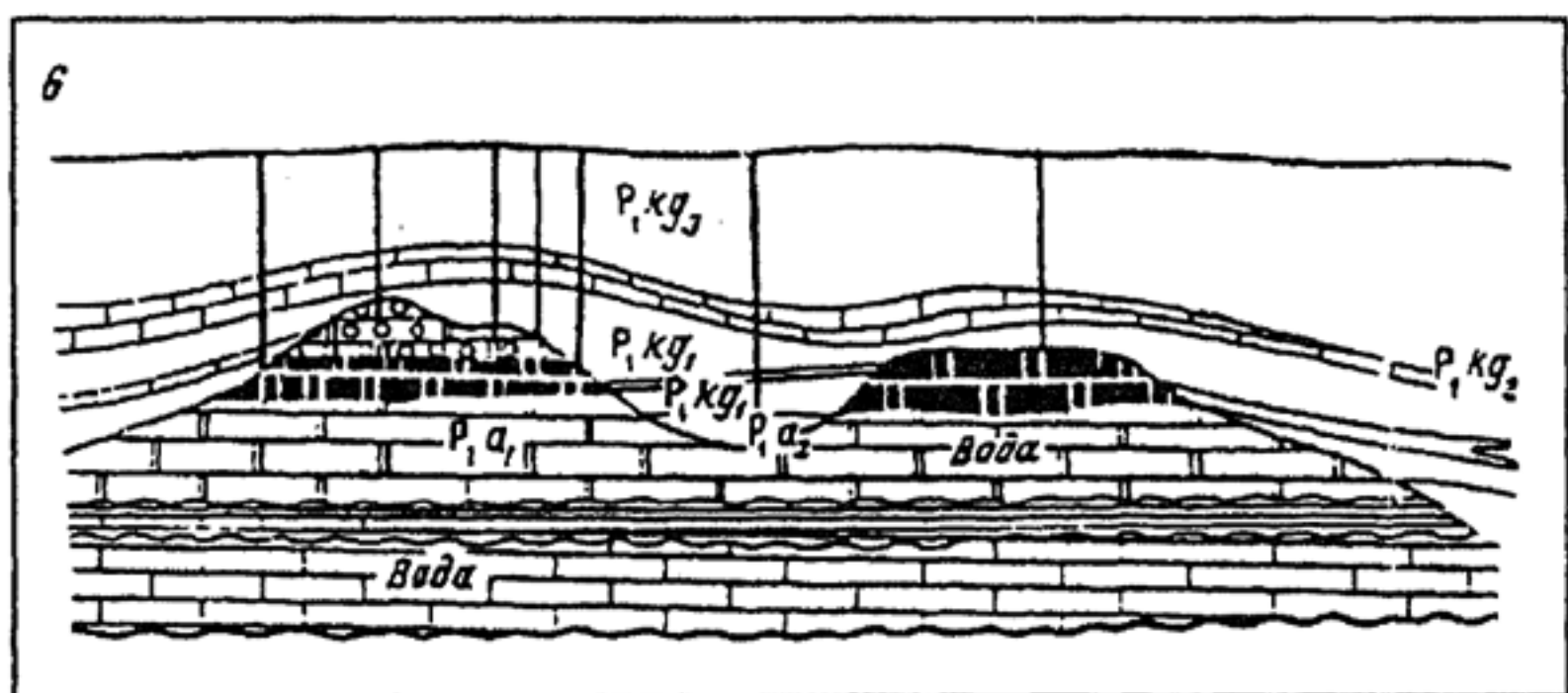
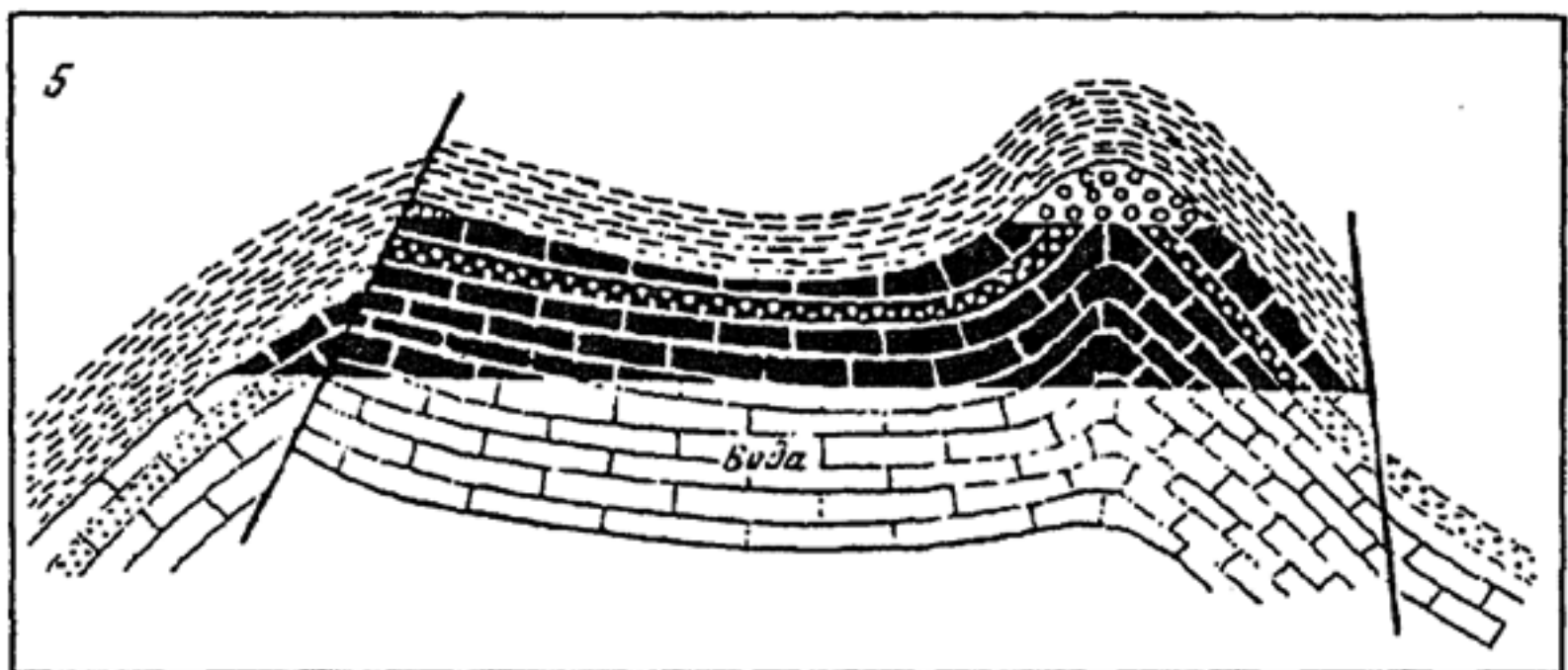
Как структурные, так и литологические обстановки локализации месторождений представляют собой локальные очаги разгрузки элизионных артезианских бассейнов. В ряде современных газонефтяных районов такие очаги разгрузки устанавливаются по

ПЛАСТОВЫЕ





МАССИВНЫЕ



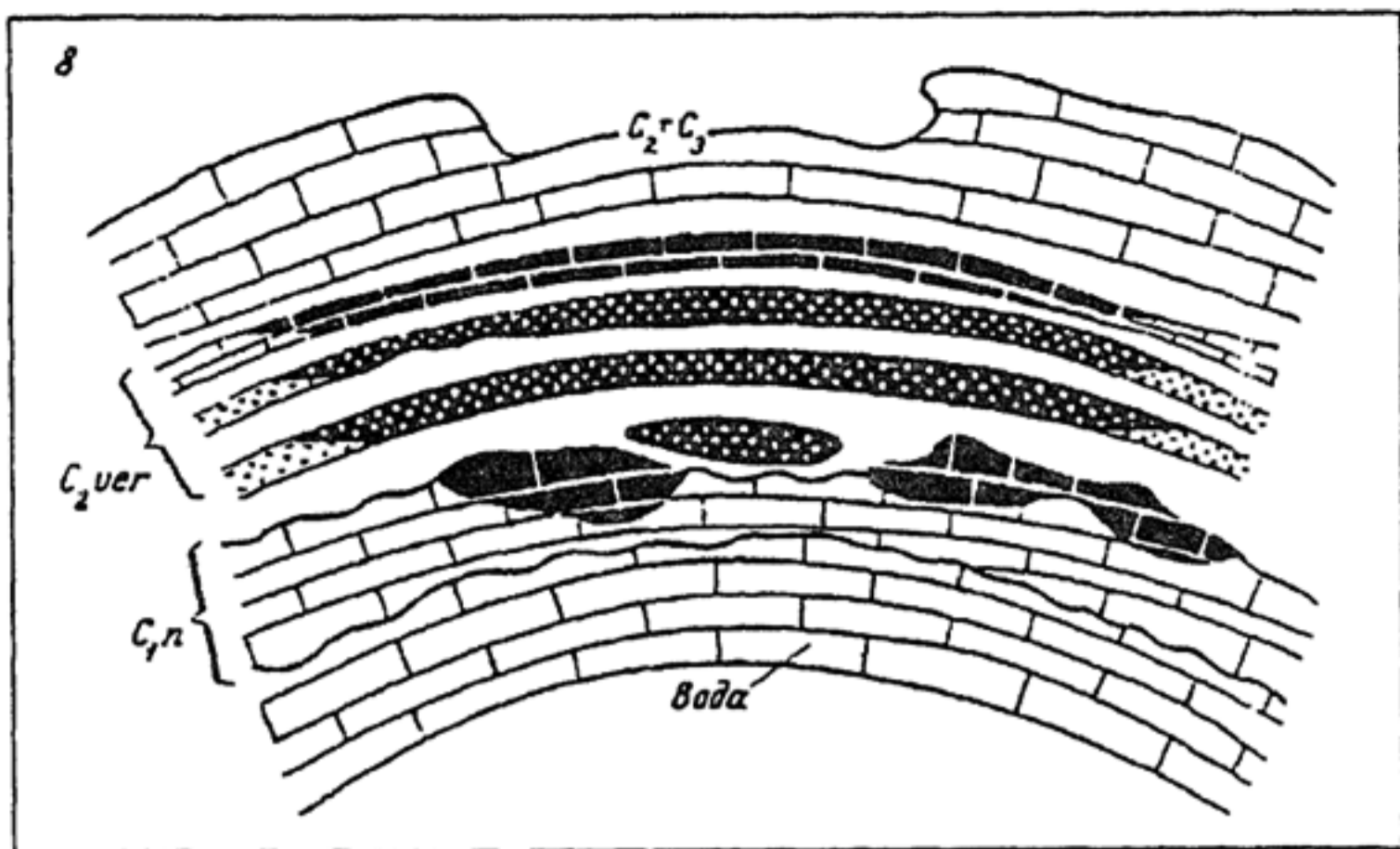


Рис. 77. Геологические структуры газонефтяных месторождений, по И.О.Броду (Смирнов, 1989).

Пластовые: 1 — сводовые залежи (А — грязевой вулкан); 2 — тектонически экранированные залежи; 3 — стратиграфически экранированные залежи; 4 — литологически экранированные залежи. Массивные: 5 — залежи структурного выступа; 6 — залежи рифовых выступов; 7 — залежь эрозионного выступа; 8 — литологически ограниченные залежи

геотермальным и гидрогеохимическим аномалиям, проявлениям грязевого вулканизма и аномально-высоким пластовым давлениям.

Морфология рудных залежей рассматриваемых месторождений соответствует отмеченным выше структурам локализации и типам проницаемых образований. Наиболее широко распространены пластовые и линзовидные тела, приуроченные к пластово-поровым проницаемым горизонтам в пределах антиклинальных ловушек. Секущие жильные и сложные, часто столбообразные рудные тела встречаются реже и располагаются в зонах трещиноватости и дробления пород а также в органогенных или закарстованных карбонатных породах.

Вопросы генезиса рассматриваемых месторождений дискуссионны. Многие исследователи связывают их образование с глубинными мантийными источниками металлов, растворов и углеводородов. Так, по поводу генезиса нефти существует более 100 гипотез. В них предлагаются разные варианты двух источников углеводородов — неорганических и органических. В первом случае допускается глубинное хемогенное происхождение, как например предлагал Д.И.Менделеев, получая метан по реакции карбидов железа с водой. Согласно второй концепции допускает-

ся генерация углеводородов из первично захороненного органического вещества осадочных толщ (нефтематеринских или нефтепроизводящих). При этом глубина формирования нефти оценивается в 1—4 км, газа — 2,5—5 км.

Среди рудных формаций и типов месторождений, относящихся к рассмотренному генетическому классу, включая инфильтрационные выделяют:

- 1) стратиформные полиметаллические в карбонатных породах;
- 2) медистых песчаников в терригенных красноцветных формациях;
- 3) медистых песчаников палеорусел пестроцветных толщ;
- 4) урановых и битумно-урановых в палеорусловых песчаниках пестроцветных толщ;
- 5) урановых и ванадий-урановых в зонах окисления черносланцевых комплексов;
- 6) ванадий-урановых в калькретах;
- 7) металлоносных углей и торфяников;
- 8) редкометалльно-урановые в зонах выклинивания внутрипластового оруденения;
- 9) битумно-урановые в карбонатных и терригенных породах;
- 10) битумно-ванадиевые в терригенных толщах;
- 11) стратиформные целестиновые и баритовые в гипс-карбонатных породах;
- 12) самородной серы в гипс-карбонатных породах;
- 13) нефтегазовые в различных коллекторах и ловушках;
- 14) йодобромных и металлоносных рассолов.

Глава 14. Метаморфизованные и метаморфогенные месторождения

К метаморфогенным месторождениям относятся такие, которые непосредственно сформированы в результате метаморфических процессов (метаморфические) или изменены под влиянием метаморфизма (метаморфизованные). Они включают месторождения железа (в железистых кварцитах), марганца (гондиты), золота, урана, титана, меди и полиметаллов, алмазов, горного хрусталя, графита, кварцитов, яшм, граната, флогопита, керамического сырья, корунда, высокоглиноземистого сырья (андалузита, силлиманита, кианита), родусит-асбеста, наждака, кровельных сланцев, шунгизитов, мрамора, нефрита, лазурита и др.

Общие особенности месторождений

Характерными чертами метаморфогенных месторождений являются:

- пространственная и временная связь оруденения с метаморфическими образованиями, среди которых наиболее распространены архей-протерозойские комплексы;
- согласное залегание уплощенных рудных тел и метаморфических пород, часто образующих единые складчатые формы;
- особенности минерального состава руд и вмещающих их пород, указывающие на одинаковые термодинамические условия их образования и признаки изохимических реакций;
- текстуры и структуры руд, свойственные метаморфическим породам (гнейсовые, сланцевые, гранобластовые и др.).

Тесная связь рассматриваемых месторождений с метаморфическими образованиями заключается в соответствии различных типов оруденения проявлениям ударного, контактового, динамического или регионального метаморфизма (табл. 11).

Наиболее распространены месторождения, связанные с региональным метаморфизмом. Обусловлено это тем, что регионально-метаморфические комплексы охватывают огромные объемы земной коры, слагающие фундаменты древних платформ и ядра срединных массивов. Эти метаморфиты отражают архейские и протерозойские этапы развития земной коры, отличавшиеся

Соотношение месторождений и проявлений метаморфизма

Проявления метаморфизма	Месторождения
Регионально метаморфизованные образования различных фаций (ступеней)	Железистых кварцитов, гондитов, металлоносных протерозойских конгломератов, золото-кварцевые и медно-полиметаллические, колчеданные, алмаза в эклогитах и гнейсах, графита, кварцитов, мраморов, граната, наждака, горного хрусталя, высокоглиноземистого сырья, родусит-асбеста, керамических и слюдоносных пегматитов, апатита
Контактово-метаморфические	Графита, корунда и наждака
Динамометаморфические	Золота, нефрита, яшм
Ударный (импактитовый)	Алмаза

особыми условиями. Земная кора на ранних этапах своего развития только зарождалась, происходили активнейшие тектономагматические процессы дифференциации вещества, формирования океанов и атмосферы.

В наблюдаемых в настоящее время комплексах регионально-метаморфических пород выделяются ассоциации, отражающие различные термодинамические условия — фации (ступени) метаморфизма. Оказалось, что различные типы месторождений отчетливо ассоциируют с определенными фациями (табл. 12).

На единство условий рудо- и породообразования метаморфических месторождений указывает форма рудных залежей. Так

Таблица 12

Соотношение месторождений фациям метаморфизма

Фации регионального метаморфизма	Месторождение	Промышленное значение
Зеленых сланцев	Магнетит-гематитовые кварциты, колчеданные, металлоносные конгломераты, золото-кварц-сульфидные с мышьяком и ртутью, наждака, графита	Главное
Глаукофановая	Силикатные руды марганца и цинка	Небольшое
Амфиболитовая	Гематитовые кварциты, свинца, цинка и меди, кианита, диаспора, андалузита, корунда, графита, флогопита, апатита	Важное
Гранулитовая	Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты, граната, рутила, керамических пегматитов	Важное
Эклогитовая	Алмаза, рутила	Небольшое

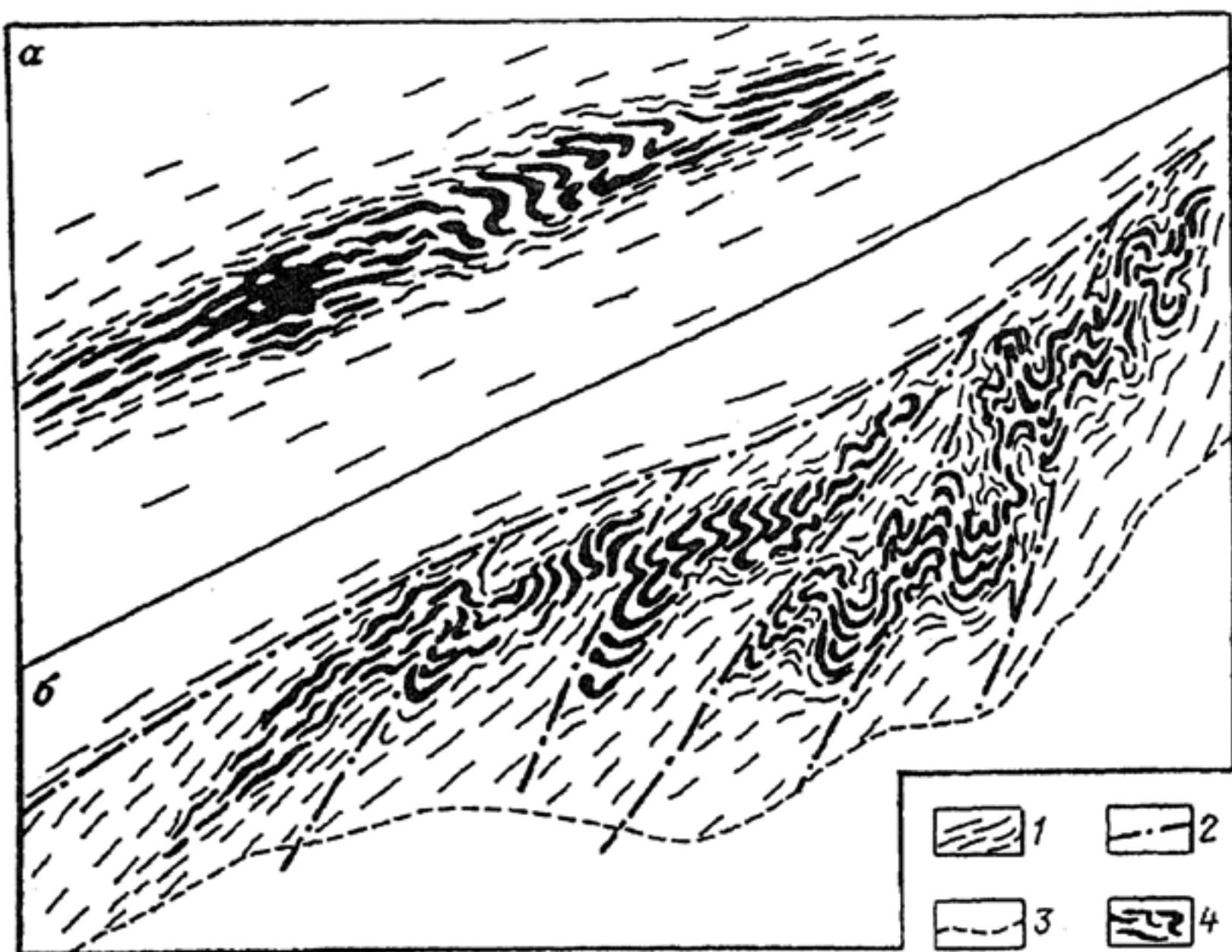


Рис. 78. Золото-кварцевые жилы в складках волочения месторождения Поркьюпайн в Канаде (по Е.М.Некрасову).

