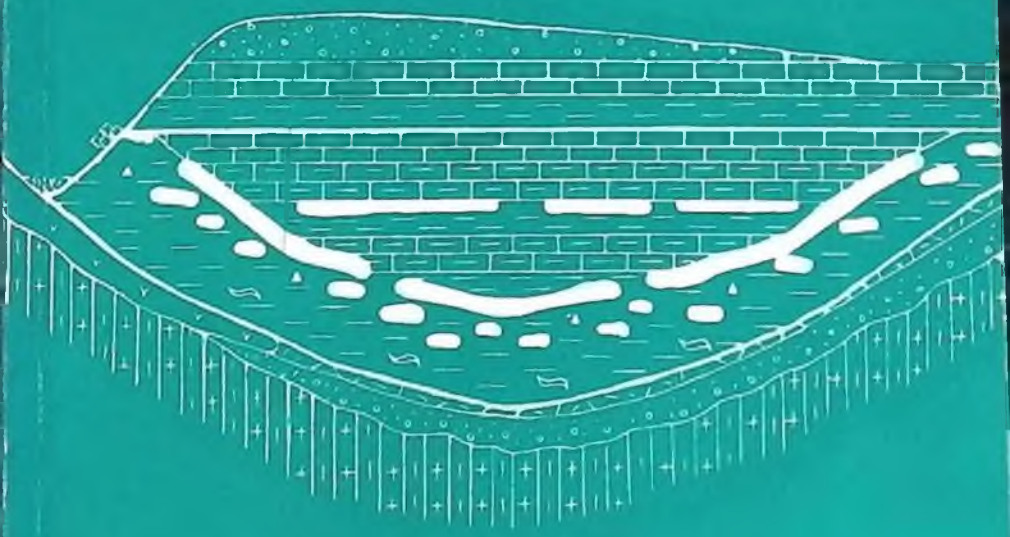
553
П-78

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ горно-химического сырья



553 | 47996
17-78 |
Прогнозирование и поиски месторождений
1990 | | | 0-75

Книга должна быть возвращена не позже указанного здесь срока

Количество предыдущих выдач

1646—1-85

2004
553
17-78

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ горно-химического сырья

ТЕХНИЧЕСКАЯ
Инв. № 47996

МОСКВА "НЕДРА" 1990

ББК 26.325.2
П 78
УДК 553.6.04:550.8.01

Авторы: *А.А. Озол*, д-р геол.-минер. наук, *А.С. Михайлов*, д-р геол.-минер. наук, *И.Н. Тихвинский*, д-р геол.-минер. наук, *А.С. Филько*, канд. геол.-минер. наук, *Н.Б. Валитов*, д-р геол.-минер. наук.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *А.Е. Лисицын*

П 78 **Прогнозирование** и поиски месторождений горно-химического сырья/А.А. Озол, А.С. Михайлов, И.Н. Тихвинский и др. – М.: Недра, 1990 – 223 с.: ил.
ISBN 5-247-01163-5

Изложены основы прогнозирования и поисков наиболее важных в промышленном отношении типов месторождений горно-химического сырья. Детально рассмотрены процессы образования неметаллов, их минерагения, прогноз залежей минерального сырья. В областях с разновозрастной континентальной корой выделены тектонические структуры, продуктивные на фосфатное сырье, сульфаты калия, природную соду, самородную серу, плавиковый шпат, борные руды. Определены возможности локализации поисков в ограниченных как по латерали, так и по вертикали зонах.

Для специалистов, занимающихся прогнозированием и поисками месторождений нерудного сырья.

П $\frac{1804050000 - 106}{043(01) - 90}$ 68 – 90

ББК 26.325.2

ISBN 5-247-01163-5

© Коллектив авторов, 1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геология в настоящее время находится на качественно новом этапе развития, названном эволюционизмом. Придя на смену катастрофизму и униформизму, эволюционизм синтезировал в себе идей о необратимом и в то же время цикличном характере развития геологических процессов в истории Земли, приводящих в итоге к круговороту вещества, частным выражением которого являются геохимические циклы. Круговорот вещества объединяет в диалектической взаимосвязи явления его эндогенной и экзогенной дифференциации, обусловливающие образование полезных ископаемых. В связи с этим все большее внимание привлекают к себе мобилистские концепции, в особенности тектоника литосферных плит, которая становится основополагающей не только при создании модели строения верхней оболочки Земли, но и при разработке теории ее развития. Как подчеркнул А.Л. Яншин в выступлении на 27 сессии Международного геологического конгресса (Москва, 1984 г.), эволюция геологических процессов определяет основные закономерности формирования месторождений полезных ископаемых, поэтому проведение исследований в этом направлении – необходимое условие дальнейшего повышения уровня научного обоснования их прогнозов.

В последние годы освещены с мобилистских позиций строение и развитие земной коры Евразии. Это позволило по-новому подойти и к решению некоторых важных проблем исторической и региональной металлогении. Значительный интерес вызывает рассмотрение с мобилистских позиций закономерностей размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых. Особое внимание следует обратить на выявление генетической связи не только между структурно-вещественными комплексами и неметаллическими полезными ископаемыми, но и между различными их видами. Важное значение среди них в настоящее время имеют такие дефицитные виды горнохимического сырья, как фосфаты, калийные соли, сера, природная сода, флюорит, бораты, прежде всего – основные генетические типы их месторождений, неизвестные в СССР, но выявленные за рубежом. Острую потребность в них испытывает не только химическая промышленность, но и сельское хозяйство: в США, например, только при производстве удобрений и инсектофунгицидов расходуется более 6 млн т серы и более 100 тыс. т боратов.

Добыча неметаллических полезных ископаемых во всем мире быстро увеличивается и в настоящее время превышает по стоимости добычу металлов почти в два раза. В 80-е годы XX столетия производство фосфатного сырья во всем мире составило 136 млн т в год (в том числе в США – около 42 млн т, в Марокко – 20 млн т, в КНР –

12 млн т), калийных солей (в пересчете на K_2O) – 9,6 млн т, природной соды (в основном в США) – более 8 млн т, газовой серы – 12,6 млн т, пиритной – 11,1 млн т и самородной – 13,8 млн т (в том числе в США – более 6, в Мексике – 1,33 и в Ираке – 0,49). Добыча флюорита превысила 4,4 млн т (в том числе в Мексике – 0,77 и в МНР – 0,7 млн т), боратов – 3 млн т (в том числе в США – 1,24, Турции – 1,74 и Аргентине – 0,14 млн т). По данным печати, общая стоимость добываемых неметаллических полезных ископаемых, составлявшая в 1974 г. 60 млрд дол., в 1977 г. – 70 млрд дол. (в том числе в США 12 млрд дол.), достигла в 1980 г. – около 80 млрд дол. (в США – 15 млрд дол., из которых на фосфатное сырье приходится более 800 млн дол., калийные соли – 200, природную соду – 320, самородную серу – 300, флюорит – 16 и бораты – 240). Темпы роста потребления неметаллов превышают 5 % в год. Как отмечалось на 3-ем Международном конгрессе по неметаллическим полезным ископаемым (Париж, 1978 г.), к концу текущего столетия прогнозируется трехкратное (по сравнению с 1977 г.) увеличение спроса на неметаллы, стоимость которых в 2000 г. достигнет 200 млрд дол.

Минерально-сырьевая база страны в настоящее время в основном обеспечивает потребности народного хозяйства в неметаллических полезных ископаемых. Однако учитывая их постоянно возрастающее значение, прежде всего для реализации Продовольственной программы СССР, а также неравномерность размещения месторождений на территории страны, сырьевая база горнодобывающих и перерабатывающих предприятий химико-лесного и агропромышленного комплексов, производящих, в частности, минеральные удобрения, нуждается в дальнейшем расширении и улучшении. Это относится как к нетрадиционным (перлитам, вермикулитам, цеолитам, диатомитам и трепелам, бентонитам, сепиолитовым и палыгорскитовым глинам), так и к традиционным (фосфоритовым рудам, калийным солям, сере, боратам) видам агрохимического сырья, сфера использования которых постоянно расширяется. Поэтому уточнение закономерностей размещения и образования месторождений агрохимического сырья и разработка их более достоверных генетических моделей является необходимой предпосылкой успешной реализации Продовольственной программы страны.

Многие вопросы, касающиеся строения и развития Земли, происхождения в ее верхней оболочке месторождений неметаллических полезных ископаемых, продолжают оставаться дискуссионными. Это нашло отражение в книге. Ее авторы неоднозначно оценивают роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании месторождений горно-химического сырья. Несмотря на спорность некоторых развиваемых в книге положений, различие в точках зрения позволило подойти к такой трудной и сложной проблеме, как прогнозирование

месторождений полезных ископаемых, с разных позиций и, следовательно, более объективно. Предлагаемые авторами генетические модели, созданные с использованием новейших достижений теории минерало- и рудообразования неметаллов и практики геологоразведочных работ, все же еще требуют дальнейшей разработки, уточнения и конкретизации. Тем не менее, авторы надеются, что изложенные в книге материалы и выводы будут способствовать повышению достоверности прогноза и эффективности поисков месторождений горно-химического сырья.

В книге показаны состояние минерально-сырьевой базы агропромышленного комплекса СССР, актуальность проведения минерагенических исследований, обеспечивающие ее дальнейшее развитие (А.С. Филько). Изложены теоретические аспекты исторической и региональной минерагении неметаллов, освещены особенности геохимической обстановки на разных стадиях тектонических циклов и в соответствующих им тектонических структурах, обосновано рудогенерирующее значение мест тройного сочленения плит, проведен геодинамический анализ закономерностей размещения и формирования месторождений горно-химического сырья. Развито представление об их генетических моделях как основе локального прогноза (А.А. Озол). Охарактеризованы главные промышленные типы месторождений фосфоритовых руд, их геолого-генетические модели и прогнозно-поисковые критерии (А.С. Михайлов). Усовершенствован комплекс прогнозно-поисковых критериев месторождений калийных солей (И.Н. Тихвинский). Рассмотрены взаимоотношения месторождений самородной серы и сероводородсодержащих газов, их статические и динамические модели, прогнозно-поисковые предпосылки и признаки (Н.Б. Валитов). Предложены генетические модели и прогнозно-поисковые критерии новых для СССР типов месторождений борных руд. Намечены пути дальнейшего повышения достоверности прогноза и эффективности поисков месторождений горно-химического сырья с целью дальнейшего укрепления и расширения минерально-сырьевой базы СССР (А.А. Озол).

СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АГРОПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА СССР И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ЕЕ РАЗВИТИЯ

В связи с бурным ростом населения планеты продовольственная проблема, как и энергетическая, является весьма актуальной. Как отмечают Г.М. Хиггине, А.Х. Касам и М. Шах, потребление минеральных удобрений по оценке ФАО (ЮНЕСКО) с 1905 по 1983 гг. увеличилось в 60 раз и достигло 130 млн т (питательного вещества). Несмотря на это, огромные территории площадью 2,5 млрд га практически не удобряются. В известной мере аналогичная ситуация сложилась и в СССР.

Трудом советских геологов создана мощная минерально-сырьевая база, способная удовлетворить в ближайшей перспективе потребности агропромышленного комплекса страны в любых видах сырья. Теперь уже трудно представить, что в начале текущего столетия Россия, будучи преимущественно аграрной, практически не производила минеральных удобрений. В 1913 г. производство их составило 70 тыс. т и основывалось на привозимых из Германии калийных солях. Поэтому не случайно, что с первых дней Советской власти в числе неотложных задач хозяйственного строительства, наряду с восстановлением соляных промыслов, было изучение и использование минеральных богатств для подъема химической промышленности. В 1918 г. был организован Главный комитет по удобрительным тукам и солям, в 1919 г. – Карабогазский комитет по изучению проблем добычи глауберовой соли в заливе Кара-Богаз-Гол, Научный совет по удобрениям в системе ВСНХ и др. В 20–30-е годы были открыты месторождения апатита Кукисвумчор и Юкспор на Кольском полуострове, месторождения фосфоритов Егорьевское под Москвой, в Актюбинской области и Верхнекамское месторождение калийных солей, на базе которого в 1935 г. выдал первую продукцию Соликамский комбинат. В последующие годы в результате геологоразведочных работ выявлены и оценены запасы одного из крупнейших в мире Каратауского бассейна фосфоритов, а также крупных месторождений калийных солей хлоридного типа – Старобинского и Петриковского в Белоруссии, Тюбегатанского в Узбекистане, Карлюкского и Карабильского в Туркменистане. Особое значение имело выявление месторождений калийных солей сульфатного типа – Стебникского и Калуш-Голынского на Украине.

В настоящее время СССР занимает второе (после США) место по добыче фосфатного сырья и первое по добыче калийных солей. Дальнейший рост производства минеральных удобрений сдерживается, наряду с другими причинами, „изъянами" разведанной сырьевой базы.

Основным источником фосфатных руд, обеспечивающих более 60 % производства фосфатных удобрений, является Хибинская группа месторождений апатита, сложенных высококачественными легкообогатимыми рудами. Достигнутые на месторождениях мощности по производству апатитового концентрата могут поддерживаться еще многие десятки лет. Однако для этого необходимо от преимущественно открытой добычи переходить на подземную с соответствующим увеличением капитальных вложений и затрат на саму добычу. В начале XXI в. начнется освоение месторождений с более бедными рудами и глубоких горизонтов эксплуатируемых объектов с неизбежными издержками в связи с подземной добычей. Для продления сроков добычи сырья на Кольском полуострове продолжаются поиски новых месторождений апатит-нефелиновых руд и более глубоких „этажей" оруденения. Кроме того, начата разведка месторождений с бедными по содержанию апатита комплексными апатит-магнетит-ильменитовыми легкообогатимыми рудами, пригодными для разработки открытым способом. При эксплуатации месторождений с бедными рудами большое значение имело бы полное использование нефелина, содержание которого увеличивается по мере снижения количества апатита. Запасы апатитовых руд могут быть пополнены также за счет апатит-карбонатитовых тел при условии использования карбонатной части для глиноземного производства. Среди других регионов СССР следует остановиться на Украине и Сибири.

На Украине наибольшего внимания заслуживает Новополтавское месторождение апатитовых руд в Запорожской области, детальная разведка которого завершится в 1989 г. В соответствии с планом развития добывающей отрасли месторождение будет освоено до 2000 г. Хорошие перспективы на Украинском щите имеются на открытие в щелочных породах габброидного ряда комплексных апатит-ильменитовых, а в карбонатитовых телах – апатит-редкометалльных руд. Хотя содержание фосфорного ангидрида в апатит-ильменитовых рудах редко превышает 4–6 % P_2O_5, им надо отдать предпочтение как более легкообогатимым, и поэтому перспективы развития сырьевой базы в этом регионе следует связывать именно с апатит-ильменитовыми рудами.

В Сибири в связи с консервацией работ по освоению Ошурковского месторождения апатитовых руд из-за резкого ограничения ресурсоиспользования в зоне оз. Байкал на первый план вышло Селигдарское месторождение. Ускорению его освоения способствует возможность открытой отработки предприятием большой мощности, а также строительство вблизи месторождения железной дороги. В Джугджурской провинции благоприятные предпосылки имеются для добычи апатит-ильменитовых руд с содержанием около 4–6 % P_2O_5, отличающихся легкой обогатимостью с извлечением в концентрат до 94 %

апатита. Несмотря на сложное географо-экономическое положение провинции, эксплуатация месторождений апатит-ильменитовых руд ожидается рентабельной.

Основным источником фосфатного сырья для производства минеральных удобрений за рубежом являются месторождения фосфоритов. В мировом балансе из общих разведанных запасов фосфатного сырья, включающего апатитовые и фосфоритовые руды, на долю последних приходится до 95 %, из мировой добычи – около 75 %. В СССР из общей массы запасов фосфатного сырья на долю фосфоритов приходится около 60 %, а из общего объема добычи всего лишь около 30 %.