1 — сланцеватость; 2 — разрывы; 3 — граница минерализованной зоны; 4 — рудные жилы: а — в кливажных зонах, б — в зонах приразломного смятия

как кристаллизация полезных компонентов происходила при значительном давлении, то рудные тела имеют сплюснутую форму (уплощенные линзы, пласто-плитообразные, жильные). Типичны складчатые деформации рудных тел, слагающих единые ансамбли с вмещающими породами, как например, золото-кварцевые жилы в складках волочения месторождения Поркьюпайн в Канаде (рис. 78). Следует подчеркнуть согласоскладчатое залегание не только рудных тел, но рудоносных зон и продуктивных пачек метаморфических толщ (железистых кварцитов, кианитовых сланцев графитистых пород и др.). Это хорошо иллюстрируется на разрезах районов железорудных месторождений (рис. 79).

Весьма характерным для месторождений являются минеральные ассоциации, указывающие на протекание изохимических реакций. Имеются многочисленные примеры таких преобразований, включающих полезную минерализацию: халцедон — кварц, лейкоксен — рутил, лимонит — магнетит — мартит — гематит, гидрослюда — мусковит, бемит — диаспор — дистен, пиролюзит — браунит — гаусманит, вюртцит — сфалерит, марказит — крупнозернистый пирит, известняк — мрамор, уголь — графит и

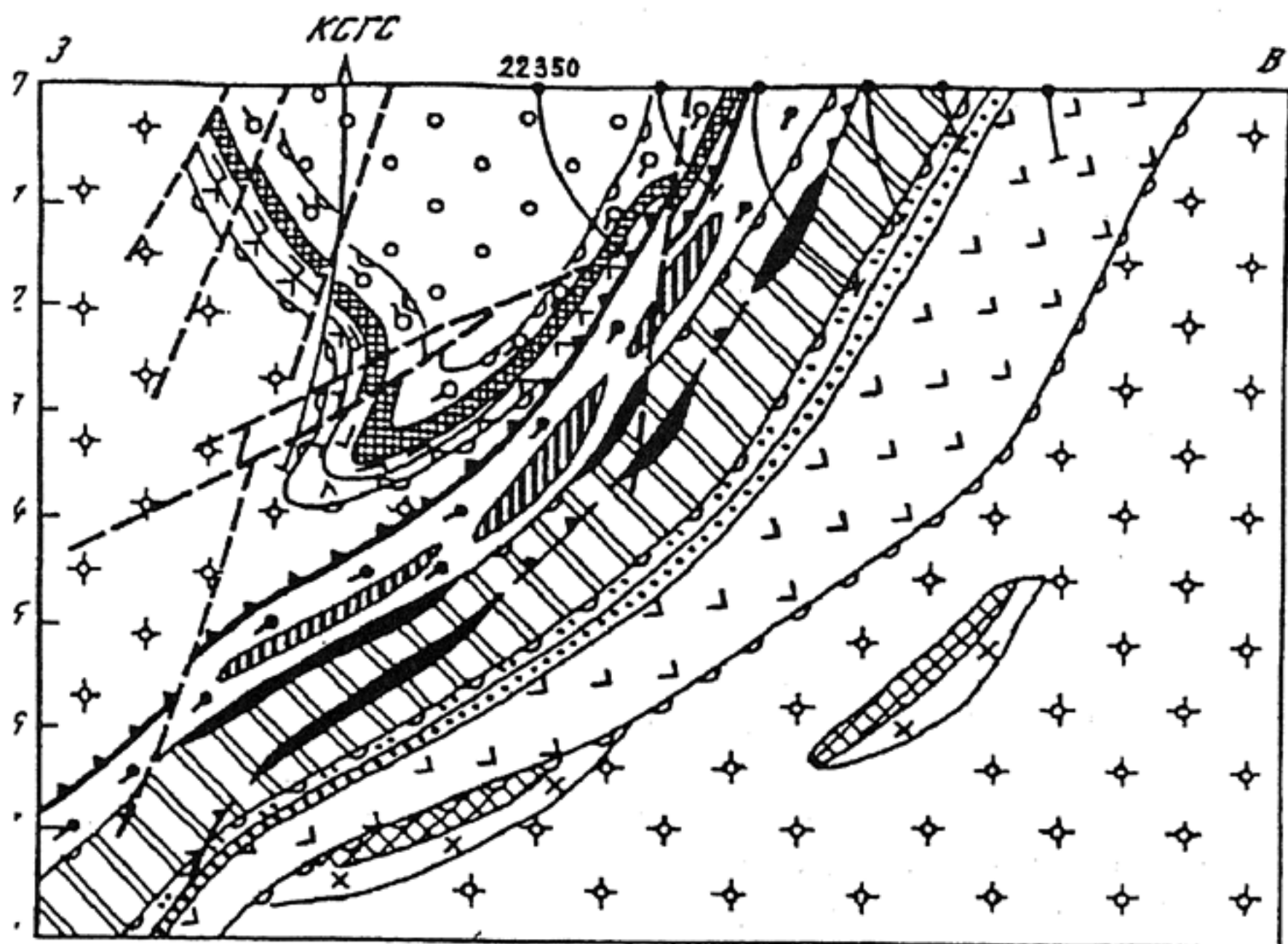


Рис. 79. Фактический геологический разрез по Криворожской сверхглубокой скважине (по Л.С.Галецкому и др.).

1-3 — архей: 1 — метабазиты, 2 — железистые кварциты, 3 — плагиогранитоиды и плагиомигматиты; 4-14 — нижний протерозой, 4-10 — криворожская серия (фация зеленых сланцев: аркозы, филлиты, 6 — хлорит-тальковые и карбонат-тальковые сланцы), 7, 8 — саксаганская свита (7 — железистые кварциты и силикатные сланцы, 8 — железные руды), 9, 10 — гданцевская свита (9 — железистые кварциты, магнетитовые руды, 10 — мраморы, сланцы кварц-биотитовые, углисто-биотитовые, метаалевролиты), 11, 12 — ингуло-ингулецкая серия, эпидот-амфиболитовая фация — зеленореченская свита (11 — кварциты, кварцито-песчаники с андалузитом и ставролитом, залегающие на древней метаморфизованной коре выветривания архейских плагиогранитоидов, метабазиты, амфибол-полевошпат-биотитовые кристаллические сланцы, 12 — высокоглиноземистые двуслюдяные с гранатом сланцы, тальк-амфиболовые породы), 13 — артемовская свита — железистые кварциты и силикатные сланцы, 14 — родионовская свита — мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые, графит-биотитовые сланцы с прослоями железистых кварцитов; 15 — средний протерозой (?): галеевская свита, метаконгломераты, метапесчаники, метапелиты, метаалевролиты; 16 — региональная шарьяжная зона; 17 — разрывные нарушения; 18 — границы стратиграфического несогласия; 19 — фактический разрез сверхглубокой скважины; 20 — разведочные скважины

др. Важно отметить, что такие признаки имеют место не только для руд, но и для породообразующих минералов.

Повышенные давления и температуры рудообразования, диффузионно-метасоматические явления реализованы в соответствующих текстурах и структурах метаморфических руд. Для них характерны гнейсовая, сланцевая, плейчатая, полосчатая, очковая, лучистая текстуры и гранобластовая, порфиробластовая, лепидобластовая, чешуйчатая, роговиковая, пластинчатая, листоватая, волокнистая, сноповидная структуры.

Типы месторождений

Существуют два основания классификации рассматриваемых месторождений по типам метаморфизма, участвующим в рудообразовании и по особенностям рудогенеза. При первом подходе выделяют месторождения, связанные с региональным, контактовым, ударным и динамометаморфизмом. При втором — три типа: метаморфические, образование которых обусловлено исключительно процессами метаморфизма; метаморфизованные, полезные ископаемые которых существовали до метаморфизма и были преобразованы; метаморфогенно-гидротермальные, которые образовались за счет генерации соответствующих термальных рудоносных растворов.

Месторождения, связанные с *регионально-метаморфическими* образованиями, отличаются большим разнообразием (рис. 80). Ведущими особенностями их локализации являются:

- приуроченность к породам тех или других фаций метаморфизма;
- положение рудных узлов и полей в структурах гранито-гнейсовых куполов, ядер гранитизации, зеленокаменных поясов и протогеосинклинальных прогибов;
- локализация рудоносных зон в соскладчатых разломах, участках их перегибов и пересечений;
- значение в рудоконтроле пород, обладающих различными физико-механическими свойствами, например, приуроченность золото-кварцевых жил к телам хрупких кварцевых порфиров, расположенных в относительно вязких порфиритах;
- отсутствие четких околорудных ореолов метасоматитов.

Месторождения, связанные с *контактовым метаморфизмом*, по существу близки к скарновым образованиям. Классическим примером может служить Курейское месторождение графита, образованное в результате воздействия остывающей мезозойской трапповой интрузии на юрские угли (рис. 81).

Импактитовые метаморфические месторождения весьма ограничены. К образованиям такого рода относят полудрагоцен-

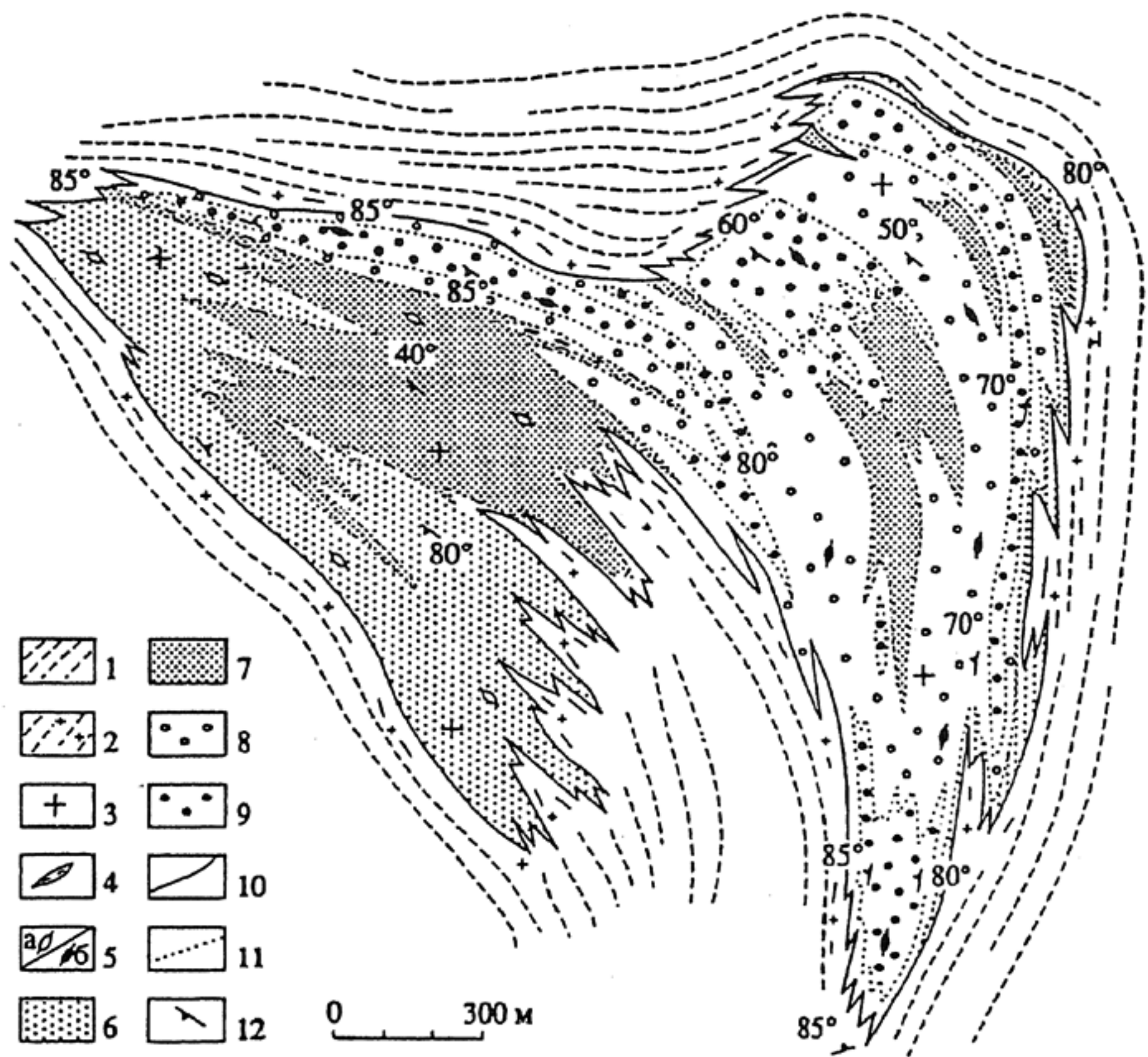


Рис. 80. Структурно-петрологическая карта Катугинского месторождения (по К.В.Прохорову, 1984, с использованием материалов Ю.В.Быкова и М.И.Толухонова) (постметаморфические разрывные нарушения не показаны).

1 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — мигматиты, гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — граниты; 4 — гнейсы пегматитов и аплитов; 5 — слабо (а) и интенсивно (б) рассланцованные породы; 6-9 — метасоматиты: 6 — биотитовые, 7 — биотитовые, биотит-амфиболовые, 8 — амфиболовые, 9 — эгирин-амфиболовые (эгириновые метасоматиты из-за малой мощности не показаны); 10 — контур гранитного тела; 11 — границы метасоматических зон; 12 — элементы залегания сланцеватости

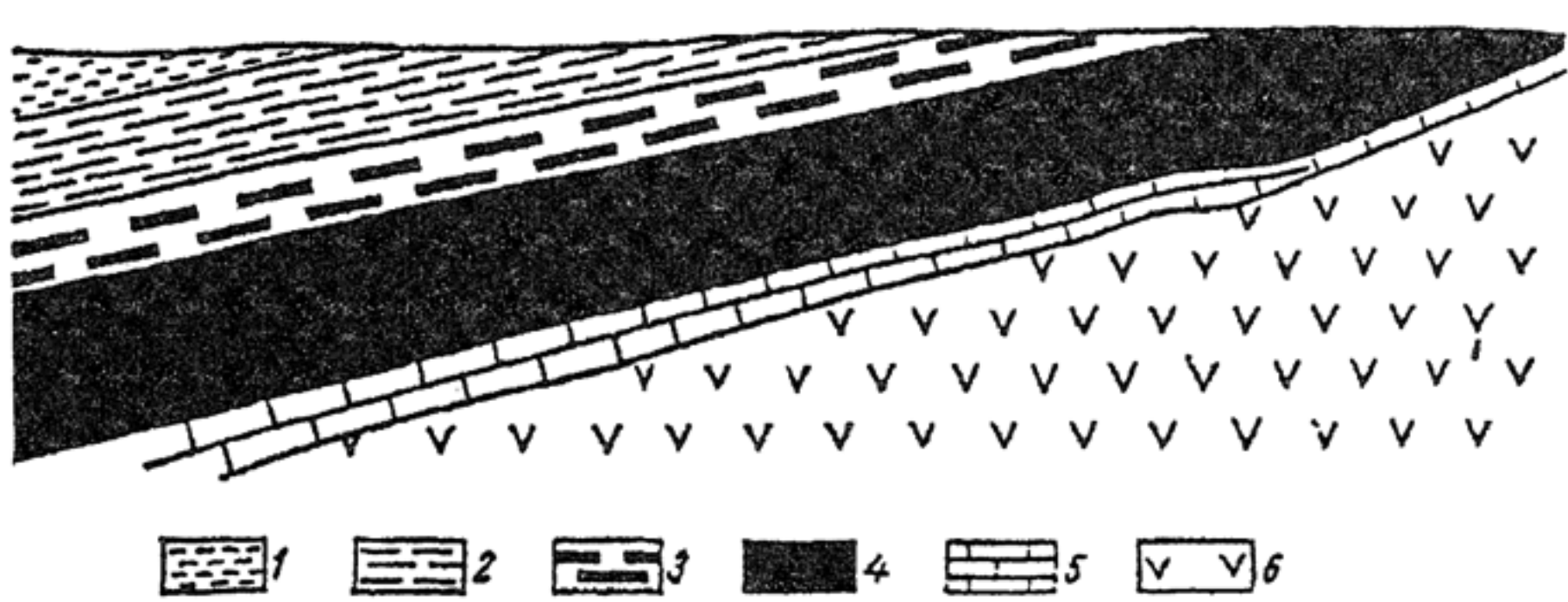


Рис. 81. Схематический геологический разрез Курейского месторождения графитов (по В.И.Смирнову).

1 — песчаники верхнего карбона; 2 — сланцы и кварциты; 3 — графитовые сланцы; 4 — графит, образовавшийся по пласту угля; 5 — карбонатные породы; 6 — диабазовые порфириды

ные втавиты (молдавиты), представляющие собой остеклованные продукты ударно-взрывных явлений, а также гексагональные алмазы — лонсдейлиты. Промышленное значение этих образований незначительно, однако импактные явления следует учитывать при изучении рудовмещающих структур месторождений других генетических типов.

Месторождения, связанные с проявлениями *динамометаморфизма*, имеют более важное значение, поскольку к ним относят крупные золоторудные объекты (например, месторождения Карлин в США и Бакырчик в Казахстане), алмазов (Кумдыкольское в Казахстане) и камнесамоцветного сырья (нефрита, чаройта, лазурита и др.). Для них характерны:

- локализация месторождений и рудных полей в крупных зонах смятия и надвигов, протягивающихся на десятки километров;
- локализация рудоносных зон в наиболее интенсивно деформированных участках разломов;
- присутствие в рудных районах мощных сложносмятых осадочных толщ и метаморфических сланцев, содержащих черносланцевые углеродистые формации;
- сложная пластово-линзовидная форма рудных тел, границы которых определяются исключительно по данным опробования;
- невыраженность околорудных метасоматических изменений.

К *метаморфизованным* относят многочисленные месторождения железистых кварцитов (джеспилитов), протерозойских металлоносных конгломератов, колчеданных, медно-полиметаллических, силикатных марганцевых и апатитовых руд. Рудные ско-

пления были образованы до метаморфизма в результате различных процессов седиментации, вулканизма или магматизма.

Протерозойские толщи амфиболитов и метаморфических сланцев, включающие пачки железистых кварцитов, распространены в пределах щитов всех древних платформ мира. Во многих регионах они включают уникальные по запасам железорудные месторождения (Минас-Жейрас в Бразилии, Курская магнитная аномалия, Оленегорское в России, Криворожский бассейн на Украине и др.).