Это убедительно свидетельствует об огромных потенциальных возможностях дальнейшего развития сырьевой базы производства фосфорных удобрений за счет открытия месторождений фосфоритов.

Важным поставщиком фосфатных руд, где сосредоточена, как и в Хибинах, треть ресурсов страны, являются месторождения микрозернистых фосфоритов Каратауского бассейна, руды которых отличаются высоким содержанием фосфора (24,5 % P_2O_5), но трудно обогатимы. Последнее обстоятельство является основной причиной замедленных темпов роста добычи фосфоритов. Сказывается также трудность шихтовки добываемых руд, характеризующихся значительными колебаниями вредных примесей (MgO, Fe_2O_3, $Si\,O_2$). Заметно улучшили технологию обогащения новые флотореагенты, которые позволили заменить традиционно применявшийся для разделения апатита и карбонатов пищевой крахмал и значительно повысить извлечение апатита из труднообогатимых руд карбонатного состава. Основной задачей, стоящей перед геологической службой в этом бассейне, является обеспечение прироста запасов для открытой добычи. Вместе с тем необходимо усиление общих с добывающей отраслью работ по совершенствованию технологической схемы обогащения фосфоритов карбонатного и карбонатно-кремнистого состава.

В сложных географо-экономических условиях находятся месторождения микрозернистых фосфоритов северной части Окино-Хубсугульского бассейна. Создание инфраструктуры и транспортные перевозки в этом бассейне требуют больших затрат, которые могут быть оправданными лишь при одновременном освоении разведанных месторождений других видов полезных ископаемых (асбеста, бокситов, графита и редких металлов).

Значительным резервом для роста добычи фосфатного сырья располагает Актюбинский бассейн, где разведано Чилисайское и изучается Богдановское месторождения желваковых фосфоритов. Освоение актюбинских фосфоритов сдерживается затянувшейся разработкой технологии их обогащения, доводкой получаемых концентратов до кондиционных по содержанию фосфорного ангидрита.

Немаловажный поставщик фосфатного сырья – Волжский бассейн,

где находятся Егорьевское, Вятско-Камское и Полпинское месторождения желваковых фосфоритов, которые отличаются повышенной растворимостью фосфатного вещества. Поэтому руды могут вноситься в почву в виде фосфоритной муки без переработки на концентрированные удобрения. Несмотря на возросшую потребность в фосфоритной муке и наличие значительных резервных запасов, рост добычи сдерживается, в частности, из-за непропорционального роста стоимости горного оборудования, недостаточной обеспеченности подъездными путями и транспортными средствами. Тем не менее целесообразно продолжить поиски новых месторождений желваковых фосфоритов как союзного, так и местного значения, а также их разведку и доизучение по согласованию с облагропромами. Не исключена возможность разработки месторождений с несколько пониженным (до 16 %) содержанием фосфорного ангидрита в руде, особенно при повышенной растворимости микрокристаллических фосфатов в лимонной кислоте, как это отмечается, например, на Осыковском месторождении в Донецкой области. Экономическая эффективность использования бедных руд в качестве удобрений в виде фосфоритной муки в Нечерноземной зоне может оказаться достаточно высокой в связи со значительным уменьшением затрат на обогащение.

На юге Сибири и Дальнем Востоке определенное количество фосфатного сырья также может быть получено при разработке сравнительно небольших месторождений желваковых и переотложенных фосфоритов. Их руды вполне пригоды для производства фосфоритной муки, особенно в сочетании с органическими удобрениями (лигнином, торфом, углем и т.д.).

В связи с намечающимся более широким использованием в качестве удобрений фосфоритной муки следует подчеркнуть значение ее тонкого измельчения в шаровых мельницах, которое повышает растворимость фосфатного вещества в 1,5–2 раза и позволяет избежать слеживания фосфоритной муки, а также предварительной механохимической активации с нарушением кристаллической решетки минералов, ведущей к повышению растворимости в 3–4 раза. Опытные работы свидетельствуют о высокой экономической эффективности использования предварительно измельченных и активированных фосфоритов, однако их широкое использование в сельском хозяйстве сдерживается отсутствием серийного выпуска необходимого для этих целей оборудования.

Значительный интерес вызывают ракушняковые фосфориты, которые легко обогащаются. В Ракверском фосфоритоносном районе, расположенном в Эстонской ССР, добыча ракушняковых фосфоритов по технико-экономическим расчетам представляется рентабельной, несмотря на сложные горнотехнические и гидрогеологические условия. Однако отработка месторождений может вызвать загрязнение

окружающей среды. Поэтому поисково-оценочные работы на ракушняковые фосфориты следует проводить на площадях с менее ранимой экологической обстановкой, например, в южной части Сибирской платформы.

В связи со сложным положением, создавшимся в решении проблемы поиска богатых и легкообогатимых фосфатных руд, в первую очередь в Сибири, необходимы критический пересмотр существующих закономерностей размещения и образования месторождений, создание более достоверных их генетических моделей, усовершенствование на этой основе комплекса прогнозно-поисковых критериев и переоценка установленных прогнозных ресурсов. Все это относится не только к микрозернистым и зернистым фосфоритам, которые, как уже отмечалось, за рубежом являются главным источником фосфатного сырья, но и к ракушняковым. Требуется повысить уровень научного обоснования как регионального, так и локального прогноза месторождений и разработки методики его проведения в условиях конкретных фосфоритоносных бассейнов, в которых будут осуществляться поиски, в целях повышения их эффективности.

Особого внимания среди фосфоритовых руд заслуживают зернистые фосфориты. На их долю приходится около 80 % от общих мировых запасов P_2O_5 в фосфоритах и лишь 12 % от общих запасов P_2O_5 в фосфоритах СССР. Приведенные данные показывают, что дальнейшее развитие сырьевой базы производства фосфорных удобрений следует вести за счет выявления зернистых фосфоритов. Это подтверждается открытием в Центральных Кызылкумах этих месторождений. С завершением разведки Джерой-Сардаринского месторождения появилась реальная возможность обеспечить химические заводы Средней Азии собственным сырьем. В целях наращивания промышленных запасов предусматривается разведка Каракатинского месторождения.

Важной задачей геологоразведочных работ на фосфатное сырье является улучшение географического размещения месторождений, что позволит уменьшить транспортные издержки при перевозках руд и удобрений. Поэтому одновременно с продолжением поисков залежей зернистых фосфоритов с наибольшими мощностями пластов в Кызылкумском бассейне, в частности в предгорьях хребтов Нуратау и Зеравшанского, следует развернуть поиски месторождений зернистых фосфоритов в других районах, расположенных, в частности, на южных окраинах Скифско-Туранской плиты.

Для ликвидации дефицита фосфорных удобрений, наряду с дальнейшим расширением сырьевой базы за счет открытия новых месторождений, необходимо ее более рациональное использование. Как установлено практикой, не менее 50 % растворимых удобрений, внесенных в почву, выносится, не успевая усваиваться растениями, при мелиорации почв и с атмосферными осадками. Максимальный вынос

питательных компонентов отмечается в кислых почвах, преимущественно развитых в Нечерноземной зоне РСФСР. В настоящее время разведана сырьевая база карбонатных пород (известняков и доломитов) для известкования кислых почв и принимаются меры по ускоренному росту их добычи. В дальнейшем задачи геологоразведочных работ по обеспечению каждого района карбонатными, гипсовыми и другими местными мелиорантами почв должны определяться совместно с облагропромами. При этом следует учитывать возможность получения мелиорантов за счет горнодобывающих и перерабатывающих предприятий, у которых некондиционные части горных пород, как и продукты переработки кондиционных руд, поступают в отвалы (известняки, доломиты, гипс, фосфатошлаки), а также в результате использования зол электростанций и т.д.

К новым видам мелиорантов относятся перлиты, вермикулиты, цеолиты, бентониты и палыгорскиты, которые в результате высокой сорбционной способности обладают хорошим пролонгирующим действием. При внесении в почву они вместе с влагой поглощают питательные вещества и постепенно отдают их растениям.

С открытием Непского месторождения калийных солей в Иркутской области сырьевая база производства калийных удобрений полностью обеспечивает запросы дальнейшего развития промышленности, включая требования к географическому размещению объектов. Основными поставщиками сырья для производства хлористых калийных удобрений до 2000 г. будут Верхнекамское и Старобинское месторождения, где главной задачей остается доразведка флангов эксплуатируемых месторождений с дополнительным изучением горнотехнических и гидрогеологических условий дальнейшей их разработки. Работы по доизучению ранее разведанных Тюбегатанского, Карлюкского и Карабильского месторождений целесообразны лишь накануне ввода их в эксплуатацию. На Непском месторождении предстоит детальная разведка с изучением горнотехнических и гидрогеологических условий разработки.

Месторождения калийных солей сульфатного типа не удовлетворяют запросы потребителя ни по качеству сырья, ни по географическому размещению (Казахстан, Украина). Поэтому предусматриваются поиски новых месторождений калийных солей. С этой целью в качестве опережающего этапа работ необходимо усовершенствование комплекса прогнозно-поисковых критериев применительно к калийным солям сульфатного типа и уточнение установленных прогнозных ресурсов. При разработке методики локального прогноза месторождений калийных солей этого типа следует ориентироваться на условия конкретных калиеносных бассейнов, в которых должны проводиться поиски.

Кроме минеральных (фосфорных, калийных) удобрений и хими-

ческих мелиорантов (известняки, доломиты, гипс, зола), большую роль в интенсификации сельскохозяйственного производства должны сыграть местные органо-минеральные удобрения и мелиоранты – торф, торфовивианиты, сапропели, окисленные угли и т.д. Большие перспективы открываются также при использовании лигнитов.

В отличие от США, располагающих громадными запасами природной серы, которая служит сырьем для производства кальцинированной соды, в СССР отсутствуют промышленные месторождения природной соды. Поэтому кальцинированную соду получают из поваренной соли и карбонатных пород аммиачно-хлоридным способом. Производство соды этим способом обходится дороже и связано со сложной проблемой ликвидации огромных количеств промышленных отходов, наносящих большой ущерб окружающей среде. Большой недостаток аммиачно-хлоридного способа – высокая энергоемкость, определяемая, главным образом, затратами на обжиг карбонатного сырья для получения углекислого газа. При использовании в технологическом цикле природного CO_2, получаемого попутно на нефтяных месторождениях из углеводородных газов, богатых CO_2 и H_2S, путем их разделения (с одновременным извлечением серы), взамен углекислого газа, получаемого при обжиге известняка или мела, производство соды должно удешевиться, а энергоемкость снизится. В этом отношении заслуживает внимания Индерский район Гурьевской области, где производство соды можно организовать на базе Индерского месторождения каменной соли и Тенгизского месторождения нефти, отличающегося необычно высоким содержанием CO_2 и H_2S в попутных газах, причем закачка промышленных отходов (хлоркальциевых вод) в нефтяные скважины позволит не только еще больше удешевить производство в результате увеличения нефтеотдачи, но и резко уменьшить загрязнение окружающей среды.

Тем не менее, поиски месторождений природной соды следует продолжить. Для повышения уровня научного обоснования регионального и локального прогноза ее месторождений необходим анализ с новых позиций условий локализации и формирования месторождений, усовершенствование комплекса критериев их прогноза и поисков с целью повышения их эффективности.

Основной источник элементарной серы в СССР – месторождения самородной серы Предкарпатского, а также Средневолжского и Гаурдак-Кугитангского бассейнов. Достигнутые на месторождениях мощности в настоящее время не в состоянии обеспечить полностью потребности народного хозяйства. Дефицит по самородной сере может быть погашен за счет утилизации серосодержащих продуктов из природных и производственных газов. Их значение как источника серы неуклонно возрастает. Если в 1985 г. на долю самородной серы приходилось 67 % от общего производства элементарной серы в стране, то в 1990 г.

ее доля снизится до 37 %. В целом на самородную серу и серосодержащие газы в общем балансе производства элементарной серы в стране приходится 90 %. В перспективе до 2000 г. и далее их ведущая роль сохранится при возрастании значения газовой серы, получаемой попутно при эксплуатации месторождения сероводородсодержащих газов, которые в дальнейшем станут основным поставщиком серы. Значительное ее количество получают также из пирита, извлечение которого при обогащении сульфидных руд должно стать более полным.

Основной базой борорудной промышленности СССР являются скарновые и галогенные месторождения, за рубежом – вулканогенно-осадочные. Прогнозирование и поиски следует проводить применительно к месторождениям бора всех трех генетических типов, акцентируя при этом внимание на оценку перспектив выявления борных месторождений нового для СССР вулканогенно-осадочного типа.

Таким образом, постоянно возрастающая потребность агропромышленного комплекса СССР в сырье, как и необходимость улучшения размещения месторождений на территории страны, определяют актуальность проведения научно-исследовательских работ по повышению достоверности прогноза и эффективности поисков месторождений богатых и легкообогатимых фосфатных руд (прежде всего зернистых фосфоритов), калийных солей сульфатного типа, борных руд и самородной серы. Улучшение результативности поисковых работ позволит обеспечить развитие фронта разведочных работ на объектах с более высококачественными рудами по сравнению с добываемыми, а в итоге – к дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ КАК ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ БАЗА ИСТОРИЧЕСКОЙ И СПЕЦИАЛЬНОЙ МИНЕРАГЕНИИ НЕМЕТАЛЛОВ

В качестве основополагающей в книге использовались концепция плитной тектоники в ее усовершенствованном варианте, учитывающим тектоническую расслоенность литосферы, дополненная учением об эволюции геологических процессов, с учетом результатов исследований в области петрологии [19], по-новому раскрывающих основные черты развития магматизма и механизма связей между процессами магматизма, метаморфизма и рудообразования. С современными представлениями о строении и развитии литосферы (в обеих его формах, включающих как эволюционные, так и революционные этапы) связана металлогеническая концепция о возникновении в геологической истории закономерно повторяющихся геолого-металлогенических этапов, которые на фоне общего направленного, необратимого развития процессов рудообразования определяют их цикличность.

Расчленение геологической истории на этапы составляет основу ее не только тектоно-магматического, но и металлогенического анализа. Применительно к цикличной повторяемости магматизма закономерно повторялось формирование плутоногенных и вулканогенных рудных образований, позволяющее выделять последовательные эпохи их возникновения [29]. В соответствии с этой концепцией сделана попытка использовать расчленение геологической истории на этапы при минерагеническом анализе в связи с прогнозированием месторождений неметаллических полезных ископаемых. Применение новых подходов и путей минерагенического анализа вызвано необходимостью повышения эффективности прогнозных и поисковых работ на неметаллы, потребность в которых из года в год возрастает.

Основные положения тектоники плит

Концепция плитной тектоники объединяет, как известно, гипотезы Г.Г. Хесса и Р.С. Дица о спрединге океанического дна с идеями А.Л. Вегенера о дрейфе континентов и основывается на положении о первичной расслоенности верхней мантии и земной коры с их разделением на астеносферу (вязкий, частично расплавленный слой верхней мантии) и литосферу (прочный подвижный поверхностный слой), которая в свою очередь разделяется границей Мохоровичича на ультрамафитовый слой верхней мантии и земную кору. Литосфера состоит из ряда плит, ограниченных сейсмическими поясами, в пределах которых высвобождается большая часть генерируемой на глубине энергии. Литосферные плиты обычно включают регионы как с океанической, так и с континентальной корой. Среди крупных плит исключение составляет лишь Евразиатская, имеющая в основном континентальную кору. При перемещении плит относительно астеносферы и их взаимодействии друг с другом на границах плит происходит их раздвигание, поглощение или скольжение (вдоль трансформных разломов). При этом над зонами раздвигания и поглощения плит формируются тектонические структуры, характеризуемые, подобно современным океанам и континентам, „впаянным" в литосферные плиты, корой соответственно океанического и континентального типов.