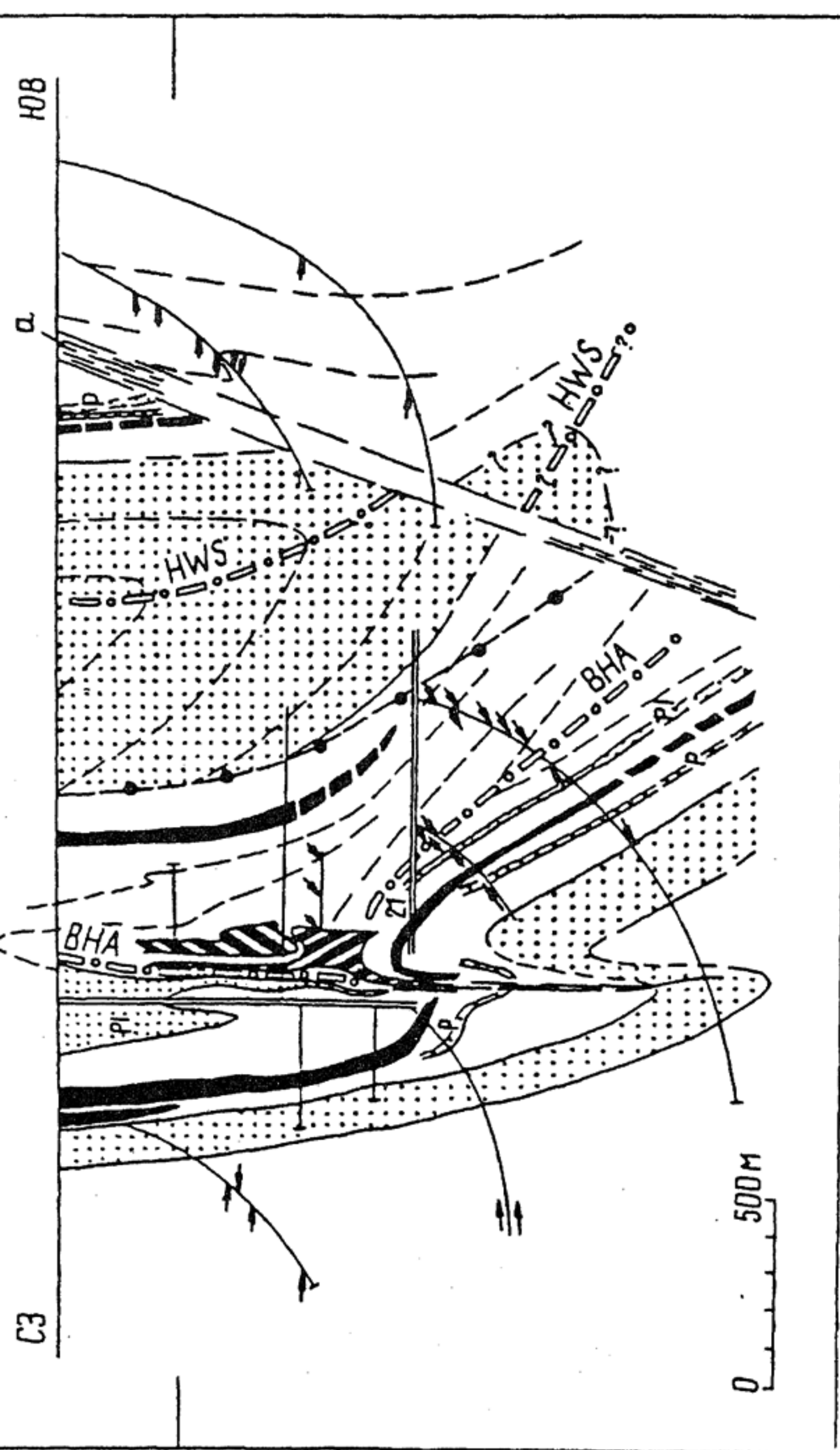
Многие исследователи считают концентрации железа первично осадочными или гидротермально-осадочными, которые позднее метаморфизованы. На ряде месторождений проявлены наложенные процессы метасоматоза и гипергенеза, обусловившие привнос полезных компонентов (U, Au, Sc, V, Al) и улучшение качества железных руд.

Ярким примером метаморфизованных месторождений является уникальное по запасам месторождение золота, платиноидов, урана, редких земель, алмазов и железного колчедана Витватерсранд в ЮАР. Здесь лентовидные в плане и пластово-линзовидные в разрезе рудные тела (риффы) приурочены к пластам кварцевых конгломератов, ритмично чередующихся с кварцитами и углеродистыми сланцами раннепротерозойской толщи. Последняя слагает многокилометровые разрезы эпикратонных впадин.

Поскольку полезная минерализация связана с минералами тяжелой фракции (магнетитом, монацитом, цирконом и др.), а рудные тела имеют литолого-стратиграфическую приуроченность (вытянуты вдоль палеорусловых каналов, расположены в основании трансгрессивных серий), то месторождение представляется в качестве регионально метаморфизованной древней россыпи. Однако есть основания предполагать биоседиментационные концентрации золота (в скоплениях древних цианобактерий), а также гидротермальное происхождение рудной минерализации.

К метаморфизованным относят также крупное месторождение сульфидно-полиметаллических руд Брокен-Хилл в Австралии, локализованное в архейских гнейсах и амфиболитах (рис. 82). Считается, что пластовые рудные тела богатых руд первоначально образовались вулканогенно-осадочным путем. К этому типу, по мнению А.А. Маракушева, следует относить Кумкыдольское месторождение технических алмазов, локализованное в эклогит-гнейсовом комплексе Кокчетавского срединного массива (Казахстан).

К *метаморфическим* относят месторождения, для которых типичны минеральные парагенезисы рудных и породообразующих минералов и постепенные контакты рудных залежей. Важной предпосылкой образования таких месторождений является



наличие ранних повышенных концентраций полезных компонентов (углеродистых отложений для месторождений графита, глинистых пород с высокими концентрациями алюминия для кианитовых сланцев, бокситов для корунда и наждака, диопсида для флогопита и др.).

К *метаморфогенно-гидротермальным* относят месторождения золота, горного хрусталя, урана, расположенные в метаморфических комплексах. Предполагают, что рудоформирующие гидротермальные системы образуются на этапах регрессивного метаморфизма и перераспределяют полезные компоненты, заимствованные из вмещающих метаморфических пород. Для таких месторождений устанавливается ведущая роль углекисло-водных гидротерм в образовании руд и отсутствие пространственной связи с определенными магматическими комплексами.

Представления об условиях метаморфогенного рудообразования

Изучение минеральных парагенезисов, экспериментальные и расчетные данные позволили оценить термодинамические параметры образования месторождений на разных ступенях регионального метаморфизма. Так, образование руд Fe, Au, и U происходило при 250—550°C и давлениях 300—700 МПа на глубинах 5—28 км. Руды марганца и цинка, вероятно, формировались при температурах 500—600°C и давлениях 500—1700 МПа, на глубинах 15—45 км. Руды железа, цветных металлов, титана, графита, высокоглиноземистых пород, гранатов, алмаза, вероятно, образовались при температурах 600—950°C при высоких давлениях 600—1400 МПа на глубинах более 25 км. Слюдоносные и керамические пегматиты могли генерироваться в результате ультраметаморфизма при частичном переплавлении вещества. Жилы с горным хрусталем могли формироваться в условиях диафтореза при низких термобарических параметрах.

Высокие температуры метаморфогенного рудообразования обусловлены: большими значениями геотермического градиента;

Рис. 82. Геологический разрез через южную часть рудного района Брокен-Хилл (Лейнг и др., 1978).

1 — пелитовые силлиманитовые гнейсы; 2 — псаммитовые силлиманитовые гнейсы; 3 — гранитогнейсы; 4 — гранитогнейсы Потоси; 5 — амфиболиты; 6 — слоистая железорудная формация; 7 — подошва рудоносного горизонта; 8 — цинковые руды; 9 — свинцовые руды; 10 — сдвиговые зоны или разломы траекторие-осевых плоскостей складок; 11 — первой стадии; 12 — второй стадии; 13 — положение кристаллизационной сланцеватости; 14 — положение полосчатости; 15 — синформная складка Хангинг-Волл; 16 — антиформная складка Брокен-Хилл; 17 — градационная слоистость; 18 — буровые скважины; а → зона сдвига Глоуб-Воксхолл

явлениями радиоактивного распада урана и тория, повышенные концентрации которых часто фиксируются в гнейсах и гранитах; разогревом пород за счет трения в региональных зонах смятия; экзотермическими реакциями преобразования органического вещества в стрессовых зонах. Высокобарические условия определяются литостатическим и тектоническим давлением.

Достаточно убедительно выглядят метаморфогенные источники рудоносных флюидов (вода, уголекислота, углеводороды, водород, хлор, сера, металлы). Помимо имеющихся геолого-минералогических данных, существование такого рода флюида было подтверждено прямыми наблюдениями в Кольской сверхглубокой скважине. Здесь на глубине более 10 км встречены хлоридно-натровые углеводородные термальные рассолы с повышенными концентрациями Li, Sr, Ni, Co, Zn, Cu, Sn и Mo.

Для того, чтобы сформировались метаморфогенные месторождения, необходимы следующие условия:

- первичное дометаморфическое обогащение полезными компонентами пород; устанавливаются повышенные концентрации урана, золота, железа, марганца, фосфора, полиметаллов, меди и др.;

- диффузионный вынос вещества, включая породные и рудные элементы, из зон ультраметаморфизма и гранулитов и их перераспределение в зеленосланцевых и амфиболитовых фациях.

Глава 15. Геологические структуры месторождений полезных ископаемых

Основы существующих в настоящее время классификаций рудоносных структур были заложены В.М. Крейтером, который использовал в качестве ведущего признака морфологический тип геологической структуры, вмещающий или контролирующей локализацию рудного вещества. В соответствии с этим принципом выделено пять типов структур месторождений: 1) складчатые, 2) разрывные с перемещением, 3) трещинные, 4) кливажные микротрещинные. 5) трубчатые и более сложные.

Подобный подход характерен для большинства предложенных в последующие годы общих классификаций. Так, в систематике Ф.И. Вольфсона и П.Д. Яковлева (1975, 1985) дополнительно выделено пять типов: 1) осложненные разрывными нарушениями контакты интрузивных массивов, 2) расслоенные интрузии, 3) кольцевые многофазовые интрузии, 4) вулканические со-

оружения, 5) трубки взрыва. Как мы видим, морфологический признак дополнен элементами интрузивной и вулканической тектоники.

Таким образом, наметилась отчетливая тенденция привязать структурную типизацию к промышленно-генетической классификации рудных месторождений. Дальнейшее развитие этот принцип получил в работе Г.Ф. Яковлева (1982), который выделил четыре серии структур рудных полей и месторождений: тектоногенную, тектономагматогенную и тектоноэкзогенную.

Наиболее полная классификация экзогенных структур применительно ко всем сериям месторождений полезных ископаемых разработана Г.Ф. Яковлевым. Он выделил среди них три класса: континентальный, шельфовый и тектоноэкзогенный, в каждом из которых намечены типы и подтипы.

В.И. Старостиным эта классификация была дополнена и приобрела следующий вид:

I. Континентальные структуры: 1) эрозионные (поверхности выравнивания, выступы фундамента); 2) гидрографические (долинные, русловые, дельтовые); 3) экзогенные трещинные структуры; 4) карстовые; 5) экзогенно-эндогенные.

II. Морские структуры: 1) прибрежно-морские (подводного склона, баровые, рифовые, банковые, лагунные, аллювиальные конусы выноса); 2) гравитационные (оползневые); 3) конседиментационные депрессии, поднятия и разломы.

III. Гидравлические структуры: 1) континентальные осадочные бассейны артезианского типа; 2) гидравлические брекчиевые зоны; 3) гидравлические купола.

Приведенная классификация отражает только часть из выявленных к настоящему времени типов экзогенных структур. Кроме того, на месторождениях часто встречается сложное сочетание как собственно экзогенных, так и экзогенно-тектонических и наложенных на них более поздних метаморфических структур.

Параллельно с разработкой общих классификаций создаются обширные и разнообразные частные классификации, объектами анализа которых являются не только различные семейства, классы, типы и виды минерального сырья, но и отдельные морфологические типы структурных форм. Так, существуют систематики структур гидротермальных, штокверковых, кольцевых, стратиформных, медно-порфировых и других типов месторождений.

Несмотря на большое разнообразие классификаций, все они в качестве ведущего признака при типизации структур используют обобщенный современный облик рудного объекта, т.е. в основу их положен все тот же морфологический признак.

Недостаточность такого подхода обнаруживается при исследовании метаморфизованных месторождений, а к ним относится большинство рудных объектов. Например, к такому типу или классу отнести структуры колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Скандинавских каледонид и других провинций. Первоначально они образовались в разнообразных геотектонических позициях и характеризовались широким спектром первичных рудоносных структур. В последующем процессы регионального метаморфизма не только существенно изменили их структуры, но и привели к ремобилизации и переотложению рудного вещества в новых структурных обстановках. Итак, на одном и том же объекте мы имеем рудные тела стратиформного типа и локализованные в складчатых и разрывных нарушениях. Эти месторождения можно отнести и к пластовым, и к складчатым, и к разрывным со смещением. Все зависит от взглядов исследователя.

В связи с этим представляется целесообразным дополнить характеристику рудных объектов геодинамической систематикой структур месторождений. Для этих целей целесообразно использовать в качестве классификационных признаков не один или два, а все основные параметры, кардинально влияющие на особенности исследуемых геологических структур. Анализ материалов по разнообразным промышленно-генетическим семействам, типам и классам месторождений показал, что таких параметров шесть: петрофизические свойства среды, термодинамические условия структурообразования, полихронность палеотектонических обстановок, механизмы деформирования, структурные парагенезисы и региональная геотектоническая позиция.

Основные петрофизические типы сред структурообразования

Понятие среда структурообразования включает физические и механические свойства горных пород и тесно с ними связанные деформационные характеристики, которые в значительной мере не превышают порог ползучести, ведут себя как пластично-вязкие вещества и испытывают значительные по масштабам пластические деформации.

Температура и всестороннее давление сокращают величину предела упругих деформаций и благоприятствуют пластическому течению материала, нивелируя первичную контрастность в физико-механических свойствах различных типов горных пород.

Несмотря на то, что основная масса горных пород в приповерхностной зоне земной коры относится к упругим хрупким образованиям, в реальных геодинамических обстановках они разделяются на петрофизические и геомеханические комплексы, группы и подгруппы, различающиеся интенсивностью трещино-

образования, способностью образовывать брекчии и милониты, испытывать синтектоническую перекристаллизацию и пластическую деформацию. Каких-либо определенных числовых параметров, характеризующих отмеченные выше тектонические преобразования твердых тел, не существует. Однако, если всесторонне описать упруго-прочностные, петроплотностные и фильтрационные свойства горных пород, то по этим характеристикам можно ориентировочно предсказать деформационное поведение этих образований в различных обстановках и при разных геодинамических режимах. Учитывая данные ограничения, авторы выделили три основных петрофизических типа среды структурообразования: упругий, упругопластичный и упруговязкий. К первому отнесены породы, характеризующиеся пониженной способностью к пластическим деформациям и обладающие относительно высокой вязкостью. По классификации М.В.Гзовского, это комплексы III категории вязкости.

Полевые признаки подобных образований, грубая слоистость, слабое развитие складчатых форм, повышенные макро- и микро-трещиноватость, широкое распространение брекчиевых структур, линзовидно-блоковый тип складчатости. По составу среди пород этого типа встречаются массивные кварциты, грубослоистые туфы кислого состава, гранитоиды, лавовые и субвулканические дацит-риолитовые фации. В ряде случаев к подобному типу относятся доломиты, скарноиды, роговики и др.

Важным свойством типично упругих пород является низкое значение коэффициента Пуассона ($\nu=0,01-0,2$). В целом это весьма хрупкие образования. До предела упругости они ведут себя как идеально упругие тела, подчиняясь закону Гука. При дальнейшем повышении напряжений они практически сразу же разрушаются, испытывая очень небольшую по величине пластическую деформацию. В зависимости от пористости, текстурно-структурных особенностей и состава породы данного типа разделяются на многочисленные группы и подгруппы, различающиеся упругопрочностными фильтрационными характеристиками. Наиболее крайними из них являются:

1) пористые (10—20%), малопрочные (40—100 МПа), с низкой твердостью (70—100 НВ), плотностью 1,5—2,4 г/см³, упругими модулями $G=(1,5-2,5)10^4$ МПа, $E=(3-4)10^4$ МПа и температурами Дебая 50—150 К образования; 2) малопористые (0,5—3%), относительно прочные (200—250 МПа), твердые (300—350 НВ) и упругие ($G=4,0 \cdot 10^4$ МПа, $E=(8-10)10^4$ МПа) породы.

Для первой группы характерны максимально высокие значения комплексного петрофизического коэффициента (3—5), а для второй — пониженные (0,5—1). Упругопластичный тип ха-

рактируется значительными пластическими деформациями, пониженной вязкостью и невысокими упругопрочностными свойствами. М.В. Гзовский относил эти породы к образованиям I и II категорий вязкости, среди которых выделяются тонкослоистые флишеидные терригенно-карбонатные толщи, эвапоритовые серии, серицитовые, хлоритовые и серпентинитовые сланцы, пачки глинисто-алевролитовых пород и тонкослоистых туффитов. Для образований данного типа характерны высокие значения коэффициента Пуассона (0,30—0,45), широкое развитие дисгармоничной складчатости, проявлений диапиризма и большие величины деформаций. В целом породы характеризуются низкими значениями $K_{пк}=(0,0—0,5)$, $Q=50—250$ К, $Tв=50—200$ НВ, $R_{сж}=50—150$ МПа и $E=(3—7) 10^4$ МПа. Как правило, это породы с пониженной плотностью (1,5—2,8 г/см³) и пористостью (0,5—5,0%).

К третьему, упруговязкому типу относятся наиболее вязкие, жесткие, плотные и малопористые образования. Они характеризуются максимально высокими среди коровых комплексов значениями упругопрочностных параметров: $G=(3—5,5) 10$ МПа; $E=(6—12) 10^4$ МПа, $Q=350—500$ К, $Tв=250—450$ НВ, $R_{сж}=150—300$ МПа, $K_{пк}=0,0—(-5,0)$. Эти породы имеют большие значения предела упругости, а при значительных по величине и длительных по времени воздействия напряжений испытывают пластические деформации. Порог ползучести данных образований достаточно высок и составляет первые десятки мегапаскалей. По составу это массивные габбро-диабазы, перидотиты, метаморфогенные образования амфиболитовой и гранулитовой фации (гранитогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, эклогиты и др.).

Геодинамические условия структурообразования

Геодинамические условия структурообразования представлены тремя основными зонами: эпизоной, мезозоной, катазоной. Эпизона охватывает приповерхностные участки земной коры, и в ее пределах преобладают низкие температуры (до 100—150 °С) и давления (единицы либо десятки мегапаскалей). Породы слабо метаморфизованы. Кроме образований, возникших в данных условиях, в эпизоне развиты породы первично магматического, осадочного или гидротермального происхождения, преобразованные в глубинных зонах и затем тектоническими процессами выведенные на поверхность. Они ведут себя обычно как жесткие компетентные образования. В эпизоне основным способом переноса рудного вещества является циркуляция в разной степени

минерализованных подземных и поровых вод. Этот процесс полностью контролируется внешними динамическими факторами: перепадами гидростатического давления, силами тяжести, сейсмоакустическими, вибрамиграционными эффектами и др.

Мезозона характеризуется исключительным разнообразием и контрастностью термодинамических условий, особенно в пределах мобильных поясов. В целом в мезозоне преобладают низкие и средние температуры (100—400°C) и умеренные давления (более 100 МПа); формируются цеолитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма. Различают участки, расположенные в областях спокойной глыбово-блоковой складчатости и приуроченные к линейным мобильным поясам. Первым присущи достаточно стабильные термодинамические условия, соответствующие средним параметрам мезозоны. В мобильных поясах эти параметры варьируют в широких пределах, достигая экстремальных значений (400—600°C, 10⁴ МПа).

Тектонические процессы, сопровождавшие зеленосланцевый метаморфизм, являлись одним из ведущих факторов ремобилизации непромышленного оруденения в больших объемах пород и концентрации его в благоприятных по тектонофизическим условиям структурах. В результате возникли генетически и морфологически разнообразные рудные месторождения — от стратиформных до жильных. Их образование невозможно без тектонической переработки огромных масс горных пород. Развитие трещиноватости, кливажа, микрокатаклаза способствовало освобождению рудных компонентов из пород и минералов (рис. 83).

Сочетание полей напряжения, являющихся своеобразными катализаторами геохимических, гидротермально-метасоматических и других рудоконцентрирующих процессов с повышенными геотермическими градиентами, существовавшими в земной коре, способствовало миграции элементов без циркуляции растворов. Их перемещения осуществлялись под воздействием термогравитационных и динамических эффектов. Скорость и масштабы процесса в значительной степени определялись структурой порового пространства и проницаемостью.