В настоящее время тектоника плит – наилучшая модель развития тектонических и магматических процессов в фанерозое, но и она в связи с быстрым прогрессом в области изучения литосферы нуждается в известных поправках, вытекающих из большей, чем это предполагается тектоникой плит, тектонической и магматической мобильности вещества. Об этом свидетельствуют, в частности, сложность физических и реологических свойств литосферы, наличие в ней многочисленных неоднородностей [25].

Согласно концепции плитной тектоники в ее усовершенствован-

ном варианте, наряду с движением литосферных плит относительно астеносферы, происходит перемещение по разделу Мохоровичича внутрилитосферных мантийных и коровых пластин с образованием „пакетных" систем сравнительно тонкопластинчатых надвигов, получивших в США название „тин–скине–трастинг" [45][1]. При дифференцированных движениях плит и пластин в литосфере формируются различные по природе неоднородности, особенно четко выраженные близ поверхности Мохоровичича, которые обусловливают специфику проявления магматической деятельности. В мантийных неоднородностях, возникающих при деструкции и растяжении коры, развивается базальтоидный магматизм, в коровых – обычно приуроченных к активным окраинам континентов или областям их столкновения, гранитоидный. В конечном счете дифференцированные движения литосферных плит и внутрилитосферных пластин, приводящие к возникновению многочисленных неоднородностей, определяют строение, состав и развитие земной коры, а также многие явления магматической деятельности, происходящей как по окраинам, так и внутри плит.

Несмотря на неразрывную связь между движением литосферных плит и внутрилитосферных пластин, главным фактором развития земной коры является перемещение литосферных плит, которое определяет ее направленный и вместе с тем цикличный характер. В связи с этим в основном рассматриваются явления, происходящие на границах литосферных плит, как наиболее изученные и более значимые не только по масштабу магматической деятельности, но и по их влиянию на процессы рудообразования неметаллов.

Развитие земной коры в течение каждого тектонического цикла протекает, как известно, в несколько стадий. Наибольший интерес вызывают начальная и завершающая стадии цикла, характеризуемые качественным изменением строения и состава коры. На начальной стадии на месте континентальной коры формируется океаническая. На завершающей, наоборот, остатки океанической коры трансформируются в континентальную. При этом соотношение объемов и состав продуктов магматической и связанной с ней газово-гидротермальной деятельности существенно меняются. Соответственно меняется и ее роль как в магматогенном, так и в осадочном породо- и рудообразовании. Поэтому структурно-вещественным комплексам и геологическим формациям, отвечающим каждой из этих стадий, присуща четко выраженная геохимическая специализация, предопределяющая особенности их минерагении, возможность формирования не только магматогенных, но и осадочных месторождений неметаллических

[1] Под такими надвигами в США уже открыты крупные залежи нефти и возможно выявление месторождений других полезных ископаемых.

полезных ископаемых, возникающих при участии продуктов магматической дифференциации вещества в процессах его осадочной дифференциации. Возрастающий интерес в связи с этим вызывают вулканогенно-осадочные месторождения, в частности, отдаленные и камуфлированные, ранее относимые к собственно осадочным, но отличающиеся от них четко выраженными признаками полигенной природы минерального вещества.

Особенности минерагении структурно-вещественных комплексов, сформированных в процессе трансформации океанической коры в континентальную

Основным процессом развития земной коры на территории Евразии была трансформация океанической коры в континентальную [10, 34]. Процесс становления континентальной коры, который в разных регионах завершался в разное время, происходил в глобальные эпохи тектоно-магматической активности земной коры, завершающих крупные тектонические циклы. Таких эпох в геологической истории Евразийского континента было семь: карельская, позднерифейская, ранне-среднедевонская, позднепалеозойская (середина карбона–ранняя пермь), раннемезозойская (конец триаса – начало юры), позднемезозойская (поздний мел) и альпийская (олигоцен–миоцен–начало плиоцена). Это обстоятельство легло в основу тектонического районирования, в соответствии с которым на территории Евразии выделены области с континентальной корой, сформированной к началу рифея, к началу фанерозоя, в раннем и среднем девоне, в среднем карбоне – ранней перми, в конце триаса – начале юры, в позднем мелу, в олигоцене, миоцене – начале плиоцена и формирующейся вплоть до настоящего времени.

В областях с докембрийской континентальной корой, сформированной к началу рифея или фанерозоя, к которым на территории СССР относятся Восточно-Европейская и Сибирская платформы, к структурно-вещественным комплексам, отвечающим различным стадиям трансформации коры, включая завершающую (без платформенного чехла), приурочены в основном эндогенные – магматические и карбонатитовые месторождения апатита (Скандинавский, Украинский и Алданский щиты), магматические месторождения серного колчедана (Печенга–Мончегорский район), гидротермальные месторождения плавикового шпата (Украинский, Скандинавский и Алданский щиты, Енисейский кряж) и скарновые месторождения борных руд (Скандинавский, Алданский и Сина-Корейский щиты, Полярный Урал). В зонах тектоно-магматической активизации, расположенных в областях с докембрийской континентальной корой, локализуются самые крупные

месторождения апатита (Карело-Кольская и Маймеча-Котуйская провинции), местами с содовой минерализацией (Хибинский и Ловозерский массивы). С глубинными разломами и трапповым магматизмом, нередко предшествующим внутриконтинентальному рифогенезу, связаны гидротермально-метасоматические рудопроявления цеолитов и давсонита (Тунгусская синеклиза), а также ликвационные месторождения колчеданных руд, сопровождаемые зонами развития сепиолитовых глин (Норильский район).

В областях с палеозойской континентальной корой, сформированной в раннем, среднем девоне и в середине карбона – ранней перми, к структурно-вещественным комплексам, возникшим на разных стадиях трансформации коры, наряду с магматическими и карбонатитовыми месторождениями апатита (Забайкалье, Казахстан) и колчеданными месторождениями гидротермально-метасоматического, вулканогенно-осадочного и комбинированного типов (Алтае-Саянская область, Забайкалье, Средняя Азия, Урал), гидротермальными и скарновыми месторождениями плавикового шпата, борных руд (Алтае-Саянская область, Казахстан, Чаткало-Кураминский хребет, Урал и т.д.), приурочены также осадочные месторождения – крупные залежи микрозернистых фосфоритов (Каратауский, Окино-Хубсугульский, Алтае-Саянский бассейны, Пиренейский п-ов).

В зонах тектоно-магматической активизации, расположенных в областях с палеозойской континентальной корой, с глубинными разломами и трапповым вулканизмом связаны туфогенно-осадочные цеолиты и давсонитовая минерализация (Кузнецкий прогиб). В областях с мезозойской континентальной корой, сформированной в конце триаса–начале юры и в позднем мелу, к аналогичным комплексам приурочены гидротермально-метасоматические или вулканогенно-осадочные месторождения цеолитов и бентонитов (Сихотэ-Алинская область, Охотско-Чукотский пояс), фосфоритов (Удско-Селемджинский бассейн), колчеданных руд (Внутренняя Япония) и самородной серы (Охотско-Чукотский пояс), гидротермальные месторождения флюорита (МНР, Забайкалье) и скарновые месторождения бора (Корейский п-ов, Верхоянье, Сихотэ-Алинская область, Джугджур).

В областях с кайнозойской континентальной корой, сформированной в олигоцене, миоцене–начале плиоцена, наряду с гидротермально-метасоматическими и вулканогенно-осадочными месторождениями цеолитов и бентонитов, широко распространенными в Альпийско-Гималайском поясе (Кавказ, Карпаты и т.д.), колчеданных руд и самородной серы (Турция, Кавказ), флюорита (НРБ, Италия, Иран, Афганистан) и бора (Турция, Кавказ, Иран, Памир), находятся крупные залежи сепиолитовых и палыгорскитовых глин (Турция, Закавказье), зернистых фосфоритов (Марроканский и Алжиро-Тунисский бассейны), калийных солей сульфатного типа (Предкарпатский прогиб, Восточно-

Шкаф 1
Инв. № 47996

Словацкая впадина), давсонита (Закарпатье) и соды (Турция), а в областях с формирующейся континентальной корой – цеолиты, бентониты (Сахалин, Камчатка, Япония), колчеданные руды и самородная сера (Камчатка, Курилы, Япония).

С зонами современного раскрытия на краях континентальных блоков, кроме того, связаны парогазотермальные месторождения флюорита, образующие пластовые тела в четвертичных озерных отложениях, и боратов, осаждающихся в искусственно создаваемых бассейнах типа „лагони".

В каждой из выделенных областей континентальная кора в процессе становления претерпевала полный цикл тектонического развития, известный в зарубежной литературе под названием цикла Уилсона, который начинался с раскалывания и раздвижения континентов, сопровождавшихся раскрытием океанических структур, и завершался сближением и столкновением континентов, приводивших к закрытию океанических пространств. Нередко, однако, различные циклы накладывались друг на друга. Например, циклы, начавшиеся с раскалывания материка Пангея и раскрытия океанов Тетис в триасе и Атлантического – в юре. Это обстоятельство сильно усложняет общую картину. Тем не менее, если в последовательности процессов развития океанических пространств использовать в качестве основного критерия момент их закрытия, а в качестве признака столкновения континентов офиолитовые швы, то определение отдельных циклов в региональном плане, по мнению Ж. Обуэна, вполне возможно, и каждый из них выделяется достаточно обоснованно.

В соответствии с последовательностью процессов раскалывания – столкновения континентов или раскрытия – закрытия океанов, в каждом орогеническом цикле выделяются четыре стадии развития земной коры: рифтогенная, океаническая, переходная к континентальная [10, 34]. Каждой из них отвечают тектонические структуры, характеризуемые высокой магматической активностью. Рифтогенной стадии соответствуют внутриконтинентальные рифты и швы начальных этапов раскрытия океанических структур, океанической – срединно-океанические хребты с проявлением на обеих стадиях мантийного магматизма, представленного толеит-базальтовой серией при широком развитии во внутриконтинентальных рифтах также щелочных серий. Переходной стадии отвечают системы типа островодужный желоб–островная дуга–окраинное море и, наконец, континентальной – окраинно-континентальные орогены с проявлением на этих стадиях как мантийного, так и корового магматизма, первый из которых представлен, главным образом, толеит-базальтовой и щелочно-калиевой, второй – андезитовой сериями при преобладающем развитии в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов щелочно-калиевой, в средних – андезитовой серией.

В областях с докембрийской континентальной корой к рифтогенной стадии и/или к внутриконтинентальным рифтам, не перешедшим в дальнейшем в океанические структуры, значительно реже – к начальной стадии их раскрытия приурочены залежи туфогенно-осадочных цеолитов (Африканский рифт), сепиолитовых и палыгорскитовых глин (Припятский прогиб, Московская синеклиза, грабены Красного и Мертвого моря), месторождения апатита, наиболее крупные из которых, расположенные в Карело-Кольской провинции, связаны с Северо-Атлантическим [20, 26], в Маймеча-Котуйской – с Хатангским рифтом, другие (Енисейский кряж) – с зонами начальной стадии раскрытия дофанерозойских океанов.

По-видимому, в аналогичных структурах в условиях сейсмической активности, вызванной близостью областей активной вулканической деятельности, в отложениях докембрия в ассоциации с углеродистым, карбонатным и кремнистым материалом, минералами марганца, сульфидным железом, полиметаллами и золотом локализуются, по данным И.С. Боровской, высокоуглеродистые фосфориты, которые по степени раскристаллизации фосфатного вещества занимают промежуточное положение между апатитами и фосфоритами; в отложениях фанерозоя – залежи калийных солей хлоридного типа, в подстилающих и/или перекрывающих их отложениях – проявления давсонитовой минерализации (Припятский прогиб и т.д.) и природной соды (Африканский рифт), колчеданные месторождения (Енисейский кряж), а также флюоритовые (в частности ратовкитовые) руды (Днепрово-Донецкая впадина, Московская синеклиза, Африканский рифт). К областям с палеозойской континентальной корой к этой же стадии и к соответствующим ей тектоническим структурам приурочены не только апатитовые (Северный Казахстан), но и фосфоритовые руды (Центральный Казахстан). К океанической стадии, наряду с залежами цеолитов (о-в Исландия) и сепиолит-палыгорскитовых глин (Атлантический океан), приурочены колчеданные руды (Алтае-Саянская область, Прибайкалье, Средняя Азия, Кипр), а также ряд месторождений магнезита и талька (Италия, Греция, Кипр, Египет).

В переходную стадию образуются залежи цеолитов (Сахалин, Корякское нагорье, Камчатка, Курильские о-ва), микрозернистые фосфориты, расположенные на блоках древней континентальной коры на разном удалении от островных дуг, в краевых морях (крупнейшие Каратауский и Хубсугульский бассейны, Северный Казахстан, Пиренейский п-ов), колчеданные руды (Забайкалье, Урал, Кавказ, Япония) и самородная сера (Камчатка, Курилы, Япония, Индонезия). В вулканогенно-терригенно-карбонатных отложениях краевых морей залегают, кроме того, гидротермальные и скарновые месторождения флюорита и бора (Казахстан, Забайкалье, Сихотэ-Алинь, Кавказ и т.д.). В самом конце переходной стадии, как и в континентальную стадию, в

процессе формирования окраинно-континентальных орогенов, наряду с залежами цеолитов, образуются гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов (Сихотэ-Алинская область, Охотско-Чукотский пояс, Монголо-Охотская область, Альпийско-Гималайский пояс, Камчатка, Сахалин и т.д.). К завершающим этапам переходной стадии приурочены также залежи апатитовых руд (Забайкалье, Казахстан), калийных солей сульфатного типа (Предкарпатский прогиб, Восточно-Словацкая впадина) и самородной серы (Камчатка, Япония).

В континентальную стадию на отвечающих ей окраинно-континентальных орогенах или в прилегающих к ним краевых прогибах формируются залежи сепиолитовых (Чаткало-Кураминский хребет) и палыгорскитовых глин (Среднеараксинская депрессия), пластовые аллофаны (Мисхано-Зангезурский хребет), магнетит-апатитовые и апатитовые руды (Алтае-Саянская область, Мексика, Малый Кавказ, Чили), калийные соли сульфатного типа (отдельные районы Прикаспийской впадины и бассейна Мидконтинента), давсонитовая минерализация (Урал, Япония, Закавказье, Закарпатье и т.д.), залежи природной соды (Турция, Памир), самородной серы (Охотско-Чукотский пояс, Кавказ, Апеннинский п-ов, Турция). В окраинно-континентальных орогенах локализуются также месторождения флюорита (Центральный и Южный Казахстан, Урал, Чаткало-Кураминский и Таласский хребты, НРБ) и бора (Джунгаро-Балхашская зона, Забайкалье, Джугджурский хребет, Верхоянье, Анатолийское плато, отдельные районы Прикаспийской впадины и т.д.).

Формирование фанерозойской континентальной коры происходило, как правило, в результате сочетания различных способов с преобладанием в одних регионах автохтонного (субдукция), в других аллохтонного (обдукция) механизма [34]. Автохтонный способ реализуется при пододвигании, или субдукции, комплекса пород верхней мантии и океанической коры под вновь формирующуюся континентальную кору с образованием окраинно-континентальных орогенов, в пределах которых плутоно-вулканическая активизация проявляется не только в зонах развития новообразованной, но и, следуя границе океан–континент, в соответствующих участках древней континентальной коры (Алтае-Саянская область, Центральный Казахстан). Аллохтонный способ реализуется при надвигании, или обдукции, комплекса пород верхней мантии и нижнего слоя океанической коры на континентальные окраины (Уральский складчатый пояс) или гранитно-метаморфических блоков более древней континентальной коры на океаническую кору (Альпийский пояс Средиземноморья) с образованием окраинно-континентальных орогенов, обрамленных краевыми прогибами. При первом из рассмотренных механизме обдукции гранитный магматизм получает широкое, при втором – локальное развитие.