В катазоне преобладают высокие температуры (более 400°C) и давления (больше 200, обычно 500—1500 МПа), развиваются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма, и ведущим механизмом деформирования является пластическое течение (рис. 84). Перенос рудного вещества осуществлялся тремя способами: пластическим течением, диффузией и гидротермальным раствором. Рудоконтролирующая роль глубинных разломов в *катазоне* заключается в приуроченности к ним высокотемпературных калиевых и калиево-натриевых метасоматитов с бериллие-

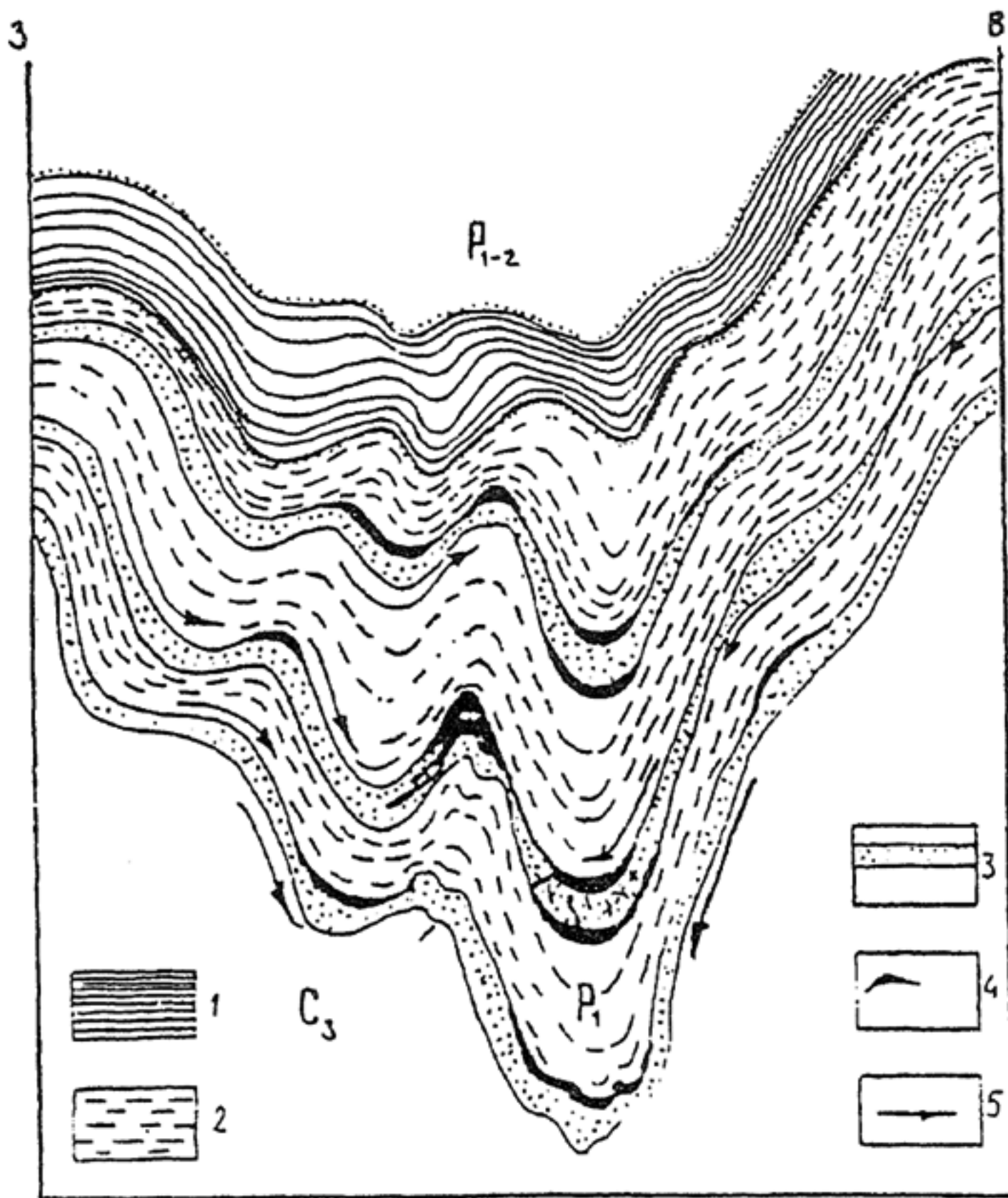
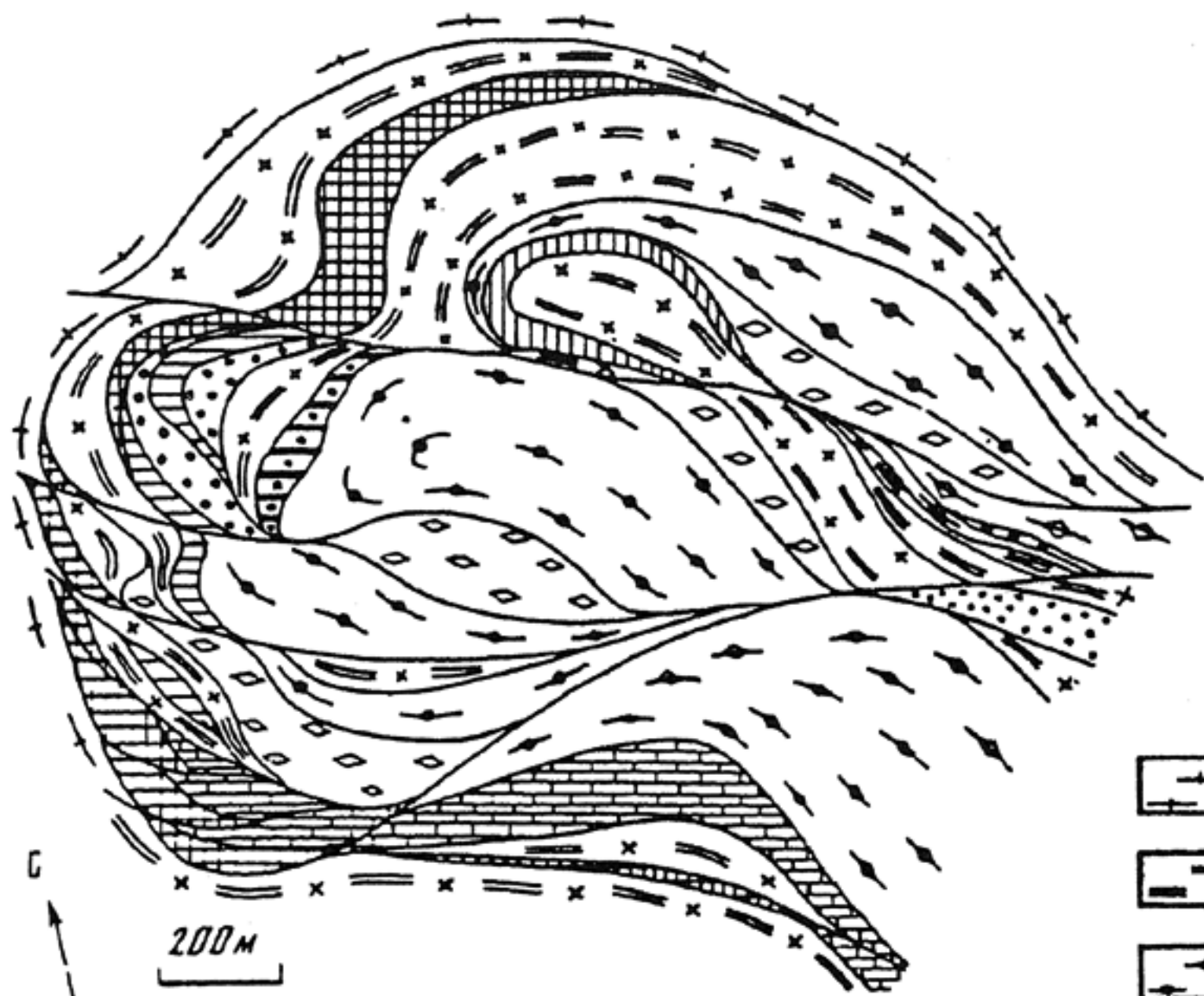


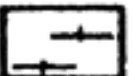
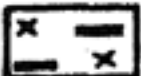
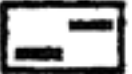

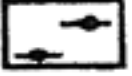





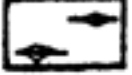

Рис. 83. Локализация стратифицированного золотокварцевого оруденения по трещинам отслоения в гетерогенной толще под литопластическим экраном глинистых пород (по А.В.Кокину и Н.Г.Андриянову).

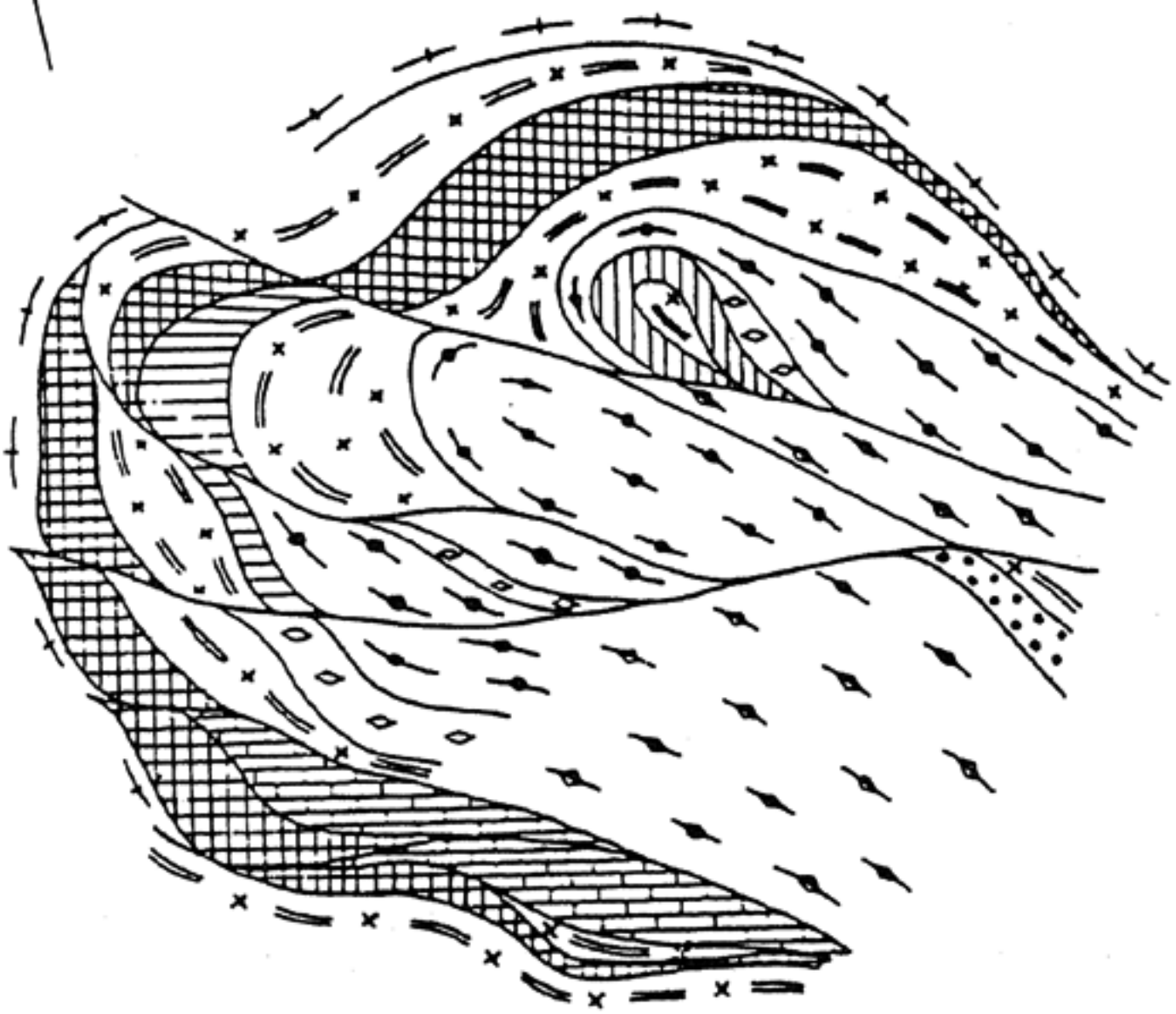
1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — золото-кварцевые жилы; 5 — направление движения растворов обусловливается градиентом давления флюида

Рис. 84. Схематические погоризонтные планы Таежного месторождения (вверху 1000 м, внизу — 750 м) (по Н.Н.Перцеву и А.Л.Кулаковскому).

1 — биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты по ним; 2 — пироксеновые и роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы; 3 — богатые кварцем кордиерит- и/или силлиманитсодержащие метасоматические породы; 4 — доломитовые мраморы; 5 — силикатно-карбонатные и карбонатно-силикатный меланж; 6 — чистое чередование богатых кварцем метасоматических пород; зон силикатно-карбонатного меланжа и скарнированных кристаллических сланцев; 7 — скарны и скарнированные гнейсы и кристаллические сланцы, пластовые тела серпентинитов и оливинитов; 8 — вкрапленность магнетита в скарнах; 9 — вкрапленность магнетита в серпентинитах; 10 — рядовые оливин (серпентин) — магнетитовые руды; 11 — рядовые диопсид (амфибол) — магнетитовые руды; 12 — богатые магнетитовые руды с оливинном и/или клиногумитом; иногда людовигитом



- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 7 |
|  | 2 |  | 8 |
|  | 3 |  | 9 |
|  | 4 |  | 10 |
|  | 5 |  | 11 |
|  | 6 |  | 12 |



вым, ниобиевым, танталовым оруденением, некоторых редкометалльных пегматитов, а также магнезиально-скаполитовых месторождений магнетита и флогопита, мусковитовых и керамических пегматитов. Крупные рудоносные разломы в образованиях амфиболитовой фации характеризуются длительным унаследованным полигенным и полихронным развитием.

В истории формирования структур месторождений большинства видов полезных ископаемых выделяется несколько палеотектонических обстановок. На раннем этапе рудоконтролирующие структуры могли образовываться в условиях эпизоны, в локальных депрессиях, приуроченных к морским или континентальным рифтам. Это один этап, один тип палеотектонической обстановки. Затем на месте рифтовой структуры развился мобильный пояс, породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм, рудное вещество частично было переотложено в новые складчатые и разрывные структуры. Это второй этап, второй тип обстановки. Могут быть и последующие третий, четвертый и т. д. Обычно в интенсивно метаморфизованных докембрийских формациях выделяется не меньше четырех таких этапов.

С позиции полигенности-полихронности формирования месторождений выделяются моногенные и полигенные (полихронные) рудные объекты.

Механизмы деформирования

Ведущими механизмами деформирования, проявившимися на рудных полях и месторождениях, являются: горизонтальное сдвигание, ротационный, поперечное и продольное сжатие, поперечное изгибание, пологое надвигание, гравитационное скольжение и взрывной.

Горизонтальное сдвигание сопровождается возникновением эшелонированных систем нарушения, характеризующихся сложной, как правило, S-образной формой кулисных разрывов. Важно отметить, что в условиях общего регионального сжатия в начальные стадии формирования эшелонов существовала обстановка растяжения и возникающие кулисные отрывы часто служили местом локализации рудных и дайковых тел, являлись высокопроницаемыми зонами и в ряде случаев контролировали направление движения гидротермального потока. Помимо одиночных линейных эшелонов отмечаются их сопряженные системы. Сдвиг редко бывает представлен одной плоскостью разрыва. Чаще это серии субпараллельных малоамплитудных разрывов.

На участках, сложенных упругопластичными породами, вблизи зоны сдвига (под углом 45°) и непосредственно в ее пре-

делах формируются сложные, изогнутые, флексуобразные складки и зонки плейчатости, осложненные мелкими сколовыми нарушениями. Важной и почти универсальной характеристикой сдвиговых зон являются складки с крутопадающими шарнирами.

В упругохрупких породах формирование зоны сдвига начинается с возникновения кулисных систем сколов с последующим превращением их в раздвиги и появлением второй, третьей и других генераций разрывных нарушений. В результате в зоне образуются ограниченные раздвигами блоки ромбовидной, S-образной, реже прямоугольной и треугольной форм.

Механизм ротационного сдвига широко проявился в земной коре. В региональном плане основополагающими работами, посвященными этой проблеме, явились исследования китайского геолога Ли Сыгуана, проведенные в 1950—1960 гг. В них впервые выделены и описаны вихревые структуры на примере складчато-разрывных систем Северо-Западного Китая.

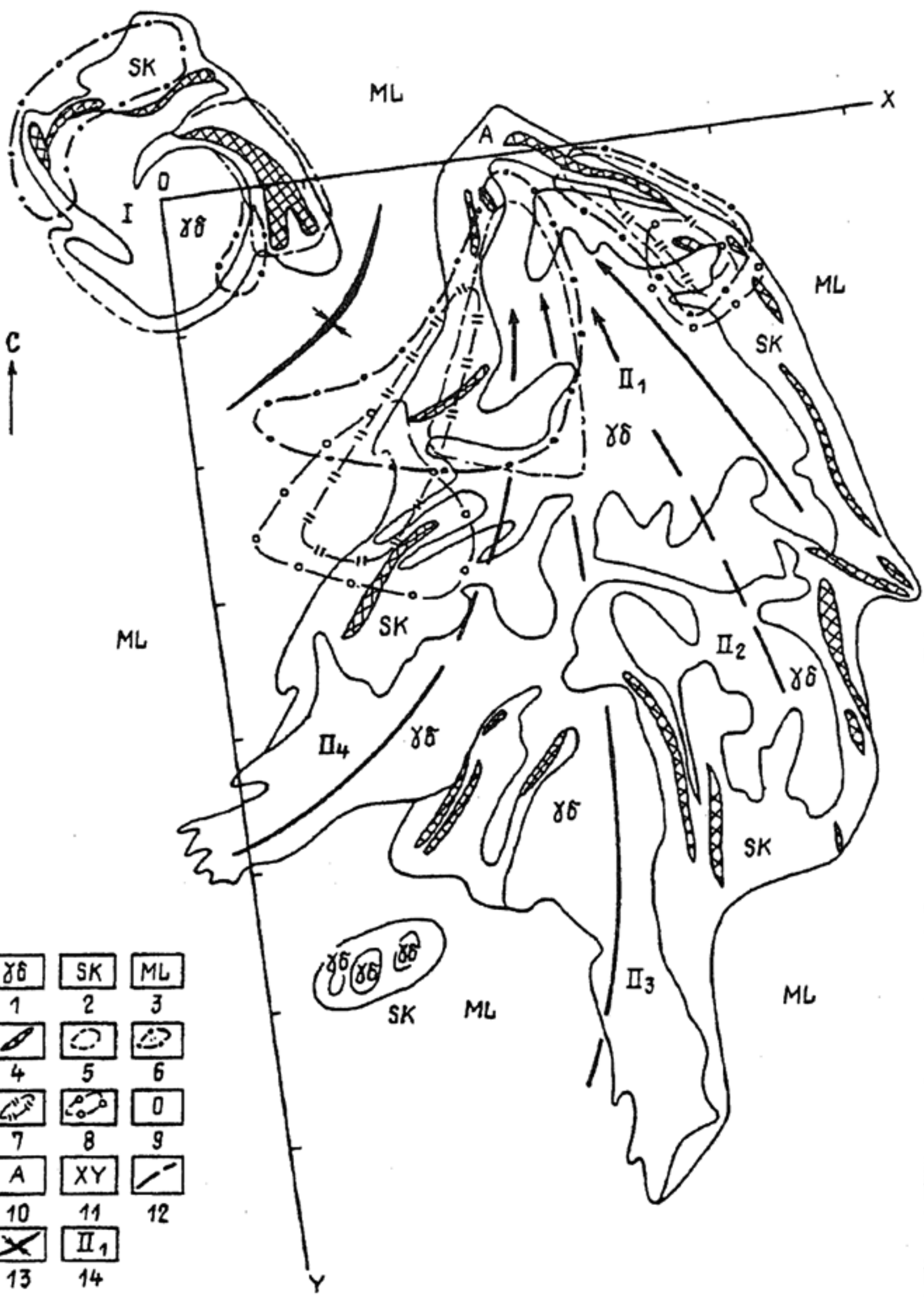
В последние годы все большее значение исследователи придают ротационному механизму формирования рудоконтролирующих и рудовмещающих структур для обширного спектра эндогенных и экзогенных месторождений полезных ископаемых (рис. 85).

Плоское поле напряжений вихревой структуры описано Янь Эньдэ. Для него характерна кольцевая форма проекции максимальных скалывающих напряжений (t_{\max}). Главные нормальные напряжения (максимальные и минимальные) представлены винтообразной системой осей s_1 и s_3 .

Установлено, что крупные вихревые структуры контролируют распространение рудных зон, а более мелкие — рудные поля и месторождения и даже рудные тела. Гидротермальные месторождения обычно приурочены к плоскостям (зонам) и боковым пластам вращения. Руды локализуются либо непосредственно в плоскостях (зонах) вращения, либо в оперяющих трещинах низшего порядка. Плоскости (зоны) вращения в этом случае представлены разрывными нарушениями, складками и дугообразными телами магматических пород. Наиболее распространенными являются рудоконтролирующие метелкообразные структуры разрывного подтипа.

Пологое надвигание и гравитационное скольжение способствовали созданию надвиговых структур и зачастую определяли направление флюидных рудоносных потоков в гидротермальных системах и пространственное положение участков и зон разгрузки, где и происходило формирование промышленных залежей.

Несмотря на важность выделения и всестороннего изучения этого типа структурных образований, во многих случаях их игно-



$\gamma\delta$	SK	ML
1	2	3
4	5	6
		0
7	8	9
A	XY	
10	11	12
	Π_1	
13	14	

рируют или относят к структурам иного класса. Подобное положение связано с тем, что небольшие участки земной коры, к которым приурочены исследуемые рудные объекты, не позволяют достаточно достоверно выделить совпадающие со слоистостью надвиги. Основным деформирующим фактором при их образовании является объемная сила тяжести. Начальным моментом для возникновения и развития надвиговой системы является нарушение гравитационного равновесия в отдельных участках земной коры, которое может быть вызвано различными факторами (денудацией, неравномерным подъемом блоков, образованием пологих купольных поднятий и др.).

Плоскость надвига, как правило, приурочена к пласту (или пачке) упругопластичных пород с повышенной пористостью и достаточно высоким поровым давлением. В кровле и подошве надвига располагаются упруговязкие породы. Особую разновидность надвиговых образований составляют пологие оползни, олистостромы и турбидитовые потоки, широко развитые на вулканогенно-осадочных и осадочных синдиогенетических рудных полях и месторождениях. К сопутствующим и опережающим крупные надвиги структурам относятся системы секущих сбросов, чешуйчатых надвигов, складки волочения, встречные надвиги и поддвиги.

Поперечное изгибание происходит под воздействием сил, направленных перпендикулярно удлинению геологических тел. Чаще всего подобные деформации происходят при вертикальных перемещениях отдельных блоков или при внедрении вязких магм в верхние горизонты земной коры. Возникающие при этом структуры называют складками поперечного изгиба, или штамповыми.

Установлены два типа штамповок: жесткий и мягкий. Жесткий наиболее широко распространен в верхних частях земной коры и представлен разнообразными по конфигурации тектоническими блоками, испытывающими вертикальные перемещения. Мягкий штамп относится к пластичным и жидким образованиям, внедряющимся в твердые геологические среды. Различие между ними заключается в распределении направлений деформирующих усилий. В первом случае они ориентированы пре-

Рис. 85. Структурная схема рудного поля Молугоу в провинции Шэньси (по Чжао Чжитяо).

1 — гранодиорит-порфиры; 2 — скарны; 3 — мраморы; 4 — залежи железных руд; 5-8 — геохимические аномалии: 5 — железа, 6 — молибдена, 7 — цинка, 8 — меди; 9 — ядро вихревой структуры; 10 — центр конвергенции; 11 — координатная система структуры; 12 — структурные оси; 13 — ось синклинали; 14 — основные интрузивные массивы и их номера

имущественно вертикально, а во втором — веерообразно под куполовидными выступами внедряющихся пластично-жидких масс.

Выделяются две стадии в формировании подобных структур: ранняя и поздняя. Для первой характерно поле напряжений, при котором минимальные главные напряжения ориентированы веерообразно снизу вверх от штампа, а максимальные перпендикулярны последним и осевой плоскости складки. Промежуточное напряжение направлено горизонтально вдоль складчатой структуры. Типичным парагенезисом здесь являются системы продольных, ветвящихся к верхним горизонтам взбросов и осепродольных центральных сбросов.

На поздней стадии происходит инверсия тектонического режима. В поперечном разрезе растягивающие усилия теперь располагаются в форме вертикального веера и направлены сверху вниз, а сжимающие субгоризонтальны: промежуточные напряжения действуют, как и в прямой модели, вдоль простирания складки. Подобный режим способствует развитию вдоль обоих флангов структуры клиновидных блоков, выклинивающихся с глубиной.

При механизме поперечного сжатия наибольшие сжимающие внешние силы направлены поперек слоистости пород. В пространстве ориентировка сжимающих усилий может изменяться от вертикальной до горизонтальной. Наибольшие растягивающие и промежуточные напряжения действуют вдоль слоистости. Типичные структуры, формирующиеся в подобной обстановке, — будинаж, послыйный кливаж и поперечные к слоистости системы отрывов.

Наиболее отчетливо этот тип механизма деформирования проявился в слоистых толщах, состоящих из переслаивающихся контрастных по физико-механическим свойствам прослоев пород. В пластичных средах, как правило, развиваются микроскладки нагнетания и послыйный кливаж, а слои и линзы упруговязких пород расчленяются на отдельные блоки, которые в конце процесса деформирования превращаются в будины различных размеров.

Продольное сжатие относится к одному из важнейших и широко распространенных механизмов деформирования земной коры. Для него характерно воздействие внешнего сжимающего усилия вдоль слоистости пород. В зависимости от физико-механических свойств и реологических характеристик слоистых комплексов, а также продолжительности и интенсивности процессов деформирования различают два вида механизмов: продольное расплющивание и продольное изгибание.

На рудных полях и месторождениях складки продольного изгибания с полостями отслаивания в их шарнирах часто являются локализаторами оруденения от гидротермального до скарнового и пегматитового. Тектонические поля напряжений, существовавшие во время деформирования, контролировали миграцию ряда рудных и нерудных компонентов в породах и способствовали концентрации последних во внешних выпуклых частях складок и их выносу из пород нижних вогнутых частей этих структур. Возникающие на крыльях складок пологие зоны-сколов также служили концентраторами элементов, мигрировавших в покровном пространстве пород в составе флюидной фазы.

Взрывной механизм объединяет всю гамму деформационных процессов, протекающих в горных породах под воздействием больших напряжений в высокоскоростном режиме. Причиной их могут быть либо газопаровые прорывы, либо гидравлические эффекты в тектонически напряженных участках. Разрушение хрупких пород в первом случае осуществляется путем развития сквозных трещин со звуковой рэлеевской скоростью. Почти мгновенно происходит разинтеграция массива на отдельные обломки. Более высокие напряжения вызывают возникновение более мелких трещин, длина которых тем больше, чем продолжительнее фазы динамических перегрузок.

Гидравлическая тектоника исследует формы, пространственное положение и происхождение структурных элементов, объединяющих пластические и хрупкие деформации, возникающие под действием на горные породы жидкости, газа, магматического расплава или их смесей. Она оказывает существенное влияние на перераспределение первичного рудного вещества. Это выражается в реализации благоприятного сочетания тектонофизических и гидродинамических явлений, приведших на ранних стадиях к возникновению магистральных трещин гидроразрывов и флюидных камер, а на поздних — к формированию в этих камерах полистадийных рудных тел. Данные структуры часто выполняли роль концентраторов позднего эпигенетического оруденения (рис. 86).

Рудоносные структурные парагенезисы представляют собой совокупность складчатых и разрывных нарушений различных типов и масштабов, сформировавшихся в результате воздействия на породы и руды одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного временного интервала. Различные аспекты этого понятия разрабатывали М. В. Гзовский, Е. И. Паталаха, В. В. Белоусов, В. Д. Парфенов и др.

Структурные парагенезисы являются основным источником информации о последовательности и механизмах формирования

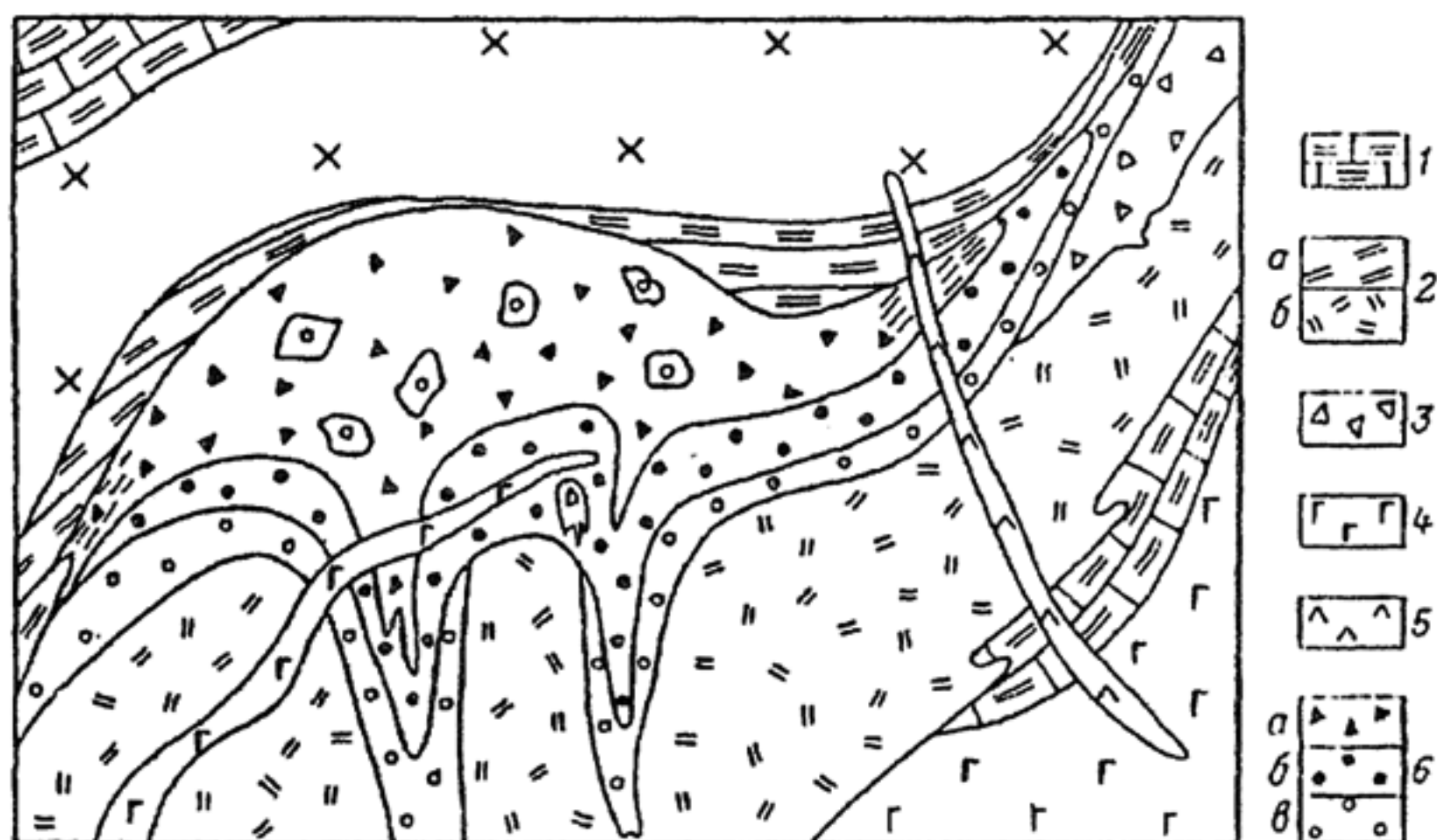


Рис. 86. Морфология и внутреннее строение барит-полиметаллических тел гидравлического происхождения.

1-2 — маслянская свита: 1 — слоистые алевролиты, 2 — силициты: а — слоистые и б — массивные; 3 — актинолит-тремолит-хлоритовые породы с редкой вкрапленностью пирита; 4 — порфириты; 5 — кварц-баритовые прожилки; 6 — руды: а — барит-полиметаллические, б — цинково-свинцовые, медно-цинковые и медно-колчеданные, в — серно-колчеданные. Крестиком показаны субвулканические риолиты

месторождений полезных ископаемых. Они разделяются на три категории: механические, исторические и региональные. Кроме того, выделяются парагенезисы: дорудные, синрудные, пострудные, ранних, средних и поздних этапов.

Региональная палеотектоническая позиция определяется приуроченностью месторождений: 1) к локальным впадинам и депрессиям, 2) к рудно-магматическим и вулканогенно-рудным центрам.

В областях пассивных континентальных окраин, во впадинах краевых вулканических поясов, в интракратонных палеобассейнах в периоды тектонических режимов растяжения синхронно с формированием грабен-синклиналей, брахиформных мульд и авлакогенов образовались многочисленные классы и группы месторождений полиметаллических, благороднометаллических и радиоактивных руд. Наиболее значительные среди них — Мак-Артур-Ривер, Маунт-Айза, Салливан, Миссисипской долины, Наван, Раммельсберг, Жайремское, Каратауское и др. (рис. 87).

Их объединяют многие общие черты строения и условий образования: 1) доминирующая роль осадочных процессов в создании первичных рудных концентраций и образовании основного каркаса начальной структуры рудных районов, полей и месторо-

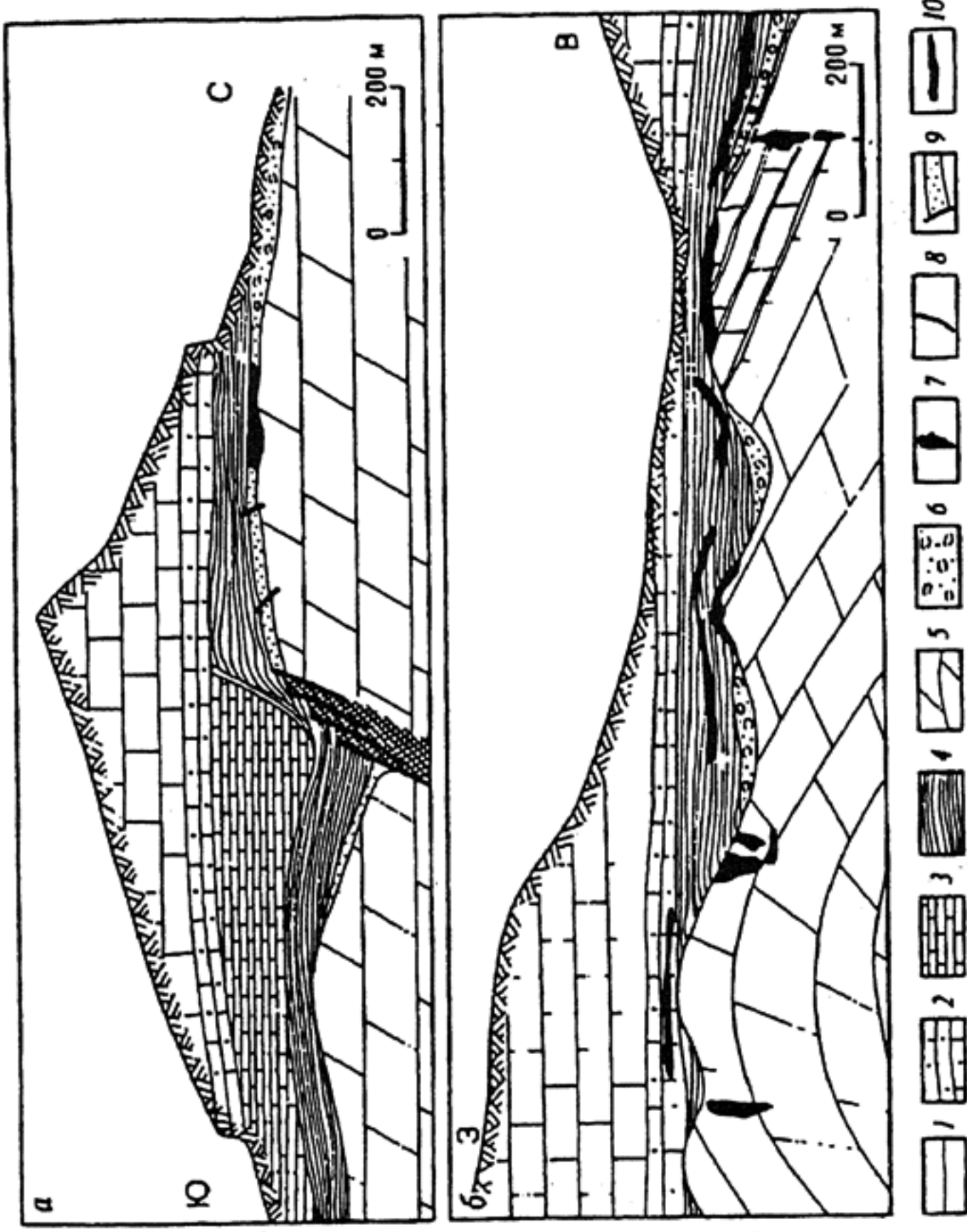


Рис. 87. Продольный (а) и поперечный (б) разрезы через месторождение Малин.

1 — верхнеюрские известняки; 2 — батские карбонатные породы; 3 — геттангские тонкослойные известняки; 4 — триасовые сланцы и песчаники; 5 — кембрийские доломиты; 6 — конгломераты, 7-10 — руды: 7 — карстовые, 8 — жильные (в секущих трещинах), 9 — вкрапленные и сплошные в плоскости несогласия, 10 — стратиформные сплошные и вкрапленные

ждений; 2) длительное в условиях устойчивых палеотектонических полей напряжений развитие структуры; 3) трехэтапное формирование структуры месторождений. В ранний этап в условиях растяжения действовали механизмы поперечного изгиба, горизонтального растяжения и формировались блоковые структуры, куполовидные поднятия, конические и линейные системы рудоподводящих сколов, отрывов и раздвигов.

Во второй этап в одних случаях унаследование развивался механизм поперечного изгиба, происходили подъем блоков, образование горстов, брахиформных поднятий, внедрение магм и формирование лакколитоподобных экструзивных, субвулканических и интрузивных тел. В других геологических ситуациях, в краевых зонах мобильных вулканических поясов второй этап характеризовался обстановкой сжатия. Это приводило к возникновению сложных складок продольного изгиба, надвигов, взбросов и сдвигов. Третий этап протекает в обстановке приповерхностных взбросо-сбросо-сдвиговых деформаций. Для него характерны хрупкий характер разрушения пород, отсутствие гидротермальных проявлений и небольшие перемещения по разрывам.

Региональная позиция рудных объектов определяется также их приуроченностью к рудно-магматическим или вулканогенно-рудным центрам. К ним отнесены долгоживущие участки магматической и металлогенической активности. Это звенья рудоносных прерывистых вулканогенных поясов или зон, сложенных последовательно дифференцированными или контрастными вулканогенными формациями. Развитие таких центров определяется мозаично-блоковым строением земной коры, обусловленным системой физических неоднородностей на границе коры и мантии. Вулканогенно-рудные центры связаны с периферическими магматическими очагами, располагающимися на глубине от 2 до 7 км, которые в свою очередь магматическими колоннами соединяются с первичными магомгенерирующими очагами, находящимися на глубине 20—50 км в зоне разуплотнения.

На поверхности телескопические системы тектономагматических структур центрального типа представлены вулcano-тектоническими депрессиями и кальдерами и другими типами структур. Возникающие над периферическими очагами крупные вулканические центры располагаются друг от друга на расстоянии нескольких десятков километров. На примере колчеданоносных провинций Урала, Северного Кавказа и Алтая видно, что общая мощность земной коры этих провинций различна, существенно влияет на их металлогеническую специализацию и колеблется от 38 до 60 км. Положение границы Конрада, разделяющей гранитный и базальтовый слои в локальных поднятиях, на-

ходится на глубинах 5—12 км на Южном Урале и 8—12 км на Рудном Алтае. Это существенно влияет на типы рудоносных вулканогенных формаций и определяет медно-цинково-колчеданный профиль Южно-Уральской провинции и полиметаллическо-колчеданного Рудного Алтая.

Глобальная геотектоническая обстановка определяет особенности магматизма, осадконакопления и металлогении. Она контролирует положение и характер рудных провинций и районов. В структуре земной коры главными типами геотектонических обстановок являются, активные и пассивные окраины континентов, зоны Бенъофа, срединно-океанические рифты, островные дуги, глубоководные желоба, орогенные области и пояса, области тектономагматической активизации, краевые и внутриплатформенные бассейны и линеаменты.

Геодинамическая систематика рудоносных структур

В масштабе рудных полей, районов и месторождений можно выделить две серии геодинамических режимов, формировавших структуры месторождений полезных ископаемых. Одна связана с вертикальной ориентировкой сжимающих усилий (вертикальные перемещения) и вторая — со сдвиговыми деформациями (горизонтальное положение вектора сжимающих усилий). Каждая серия по петрофизическим параметрам среды, способу приложения тектонических сил и механизмам деформирования разделяется на классы.

Первая серия характеризуется взбросовыми и сбросовыми типами полей напряжений и состоит из классов: блокового магматического внедрения, гравитационного расслоения, диапирового, рифтогенного и взрывного.