В областях с фанерозойской континентальной корой, независимо от способа ее формирования, встречаются магнетит-апатитовые руды, колчеданные месторождения, а также гидротермальные месторождения флюорита и скарновые месторождения бора. Для областей с континентальной корой, сформированной аллохтонным способом, характерна давсонитовая минерализация; в зонах надвигания гранитно-метаморфических блоков более древней континентальной коры на океаническую кору, кроме того, распространены калийные соли сульфатного типа и природная сода, инфильтрационно-метасоматические месторождения самородной серы и вулканогенно-осадочные месторождения флюорита и бора.

Для континентальной стадии, независимо от способа формирования коры, характерны два основных режима тектонического развития: орогенный и платформенный [34]. В отличие от переходной стадии, в конце которой во время формирования гранитно-метаморфического слоя на ранних этапах орогенного режима образуются вулканические комплексы, ассоциирующие с нижней молассой, в континентальную стадию на поздних этапах орогенного режима над зонами Заварицкого–Беньофа формируются плутоно-вулканические комплексы в ассоциации с верхней молассой, заполняющей меж- и предгорные впадины, а также краевые прогибы.

В условиях орогенного режима формируются, как уже отмечалось, месторождения цеолитов и бентонитов, апатитовых руд, калийных солей сульфатного типа и самородной серы. Преимущественно на его поздних этапах образуются сепиолитовые и палыгорскитовые глины, пластовые аллофаны, в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов (Кордильеро-Андийского, Альпийско-Гималайского) – давсонитовая минерализация и природная сода, а в зонах сочленения краевых прогибов (Предкарпатского, Месопотамского) с древними платформами – инфильтрационно-метасоматические месторождения самородной серы.

К позднеорогенному и посторогенному – субплатформенному этапам приурочены гидротермальные (Центральный и Южный Казахстан, Урал, Чаткало-Кураминский и Таласский хребты) и вулканогенно-осадочные (Апеннинский п-ов) месторождения флюорита, скарновые (Сихотэ-Алинская область, Джугджурский хребет, Южный Памир) и вулканогенно-осадочные (Анатолийское плато) месторождения бора. В тыловых частях окраинно-континентальных орогенов, в структурах, наследующих краевые моря, на субплатформенном этапе их развития находятся осадочные месторождения флюорита (Северогерманская впадина) и галогенные месторождения бора (Прикаспийская впадина). На прилегающих к окраинно-континентальным орогенам частях

платформ формируются туфогенно-осадочные месторождения бентонитовых (Восточно-Европейская и юг Сибирской платформ, Средняя Азия, Южный Казахстан и т.д.) и сепиолит-палыгорскитовых глин (плато Устюрт, Украинский щит). И, наконец, в условиях платформенного режима образуются осадочные месторождения бентонитов, каолина, зернистых (Центрально-Кызылкумский бассейн), желваковых и ракушечных фосфоритов (Волжский, Актюбинский и Прибалтийско-Ладожский и др. бассейны), калийных солей (Иркутский амфитеатр, Приволжская моноклиналь, Балтийская синеклиза, Средняя Азия и т.д.) и сульфатов натрия (оз. Кучук, Залив Кара-Богаз-Гол, п-ов Бузачи, Кегенская впадина), проявления давсонитовой (Прикаспийский) и содовой минерализации (Якутия, Забайкалье, Кызылкумы), небольшие месторождения самородной серы (Поволжье), а также рудопроявления флюорита, бора (Приуралье и т.д.).

Между основным этапом развития процесса преобразования океанической коры в континентальную, обычно приуроченным к главной складчатости и протекающим в условиях орогенного режима, фиксируемого по молассам, и последующими этапами континентальной стадии, происходящими в условиях платформенного режима и характеризующимися накоплением платформенного чехла, интервал времени часто оказывается очень продолжительным, а геологическая история весьма сложной. В это время, кроме протоорогенного комплекса, формируются и дейтероорогенные, оторванные от него в пространстве и времени. Дейтероорогенные комплексы, включающие магматические породы щелочного ряда, образуют вулканические пояса или изолированные друг от друга тела вулканогенных, вулканогенно-осадочных или осадочных формаций. В их составе среди вулканитов преобладают лавы и пирокластолиты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых [32], также имеющие большое значение в процессах рудообразования неметаллов. В Северной Евразии проявления мощного дейтероорогенеза фиксируются в Центрально-Азиатском поясе, особенно в его восточной части. Им захватывается также Алданский щит и т.д.

С дейтероорогенным магматизмом во многом сходен внутриплитный, проявляющийся в „горячих точках" в условиях платформенного режима. Внутриплитный магматизм характеризуется кольцеобразными интрузивами, сложенными нефелиновыми сиенитами и ультраосновными породами с карбонатитами (Эль-Увейнат в Египте и т.д.). Вулканиты представлены лавами и пирокластолитами в основном риолитового, реже трахитового состава. В ассоциации с ними нередко встречаются щелочные базальты, обедненные ^{87}Sr. К карбонатитовым телам приурочены магматические и метасоматические месторождения апатита и вермикулита. С корами выветривания щелочных базальтов связаны месторождения сапфира и рубина (Кампучия, Таиланд) [20].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА РАЗДВИГАЕМЫХ И ПОГЛОЩАЕМЫХ ОКРАИНАХ ПЛИТ

Время и стадия становления континентальной коры определяют характер магматизма, соотношение объемов и состав продуктов интрузивной, экструзивно-эффузивной, эксплозивной и газово-гидротермальной деятельности, которая в свою очередь оказывает решающее влияние не только на строение и состав структурно-вещественных комплексов и геологических формаций, но и на их минерагеническую специализацию. В отличие от дорифейской континентальной коры, формирование которой происходило в основном за счет дифференциации мантийного вещества [34], при формировании континентальной коры в рифее и фанерозое, наряду с мантийным, широко проявился коровый магматизм.

Как уже отмечалось, каждый из этих двух основных типов магматизма, существенно различающихся по своей природе, получал развитие на определенных стадиях орогенического цикла – в соответствующих им геоструктурных позициях, значительно отличаясь при этом в зависимости от механизма формирования континентальной коры и режима тектонического развития регионов. Особый интерес, с точки зрения выявления геохимической и минерагенической специализации мантийного и корового магматизма, представляют данные А.А. Беуса, В.И. Герасимовского с соавторами, И.Н. Говорова с соавторами, В.И. Кононова, Я.А. Косалса, Б.Г. Лутца, Е.К. Мархинина и Д.С. Стратула, С.И. Набоко, Л.П. Никитиной, К. Гельваси (C. Helvaci), Ю.П. Трошина, Д.Б. Давсона и Р. Фурге (J.B. Dawson, R. Fuge) и других о концентрации в вулканических породах и гидротермальных растворах элементов, относящихся по классификации А.Н. Заварицкого к группе магматических эманаций (P, S, F, B и др.).

Раздвигаемые (конструктивные) окраины плит

Начальные стадии орогенических циклов, как и отвечающие им тектонические структуры – внутриконтинентальные рифты и срединно-океанические хребты, характеризуются проявлением толеит-базальтового магматизма, которому свойственно автономное развитие без существенного взаимодействия магматических расплавов с веществом мантии или коры в промежуточных очагах. Толеит-базальтовые серии представлены, главным образом, основными (габброиды, толеитовые базальты) породами, реже средними (ферродиориты, исландиты) и кислыми (щелочные граниты, пантеллериты и т.д.) дифференциатами [19].

Содержание породообразующих и малых элементов в толеитовых базальтах, приуроченных к разным по типу тектоническим структу-

рам, значительно отличается. Так, содержание кремнезема в названных породах во внутриконтинентальных рифтах (48, 70 %) и на срединно-океанических хребтах (49, 58 %) заметно ниже, чем на островных дугах и окраинно-континентальных орогенах (> 50 %).

Среднее содержание фосфора в толеитовых базальтах, равное 0,28 % P_2O_5, находится в зависимости от стадии развития земной коры и глубины выплавления мантийной магмы: во внутриконтинентальных рифтах, достигая местами 0,64 % P_2O_5, оно составляет в среднем около 0,4 %, что в 2–3 раза выше, чем на срединно-океанических хребтах (0,16 %). В процессе дифференциации мантийной магмы происходит обеднение фосфором как ультраосновных (0,04 % P_2O_5), так и средних (0,12 % P_2O_5), особенно кислых (0,02 % P_2O_5) пород. Содержание серы, присутствующей в толеитовых базальтах, варьирует от следов до 0,15 %.

Подобно фосфору, содержание фтора в толеитовых базальтах внутриконтинентальных рифтов, местами достигающее 400–480 г/т, значительно выше, в среднем 200 г/т, чем на срединно-океанических хребтах. Но в отличие от фосфора, при дифференциации магмы наблюдается не обеднение, а обогащение фтором средних и кислых пород (до 1700 г/т). Содержание бора как в толеитовых базальтах, так и в исландитах и пантеллеритах стабильно низкое (не более 12 г/т). Концентрация фтора и бора в гидротермальных растворах, связанных с породами толеит-базальтовой серии, обычно небольшая (табл. 1). Содержание первого изменяется от 0,05 до 1,5 мг/кг и лишь в отдельных случаях (Исландия) повышается до 192 мг/кг, содержание второго, как правило, не превышает 12,2 мг/кг.

Во внутриконтинентальных рифтах, наряду с толеит-базальтовым и бимодальным вулканизмом базальт-риолитового состава, широко проявлен щелочной магматизм, развитию которого способствует

Таблица 1

Среднее содержание фтора и бора (г/т) в вулканических породах толеит-базальтовой серии и в связанных с ними гидротермальных растворах

Породы и гидротермальные растворы	F	B
Толеитовые базальты:		
внутриконтинентальные рифты	200	6
срединно-океанические хребты	100	6
в среднем по обоим типам структур	150	6
Исландиты	1170	8
Пантеллериты	880	8
Гидротермальные растворы	до 192	7,8–12,2

замещение магматическими расплавами магнезиальных пород коры (мраморы, доломиты и т.п.). С переходом от вулканизма трещинного типа к центральному в результате усиления десиликации и возрастания щелочности магмы происходит образование щелочно-трахитовой (щелочные базальты, трахибазальты, щелочные сиениты и щелочные трахиты), фонолитовой (меймечиты, базаниты, нефелиновые сиениты, фонолиты) и нефелинитовой (мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиниты) серий [19], с которыми нередко ассоциируют карбонатиты. При этом восстановительные условия, как известно, сменяются окислительными. С переходом от толеит-базальтового вулканизма к щелочному по мере усиления окислительных процессов происходит накопление в остаточном расплаве титана и железа, приводящее к развитию титаномагнетитового оруденения.

Для магматических пород щелочных серий, распространенных преимущественно во внутриконтинентальных рифтах, наряду с их повышенной щелочностью и развитием титаномагнетитового оруденения, характерно присутствие в агпаитовых нефелиновых сиенитах и ийолит-уртитах значительной, а в натрово-карбонатитовых лавах и пеплах большей части натрия в виде его легкорастворимых соединений. На Кольском полуострове легкорастворимые соединения натрия входят в состав давсонита и натрита. При гидратации натрит переходит, по данным А.П. Хомякова, в термонатрит, трону, нахколит, шортит и другие содовые минералы. В комплексах высокощелочных пород Кольского полуострова содовые минералы образуют, преимущественно в зонах трещиноватости, обильные налеты, включения и прожилки, а в ассоциации с натропалом – сталактиты. Среди продуктов магматической дегазации во внутриконтинентальных рифтах присутствуют водород, углеводороды, угарный и углекислый газы, а в составе гидротермальных растворов преимущественно гидрокарбонаты и карбонаты натрия. Например, газы вулкана Нирагонго, по данным Л.М. Башариной и Е.К. Мархинина, более чем на 80 % состоят из CO_2 (для удобства сравнения из результатов анализов исключены вода, кислород и азот). В горячих источниках, расположенных в пределах Африканского рифта, концентрация $NaHCO_3 + Na_2CO_3$ превышает 20 г/кг (при $\Sigma_{сол.}$ – 30 г/кг). В местах циркуляции углекислых вод гидрокарбонатно-натриевого состава, поступающих с больших глубин по трещинам, трассируемым вдоль рифта, во вмещающих породах (корах выветривания, угленосных отложениях и т.д.) наблюдается давсонитовая минерализация, а в местах разгрузки, например, в соленосных отложениях формации Грин-Ривер – конические постройки высотой до 15 м, сложенные карбонатами кальция, в соляных озерах Натрон и Магади – спиралевидные образования диаметром до 1,5 км, напоминающие купола гейзерита или травертина, но состоящие в основном из карбонатов натрия. В озерах Магади, Натрон, Катуэ и

др. природная сода, поставляемая, по данным Е.В. Хейнриха, Н.А. Логачева и др., в основном горячими источниками, образует пласты. Некоторые из них достигают мощности 30 м. На оз. Магади из них ежегодно добывают от 100 до 300 тыс. т безводного карбоната натрия. Скорость осаждения трона на участках ее добычи достигает 7,5 мм в год. В содовых озерах, как и в высокощелочных породах Кольского полуострова, наряду с содовой, присутствуют трона и термонатрит, а также буркеит, пирсонит, гейлюссит, ганксит, тихит и нортупит. На оз. Магади разведанные запасы составляют 100 млн т соды.

В интрузивных породах щелочного типа среднее содержание фосфора уменьшается от 0,76 % P_2O_5 в щелочных габброидах и 0,62 % P_2O_5 в ийолит-уртитах до 0,10 % в нефелиновых сиенитах, достигая максимума в карбонатитах (2 %). Известно, что во внутриконтинентальных рифтах с этими породами связаны как магматические, так и метасоматические месторождения апатита (Палабора в ЮАР, Тигровое месторождение на Алданском щите и др.), сопровождаемые мощными (до 2 км) зонами развития щелочного метасоматоза (фенитизации, карбонатизации и т.д.) с проявлением апатитовой, стронциевой и редкометалльной (Sr и т.д.) минерализации. Постмагматические флюиды и/или гидротермальные растворы, под воздействием которых происходило формирование метасоматических месторождений апатита, при благоприятных условиях, по-видимому, могли разгружаться и в седиментационные бассейны с образованием залежей фосфоритов. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие в содоносных отложениях формации Грин-Ривер (США) апатита и коллофана, а в рапе содового оз. Магади (Кения) резко повышенных концентраций фосфора.

Среднее содержание фосфора в вулканических породах щелочных серий изменяется от 0,48 до 0,82 % P_2O_5 соответственно в щелочных и мелилитовых базальтах, 0,92 % P_2O_5 в трахибазальтах и лейцититах до 0,68 % в нефелинитах и 0,14 % в фонолитах. Сравнительно высокие концентрации фосфора отмечаются в рифтогенных базальтах южного обрамления Сибирской платформы и западной части Сихотэ-Алинской области (1,13–1,48 % P_2O_5), в океанических трахибазальтах Монголо-Охотской области (1,11 % P_2O_5), особенно в мелилититах и лейцититах (больше 1–2 %).

Вулканическая деятельность и сопровождающее ее близповерхностное гидротермальное выщелачивание базальтов, находящихся в пределах срединно-океанических хребтов, является, по данным К. Бострема и др., главным источником аутигенного вещества осадков, залегающих на их грабене и склонах. Наряду с этим, по-видимому, существуют дополнительные его источники, в качестве которых в районах воздымания мантии под активными хребтами выступают продукты магматической дегазации. На грабене или вблизи активных

хребтов с газово-гидротермальной деятельностью связано, в частности, постоянное присутствие в составе аутигенных осадков высоких концентраций фосфора в ассоциации с марганцем, ванадием, ураном, барием, мышьяком, ртутью, кадмием и т.д. Согласно исследованиям А.П. Лисицына, О.В. Шишкиной и других, содержание в иловых водах марганца на активных хребтах местами в 100 раз, цинка в 50 раз выше, чем в морской воде. Содержание ванадия в металлоносных осадках достигает 428 г/т, урана 3,8 г/т,никеля 826 г/т, меди 1041 г/т.