В региональном плане первая серия геодинамических режимов в целом проявляется в областях латерального растяжения, а вторая — сжатия. Однако в локальном плане для каждого геодинамического класса характерны частая смена интенсивностей и ориентировок осей главных нормальных напряжений и возникновение на отдельных стадиях и в определенных участках геологических структур обстановок не только относительного, но и абсолютного растяжения. Именно эти участки наиболее благоприятны для рудообразования.

Блоковый штамповый класс режимов наиболее распространен в природе. С ним связано развитие разнообразных брахиформных складчатых структур и сопряженных с ними трещинных систем. В качестве примера можно отметить детально изученное и разбуренное Лениногорское рудное поле, сложенное пологозалегающими вулканогенно-осадочными породами сред-

него девона. В его пределах выделена серия брахиформных куполовидных структур. Здесь в тесной ассоциации с вулканическими процессами происходили клавишные перемещения блоков фундамента и формировались в куполах рудные колонны, которые обычно состоят из верхней части, где располагаются сплошные и густовкрапленные стратифицированные залежи, и нижней, представленной роями жил.

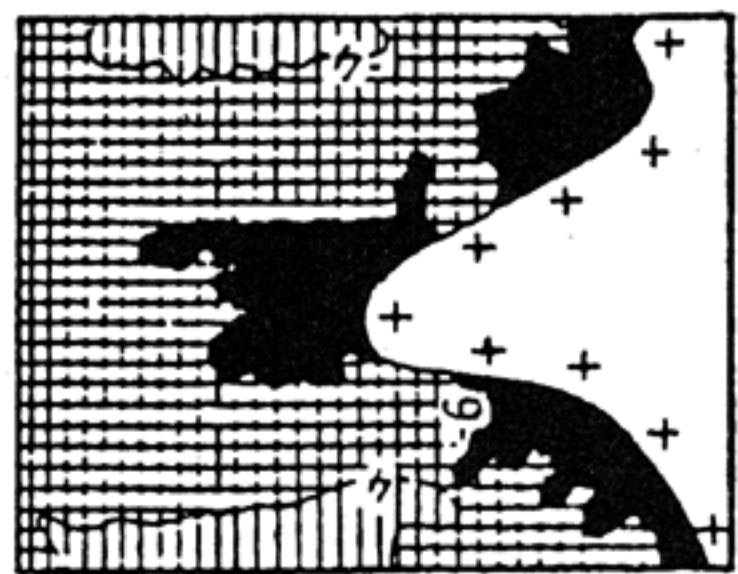
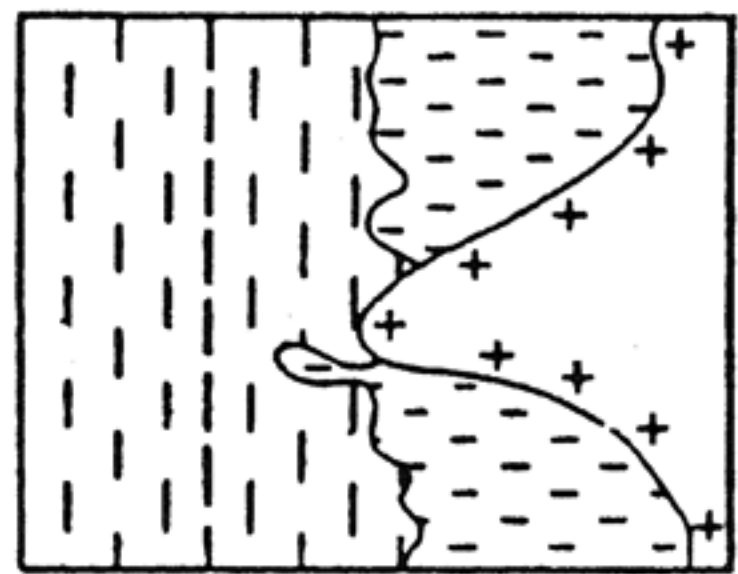
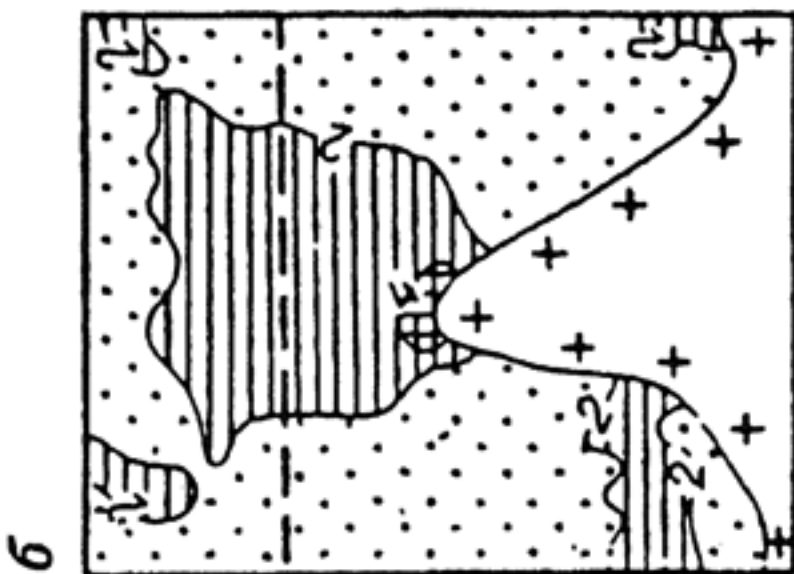
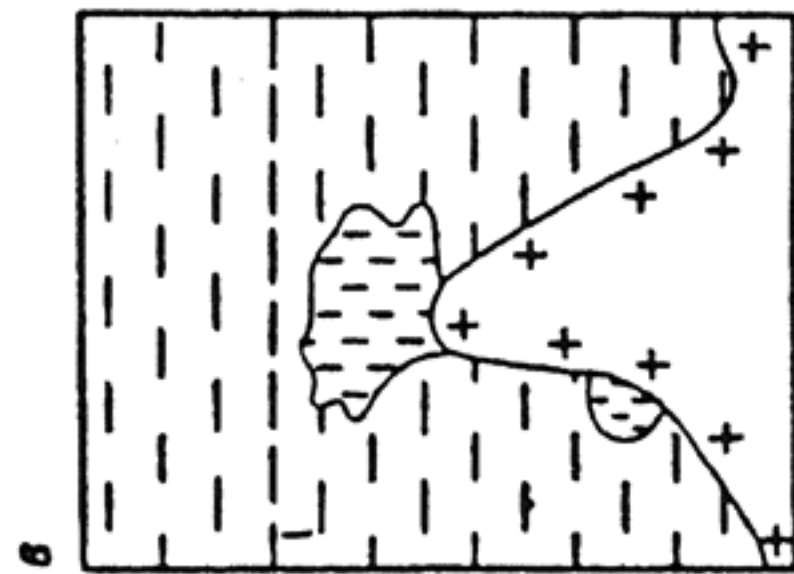
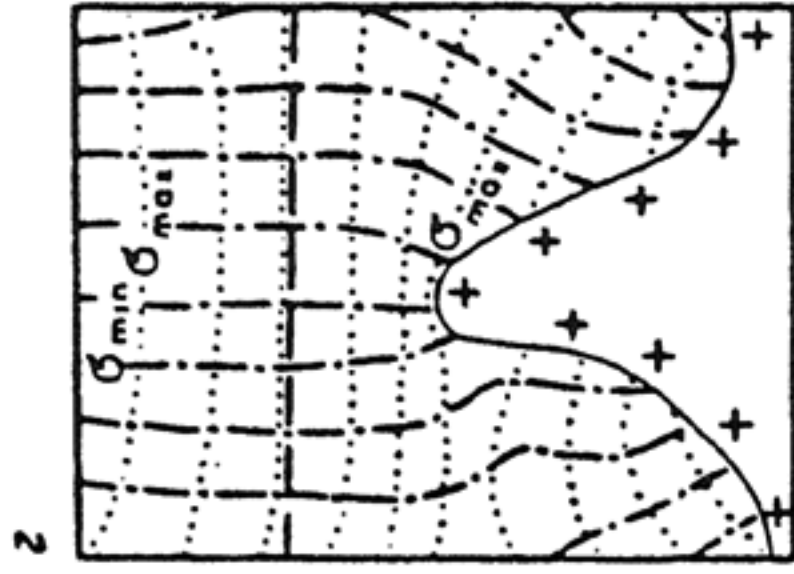
Для данного типа рудных образований характерны: палеотектонические поля напряжений с вертикально направленными сжимающими усилиями и горизонтальными растягивающими; широкое распространение систем даек и рудных жил; четкая вертикальная структурная зональность, отсутствие протяженных и мощных зон предрудного и внутрирудного дробления и расщепления; петроструктурный тип анизотропии физических свойств; большее распространение эпигенетических гидротермальных руд по сравнению с вулканогенно-осадочными.

Класс магматического внедрения в отличие от блокового характеризуется механизмом поперечного изгибания, связанного с воздействием мягкого, пластичного штампа. С этим классом связаны многочисленные типы кольцевых структур, сложные полистадийные месторождения гранитоидных плутонов, монцонитовых штоков, вулканокупольных образований и субвулканических тел. Обычно при формировании структур месторождений, прежде всего штокверкового типа, проявляются оба класса режимов: сначала действуют механизмы магматического внедрения (мягкий штамп), а затем, в наиболее продуктивный рудный этап — вертикальных блоковых перемещений (жесткий штамп).

Близкая модель рудоносной структуры установлена для жильно-штокверковой молибден-вольфрамовой минерализации, ассоциирующей с одним из куполовидных выступов Караобинского гранитного массива (рис. 88). Здесь в первый этап до затвердевания расплава максимальное растяжение существовало преимущественно в апикальной зоне. Возникшие крутопадающие трещины отрыва вместили дайки гранитов и некоторые жилы. Во второй этап, когда сформировалась внешняя твердая

Рис. 88. Палеотектонические поля напряжений начального (I) и заключительного (II) этапов внедрения купола Караобинского гранитного интрузива (по С.В.Белову и др.).

Схемы распределения абсолютных значений главных напряжений: *a* — нормальных минимальных, *б* — касательных максимальных, *в* — размещение областей растяжения и сжатия, *г* — ориентировка осей главных нормальных напряжений; 1-4 — поля возрастающих абсолютных значений напряжений, 5 — изолинии значений напряжений (10 МПа), 6 — области сжатия для σ , 7 — области растяжения для σ , 8 — траектории главных нормальных напряжений, 9 — внедряющийся гранитный купол, 10 — положение линии современного эрозионного среза



I

II



корка в гранитном выступе, последний действовал на вмещающие породы как жесткий штамп. В результате возникли высокоградиентное поле напряжений; область сжатия заняла всю верхнюю часть кровли, а растяжение было локализовано в нижней части по периферии купола. Рудовмещающие сколовые трещины образовались под воздействием максимальных напряжений. Отмечается четкая корреляционная связь между величиной s_{\min} и количеством прожилковой массы.

Класс гравитационного расслоения является ведущим при формировании месторождений, связанных с расслоенными основными, ультраосновными и щелочными интрузивами.

Диапировый режим формирования рудоносных структур исследован недостаточно, хотя в последние годы появляется все больше сведений о связях диапиров с оруденением. Прежде всего любые проявления диапиризма активизируют гидротермальную систему, формируют рудоподводящие и рудолокализирующие трещинные и складчатые структуры. Наиболее исследовано влияние на развитие гидротермальных систем соляных диапиров. С последними пространственно и генетически тесно связаны многочисленные свинцово-цинковые месторождения Южной Европы и Северной Африки. Они локализованы в структурах, обрамляющих диапиры триасовых эвапоритов в меловые и юрские терригенно-карбонатные отложения (рис. 89).

В целом диапиризм развивается по механизму поперечного изгибания. Специфика его заключается в том, что на заключительной стадии происходит прорыв малоплотного и пластичного материала в верхние горизонты земной коры. Синхронно с деформационными процессами формируется и функционирует гидротермальная система. Ее продуктами являются: 1) жильные месторождения в трещинных структурах, обрамляющих диапиры и располагающихся в их эндоконтактных зонах; 2) гидротермально-карстовые образования в эвапоритовых выступах; 3) стратифицированные залежи, образованные флюидами, изливавшимися на донно-морскую поверхность; 4) стратиформные руды в пластах проницаемых пород, примыкающих к бортам диапиров.

Рифтогенный класс режимов связан с разномасштабными расколами земной коры. Наиболее изученными и важными с позиции металлогении являются рифтовые системы областей тектономагматической активизации, срединно-океанических хребтов и краевых вулканических поясов.

Структуры рудных полей этого класса формировались при унаследованных сохранявшихся в течение основных этапов горизонтально ориентированных растягивающих усилий. В ранние стадии палеотектонические поля напряжений в локальных

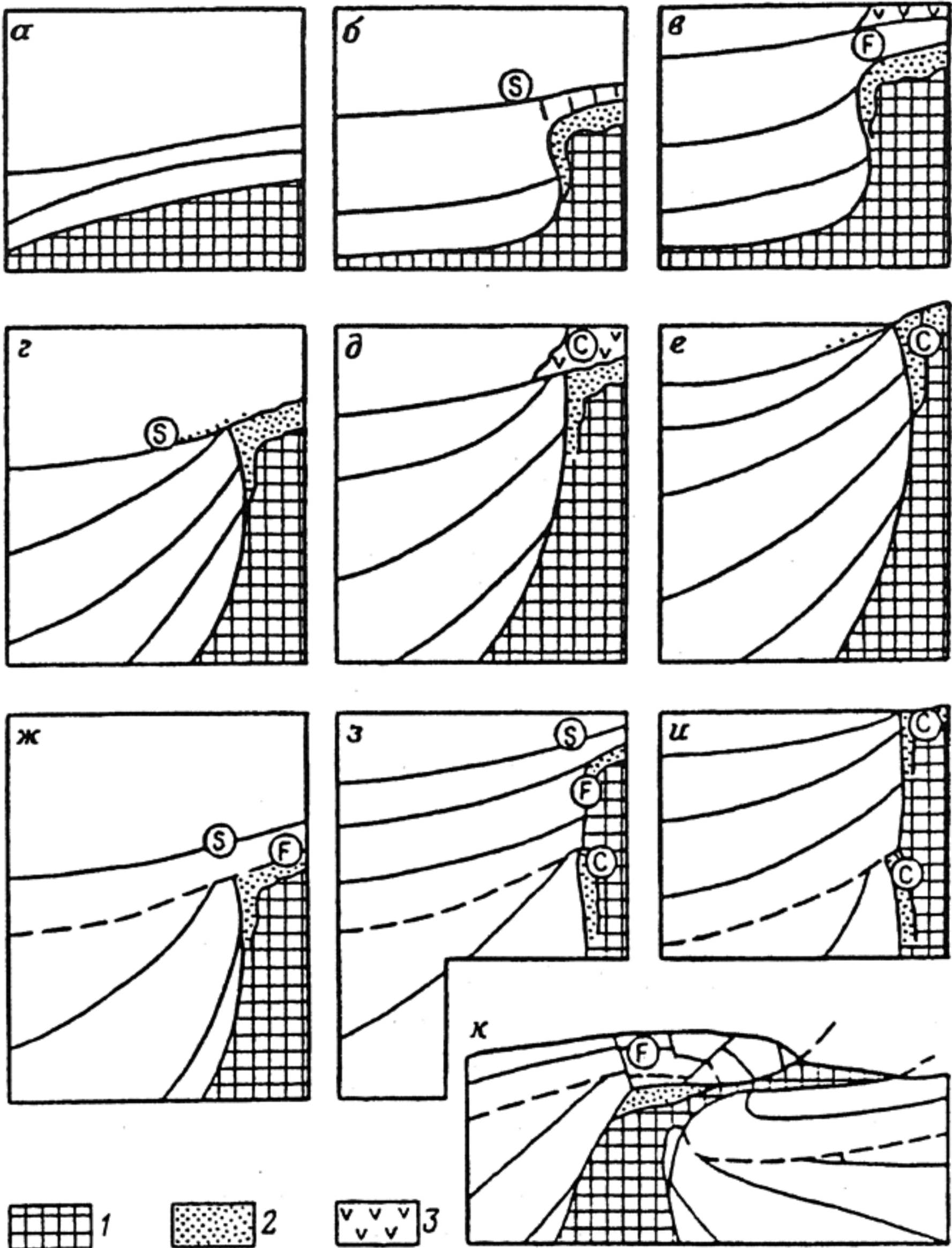


Рис. 89. Последовательные стадии формирования диапиров и ассоциирующие с ними рудные месторождения (а-к) (по В.П.Пертулесу и др.).

1 — соленосные отложения; 2 — породы фронтальной зоны диапирового купола; 3 — рифовые образования. Рудные месторождения (буквы в кружках): S — в трещинных структурах, C — в полостях, F — в осадочных породах (стратиформный тип)

участках рифтов характеризовались крутоориентированным положением осей минимальных нормальных напряжений и радиальным в горизонтальной плоскости осей максимальных напряжений.

В это время возникли изометричные горсты и крупные вулканические сооружения; активно развивалась сеть конседиментационных крутопадающих, сопряженных, диагональных по отношению к простиранию трога разломов. Получили широкое распространение системы субвулканических даек. В вулканических трогах отмечается двух- или трехэтапное развитие вулканизма. Каждый из них начинался с накопления базальтов в условиях растяжения и завершился образованием более кислых пород в обстановке латерального сжатия.

В средние стадии обстановка горизонтального растяжения последовательно сменялась полями напряжений, характерными для зон осепродольного сжатия и областей поперечного изгиба с крутоориентированными (веерообразно) сжимающими и горизонтальными растягивающими усилиями. В этих условиях формировалась система диагональных по отношению к простиранию структуры крутопадающих разломов; возникали складки продольного изгиба и выжимания.

В поздние стадии действовали сдвиговые поля напряжений. При этом формировались надвиги, взбросо-сдвиги, простые сдвиги и системы регионального кливажа и трещиноватости. Таким образом, в истории развития рифтогенных структур выделяются два типа режимов: сжатия и растяжения. С первым ассоциируют приповерхностные и донно-морские гидротермально-осадочные месторождения цветных и благородных металлов, а со вторым — магматические месторождения хромитов, титаномагнетитов и платиноидов и скарновые — железа и меди. Взрывной класс режимов объединяет большое число подклассов и групп, которые различаются по масштабам проявления и по характеру силового поля, создающего высокие и сверхвысокие давления в локальном объеме горных пород. В геологической практике отмечается широкая гамма режимов от зарождающихся в нижних горизонтах земной коры (с ними связаны алмазоносные трубки взрыва) до приповерхностных гидравлических структур.

Взрывные явления сопровождают образование автомагматических, эксплозивных и гидротермальных брекчиевых тел. В целом благоприятная термодинамическая обстановка, способствующая развитию взрывных деформаций, возникает при термодинамических режимах обеих серий. Однако геодинамические условия первой серии в большей степени способствуют возникновению всей гаммы взрывных структур, а палеотектонические ре-

жимы второй серии чаще всего приводят к формированию только приповерхностных гидравлических образований.

Вторая серия режимов связана с горизонтальными тектоническими силами. Для нее характерны деформации сдвигового типа, развивавшиеся в областях и зонах латерального сжатия. Эта серия включает шесть основных классов: сдвиговых разломов, кливажный, буддинажный, ротационный, надвиговой и вязкого течения

Класс сдвиговых разломов имеет важное значение для локализации прежде всего плутоногенных гидротермальных, скарновых и пегматитовых месторождений. Он возникает в обстановке активного воздействия на породы горизонтальных как сжимающих, так и растягивающих сил. Важная особенность приуроченных к сдвигам месторождений — их относительная автономность и иногда значительная удаленность от материнских интрузивных и субвулканических образований и тесная пространственно-временная ассоциация с дайковыми сериями, завершающими становление магматических комплексов.

В морфологическом отношении выделяются три типа рудных образований: линейный, изометричный и неравномерно расчлененный. К первому относятся узкие зоны прожилково-вкрапленной, штокверковой или жильной минерализации, ассоциирующие с крупными разломами. Они характеризуются большой протяженностью и почти повсеместной, хотя и неравномерной минерализацией. Примером подобных структур являются жильные зоны серебряно-золотого месторождения Гуанахуата в Мексике. Изометричные участки (блоки), в пределах которых развиваются жильные рой типичны для Марджанского полиметаллического месторождения в Армении. К неравномерно расчлененному типу жильных образований в сколовых нарушениях относятся полиметаллические месторождения Садонского рудного района на Северном Кавказе. Во всех случаях масштабы рудовмещающей трещиноватости возрастают пропорционально увеличению упругости, прочности, твердости и уменьшению пористости и анизотропии вмещающих пород.