Комплексы щелочных интрузивных пород, как и щелочные базальтоиды, широко распространенные в позднем докембрии, в частности на южной окраине Сибирского континента, возможно, сыграли не последнюю роль в достижении высокого содержания фосфора, растворенного в морской воде, и, следовательно, в возникновении в конце докембрия – начале кембрия эпохи фосфатонакопления [40]. Внутриконтинентальные рифты при их разрастании выступали в качестве структур, благоприятных для фосфатонакопления, вероятно, не только из-за проявления в них динамического апвеллинга, как это полагали П.Д. Кук и М.В. Макелхинни (P.J. Cook, M.W. Mc Elhinny), но и в связи с поступлением постмагматических флюидов и гидротермальных растворов по глубинным разломам в морские бассейны [46].

Существенное влияние внутриконтинентального рифтогенеза, характеризуемого развитием щелочного магматизма, включающего карбонатиты, как и следующих за рифтогенезом процессов раскрытия океанических структур, на рудогенез фосфора проявлялось как в позднем докембрии, так и в мезо-кайнозое, при формировании фосфоритоносных бассейнов Аравийско-Африканской провинции и полуострова Флорида. В зоне верхнедокембрийского Дархатско-Хубсугульского рифта располагаются, по данным А.В. Ильина, крупные месторождения микрозернистых фосфоритов Окино-Хубсугульского бассейна. Формирование крупнейших в мире месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и полуострова Флорида происходило в прибрежных мелководных частях океанов Тетис и Атлантического. На побережье океана Тетис фосфориты осаждались при активном проявлении плитной тектоники, в зоне, расположенной между зародившимися в триасе на Аравийско-Африканском континенте внутриконтинентальными рифтами, неоднократно испытывавшими реактивизацию, сопровождаемую щелочным магматизмом, и возникшим в триасе при раскалывании Пангеи срединно-океаническим хребтом, разделившим Аравийско-Африканскую и Евразиатскую плиты.

На побережье Атлантического океана фосфориты осаждались в процессе раскрытия океанической структуры – в обстановке, характеризуемой мощным и концентрированным динамическим резервом фосфора [41], на территории с глыбово-сбросовым строением, распо-

ложенной между сейсмически-активным поясом, отделявшим Северо-Американскую плиту от Карибской, и срединно-океаническим хребтом, отделявшим первую из названных плит от Аравийско-Африканской и Евразиатской, в сфере влияния течения Гольфстрим, в периоды его высокого строения, способствовавшего появлению апвеллинга. В процессе активизации магматической деятельности поступление фосфора вместе с сопутствующими ему компонентами в мелководные зоны, расположенные в пределах или вблизи внутриконтинентальных рифтов, могло осуществляться в результате разгрузки гидротермальных растворов по глубинным разломам, ограничивающим или пересекающим названные структуры, а со срединно-океанических хребтов – морскими течениями, в частности Гольфстримом. Об активизации магматической и сопряженной с ней газово-гидротермальной деятельности во время фосфоритовой седиментации, протекавшей на шельфе океанов Тетис и Атлантического, свидетельствует широкое распространение в фосфоритоносных отложениях Аравийско-Африканской провинции и полуострова Флорида продуктов изменения вулканических пеплов, представленных цеолитами (клиноптилолитом), монтмориллонитовыми и сепиолит-палыгорскитовыми глинами, а также высокие концентрации малых элементов, характерных, в частности, для срединно-океанических хребтов (ванадия, урана, мышьяка, ртути и т.д.).

Изучение вещественного состава фосфоритов Аравийско-Африканской провинции (месторождения Акашат, Итхпа и др.), образовавшихся в позднем мелу–раннем палеогене в депрессии Гаара (запад Ирака), проведенное Ал-Бассамом Калдоуном и Ал-Аллаком Меходи (Al-Bassam Khaldoin, Al-Allak Mehodi), показало, что в их пластах мощностью до 10 м (со средним содержанием P_2O_5 до 21,6 %) глинистое вещество основной массы представлено палыгорскитом. Содержание в фосфоритах ванадия, никеля и других малых элементов, характерных для вулканически активных районов срединно-океанических хребтов, выше кларка.

Содержание фтора в фосфоритах на полуострове Флорида изменяется от 2,6 до 4,45 % (или более чем в 20000 раз выше, чем в морской воде), урана – от 50 до 200 г/т. Содержание (в г/т) меди достигает 394, мышьяка – 188, цинка 345, свинца 100, кадмия 10, ртути 1000 и т.д.

Все это позволяет по-новому интерпретировать рудоконтролирующую роль подводного вулканизма. Вместе с магнием, необходимым для образования сепиолита и палыгорскита, из районов активной газово-гидротермальной деятельности могли поступать фосфор, фтор, ванадий, уран, никель, а также ртуть, мышьяк, медь и другие тяжелые металлы, которые будучи биологическими токсинами, вызывали массовую гибель организмов, приводившую в дальнейшем к образованию фосфоритов.

Во внутриконтинентальных рифтах и аналогичных им фосфатогенерирующих структурах с наибольшей интенсивностью фосфоритовая седиментация происходила, по данным П.Д. Кука и М.В. Макелхинни, в зонах низких палеоширот, преимущественно в субэкваториальных (10–20°) районах. Поэтому, наряду с палеогеодинамическими построениями, направленными на выявление особенностей вулканической и связанной с ней газово-гидротермальной деятельности, должное внимание следует уделять палеогеографическим реконструкциям, учитывающим дрейф континентов, с целью выделения областей с низкими палеоширотами, перспективных на поиски зернистых фосфоритов.

Следует отметить, что в последнее время достаточно веское обоснование получило представление о важной роли газово-гидротермальных растворов в процессе фосфатогенеза при формировании месторождений не только микрозернистых и зернистых, но и ракушняковых фосфоритов. Детальное рассмотрение характера распределения по латерали и вертикали фтора, стронция, а также редкоземельных элементов в фосфатсодержащих породах Ракверескского района позволило В.Х. Петерселлю с соавторами сделать интересное предположение о том, что разгрузка гидротермальных растворов на дне седиментационного бассейна обусловила, с одной стороны, благоприятную обстановку для массового развития беззамковых брахиопод, а с другой – повышенную концентрацию фосфора в ассоциации со фтором, стронцием и редкоземельными элементами.

Содержание серных соединений в продуктах магматической дегазации во внутриконтинентальных рифтах обычно низкое. Поэтому гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения самородной серы для упомянутых структур не характерны. Поступление с глубины значительных количеств серных газов происходит при магматическом замещении или глубоком термометаморфизме галогенных отложений. Вследствие этого двух- и трехъярусное их залегание, благоприятствующее абиогенной генерации сероводорода, способствует образованию инфильтрационно-метасоматических месторождений самородной серы, в этих структурах они обладают небольшими запасами.

Наряду с месторождениями содового и фосфатного сырья, к внутриконтинентальным рифтам приурочены залежи калийных солей хлоридной линии (сильвиниты, карналлиты), известные, например, в Данакильской депрессии, в Северном море и т.д. В отличие от давсонита или троны, образование калийных солей хлоридной линии, хотя они и располагаются в пределах рифтов, связано не с вулканической или поствулканической деятельностью, а с испарением морской воды.

Содержание фтора в щелочных базальтах внутриконтинентальных рифтов, местами достигающее 1500–1700 г/т, в среднем почти в 2 раза

выше, чем на срединно-океанических хребтах. По мере возрастания щелочности оно увеличивается от 1226 г/т в щелочных базальтах до 1870 г/т в фонолитах, 1305 г/т в нефелинитах и 8100 г/т в карбонатитах. В фонолитах вулкана Олдоиньо–Ленгаи и горы Кении, расположенных в зоне Африканского рифта, содержание фтора достигает соответственно 7800 и 8000 г/т, а в натрово-карбонатитовых лавах и пеплах – 4 и 2 %. Его содержание в гидротермальных растворах, связанных с породами щелочных серий, нередко достигает 26,4 – 162 мг/кг, а в отдельных случаях (Кения) повышается до 4630 мг/кг.

Большая часть фтора в ходе магматической кристаллизации связывается в апатите, флогопите и других минералах и остается в магматических породах. Однако при благоприятных условиях, в частности при замещении щелочными расплавами сиалического субстрата коры, происходит обогащение их кремнеземом. Под воздействием последнего фтор переходит в газовую фазу. При этом значительная его часть отделяется от мантийной магмы и мигрирует в составе магматических флюидов, дающих начало щелочным гидротермам, из которых отлагаются криолит, флюорит и другие минералы. Криолит приурочен к приразломным щелочным полевошпатовым метасоматитам, где он образует, по данным В.В. Архангельской и др., тонковкрапленные руды, гнездо- и жилообразные выделения, флюорит – к разрывным нарушениям, аркозовым песчаникам, карбонатным породам и т. д., образуя в них минерализованные зоны дробления, жильные или пластовые тела, тонкозернистые или аморфные разности и т.д. В содоносных отложениях формации Грин-Ривер криолит и флюорит в ассоциации с нейборитом встречаются, как и в щелочных магматических и метасоматических породах, совместно с щелочными пироксенами и амфиболами, силикатами титана, циркония и т.п.; на оз. Магади среди фторных минералов преобладает виллиомит.

Содержание бора в щелочных базальтах и во внутриконтинентальных рифтах, и на срединно-океанических хребтах весьма низкое: обычно не более 22 г/т, в фонолитах и нефелинитах – 8–10 г/т. Его содержание в гидротермальных растворах, как правило, не превышает 8,8 мг/кг.

Основная масса бора в связи с его ограниченной способностью к изоморфному рассеянию в породообразующих минералах переходит из магматических пород в постмагматические флюиды и гидротермальные растворы. Бор, отделяющийся от мантийной магмы, расходуется в процессе серпентинизации ультрамафитов. В результате этого его концентрация в серпентинизированных породах значительно повышается (от 1–20 г/т до 400, иногда до 1200 г/т), а в „остаточных" гидротермах резко падает (табл. 2). Вот почему в рассматриваемых структурах крупные концентрации боратов не обнаружены ни в содоносных отложениях, ни в калийно-магниевых солях.

Таблица 2

Среднее содержание фтора и бора (г/т) в вулканических породах щелочных серий и в связанных с ними гидротермальных растворах

Породы и гидротермальные растворы	F	B
Щелочные базальты:		
внутриконтинентальные рифты	1226	6
срединно-океанические хребты	700	6
в среднем по обоим типам структур	1000	6
Фонолиты	1870	8
Нефелиниты	1305	10
Гидротермальные растворы	до 4630	до 8,8

Поглощаемые (деструктивные) окраины плит

В отличие от рифтогенной стадии, для которой характерна тесная связь толеит-базальтовой серии с щелочно-трахитовой, нефелинитовой и фонолитовой, в завершающие стадии орогенических циклов, как и в отвечающих им тектонических структурах – на островных дугах и окраинно-континентальных орогенах, одновременно с толеит-базальтовыми лавами извергаются щелочно-калиевые и андезитовые. В наружных частях названных структур распространены в основном толеитовые базальты, в зонах вторичного (асимметричного) спрединга, расположенных в их тыловых частях – щелочные базальтоиды, в зонах раскрытия, расположенных в окраинно-континентальных орогенах на краях континентальных блоков, – трахит-трахилипаритовые комплексы. На границах фрагментов древней континентальной коры в связи с глубинными разломами находятся трахиандезиты, трахибазальты, трахилипариты в ассоциации с андезитами, липаритами и т.д. Возрастание щелочности, происходящее с увеличением глубины зарождения магматического очага, реализуется в основном за счет калия. Щелочно-калиевые базальтоиды, отличающиеся также повышенным содержанием стронция и бария, выделяются в качестве самостоятельной латитовой серии, представленной породами, которые описывались под названием монцогаббро, габбросиенитов, калиевых трахиандезитов, шошонитов, муджиэритов, дурбахитов и др. [33]. Близкие по химизму щелочно-калиевые лавы, ограниченные по основности средним и кислым составом, представлены калиевыми трахитами, трахилипаритами и т.п.

Происхождение щелочных калиевых магм, как это видно на примере в Сихотэ-Алинской области, обусловлено локальным селективным плавлением вещества верхней мантии, происходящем в зонах

глубинных разломов под воздействием потока ювенильных флюидов, богатых летучими соединениями калия и бора [8]. В Альпийском поясе Средиземноморья, например на Апеннинском п-ове, образование близких по составу магм также связано, по мнению Б.Д. Сабатино, М.В. Савашина и др. (B. Di Sabatino e.a., M.Y. Savascin) с плавлением вещества верхней мантии и последующей локальной ассимиляцией магмой кварцито-филлитового субстрата, протекавшей в условиях высокого флюидного давления, на Анатолийском плато – по-видимому, не только с процессами дифференциации мантийной магмы или ее гибридизацией с коровой магмой, но и с поступлением по глубинным разломам, ограничивающим фрагменты древних континентальных кор, флюидов, богатых летучими соединениями калия и бора.

Специфической особенностью островных дуг и окраинно-континентальных орогенов является их асимметричность, проявляющаяся в изменении не только петрографического, но и геохимического состава вулканических пород. С увеличением глубины залегания зоны Заварицкого–Беньофа толеитовые базальты сменяются андезитовыми сериями, а затем щелочно-калиевыми лавами. Одновременно с возрастанием щелочности наблюдается увеличение отношения K_2O/Na_2O, содержания фосфора, стронция, бария, но понижение кислотности, приводящее к обогащению щелочнокалиевых лав не только калием, но и фосфором и др. Среднее содержание последнего в щелочно-калиевых лавах варьирует от 0,50 % P_2O_5 в латитах и шошонитах до 0,26 % в трахитах и трахилипаритах, местами достигая в шошонитах (Анды) 1,17 % P_2O_5, а в трахилипаритах (Приморье) 1,69 % P_2O_5. Концентрация серы в латитах изменяется от следов до 0,8 %. Среднее содержание стронция составляет 1200 г/т, бария – 1500 г/т. Уровни концентрации фтора и бора в щелочно-калиевых лавах также необычайно высокие. Содержание фтора в латитах составляет в среднем 620 г/т, в трахитах и трахилипаритах около 400 г/т. В латитах Монголо-Охотской области оно достигает 5200 г/т, в трахитах Японских островов 1020 г/т и в лавах

Таблица 3

Среднее содержание фтора и бора (г/т) в щелочно-калиевых лавах и в связанных с ними гидротермальных растворах

Лавы и гидротермальные растворы	F	B
Латиты:		
островные дуги	460	–
окраинно-континентальные орогены	780	120
в среднем по обоим типам структур	620	–
Трахиты	400	130
Трахилипариты	–	–
Гидротермальные растворы	до 100	600–1800

Апеннинского полуострова 2000 г/т. Содержание бора в щелочно-калиевых лавах резко повышено и составляет в среднем около 120 г/т. Оно достигает в трахиандезитах и трахитах Сихотэ-Алинской области 500 и 625 г/т, в лавах Апеннинского полуострова 240–460 г/т, Анатолийского плато – 800–1200 г/т.

Подщелачивание магмы, судя по высокому содержанию в лавах фтора и бора, обусловлено накоплением в апикальных частях мантийных диапиров соединений калия типа K_2SiF_6, K_3BO_3 и т.п. или щелочных фторо-борных комплексов [19]. При ликвационном расщеплении щелочно-калиевых магм, богатых флюидами, в ходе кристаллизации от них отделяются летучие компоненты, дающие начало гидротермальным растворам со сравнительно невысокой (по имеющимся данным) концентрацией фтора (до 100 мг/кг) и очень высокой концентрацией бора (до 1800 мг/кг) (табл. 3).

Ликвация щелочно-калиевой магмы с образованием ассоциации щелочных и кислых пород может рассматриваться, судя по экспериментальным данным, в качестве показателя высокой концентрации в ней фтора. Замещение щелочно-калиевыми расплавами богатых кремнеземом пород способствует, как и во внутриконтинентальных рифтах, переходу фтора в газовую фазу в виде SiF_4. При смешении в зонах трещиноватости с ювенильными или метеорными водами комплексы $Si F_4$ образуют флюиды и растворы, содержащие кремнезем и HF. Достигнув приповерхностной зоны, гидротермальные расплавы в среде, богатой кальцием, взаимодействуют с ним с образованием кварц-флюоритовых или существенно флюоритовых руд. В зонах раскрытия, расположенных на краях континентальных блоков, поступление постмагматических флюидов и/или гидротермальных растворов, обогащенных фтором, в озерно-континентальные бассейны приводит к формированию его вулканогенно-осадочных месторождений. Одно из них – месторождение Пьянчиано, недавно открытое в четвертичных отложениях в Италии – охватывает площадь около 6–8 км². Флюоритовая (с примесью апатита) руда образует пласты мощностью до 7 м. Запасы руды оцениваются в 10 млн т при среднем содержании CaF_2 более 60 %.

Ликвацию щелочно-калиевой магмы с образованием трахиандезитов и трахитов, находящихся в ассоциации с андезитами, липаритами и их туфами, с высоким содержанием бора в стекловатой фазе, следует рассматривать в качестве индикатора высокой концентрации летучих соединений бора, представленных, по всей вероятности, бороводородами. В условиях интенсивного эксплозивного вулканизма, в значительной мере обусловленного процессами окисления бороводородов, происходит образование борокислородных комплексов $B(OH)_3$ и $B(OH)_4^-$, а в результате взаимодействия последних с кремнеземом – борокремнекислородных комплексов типа $[B(OH)_4 \cdot SiO_2^-]$. В

процессе извержения вулканических пород щелочно-калиевой серии из гидротермальных растворов, обогащенных моно- и полиядерными комплексами бора, на контакте с карбонатными отложениями образуются боросиликатные, реже боратовые руды. На окраинах фрагментов древних континентальных кор при совместном извержении пород щелочно-калиевой и андезитовой серий в связи с глубинными разломами в озерно-континентальных бассейнах формируются залежи боратов, представленных главным образом колеманитом, улекситом или бурой.

Средние части островных дуг и окраинно-континентальных орогенов характеризуются проявлением андезитового магматизма (с преобладанием гранитоидов в плутонической и андезитов в вулканической фациях), развивающегося в процессе флюидного подкисления и дебазификации магмы, которые стимулируют замещение ею сиалического вещества коры переходного или континентального типа. Андезитовые серии представлены отчасти основными (габбро, гиперстеновые базальты), но в основном средними, а также кислыми (диориты, андезиты, нормальные граниты, липариты и т.д.) породами [19].

При автохтонном способе формирования коры развитие магматизма происходило в условиях тектонического скучивания, широкомасштабного и многократного проявления гранитизации и метаморфизма пород океанической и переходной стадий при участии большого количества терригенного материала с образованием гранитных плутонов и комагматичных им вулканических ассоциаций. При аллохтонном способе развитие магматизма реализовалось в условиях ремобилизации гранитного вещества из более древних гранитно-метаморфических комплексов, сопровождавшейся при надвигании комплекса пород верхней мантии и океанической коры на континентальные окраины формированием огромных плутонов калиевых гранитов, а при надвигании гранитно-метаморфических блоков на океаническую кору – небольших плутонов и многочисленных ареалов вулканических комплексов. Первый из рассмотренных механизмов (субдукция) характеризуется интенсивным, второй (обдукция) – ограниченным проявлением процессов эндогенной дифференциации вещества, не только порождающей возникновение рудных концентраций, но и во многом определяющей – в зависимости от состава исходного вещества, перерабатываемого с образованием магматических комплексов – их минерагеническую (по неметаллам) специализацию. Поэтому автохтонный способ характеризуется более широким, чем аллохтонный, разнообразием магматических и постмагматических месторождений, причем при последнем механизме протекание процессов рудообразования возможно, по А.С. Перфильеву, лишь для элементов с особенно высокой подвижностью, к которым относятся, в частности, сера и бор.

Независимо от способа формирования земной коры, определявшего характер развития магматизма, среднее содержание фосфора в интрузивных породах нормального ряда значительно ниже, чем в аналогичных породах щелочного ряда, и увеличивается от 0,1–0,12 % P_2O_5 в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах и пироксенитах) до 0,32 % в габбро и 0,4 % в диоритах, а затем снижается до 0,14 % в гранитах. Несмотря на относительно низкое содержание в них фосфора, при инъекционной гранитизации первично-осадочных карбонатных пород (известняков, доломитов) происходит их скарнирование с образованием, по данным В.В. Шунько, довольно богатой кварц-сфен-апатитовой минерализации.

Среднее содержание фосфора в вулканических породах андезитовой серии сравнительно невысокое и составляет в гиперстеновых базальтах 0,14 % P_2O_5, в андезитах около 0,22 %, в дацитах 0,16 % и липаритах 0,12 %, но в игнимбритах иногда повышается до 2,87 % P_2O_5; в пеплах оно составляет 0,18–0,3 %. Концентрация серы в андезитах изменяется от 0,004 до 0,12 % на островных дугах (Камчатско-Курильская гряда) и от 0,002 до 0,08 % на окраинно-континентальных орогенах (Кордильеро-Андийский пояс). Ее содержание в базальтах (чаще всего 0,05–0,15 %) значительно выше, чем в андезитах (обычно в пределах 0,01–0,05 и, как правило, не более 0,1 %).

В зоне перехода базальтовой и андезитовой серий в связи с существенным изменением содержания серы происходит ее высвобождение в составе магматических газов и миграция в виде SO_2 и H_2S, при взаимодействии которых в приповерхностных условиях образуется самородная сера. Содержание фтора в базальтах составляет 526 г/т, в андезитах 400 г/т, местами достигая 780–820 г/т. Содержание бора достигает в базальтах 56 мг/т, в андезитах – 100 г/т, в дацитах – 600 г/т и в обсидианах 180 г/т. Эволюция магматизма андезитового типа, во многом определяемого флюидной активностью, направлена в сторону обогащения расплавов кремнеземом, калием и летучими компонентами. Поэтому при переходе от доорогенного к орогенному режиму среднее содержание фтора в лавах увеличивается с 380–412 г/т на островных дугах до 420–640 г/т на окраинно-континентальных орогенах, бора – от 22 до 44 г/т.

Среди продуктов магматической дегазации на островных дугах и окраинно-континентальных орогенах отмечается значительное количество галоидных и серных соединений, сопоставимое с количеством угарного и углекислого газов, причем с понижением температуры доля серных, а затем углекислого газов резко возрастает. Например, газы вулкана Ключевского, по данным Л.А. Башариной и Е.К. Мархинина, при температуре 300–800 °С содержат 22 % HCl, 10 % SO_2, 23 % CO и 14 % CO_2, при температуре 56–100 °С – 47 % SO_2. И лишь при температуре 50–80 °С доминирующее положение приобретает CO_2. В процессе

фумарольно-сольфатарной деятельности серные соединения либо взаимодействуют с горными породами, либо выбрасываются и рассеиваются в атмосфере. Эмиссия серных соединений с фумарольно-сольфатарных полей составляет, по данным А.Ю. Леин, 26,6 т серы в год. Весьма существенно, что содержание летучих в магме, включая названные компоненты, как и масштабы их эмиссии, заметно убывают с увеличением расстояния от сейсмофокальной поверхности до вулканических кратеров. Это отражено в составе гидротермальных растворов, среди которых выделяются соляно-сернокислые и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые. Содержание в последних гидрокарбонатных ионов возрастает не только по мере затухания вулканической активности, но и с увеличением расстояния до сейсмофокальной поверхности. В кислых гидротермах отмечается относительно высокое содержание алюминия (до 4 г/кг), а в гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых гидротермах – мышьяка, сурьмы и других металлов. Особенности состава вулканических пород, флюидов и растворов, в частности содержание в них серных и углекислого газов, содовой составляющей, фтора, бора и т.д., определяют возможность образования в различных частях этих структур месторождений различных видов неметаллических полезных ископаемых.

Так, в тыловых (удаленных от океана) частях островных дуг и окраинно-континентальных орогенов (США, Боливия), как и в областях с проявлением дейтероорогенеза (Шотландия и т.д.), где встречаются щелочно-калиевые магматические породы, к которым местами приурочены карбонатиты, происходит образование залежей апатита. Во внешних (обращенных к океану) частях названных структур (Чили) в зоне перехода от толеит-базальтового вулканизма к андезитовому в результате усиления окислительных процессов происходит отщепление от остаточной магмы магнетитового расплава, который иногда достигает земной поверхности и извергается в виде магнетитовой лавы.

В центральной части Анд вблизи вулкана Лако на севере Чили среди андезитовых покровов выявлены магнетитовые потоки, образующие 5 залежей мощностью около 60 м. Запасы железной руды, содержащей примесь апатита, достигают 1 млрд. т. В связи с этим следует отметить, что образующийся при ликвации магнетитовой расплав, обогащенный апатитом, судя по экспериментальным данным, имеет широкий разрыв смесимости соединений железа и фосфора. Это предполагает возможность отщепления не только магнетитового, но и более легкого апатитового расплава с образованием на земной поверхности апатитовой лавы.

Наряду с карбонатитовыми месторождениями апатита и вулканогенными месторождениями магнетита в пределах островных дуг и окраинно-континентальных орогенов, например в Испании, распрос-

транены гидротермальные месторождения апатита (Толедо, Лагросан и др.), представленные кварц-апатитовыми жилами, прослеженными по простиранию на 1,5–1,8 км при мощности до 3 м, в МНР в районе Мушугай-Худук – флюорит-апатитовыми жилами и т.д. Гидротермальные растворы, из которых отлагались кварц-апатитовые и кварц-флюоритовые жилы, как и во внутриконтинентальных рифтах, вероятно, могли поступать в седиментационные бассейны, прилегающие к названным структурам, способствуя образованию в них залежей фосфоритов. Этому не противоречит довольно широкое их распространение в краевых морях и глубоководных желобах.

В тыловых частях островных дуг, окраинно-континентальных орогенов и в прилегающих к ним зонах асимметричного спрединга, представленных краевыми морями (СССР, Испания), в составе вулканогенно-терригенных, терригенных и терригенно-карбонатных, местами карбонатных формаций, нередко в ассоциации с кварц-апатитовыми жилами (провинция Толедо) в последние годы выявлены осадочные месторождения фосфоритов. Во внешних частях названных структур и в прилегающих к ним глубоководных желобах в туфогенно-кремнистых отложениях также отмечается присутствие фосфоритов, обычно в виде отдельных желваков или линз, реже прослоев.

Осаждение фосфоритов в бассейнах седиментации происходило под влиянием вулканических пеплов с одной стороны, серных газов и кислых гидротерм, с другой. Вулканические пеплы при подводном разложении переходят в цеолиты, монтмориллонитовые или сепиолит-палыгорскитовые глины, которые, как уже отмечалось, широко распространены в фосфоритоносных отложениях. В процессе гальмиролиза происходило изменение значения pH среды осадконакопления, способствовавшее осаждению растворенного фосфора. Это, по-видимому, имело место не только в Аравийско-Африканской провинции и на полуострове Флорида, но и, по данным В.С. Попова, в Центральных Кызылкумах, где в среднем эоцене из морского бассейна, воды которого были обогащены вулканогенным фосфором, при поступлении вулканических пеплов происходило его выделение в осадок в виде фосфатных илов с образованием в дальнейшем, в результате их перемыва, залежей зернистых фосфоритов. Поступление серных газов и кислых гидротерм, как известно, резко увеличивается во время мелкофокусных землетрясений, обусловливая массовую гибель организмов – „экономические катастрофы" и одновременно с этим осаждение из морской воды фосфатного вещества. Однако влияние серных газов и кислых гидротерм на изменение среды осадконакопления, приводящее к осаждению фосфора, растворенного в морской воде, отчетливо проявляется, согласно исследованиям Н.М. Страхова, А.С. Михайлова и др., лишь в бассейнах карбонатного типа. Это обстоятельство, как и быстрое погружение дна бассейна, не способст-

вует протеканию процессов фосфатонакопления в глубоководных желобах. Благоприятная обстановка для сбрасывания фосфора в осадок создается в местах сочленения наружных частей островных дуг или окраинно-континентальных орогенов с внутриконтинентальными рифтами или со срединно-океаническими хребтами, сопровождаемыми зонами с карбонатной седиментацией. Подобная обстановка отмечалась на западной окраине Американских континентов во время накопления миоценовых туфогенно-кремнистых фосфатоносных отложений формации Монтерей, когда под Американской плитой поглощалась сложная система из срединно-океанического хребта и трансформных разломов, разделявшая плиты Тихоокеанскую и Кокос. Аналогичная, но более благоприятная в геоморфологическом отношении обстановка имела место в прибрежных частях океана Тетис во время формирования пластовых фосфоритов, когда островные дуги, разбросанные по территории океана Тетис, оказались в непосредственной близости от внутриконтинентальных рифтов, зарождающихся на окраине Аравийско-Африканского континента, и срединно-океанического хребта, отделявшего, по данным Г. Белсона и Д. Летоузе (H. Belson, J. Letouzey), этот континент от Евразиатского.

На островных дугах и окраинно-континентальных орогенах, преимущественно в их внешних частях, где содержание серных соединений в продуктах магматической дегазации особенно высокое, в зоне перехода толеит-базальтовой и андезитовой серий, создаются благоприятные условия, особенно в связи с пироксеновыми и кварцевыми андезитами и дацитами, для формирования гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных месторождений самородной серы. Являясь в значительной части продуктом близповерхностного взаимодействия SO_2 и H_2S, самородная сера обычно залегает совместно с алунитом в зонах развития гидротермально-измененных андезитов и их туфов или среди кратерных осадков, нередко образуя, например, в Японии, на Камчатско-Курильской дуге, в Индонезии и в Новой Зеландии, довольно крупные месторождения типа Лейк-Роткау с запасами руды 30 млн т, серы 5–6 млн т.

На окраинно-континентальных орогенах, пребывающих на заключительных этапах поглощения литосферных плит, при смещении зон Заварицкого–Беньофа в сторону, противоположную направлению их падения, когда в продуктах магматической дегазации заметно увеличивается количество углекислого газа, а в составе термальных вод – гидрокарбонатных и карбонатных ионов, в тыловых частях названных структур возникают предпосылки для образования залежей содового сырья. И, действительно, в последние десятилетия в зоне сочленения северного окончания рифта Рио-Гранде с тыловой частью Кордильеро-Андийского пояса в озерно-континентальных отложениях формации Грин-Ривер, заполняющих межгорные впадины Пайсиенс-Крик, Уинта

и Грин-Ривер, на глубине около 1 км открыты месторождения давсонита и более 40 залежей троны площадью от 0,2 до 2,4 тыс.км^2 и мощностью от 1 до 11 м, с разведанными запасами, достигающими, по данным В.К. Кулбертсона (W.C. Culbertson), 81,7 млрд т троны и 52,7 млрд т смеси троны и галита. Источником натрия, необходимым для образования в соляных озерах залежей троны, наряду с поверхностными водами, размывавшими на водосборах вулканогенные отложения, были, по данным Р.Л. Батеса (R.L. Bates), вулканические пеплы и гидротермальные растворы, которые местами продолжали разгружаться на земную поверхность вплоть до настоящего времени.