Взаимоотношения между флюидной системой, рудоотложением и особенностями строения сдвиговых зон исследованы на скарновых шеелитовых месторождениях района Салу (французские Пиренеи). Оруденение здесь ассоциирует с интрузией гранодиоритов, внедрившейся в раннедевонские известняково-карбонатные толщи. Оно контролировалось процессами региональной тектоники и динамикой становления интрузивного тела. В течение первой фазы региональный тектонический режим способствовал внедрению гранодиоритовой магмы, образованию

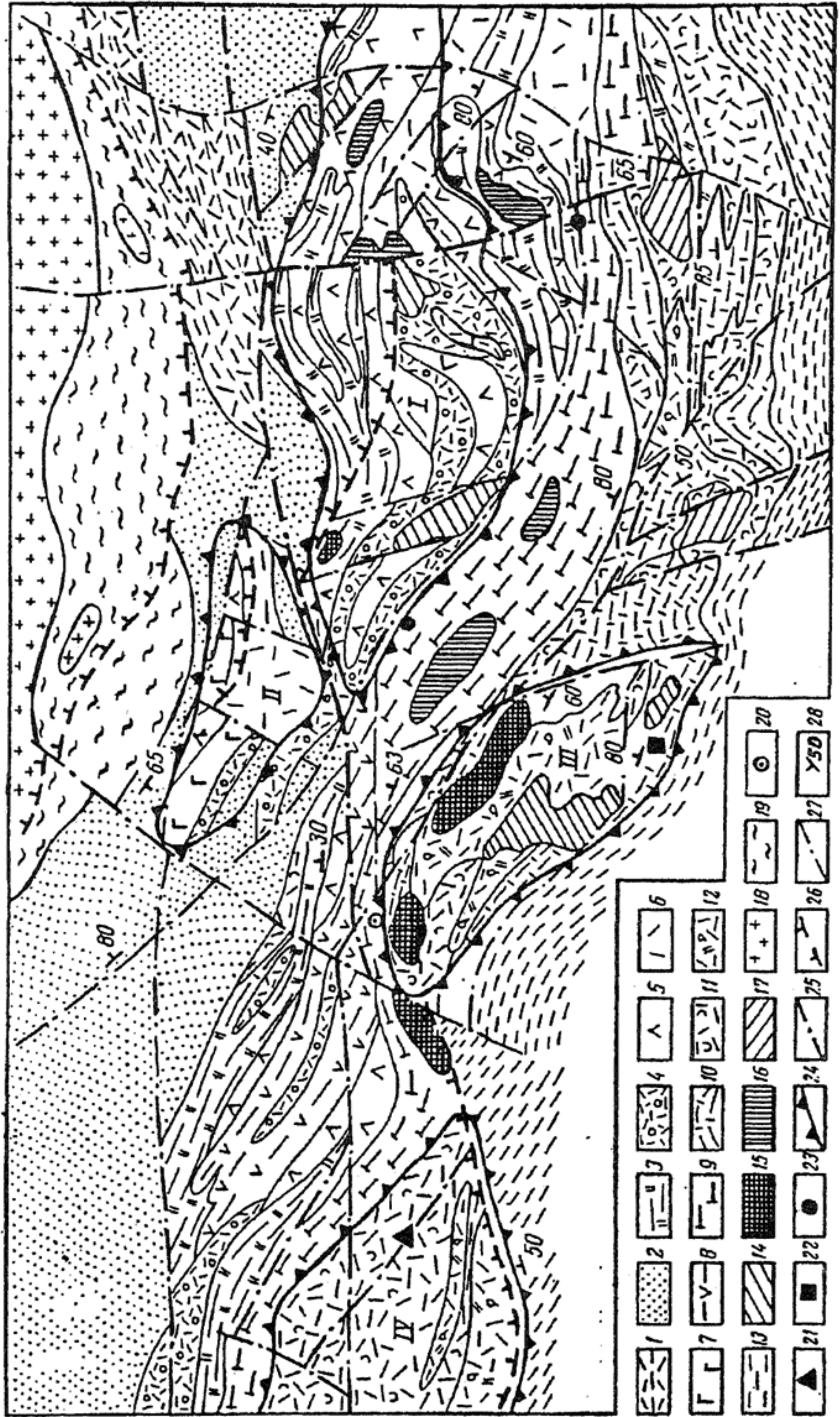
выступов в кровле плутона, формированию скарновой ассоциации и ранней непромышленной минерализации. В следующую фазу действовал основной рудоконтролирующий тектонический режим — сдвиговые деформации. Они не только ориентировали движение гидротермальных потоков, но и формировали локальные экраны, структурные ловушки и таким образом способствовали возникновению промышленных залежей шеелитовых руд. Развивающаяся в пространстве система сдвиговых нарушений создавала необходимые градиенты давления во флюидных потоках и полностью определяла позицию рудных тел в обширном ореоле более ранних эндо- и экзоскарнов, сопровождающих гранодиоритовый плутон.

Особенностями этого геодинамического класса являются длительность и полистадийность (часто более 3—4 стадий) развития, образование кулисных зон, ромбоидальных блоковых структур и оперяющих крупные разломы трещинных систем.

Кливажный класс либо предшествует появлению четко обозначенной (высшие тектонофазии, по Е.И.Паталахе) шовной зоны, либо развивается на флангах и окончаниях крупных сдвиговых разломов. К кливажному типу структур относятся зоны рассланцевания и трещиноватости, которые часто контролируют развитие гидротермальных систем и образование линейных штокверков. С подобным классом связаны жильно-даймовые рои

Рис. 90. Геолого-структурная схема Тишинского рудного поля:

1 — лениногорская свита — переслаивание туфов и лав липаритовых порфиров с алевролитами, 2 — крюковская свита — песчаники; 3-8 — ильинская свита: 3 — туфогенные алевролиты, 4 — бомбовые туфы, 5 — лавы липаритовых порфиров, 6 — туфы, 7 — лавы базальтовых и андезитовых порфиров, 8 — туффиты среднего состава; 9-12 — успенская свита, 9 — нижняя (сокольная) подсвита — переслаивание алевролитов с углисто-глинистыми сланцами, 10-12 — верхняя подсвита (10 — известковистые алевролиты с прослоями туффитов кислого состава, 11 — грубообломочные туфы, 12 — лавовые брекчии липаритовых и липарит-дацитовых порфиров); 13 — шипуновская свита — глинистые сланцы, алевролиты и песчаники; 14 — ранние субвулканические тела липаритовых и липарит-дацитовых порфиров; 15-16 — поздние субвулканические тела: 15 — липаритовых порфиров, 16 — андезито-базальтовых порфиритов; 17 — экструзии липаритовых порфиров; 18 — гранодиориты змеиногорского комплекса; 19 — кварц-эпидот-хлоритовые метасоматические образования по вулканогенно-осадочным породам девонского возраста; 20-23 — рудная минерализация: 20 — вкрапленная и прожилково-вкрапленная жильного типа, 21 — оруденение внутри палеовулканических сооружений, 22 — сульфидная вулканогенно-осадочного генезиса на контакте вулканических сооружений перекрывающими толщами, 23 — руды в пачках переслаивания в надкупольных частях палеовулкана; 24 — контуры тектоно-вулканических сооружений (I — Познопаловское, II — Сигнальное, III — Козлушинское, IV — Острушинское); 25 — синвулканические взбросо-сдвиги; 26 — надвиги; 27 — поствулканические разломы; 28 — элементы залегания



1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24
25	26	27	28		

месторождений цветных, благородных и редких элементов. Особый подкласс составляют сопряженные системы сколовых нарушений в массивах хрупких пород.

Будинажный класс возникает чаще всего при механизме поперечного сжатия. В природе его реализация происходит в мобильных зонах, приуроченных к глубинным разломам и характеризующихся высокими фациями регионального метаморфизма (рис. 90). В их пределах происходит расчленение на отдельные фрагменты жестких и вязких пластов, линз и другой формы тел, залегающих среди упругопластичных разностей пород. Примерами этого класса являются некоторые железорудные месторождения в докембрии Украинского щита, а также часть пегматитовых тел в интенсивно метаморфизованных толщах. Рудоконцентрирующую роль в образовании залежей железных руд выполняли будинажные структуры. В условиях поперечного сжатия, наложенного на слоистый комплекс пород, содержащий непромышленное оруденение, происходил вынос кварцевого материала из межбудинных пережимов. В результате мощность деформированного пласта сократилась, а общая концентрация железа увеличилась. Таким образом возникли залежи богатых руд, которые часто имеют форму столбов, реже — пластов и линз, ориентированных перпендикулярно шарнирам крупных складок (например, Саксаганской синклинали Кривого Рога). Подобным способом формировались не только отдельные залежи, но и целые месторождения, которые представляют собой в этом случае крупные межбудинные пережимы, а разделяющие месторождения безрудные пространства — собственно будины.

Ротационный, или вихревой класс геологических структур образуется при горизонтальных или вертикальных сдвиговых перемещениях крупных массивов горных пород. В зонах сдвигов небольшие жесткие блоки обычно изометричной формы под действием пары сил испытывают вращение. Подобные структуры возникают и при формировании полифазных интрузивов, когда более поздние порции магматического расплава в обстановке сдвигового поля напряжений испытывают вращательно-поступательное движение, которое фиксируется в затвердевшем теле прототектоническими вихревыми трещинными системами.

Надвиговый класс геодинамических режимов приводит к образованию собственно надвигов и пологих взбрососдвигов. Поля напряжений, существовавшие при их формировании, контролировали флюидные потоки и рудообразование. Кроме того, надвиговые структуры выполняли пассивную роль экрана для минерализованных растворов.

Особая категория структурных парагенезисов развивается в зонах пластического вязкого течения. Такой тип структур формируется в эпизоне и катазоне. В первом случае это синседиментационные гидропластические и гравитационные складки, во втором — исключительно сложные комплексы разномасштабных складок, возникших при неоднократных деформационных процессах в обстановке высоких температур и давлений.

Список литературы

- Асаналиев У.А., Наркелюн Л.Ф., Попов В.В. и др. Справочное пособие по стратиформным месторождениям. М.: Недра, 1990. С. 234.
- Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. С. 204.
- Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. С. 275.
- Бойцов В.Е., Гуськов О.И., Роков А.Н. и др. Геология и поиски месторождений урана. М.: Изд. МГРИ, 1984. С. 193.
- Брод И.О., Еременко Н.А. Основы геологии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1953. С. 268.
- Бугельский Ю.Ю. и др. Экзогенные рудообразующие системы кор выветривания. М.: Наука, 1990. С. 186.
- Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1979. С. 294.
- Генезис рудных месторождений. Редактор Б.Скиннер. М., Мир, 1984. Т. 1. 416 с. Т. 2. 405 с.
- Еремин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ. 1991. С. 284.
- Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970. С. 174.
- Кужварт М. Неметаллические полезные ископаемые/ Под ред. В.П.Петрова. М.: Мир, 1986. С. 329.
- Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых/ В.Ф.Дыбков, А.Е.Карякин, В.Д.Никитин, П.М.Татаринов. М.: Недра, 1969. С. 356.
- Курс месторождений полезных ископаемых/ Под ред. А.Г.Бетехтина и П.М.Татаринова. Изд. 3-е. М.: Госгеолтехиздат, 1964. С. 433.
- Лаверов Н.П. и др. Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана. М.: Недра, 1988. С. 197.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения/ Под ред. Б.Н.Некрасова. Вып. 1—3. М.: ОНТИ, 1934—1935.
- Матвеев А.К. Геология угольных бассейнов и месторождений СССР. М.: Госгортехиздат, 1960. С. 496.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. С. 496.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. М.: Горгеонефтьиздат, 1934. С. 486.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения/ Под ред. В.И.Смирнова. М.: Мир, 1966. С. 412.
- Романович И.Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. М.: Недра, 1986. С. 267.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. С. 669.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. С. 326.
- Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1986. С. 360.
- Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: 1980. С. 243.
- Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. С. 256.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: изд. АН СССР, 1963. С. 346.
- Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. С. 338.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения/Под ред. В.И.Смирнова. М.: ИЛ., 1958. С. 371.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авакян Т.А. 232
Агафонов Г.Д. 176
Амосов И.А. 226
Анаксагор 12
Андриянов Н.Г. 268
Аристотель 12
Артюшков Е.В. 50
Асаналиев У.А. 246, 247

Байков А.А. 209
Барсуков В.Л. 117
Басков Е.А. 241
Батурин Г.Н. 220
Бауман Л. 154
Бауэр Г.(Агрикола) 14
Белевцев Я.Н. 120
Белов С.В. 280
Белоусов В.В. 206, 275
Бельт Т. 20
Бенц А. 206
Бернантонис В.К. 176
Бертеньев И. 16
Бессемер Г. 18
Бетехтин А.Г. 23, 214
Билибин Ю.А. 34, 198
Богданович К.И. 28
Богданов Г.Я. 233
Бойцов В.Е. 183, 234
Бондаренко Н.Г. 198, 199
Бородин Л.С. 90
Брод И.О. 250
Бугельский Ю.Ю. 164, 170
Будыко М.И. 164
Бурмин Ю.А. 162
Бушинский Г.И. 217
Быков Ю.В. 257
Бэтман А. 23
Бюхлер Х. 176

Валяшко М.Г. 208
Ван Хайз Ч. 23
Вант-Гофф Я.Г. 207
Вассоевич Н.Б. 186
Великанов М.А. 198
Величко Е.А. 194
Вернадский В.И. 17
Вернер А. 17
Володин Р.Н. 236
Вольфсон Ф.И. 262
Ворокин В.В. 176
Высоцкий И.В. 222

Габлина И.Ф. 245
Гавшин В.М. 231
Галахов А.В. 87
Галецкий Л.С. 255
Гаррелс Р.М. 159
Гарсон А. 47, 49
Геннин В.И. 16
Геофаст 12
Гераклит 12
Геттон Д. 17
Гецева Р.В. 229
Гзовский М.В. 265, 266, 275
Гилд П.В. 47
Годлевский М.Н. 21
Голицин М.В. 222
Гомер 12
Горжевский Д.И. 32, 215, 232, 238,
240, 244
Готшалк В. 176
Граменицкий Е.Н. 99
Гринсмит Дж. 186
Грязнов В.И. 215
Гумбольт А. 20
Гумилев Л.Н. 8

Данильченко Н.А. 94
Данчев В.И. 227, 231
Де Лоне Л. 20, 28, 124
Дегенс Э. 186
Декарт Р. 15
Джонс Р. 99
Дзоценидзе Г.С. 214
Дитц Р.С. 47
Дудкин О.Б. 94

Ермолаев Н.П. 229

Жариков В.А. 105, 122
Жарков М.А. 203
Жемчужников Ю.А. 223

Заварицкий А.Н. 28, 99
Зарайский Г.П. 118, 122, 123
Зинчук Н.Н. 189
Зоненшайн Л.П. 47, 50

Иванов А.А. 208
Иванов Г.А. 222, 223
Ильин А.В. 216

Казаков А.В. 217, 221
Казанский Ю.П. 186

Калинко М.К. 203
Камерон Е. 99
Капченко Л.Н. 242
Каравайко Г.П. 176
Карцев А.А. 237
Кетлс Л. 130
Кизельватер Д.С. 193
Кинг Г. 23
Кирнарский Ю.М. 94
Клер В.Р. 227, 229
Князев И.Н. 174
Ковалев А.А. 50
Ковтуненко В.А. 141
Козеренко В.Н. 32, 34
Кокин А.В. 268
Конкин В.Д. 157
Колнин В.Н. 208
Коржинский Д.С. 105, 106, 107
Крайст Ч.Л. 159
Красильников А.А. 144
Красильникова Н.А. 219
Красный Л.И. 145
Крашенинников Г.Ф. 186
Крейтер В.М. 21, 252
Кривцов А.И. 41
Крючков А.И. 82
Кузнецов В.А. 32
Кук Д. 23
Кукал З. 168
Кулаковский А.Л. 268
Курбанов Н.К. 157
Курнаков К.С. 207
Кутырев Э.И. 157

Лардж Д. 155
Лебедев Л.М. 243
Лейбова Л.М. 144
Ли П.Ф. 170
Ли Сыгуан 271
Лидер М.Р. 186, 197, 207
Лингрен В. 28, 130, 131
Лисицин А.П. 185
Лихачев А.П. 78
Логвиненко Н.В. 186
Ломоносов М.В. 15
Лукреций 12
Лукьянова В.Т. 240
Лурье А.М. 233
Люка Ж. 220

Магакьян И.Г. 131
Макдиармид Р. 28
Максимова М.Ф. 181
Максимова С.В. 232
Машковцев Г.А. 178

Маракушев А.А. 61, 87, 99, 127
Матвеев А.К. 222, 225, 228
Менард Дж. 186, 213, 230
Менделеев Д.И. 250
Миронов К.В. 222
Митчелл А. 23, 47, 49
Михайлов А.С. 219
Мораховский В.Н. 100
Морган Г. 8
Мурчисон Р. 20

Надретт А. 74, 75, 77, 78
Наливкин Д.В. 186
Некрасов Е.М. 254
Ненахова В.Ф. 229
Неручев С.Г. 230
Никель У. 176
Никитин В.Д. 99

Обручев В.А. 23, 28
Обут А.М. 215
Овчинников А.М. 237
Оксениус А. 208
Олсон Д.С. 91
Орлова Е.В. 217

Павлидис Ю.А. 196
Павлов Д.И. 215
Парк Ч. 23, 28
Парфенов В.Д. 275
Паталаха Е.И. 275, 286
Патык-Кара Н.Г. 187, 189
Пеньков В.Ф. 241
Перкин Д.Е. 21
Пертулесо В. 283
Перфильев Б.В. 215
Перфильев В.Б. 239
Перцев Н.Н. 268
Петров Андрей 16
Петров В.П. 162, 168, 170
Пилипенко П.П. 105, 107
Плиний Старший 12
Подвысоцкий В.Т. 189
Пошлавко Е.М. 229
Попов В.И. 186
Предовский А.В. 222
Прохоров К.В. 257
Пустовалов Л.В. 186
Пэк А.А. 128

Рамдор П. 176
Ребрик Б.М. 12
Рединг Х. 186, 203
Риджу Дж. 234
Рогова В.В. 82

- Ройбер М.М. 183
 Романович И.Ф. 28, 170
 Росс Д. 176
 Рундквист Д.В. 121
 Рутье П. 23
 Рухин Л.Б. 186
- Савкинс Ф.И. 47
 Сандомирский С. 156
 Сапожников Д.Г. 186, 214
 Сато Т. 23
 Сахарова М.С. 141, 144
 Седлецкий В.И. 209
 Селли Д. 186
 Семенович В.В. 222
 Сивоконь В.И. 165
 Сидоров А.А. 60
 Силлитое В. 23
 Синяков В.И. 170, 205, 217
 Скобников М.А. 211
 Скрипченко Н.С. 148
 Соколов А.С. 222
 Соколов Д.И. 18
 Соловов А.П. 6
 Солодов Н.А. 97, 98
 Смирнов В.И. 3, 4, 28, 34, 38, 39, 40, 56, 57, 102, 109, 125, 131, 152, 169, 170, 171, 173, 186, 187, 191, 192, 258
 Смирнов С.С. 23, 176
 Сорохтин О.Г. 60
 Старицкий Ю.Г. 34, 43
 Старостин В.И. 263
 Степанов П.И. 222, 225
 Стефанова Е.И. 228
 Страхов Н.М. 23, 160, 185, 186, 210, 212
 Стрелянов Н.П. 227
 Суриков С.Н. 241
- Татаринов П.М. 23, 131
 Татищев В.Н. 16
 Терновский В.И. 94
 Толухонов М.И. 257
 Тушина А.М. 220
- Уайт У. 137
 Уилсон Дж. 47
 Усов М.Н. 23
 Ушаков С.А. 50, 60
- Фалес 12
 Федоровский Н.М. 21
 Ферсман А.Е. 23, 99
 Фивег М.П. 209
 Фролов А.А. 222
 Фролов В.Т. 186
 Фуллер Г.Р. 115
 Фульда Е. 175
 Фурне Ж. 20
- Хаин В.Е. 60
 Харьков А.Д. 82, 189
 Хатчинсон Р. 150
 Хаусон Дж.Б. 81
 Хворова И.В. 232
 Хитровых Венедикт 16
 Холодов В.Н. 229, 240
 Хрусталева Л.Б. 144
- Череповский В.Ф. 222, 225
 Чжай Юй Иен 28
 Чжао Чжитяо 273
 Чупилин И.Н. 133
 Чухров Ф.В. 176
- Шатагин Н. 156
 Шаталов Е.Г. 34
 Шило Н.А. 141, 144, 198, 199
 Шмариович Е.М. 178, 181, 182
 Шнейдерхен Г. 23, 28
 Шнюков Е.Ф. 215
 Щеглов А.Д. 23, 34, 46
- Щуровский Г.Е. 18
- Эли де Бомон 20
 Эммонс В. 23, 28, 124, 127
 Эпштейн Е.М. 89, 94
- Юдович Я.Э. 227, 229
- Яковлев Г.Ф. 263
 Яковлев П.Д. 262
 Яншин А.Л. 209, 218, 220
 Янь Эньдэ 271
 Ясаманов Н.А. 164
 Яхонтова Л.К. 176

Предметный указатель

- Адуляриты 124
Альбититы 31, 59, 116, 124
Альбититовые месторождения 31, 37, 116, 119
Амагматогенные 131
Анагенный 238
Антиклинальные ловушки 248
Антрацит 226
Апвеллинг 221
Аргиллизиты 123
Аридный климат 202
Ассимиляционный 69, 126
- Баженовиты 229
Байкальский 59
Биметасоматоз 105
Березиты 123, 124
Богхед (сапропелевый уголь) 226
Бок жилы (висячий, лежащий) 25
- Вулканогенно-рудный центр 278
Вулканогенно-осадочный 51
Вулканогенные 77, 131, 139—157
- Галогенез 201
Галотектоника 206
Гальмиролиз 158
Геосинклинальная концепция 33
Герцинский 59
Гидрогенно-эксфильтрационный 238
Гидравлические структуры 263
Гидротермальная система 122
Гипотермальный 131
Гнездо (карман) 26
Гондиты 252
Горючие сланцы 228, 229
Грейзен 31, 59, 116, 121
Гуано 217
Гумбеиты 123
Гумидный климат 222
Гумусовые угли, сланцы 223, 227
- Десилицированные пегматиты 96
Диатомиты 231
Джеспилиты 258
Диффузия 129
Диффузионный метасоматоз 105
Доманикиты 229
Древняя россыпь 187
- Зальбанды жил 25
Запасы 6, 7
Зеленокаменные пояса 64
Зернистые фосфориты 216
- Зональность месторождений 125
Зоны окисления месторождений 171—177
Зона пластового окисления 178
- Желваковые фосфориты 216
Железо-марганцевые конкреции 45, 209, 213—215
Жила (лестничная, четковидная, камерная, седловидная, оперения) 25
Жильные минералы 27
- Известковые скарны 30, 108
Импактитовые месторождения 256
Ингредиенты углей 226
Инфильтрационные месторождения 31, 44, 54, 158, 177—184
Инфильтрация 129
Инфильтрационный метасоматоз 105
- Каледонский 59
Калишпатизация 132
Камафоритовая формация 90
Карбонатитоиды 88
Карбонатиты 3, 28, 59, 88, 89, 93
Карбонатные метасоматиты 124
Карельский 58
Катазона 266, 267
Кварц-турмалиновые метасоматиты 123, 124
Кероген 226
Кимберлиты 43, 50, 59, 80—83
Киммерийский 59
Коматиитовый тип 76
Колчеданные 31, 42, 52, 146—157
Компетентные образования 266
Конвекция 128
Коренные источники 187, 188
- Лампроиты 43, 50, 83
Латеритные 161
Лигнит 215, 226
Ликвация 78
Ликвационные месторождения 30, 70
Лимнические угли 223
Линза 25
Листвениты 124
Литологические ловушки 248
Литомарж 161
Ложный плотик 192
- Магнезиальные скарны 29, 108
Медистые песчаники 236, 240, 246
Медистые сланцы 230

- Мезозона 266, 267
 Мезотермальный 131
 Менилитовые сланцы 229
 Месторождение полезных ископаемых 24
 Металлогеническая формация 33
 Метаморфогенно-гидротермальные 261
 механизмы деформирования 270—279
 Мощность пласта (рабочая, эксплуатационная, полезная) 25
 Насыщенный сиалитный 161
 Ненасыщенный сиалитный 161
 Оолитовые руды 213
 Опоки 231
 Осадочно-породный бассейн 238
 Остаточные месторождения 158
 Параличские угли 223
 Пегматиты метасоматически замещенные 97, 102
 Петрофизические свойства 264—266
 Пласт 25
 Плотик 192
 Плутоногенные 30, 131, 132, 138
 Погребенная россыпь 187
 Подземное выщелачивание 184
 Порфиновые месторождения 53, 134—137
 Промежуточные коллектора 188
 Промышленные кондиции 5
 Профили выветривания 159
 Раздувы жил 25
 Ракушечные фосфориты 216
 Рапа 206
 Рассолы (гидроминеральное сырье) 50, 201, 206—209, 236
 Режим кислорода 130
 Режим серы 130
 Рифтовые системы 47—50
 Ролл 183
 Россыпи ближнего сноса 187
 Россыпи дальнего сноса (латеральные) 31, 187
 Россыпи насыщения 190
 Россыпи тектонического уступа 187
 Россыпи погребенного пенеплена 187
 Россыпи погребенной грабен-долины 187
 Россыпи рассеяния 190
 Россыпное месторождение 31, 187
 Руда 4
 Рудно-магматический центр 74, 278
 Рудные минералы 27
 Рудная область 23, 24
 Рудная провинция (пояс, бассейн) 23, 24
 Рудно-россыпной район 187
 Рудный район 23, 24
 Рудный столб 25
 Рудное тело 23, 24
 Рудный узел 23, 24
 Рудная формация 32, 33
 Рудоносные артезианские бассейны 235
 Рудоносные структуры 262
 Сабха 202
 Сапропелевые угли, сланцы 223, 226
 Серицитолиты 124
 Силикатные скарны 108
 Склонение жилы 25
 Соляная тектоника (галотектоника) 206
 Стратиформные месторождения 238
 Структура руд 27
 Структурные ловушки 248
 Структурные парагенезисы 275
 Структурообразование 264
 Текстура руд 27
 Техногенные россыпи 201
 Толеитовый тип 76
 Торфа 192
 Трепела 232
 Филлизитизация 135
 Фосфоритообразование 221, 222
 Хлоритолиты 124
 Цикл Уилсона 47—49, 54
 “Черные курильщики” 151
 Шток 26
 Штокверк 26
 Шунгизит 229
 Эвапориты 51, 202—209
 Эвксинские фации 229
 Экскарны 103, 104, 111
 Эксгальационно-осадочный 155
 Эксфильтрационный 238
 Элизионный 237, 238
 Эндоскарны 103
 Эпизона 266
 Эпигенетический 85, 232—237
 Эпитермальный 47, 54, 131
 Ювенильный 69, 126

Указатель месторождений и районов

- Абитибби 63
Агатовское 140
Агинское 140
Адрасман 134
Азгур 110
Азегур 114
Азово-Кубанский прогиб 239
Айзу район 153
Акчатаусский массив 122
Алакитская трубка 82
Алгуйское 167
Алтын-Топкан 112
Альгарробо 88
Амброзия-Лейк 182, 183, 234
Ангаро-Ленский бассейн 204
Андирондак 88
Араша (Барейру-ди-Араша) 88, 90, 167
Архангельская провинция 82
Атлантис-II (впадина) 45

Бакал 139
Бакырчик 258
Балаклала 147
Белгородский район 166
Бен-Бен 112
Березовское 132
Бесши 154
Биг Спринг 83, 84
Бингхем 111
Бирюзокан 167
Блява 151
Бокано-де-Вирилла 202
Боке 167
Боливийский рудный пояс 143
Болиден 58, 63, 65
Ботогол 114
Браден 132
Брокен-Хилл 43, 58, 63, 65, 149, 259, 261
Буазер 137
Буреинский бассейн 224
Бушвельд 43, 58, 63, 65, 68, 114
Бьют 134, 139

Вагаомоно район 153
Васильковское 167
Великая Дайка 43, 50, 58, 79
Верхнее 112, 113
Верхнее оз. 146
Верхнекамское 205
Витватерсранд 42, 58, 63, 64, 193
Волго-Уральский бассейн 238
Волжский бассейн 228
Восточно-Европейский бассейн 205
Восточно-Сибирский бассейн 205
Вудлон 147
Вышково 146

Гай 151, 152
Галапагосский рифт 45
Гамсберг 50
Глуховецкое 165
Горевское 59, 63, 67
Гороблагодатское 109
Грин-Ривер 228
Гуаймас 45
Гуанахуата 285
Гулинское 88, 90

Дашкесан 109
Джанатас 220
Джезказган 240, 244, 245, 246
Джидинское 47
Джос 50, 167
Диллон 114
Дмитриевское 132
Днепровско-Донецкий бассейн, впадина 204, 238
Долина десяти тысяч дымов 122
Донбасс 19
Дукат 140, 141, 142
Дулут комплекс 71, 73
Дуранго 88
Душанто формация 230

Егерзунд 67
Ессейское 90

Жайрем 276

Заглик 146
Западно-Европейский бассейн 205
Западно-Сибирский бассейн 239
Згид 137

Игл-Маунтин 110
Ирано-Пакистанский бассейн 205
Иркутский бассейн 224
Исуа 63, 64
Кадая 137
Кайзерштуле 114
Калгурли 58, 63, 64
Камболда 58, 76, 77
Камиока 112
Камыш-Бурунская 210
Канско-Ачинский бассейн 224
Кара-Богаз-Гол 202
Карагандинский бассейн 224
Карамазар 112
Карамкен 140, 143, 144
Караобинский интрузив 280
Каратау 240, 246
Каратауская провинция 219
Каратауское 276
Карлин 258
Катугинское 257
Каффа 119
Керченский бассейн 210, 211
Кинд-Айленд 110
Кинстоун 147
Кипрские 150
Кирунавара (Кируна) 64, 88
Клаймакс 134, 135, 137
Кливленд 113
Кличкинское 113
Ключевское 132
Кобальт 65
Ковдор 50, 88, 90
Кокджон 220
Колар 58, 63, 64, 129
Комсток-Лоуд 140
Кондерский массив 200
Корнуэлл 10
Коршуновское 44
Костомукша 66
Коунрад 132
Кочкарь 132, 133
Кривой Рог (район) 58, 66, 288
Крипль Крик 140
Кристмас 111
Куга 113
Кугдинское 90
Кузнецкий бассейн 224

Кукисвумчорр 86
Кумдыкольское 258, 259
Кураминская зона 47
Курейское 256, 258
Куроко 153, 154
Курская Магнитная Аномалия
(КМА) 58, 165, 166, 259
Кусинское 67
Лак Тио 65
Лако 114, 115
Лебязинское 88
Леккен 150
Лениногорское рудное поле 279
Линк-Лейк 76
Лотарингский бассейн 19
Лоуренс Ривер 67
Лялагуа 143
Магнитная (гора) 109
Майари 167
Майкаин 167
Майхура 110
Мак-Артур-Ривер 276
Мак-Миллан-Пасс 110
Малин 277
Мамская провинция 65
Манитоба район 77
Мансфельд 230
Маркадо 88
Маркакульское 88
Маунт Уайлер 114
Маунт-Айза 50, 63, 65, 276
Маунтин Пасс 90, 91, 93
Мвауди 80, 84
Меренского риф 79
Мертвое море 202
Минас Жераис 19, 114, 259
Минерал-Кинг 112
Минусинский бассейн 204, 224
Мир трубка 80, 84
Миргалимсай 246, 247
Миссисипской долины 276
Миссури 247
Михайловское 64, 166, 167
Мишен 111
Мойна 113
Молугоу 273
Мурунтау 43

- Мэдок 114
 Мэри Кетлин 114
 Наван 276
 Наманго 90
 Никопольское 212
 Ном 200
 Норильское 44, 50, 59, 74, 75, 79
 Норт-Лагуна 234
 Ноцара 137
 Ньюфаундленд 150
 Одихинча 90
 Озерное 59
 Олданио 90
 Оленегорское 64, 259
 Омсукчан 138
 Онон 134
 Онот 114
 Оруро 143
 Оутокумпо 63, 65, 149
 Охотско-Чукотский пояс 143
 Пайнт-Пойнт 242
 Палабора 59, 88, 90
 Песчанское 109
 Печенга 50, 59, 65, 76
 Пиритовый пояс 153
 Подмосковный бассейн 224
 Поркьюпайн 254
 Постмасбургское 167
 Потоси 143, 145
 Предкарпатский прогиб 204, 205, 239
 Предсудетское 230
 Прибалтийский бассейн 229
 Прииртышский рудный район 51, 148
 Пшибрам 138
 Раммельсберг 155, 276
 Рейнджер 43
 Рейнский грабен 205
 Рио Тинто 59
 Рондония 50
 Рудные Горы область 19
 Рудный Алтай провинция 23, 279
 Садбери 59, 63, 65, 68, 71, 73
 Садон 137
 Саксаганская синклиналь (район) 288
 Салаир 137, 139
 Салливан 50, 276
 Сангдонг 110
 Сарбайское 109
 Сатка 139
 Сахалинский прогиб 239
 Саяк 1 111
 Сеигоши 140
 Сигар Лейк 43
 Сикс-Майл 78
 Симапан 112
 Сокли 88, 90
 Соликамский бассейн 204
 Стилутер 43, 79
 Стойленское 64
 Страсбургский (Западно-Европейский) бассейн 205
 Суйон 114
 Сухой Лог 43, 63, 65
 Таджикская депрессия 239
 Таежное 268
 Талнах 71, 74, 75
 Тарква 66
 Тейское 110
 Телекское 167
 Тишинское поле 286
 Томас 146
 Тоншанькоу 111
 Трепча 112
 Тродос массив 150
 Тунгуска 146
 Тунгусский бассейн 224
 Турлан 174
 Турьинское 106
 Тырныауз 110
 Уануки 143
 Удокан 42, 63, 66, 236
 Узун-Гейзерная система 122
 Улугхемский бассейн 224
 Уруп 151
 Успенская зона 46
 Ушкошкон 113
 Ферганская впадина 239
 Филизчай 156
 Фрайберг 138

- Фуказава 147
Фушунь 228
Халиловское 167
Хаммерсли впадина 42, 66
Хапчеранга 137
Хибинский массив 86, 87
Хибинское 50
Хильдесхейм 175
Хокуроку район 153
Холоднинское 59, 63, 67
Хоумстейк 58, 63, 65
Хуан де Фука 45
Хэпи-Джек 234
Цехштейновый (Центрально-Европейский) бассейн 204
Чаттануга сланцы 230
Челекен 122, 244
Челябинский бассейн 224
Чиатурское 212
Чинейский массив 43, 79
Чукикамата 63, 132
Шаста-Кинг 147
Шерегеш 110
Шинколобве 138
Шинсава 147
Шэньси провинция 273
Экибастузский бассейн 224, 225
Элиот-Лейк 59, 66
Эльдорадо 47
Эль-Жаралито 110
Эмпайр 109
Эргани-Маден 150
Эрцбург 139
Южно-Ганноверская впадина 175
Яковлевское 166

Оглавление

Предисловие	3
Введение.....	4
ИСТОРИЯ ГОРНОРУДНОГО ПРОИЗВОДСТВА.....	8
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	23
Площади распространения полезных ископаемых.....	23
Морфология тел полезных ископаемых.....	25
Минералого-геохимические и текстурно-структурные характеристики руд.....	27
Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых.....	28
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПОЗИЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ КОНЦЕПЦИИ.....	33
Типы геосинклиналей.....	37
Тектоно-металлогенические зоны геосинклиналей.....	37
Полицикличность и асимметрия геосинклинального развития.....	41
Месторождения современных морских и океанических бассейнов.....	44
Области тектоно-магматической активизации.....	46
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПОЗИЦИИ МОБИЛИСТСКОЙ КОНЦЕПЦИИ.....	47
Соотношение между геосинклинальной и мобилистской моделями рудообразования.....	54
ГЛАВА 4. ПЕРИОДИЧНОСТЬ, ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННЫЕ УРОВНИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	56
Периодичность образования месторождений с учетом мобилистских представлений.....	60
ЭНДОГЕННАЯ СЕРИЯ.....	70
ГЛАВА 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	70
Ликвационные месторождения.....	70
Медно-никелевые сульфидные месторождения.....	70
Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения.....	79
Раннемагматические месторождения.....	79
Позднемагматические месторождения.....	85
ГЛАВА 6. КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	88
Физико-химические условия рудообразования.....	91
Эндогенные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом.....	94
ГЛАВА 7. ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	94
Типы пегматитов.....	94
Генезис пегматитов.....	99
Типы пегматитовых месторождений.....	101

ГЛАВА 8. СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	103
Физико-химические условия образования	104
Типы скарновых месторождений	108
Скарны и руды	114
ГЛАВА 9. АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖ- ДЕНИЯ	116
ГЛАВА 10. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	121
Гидротермальные изменения вмещающих пород и оруденение ...	123
Физико-химические и термодинамические условия рудообра- зования.	125
Классификация гидротермальных месторождений	130
Плутоногенные гранитоидные месторождения	132
Вулканогенные андезитовидные месторождения	139
Вулканогенные базальтоидные субмаринные (колчеданные) месторождения	146
Обобщенная модель рудообразования	148
Подразделение колчеданных месторождений	149
Кипрский подкласс	149
Уральский подкласс	151
Подкласс Куроко	153
ЭКЗОГЕННАЯ СЕРИЯ	158
ГЛАВА 11. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ	158
Условия образования месторождений в корях выветривания	158
Геохимические особенности кор выветривания	161
Особенности месторождений в корях выветривания	162
Предпосылки образования месторождений в корях выветри- вания	166
Гипергенные изменения месторождений	170
Физико-химические изменения месторождений	171
Строение и состав зон окисления металлических месторож- дений	171
Особенности окисления неметаллических месторождений	175
Представления о генезисе зон окисления	176
Инфильтрационные месторождения	177
ГЛАВА 12. ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	185
Особенности, предпосылки образования и типы осадочных месторождений	185
Механогенные месторождения и россыпи	186
Россыпные месторождения	187
Предпосылки образования россыпей	188
Алловиальные россыпи	190
Проллювиальные россыпи	193
Прибрежно-морские россыпи	193
Представления о механизмах образования россыпей	197
Хемогенные осадочные месторождения	201
Месторождения, образованные из коллоидных растворов	209
Биохимические месторождения	215

Месторождения фосфоритов	216
Осадочные месторождения горючих полезных ископаемых	222
Седиментационно-диагенетические концентрации металлов в черных сланцах	229
Месторождения карбонатных и кремнистых пород	231
ГЛАВА 13. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНО-КАТАГЕНЕ- ТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	232
Месторождения, связанные с грунтовыми водами	232
Месторождения артезианских бассейнов	235
Осадочно-катагенетические месторождения	238
МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ	252
ГЛАВА 14. МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ И МЕТАМОРФОГЕН- НЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	252
Общие особенности месторождений	252
Типы месторождений	256
Представления об условиях метаморфогенного рудообразо- вания	261
ГЛАВА 15. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖ- ДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	262
Основные петрофизические типы сред структурообразования	264
Геодинамические условия структурообразования	266
Механизмы деформирования	270
Геодинамическая систематика рудоносных структур	279
<i>Список литературы</i>	290
<i>Именной указатель</i>	291
<i>Предметный указатель</i>	294
<i>Указатель месторождений и районов</i>	296

Учебное издание

Старостин Виктор Иванович, Игнатов Петр Алексеевич

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Зав. редакцией

И.И.Щехура

Редактор

Г.С.Савельева

Переплет художника

Б.С.Казаков

Компьютерная верстка

И.Д.Труфанов

Изд. лиц. № 040414 от 18.04.97

Подписано к печати 20.12.96

Формат 60'90/16. Бумага кн.-журн.. Печать офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 19,0. Усл.-изд. л. 19,5. Тираж 1000. Заказ № 3177. Изд. № 5972.

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета
103009, Москва, ул. Б. Никитская 5/7.

Отпечатано в Производственно-издательском комбинате ВИНТИ
140010, Люберцы, Октябрьский пр., 403.

Тел. 554-21-86