В тыловых частях Альпийско-Гималайского пояса, в его Карпатском и Кавказском сегментах, известно оруденение давсонита, а на территории Турции (в 100 км от Анкары) в озерно-континентальных отложениях миоцена и плиоцена под горизонтами лигнита открыто месторождение Беупазари, представленное 13 пластами соды (суммарной мощностью около 60 м). В содоносном районе, разведанном на площади около 50 км^2, продуктивная толща вскрыта на глубине от 174 до 327 м. По данным Р. Кутлу и О. Озкокака (R. Kutlu, O. Ozkocako), пласты соды сложены термонатритом в ассоциации с натритом, нахколитом, пирсонитом, гейлюсситом и другими содовыми минералами. Прогнозные ресурсы оцениваются в 200 млн т, разведанные запасы – в 120 млн т соды.

В прилегающих к окраинно-континентальным орогенам прогибах, возникших на месте глубоководных желобов и окраинных морей в орогенный этап развития регионов, создавалась благоприятная обстановка для отложения калийно-магниевых солей сульфатной линии, представленных в основном каинит–лангбейнит–полигалитсодержащими породами. Располагаясь во временном интервале между залежами колчеданной и самородной серы, эти породы, в отличие от калийных солей хлоридной линии, но по аналогии с колчеданной и самородной серой, по-видимому, формировались не без участия поступающих с глубины флюидов, содержащих серные соединения, которые в мелководных солеродных бассейнах окислялись до серной кислоты, активно взаимодействовавшей с калием, образуя залежи сульфатных солей.

Прежде чем перейти к рассмотрению месторождений фтора и бора, необходимо проанализировать влияние процессов поглощения плит на некоторые особенности поведения этих элементов в гидротермальных процессах. Наряду с ликвацией щелочно-калиевых магм, способствующей отделению фтора и бора в газово-жидкую фазу, большое значение в процессах их рудообразования имеет тектоническое скучивание, приводящее к переплавлению и дегидратации горных пород.

Тектоническое скучивание, происходящее в условиях массовой гранитизации и метаморфизма пород, на глубинах до 300 км обычно

не приводит к высвобождению из горных пород больших масс фтора. Его содержание в конденсате фумарольных и сольфатарных газов, не играющих существенной роли в процессах рудообразования, иногда достигает 4815 мг/кг, но в гидротермальных растворах, как правило, не превышает 80 мг/кг. Лишь в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов, где на глубине более 300 км становится возможным переплавление флогопита, содержащего до 6 % фтора, отделение последнего в газово-жидкую фазу должно резко усиливаться. Об этом свидетельствует широкое распространение в отмеченных частях рассматриваемых структур флюоритовых месторождений. Вместе с тем тектоническое скучивание на глубинах от 100 до 300 км сопровождается процессами дегидратации глин и серпентинитов, являющихся основными аккумуляторами бора в природе. Содержание бора в глинах, отложившихся при нормальной солености, составляет 100–120 г/т, при высокой – 1000–2000 г/т, в серпентинитах – 100–200 г/т, а иногда, как уже отмечалось, 400 и даже 1200 г/т. Значительная часть бора в глинах находится в виде микровключений легкорастворимых борных минералов, в серпентинитах – в составе цеолитовой воды (до 30 г/т). Процессы дегидратации приводят к резкой интенсификации

Таблица 4

Среднее содержание фтора и бора (г/т) в вулканических породах андезитовых серий и связанных с ними гидротермальных растворах

Породы и гидротермальные растворы	F	B
	2	3
Гиперстеновые базальты:		
островные дуги	412	30
окраинно-континентальные орогены	640	30
в среднем по обоим типам структур	526	30
Андезиты:		
островные дуги	380	22
окраинно-континентальные орогены	420	36
в среднем по обоим типам структур	400	30
Дациты:		
островные дуги	400	30
окраинно-континентальные орогены	440	44
в среднем по обоим типам структур	420	37
Липариты:		
островные дуги	340	28
окраинно-континентальные орогены	780	40
в среднем по обоим типам структур	560	34
Конденсаты газов	2600–4815	200–600
Гидротермальные растворы	До 80	До 9000

1189

гидротермальной деятельности и в то же время к высвобождению бора из глин и серпентинитов. В дальнейшем большая его часть переходит в гидротермальные растворы. Содержание в них бора достигает 600–900 мг/кг (табл. 4).

В окраинно-континентальных орогенах, в отличие от внутриконтинентальных рифтов, значение F/B в вулканических породах на 1–2 порядка ниже, а в связанных с ними гидротермальных растворах на 2–3 порядка ниже. Это показывает, что во внутриконтинентальных рифтах создаются более благоприятные условия для образования месторождений фтора, чем для месторождений бора, которые в этих случаях нигде не обнаружены.

В отличие от тыловых частей окраинно-континентальных орогенов, для которых характерны боросиликатные руды, в средних их частях из гидротермальных растворов на контакте с карбонатными породами образуются как боросиликатные, так и боратовые руды. На фрагментах древней континентальной коры, преимущественно в зонах ограничивающих их глубинных разломов, при совместном извержении лав щелочно-калиевого и андезитового типов в результате разгрузки гидротермальных растворов в седиментационных бассейнах иногда отлагаются боросиликаты, образующие в неогеновых вулканогенно-осадочных отложениях пласты мощностью до 2 м, чаще – бораты, которые, как уже отмечалось, образуют залежи с большими запасами (до 1 млрд т) и высоким содержанием бора в руде (до 50 %).

Таким образом, существенное увеличение концентрации фтора в вулканических породах и гидротермальных растворах отмечается, в основном, в связи с мантийным магматизмом, бора – с мантийным и с коровым. Повышение содержания фтора в связи с мантийным магматизмом в фанерозое проявлялось как в рифтогенную стадию во внутриконтинентальных рифтах (в фонолитах до 800 г/т, в гидротермах до 4630 мг/кг), так и в континентальную – в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов или в зонах раскрытия, расположенных на краях континентальных блоков (в латитах до 5200 г/т, в гидротермах до 100 г/т).

В отличие от фтора, повышение содержания бора в связи с мантийным магматизмом (в латитах до 1200 г/т, в гидротермах до 1800 мг/кг) в фанерозое проявлялось лишь в континентальную стадию в тыловых или средних частях окраинно-континентальных орогенов, преимущественно в зонах вторичного (асимметричного) спрединга, в местах раскрытия, расположенных на краях континентальных блоков, между фрагментами древних континентальных кор и т.п., как правило, в зонах глубинных разломов, т.е. в тех структурах, где подщелачивание магмы обусловлено накоплением в ней ювенильных флюидов, богатых летучими соединениями калия, фтора и бора. Повышение содержания

фтора в связи с коровым магматизмом (в андезитах до 820 г/т, в гидротермах до 80 мг/кг) и бора (в андезитах до 100 г/т, в гидротермах до 900 мг/кг), которое проявлялось в средних частях окраинно-континентальных орогенов, также обусловлено флюидным подкислением и дебазификацией расплавов, направленных в сторону их обогащения калием и летучими соединениями фтора и бора.

В отличие, например, от хрома в гранатовых ультрамафитах, лития – в биотит-амфиболовых породах, бериллия в нефелиновых сиенитах или бария в калиевых трахиандезитах, для которых геохимическая и минерагеническая специализация не совпадает по причине их рассеяния в этих породах, у фтора, при его ограниченном рассеянии в породообразующих минералах изверженных пород, и бора, который вообще не проявляет склонности к широкому рассеянию в магматических породах, геохимическая специализация различных стадий орогенических циклов, отвечающих им тектонических структур и приуроченных к ним магматических пород и гидротермальных растворов определяет их минерагеническую специализацию, возможность образования в связи с ними месторождений фтора и бора.

Как уже отмечалось, для завершающей стадии орогенических циклов характерно образование многих видов минерального сырья. При этом от древних к молодым циклам их спектр значительно расширяется. Особого внимания с этих позиций заслуживает завершающая стадия альпийского цикла, во время которой над поглощающей окраиной плит южного ряда в пределах окраинно-континентального Альпийско-Гималайского орогенного пояса, а также на прилегающих к нему частях платформ в условиях наземного вулканогенно-осадочного литогенеза сформировались залежи цеолитов, бентонитов, палыгорскитовых и сепиолитовых глин, аллофана, диатомитов, травертина и т.д. В процессе газово-гидротермальной деятельности только в течение олигоцен–неоген–четвертичного времени в бессточных или слабопроточных впадинах образовались месторождения соды с прогнозными ресурсами, превышающими 100 млн т, серы с разведанными запасами, исчисляемыми многими миллионами тонн, флюорита – с суммарными запасами не менее 10 млн т и боратов с суммарными запасами, достигающими 1–2 млрд т. Все это дает основание выдвинуть континентальные вулканогенно-осадочные комплексы в качестве важнейшего объекта поисковых работ на фтор, бор и многие другие виды минерального сырья.

МЕСТА ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛИТ КАК МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ

Наибольший интерес с точки зрения поисков месторождений многих дефицитных видов минерального сырья вызывают стратиграфические интервалы, отвечающие смене тектонических циклов, в том случае, когда континентальная стадия сразу же по завершению орогенного режима развития регионов, фиксируемого молассами, переходит в рифтогенную, минуя условия платформенного режима, а также структурно-вещественные комплексы, формирующиеся при наложении различных циклов. В тектоническом отношении смене циклов, как и наложению их различных стадий друг на друга, соответствуют места тройного сочленения плит, в частности, зоны сочленения внутриконтинентальных рифтов или срединно-океанических хребтов с островными дугами, наружными или тыловыми частями окраинно-континентальных орогенов, к которым приурочены, наряду с рудными месторождениями, крупные залежи фосфоритов, соды, флюорита, боратов и т.д.

Так, на Африкано-Аравийской плите поясу Лимпопо, состоящему из трех ветвей, образующих „тройное сочленение", приурочены, по данным Е.А. Долгинова и др., стратиформные вулканогенно-осадочные месторождения меди – Макала, Такаду и Бушман (ее содержание 2–2,5 % и общие запасы 200 тыс. т), залегающие в толще биотитовых сланцев и карбонатно-кремнистых отложений. С Намаквалендским поясом, состоящим из двух ветвей, образующим „тройное сочленение", связаны стратиформные полиметаллические и медные месторождения Приска, Ареашаб, Гамсберг и др. (с содержанием цинка до 7 %, свинца 6,3 %, меди 1,74 % и серебра до 80 г/т), залегающие в вулканогенно-осадочных толщах.

В шельфовой зоне, расположенной между потенциально фосфатогенерирующими внутриконтинентальными рифтами Аравийско-Африканского материка и островными дугами, разбросанными по акватории океана Тетис, образовались месторождения зернистых фосфоритов Марокканского, Алжиро-Тунисского и других бассейнов. В зоне перекрытия срединно-океанического хребта, разделявшего плиты Тихоокеанскую и Кокос, активной окраиной Американского континента на его подводной, шельфовой части отлагались фосфоритоносные осадки формации Монтерей. В наземной части, в пределах Кордильеро-Андийского вулканического пояса на территории Большого бессточного Бассейна, к озерным отложениям приурочены вулканогенно-осадочные месторождения боратов (Крамер и др.). В местах пересечения глубинными разломами, фиксирующими северное окончание внутриконтинентального кайнозойского рифта Рио-Гранде, тыловой части окраинно-континентального орогена, возникшего на

западе США в завершающую стадию ларамийского цикла, локализуются крупнейшие месторождения соды, выявленные в Скалистых горах в отложениях формации Грин-Ривер.

На территории Евразии в зоне наложения внутриконтинентального рифта Северного моря на тыловую часть окраинно-континентального Евразийского вулканического пояса в пределах современной Северогерманской впадины, представляющей собой краевое море, находятся осадочные месторождения флюорита (Эшвеге и др.). В обстановке зарождающегося внутриконтинентального рифтогенеза в тыловых частях окраинно-континентального Альпийско-Гималайского вулканического пояса, на Апеннинском полуострове, сформировались вулканогенно-осадочные месторождения флюорита (Пьянчиано, Санта-Мария-ди-Сала). В зоне раскрытия древних авлакогенов Восточно-Европейской платформы в сторону краевого моря, располагавшегося в тыловой части Евразийского пояса на юге современной Прикаспийской впадины, находятся галогенные месторождения боратов (Индерское и др.), в области сочленения мезо-кайнозойского рифта с окраинно-континентальным Охотско-Чукотским вулканическим поясом, как и в местах сочленения линейных трогов, представляющих собой зоны деструкции и раздвижения древней континентальной коры, со срединным массивом Центрального поднятия Сихотэ-Алинского пояса, сформировались скарновые месторождения боросиликатов, а в зоне перекрытия трансформного разлома Турецкой плитой, на Анатолийском плато, как и на западе США, – вулканогенно-осадочные месторождения боратов (Эмет, Кырка).

Подобные примеры можно продолжить. Все они хорошо иллюстрируют рудогенерирующее значение зон тройного сочленения плит, которые следует рассматривать в качестве минерагенических узлов, перспективных на поиски месторождений многих дефицитных видов неметаллических полезных ископаемых.

Приуроченность залежей флюорита к местам тройного сочленения плит, по-видимому, во многом связана с совместным развитием там мантийного и корового магматизма, стимулирующего протекание рудогенерирующих процессов, а также с появлением в седиментационных бассейнах контрастной геохимической обстановки, благоприятствующей рудоотложению.

Приуроченность месторождений боратов к местам сочленения окраинно-континентальных орогенов с внутриконтинентальными рифтами, с зонами начальной стадии раскрытия океанических структур или со срединно-океаническими хребтами вызвана не только совместным развитием там мантийного и корового магматизма, но и вовлечением в процессы поглощения больших масс серпентинитов, при дегидратации которых высвобождаются растворы с высокой концентрацией бора. Локализация борных месторождений на фрагмен-

тах древних континентальных кор связана с особенностями их формирования и развития. В океаническую и переходную стадию восходящие движения фрагментов древних континентальных кор обусловливают снижение давления на ультраосновные породы, в результате чего происходит их частичная серпентинизация. В континентальную стадию на орогенном этапе тектонического развития в процессе погружения фрагментов древних континентальных кор в условиях высокого теплового потока вблизи раздела Мохоровичича происходит генерация мантийной магмы, протекающая на фоне корового магматизма, и одновременно с этим – дегидратация серпентинитов, которая, согласно исследованиям И.А. Резакова и А.Ш. Файтельсона, сопровождается перекачкой растворов на земную поверхность в образующиеся там межгорные впадины и осложняющие их локальные грабены.

Важная роль глубинных процессов, возникающих в ходе развития Земли и обусловливающих движение энергии и вещества от ее внутренних частей к внешним и на земную поверхность – в бассейны седиментации, определяет широкие перспективы совместного применения геодинамического и фациального анализа в качестве теоретической базы специальной минерагении и следующих из нее прогнозных построений. Палеогеодинамические и палеогеографические реконструкции в тесном сочетании с моделированием процессов рудообразования неметаллов могут и должны быть использованы не только при совместном проведении регионального и локального прогнозов, но и при разработке рациональных прогнозно-поисковых комплексов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ КАК ОСНОВА ИХ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА

Совокупность условий, определяющих характер магматизма, в частности масштабы проявления и состав продуктов вулканической деятельности, выступает в качестве факторов, контролирующих локализацию многих типов месторождений неметаллических полезных ископаемых. В результате проявления вулканической деятельности в ее экструзивно-эффузивной, эксплозивной и/или газово-гидротермальной формах образуются покровы базальтов, используемых при производстве минерального волокна, вулканического стекла, шлаки, пемзы и туфы, применяемые при производстве легких бетонов, стекла, стеклоткани, стеклопластики, абразивов и т.д., залежи цеолитов, бентонитов, сепиолитовых и палыгорскитовых глин, аллофана, опал-кристобалитовых пород, травертина, давсонита и троны, алунита и серы, флюорита, боратов и др. Основным источником минерального вещества, поставляемого в процессе вулканической деятельности,

являются пирокластический материал, вулканические газы и гидротермальные растворы. За счет вулканокластического материала, наряду с залежами шлаков, пемзы и туфов, формируются месторождения цеолитов и бентонитов, при участии магнийсодержащих гидротерм – сепиолитовые и палыгорскитовые глины, кислых – аллофан. В условиях высокой биологической продуктивности отлагаются диатомиты. При разгрузке термальных вод образуются купола и покровы травертина. При метасоматическом преобразовании гидротермальными растворами вулканических туфов, содержащих реакционноспособные формы алюминия, а также при синхронном поступлении тех и других в седиментационные бассейны генерируются давсонит (в щелочной среде) или алунит (в кислой среде). Одновременное и единонаправленное действие нескольких рудоконтролирующих факторов при доминирующей роли глубинных флюидов приводит к формированию залежей серы, при определяющей роли гидротермальных растворов – месторождений соды, флюорита, боратов и т.д. В результате образуются вулканогенно-осадочные месторождения типа Беупазари, Пьянчиано, Кырка–Сарикайа с большими запасами и высоким качеством минерального сырья, выявленные за рубежом, но пока еще не обнаруженные в СССР.

Нетрадиционные виды агрохимического сырья

Нетрадиционные виды агрохимического сырья, обладающие уникальными свойствами структурообразователей и биостимуляторов, имеют большие перспективы применения в качестве мелиорантов для улучшения структуры почв и уменьшения их влагоотдачи, минеральных удобрений или их носителей, добавок в корм скоту и птицам, наполнителей ядохимикатов (фунгисидов и инсектицидов), в гидропонных установках, для связывания токсичных металлов, находящихся в почве, для хранения сельскохозяйственной продукции и т.д. [1]. Особый интерес среди них вызывают цеолиты, бентониты, сепиолитовые и палыгорскитовые глины.

Все месторождения цеолитовых туфов, имеющие промышленное значение, приурочены к вулканогенно-осадочным комплексам, образуются в результате изменения вулканических туфов и представлены двумя основными генетическими типами: гидротермально-метасоматическим и туфогенно-осадочным, который в свою очередь подразделяется на подтипы: ранне- и позднедиагенетический [21]. Среди месторождений бентонитов, сепиолитовых и палыгорскитовых глин, наряду с названными типами, выделяются также осадочный и элювиальный. В настоящее время в СССР выявлено более 20 залежей цеолитовых туфов с прогнозными ресурсами, оцененными в несколько миллиардов тонн, более 120 месторождений бентонитов с прогнозными ресурса-

ми, исчисляемыми десятками миллиардов тонн, а также ряд залежей сепиолитовых и палыгорскитовых глин.

Месторождения цеолитов гидротермально-метасоматического и туфогенно-осадочного типов сложены в основном клиноптилолитом, меньше морденитом, реже шабазитом и филлипситом; за рубежом в ассоциации с ними встречен также эрионит. Уникальные ионнообменные, адсорбционные, молекулярно-ситовые и каталитические свойства цеолитов открывают широкое перспективы их использования в нефтегазодобывающей и перерабатывающей промышленности (в частности для очистки, осушки и разделения нефти и газов, при ее крекинге), для охраны окружающей среды, при производстве цемента, бетона и т.д. Особенно большое значение приобретает применение цеолитов в качестве катализаторов в реакциях гидрирования. Неуклонно возрастает их использование при производстве пластмасс и волокон (полиэтилена, капрона). В сельском хозяйстве цеолиты применяются преимущественно на тяжелых глинистых почвах для улучшения их структуры и увеличения водоудерживающей способности. Они сорбируют азот, калий и частично фосфор, сохраняя их от вымывания, а затем постепенно отдают растениям, а с другой стороны, связывают токсичные металлы (свинец, ртуть и другие), попадающие в почву, препятствуя их поглощению растениями, и таким образом выводят эти металлы из пищевых цепей. Цеолиты могут служить в качестве носителей ядохимикатов. Цеолиты добавляют в корма с целью увеличения продуктивности животных и птиц, настилают в животноводческих помещениях для улучшения гигиенических условий и т.д.

На долю месторождений бентонитов гидротермально-метасоматического и туфогенно-осадочного типов приходится почти половина запасов и более половины добычи. К месторождениям этих двух типов относятся все известные в СССР запасы высококачественных щелочных бентонитов, которые требуются металлургической промышленности и литейному производству, а также особо ценные в мировой практике остродефицитные беложгущиеся бентониты, которые используются в нефтехимической промышленности, в фарфоро-фаянсовом, тонкокерамическом и электрокерамическом производстве [4]. В сельском хозяйстве бентониты применяются в основном на малоплодородных песчаных почвах для улучшения их структуры и увеличения водообменных способностей, в качестве аккумулятора удобрений и наполнителей ядохимикатов. Бентониты (с содержанием Na_2O > > 1,75 %) являются составной частью белковых концентратов, добавляемых в корма животных и птиц, активными биостимуляторами их роста, служат для хранения овощей и фруктов, как дезодоранты животноводческих помещений и т.д.

Во многих пластовых залежах палыгорскитовых глин, в том числе в наиболее крупных (приуроченных к девонским отложениям При-

пятского прогиба, к каменноугольным отложениям Московской синеклизы или к неогеновому чехлу Украинского щита), относимых ранее к осадочному типу, обнаружен комплекс как сохранившихся, так и новообразованных минералов, свидетельствующих о присутствии в составе глин глубоко переработанной тонкой пирокластики и/или продуктов разгрузки Mg-содержащих гидротерм, что позволяет рассматривать эти глины как камуфлированные вулканогенно-осадочные. Месторождения этого типа характеризуются большими запасами глин, которые, несмотря на более низкую, чем у монтмориллонита, адсорбционную емкость, обладают большой устойчивостью к коагулирующему влиянию солей, а также высокой тиксотропностью и поэтому, как и бентониты, используются в нефтехимической и металлургической промышленности, незаменимы при изготовлении глинистых растворов, необходимых при нефтегазоразведочном и промысловом бурении [17]. В сельском хозяйстве палыгорскиты применяются в качестве суспензирующих и стабилизирующих добавок при производстве удобрений, в частности жидких (в США, например, в количестве 200 тыс. т в год), пестицидов (около 180 тыс. т в год), как носители фосфатных удобрений, а также фунгисидов и инсектицидов. Их вносят в белковые и витаминные концентраты, добавляемые в корма животных и птиц, в гигиенические подстилки и т.д.

Выявленные закономерности размещения и формирования месторождений цеолитов, бентонитов, сепиолитовых и палыгорскитовых глин [4, 17, 21 и др.] явились основой для прогнозных критериев, обеспечивающих правильное направление геологоразведочных работ на все эти виды сырья. Прогнозные ресурсы цеолитов и разведанные запасы бентонитов в целом достаточны для удовлетворения потребностей народного хозяйства СССР. Однако географическое размещение их месторождений, как и качественное состояние сырьевой базы, требуют улучшения, прежде всего путем поисков месторождений гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов. При этом наибольшее значение придается выявлению залежей эрионита, который характеризуется значительным различием в селективности в зависимости от размера и заряда катионов, а также щелочных и беложгущихся бентонитов, высококачественных сепиолитовых и палыгорскитовых глин (последних в районах нефтегазоразведочного и промыслового бурения).

Цеолиты часто находятся совместно с бентонитами (Ноемберянское и Гумбрийское месторождения в Закавказье, клиноптилолит-бентонитовое, расположенное в 120 км восточнее Тегерана, – в Иране и т.д.), бентониты – в ассоциации с палыгорскитовыми глинами (Черкасское на Украине, Тель-Хаджар, Рагадан в Сирии). Месторождения рассматриваемых видов сырья известны в областях с разновозрастной континентальной корой, сформированной как автохтонным, так и

аллохтонным способами. Образование месторождений цеолитов как гидротермально-метасоматического, так и туфогенно-осадочного типов происходило в связи с глубинными разломами и трапповым вулканизмом, нередко предшествующим внутриконтинентальному рифтогенезу (Чамбинское в Тунгусской синеклизе, Пегасское в Кузнецком прогибе), в рифтогенную (четвертичные озерные отложения, прорезанные ущельем Олдуваи, Африканский рифт), океаническую (остров Исландия) стадии и в переходную стадию во время проявления островодужного вулканизма (Чеховское и Лютогское месторождения на Сахалине, Бачкинское проявление на Чукотском полуострове. Гейзерное на Камчатке, Горячий пляж на Курильских островах). Но значительно чаще месторождения образовывались в переходную стадию в процессе формирования гранитно-метаморфического слоя и в континентальную стадию в период становления континентальной коры, в условиях орогенного режима тектонического развития (Бадхызское в Туркмении, Айдагское, Ахалцихское, Ремешинское, Билавское, Истисучайское в Закавказье, Воямпольское на Камчатке, Суворовское и Милоградовское на Сихотэ-Алине и т.д.). Образование месторождений бентонитов этих же генетических типов происходило главным образом на завершающих этапах переходной стадии и в континентальную (Нальчикское и Герпегежское на Северном Кавказе, Асканское и Ханларское в Закавказье, Огланлинское в Туркмении, Келесское и Дарбазинское в Южном Казахстане, Чиминское в Ферганской впадине, Первомайское в Охотско-Чукотском поясе), тогда как сепиолитовых и палыгорскитовых глин – либо в рифтогенную (Тель-Хаджар и Рагадан) и океаническую стадии, либо, подобно бентонитам, – в континентальную, в условиях орогенного режима развития структур, поставлявших вулканокластический материал (Гузанское, Топкок в Ферганской впадине и т.д.).

В соответствии с этим наиболее вероятный возрастной диапазон цеолито- и бентонитообразования определяется на юге Сибири и в Центральном Казахстане как карбон–ранняя пермь, в Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской областях и в Охотско-Чукотском поясе как мел–палеоген, в Альпийско-Гималайском поясе вместе с прилегающей к нему территорией как поздний мел–неоген и, наконец, на Сахалине, Камчатке, Курильских островах и Корякском нагорье как неоген–четвертичный. Однако в связи с необратимым характером изменения цеолитов и бентонитов, в частности превращением последних в смешаннослойные состава слюда–монтмориллонит и в гидрослюду, большинство их залежей, в том числе все месторождения, характеризуемые высоким качеством сырья, сосредоточены в мезо-кайнозойских, преимущественно в палеогеновых и неогеновых отложениях. В отличие от бентонитов, в залежах сепиолитовых и палыгорскитовых

глин не обнаружено существенных различий качества сырья с изменением их возраста в течение фанерозоя.

Отдельные месторождения цеолитов как гидротермально-метасоматического (Чамбинское), так и туфогенно-осадочного (Пегасское) типов, по-видимому, приурочены к трапповым полям, некоторые из них (Гейзерное проявление, Горячий Пляж) – к островодужным структурам. Однако большинство месторождений цеолитов (Айдагское, Ноемберянское, Дзегви, Кемерлинское в Закавказье, Сокирница и Водицкое в Закарпатье), как и все известные месторождения бентонитов гидротермально-метасоматического (Саригюхское, Даш-Салахлинское, Асканское в Закавказье, Смерков Камень в Закарпатье) и туфогенно-осадочного (Гумбрийское и Ханларское в Закавказье, Горбское и Яблунивское в Закарпатье и т.д.) типов, находятся на окраинно-континентальных орогенах, довольно часто – на фрагментах древних континентальных кор (НРВ, НРБ и т.д.), а на Апеннинском полуострове – в зонах современного раскрытия на краях континентальных блоков (шабазит-филлипситовые цеолитовые туфы, о-ва Италии). Некоторые месторождения цеолитов туфогенно-осадочного типа располагаются в областях дейтероорогенеза (Хонгуруу и другие в Якутской АССР). Многие месторождения бентонитов этого же типа локализуются на прилегающих к орогенам частях платформы (Огланлинское и Душакское в Туркмении, Азкамарское, Кунгурдауское и Катта-Курганское в Узбекистане, Бешкентское в Киргизии, Кара-Куш-Хана в Таджикистане, Кудринское и Пыжевское на Украине, Проданештское в Молдавии и т.д.). При этом месторождения бентонитов могут быть удалены от центра извержения на расстояние в сотни километров. Гидротермально-метасоматические залежи сепиолитовых глин приурочены либо к трапповым полям и внутриконтинентальным рифтам (метасоматиты Талнахского рудного поля), либо к окраинно-континентальным орогенам (скарны Алмалыкского рудного поля), вулканогенно-осадочные месторождения палыгорскитовых глин также локализуются либо во внутриконтинентальных рифтах (Петриковское, Борщевское, Щегринское, Калиново-Дашковское, Степановское и другие месторождения в девонских и каменноугольных отложениях Восточно-Европейской платформы, Тель-Хаджарского и Рагаданского месторождений в неогеновых отложениях Сибири и т.д.), либо к окраинно-континентальным орогенам (Карабаглярское проявление в неогеновых отложениях Закавказья) или на прилегающих к ним частях платформ (Карагие, Карагыз, Каинды) в палеогеновых отложениях плато Устюрт, Черкасское месторождение в неогеновом чехле Украинского щита и т.д.). Наиболее благоприятная обстановка для формирования залежей сепиолитовых и палыгорскитовых глин создавалась в местах смещения внутриконтинентальных рифтов или окраинно-континентальных орогенов по трансформным разломам, выпол-

ненным серпентинитами, служившими источником магния.

В залежах цеолитов, приуроченных к трапповым полям или внутриконтинентальным рифтам, а также к зонам современного раскрытия на краях континентальных блоков, наряду с высококремнистым морденитом широко распространен промежуточный по величине кремний/алюминиевого отношения шабазит (Тунгусская синеклиза), нередко в ассоциации с промежуточным, богатым натрием и калием филлипситом. Значительных скоплений эрионита в СССР пока не обнаружено. В Африканском рифте и на западе США он встречается соответственно во внутриконтинентальных рифтах и в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов, где эрионит приурочен к озерно-континентальным отложениям. Залежи цеолитов, расположенные на окраинно-континентальных орогенах, сложены в основном высококремнистыми клиноптилолитом и морденитом.

Месторождения цеолитов и бентонитов гидротермально-метасоматического типа формируются при переработке лав и туфов разного состава. Так, цеолиты Карадагского месторождения в Крыму образовались при замещении трассов, щелочные бентониты Саригюхского и Даш-Салахлинского месторождений в Закавказье – при замещении трахиандезитов, трахилипаритов и их туфов, безжелезистые беложгущиеся бентониты Понцианских островов в Италии – при замещении трахилипаритовых туфов и т.д. Щелочные бентониты Эгитинского рудного поля в Забайкалье представляют собой продукты изменения трахиандезитовых туфов. Слагающий их монтмориллонит, содержащий примесь каолинита, образует ореолы вокруг флюоритовых тел.

Залежи сепиолитов и палыгорскитов этого же типа формируются при изменении пород самого разного состава. Например, сепиолиты Уфалейского месторождения никеля образовались в зоне контакта серпентинитов и мраморов, сепиолиты в ассоциации с палыгорскитами на полиметаллическом месторождении Джезды – в зоне разлома: сепиолиты – в трещинах среди известняков, палыгорскиты – при замещении песчаников. Месторождения этих же видов сырья вулканогенно-осадочного типа формируются в результате подводного разложения и последующего изменения стекла вулканокластов разного состава. При этом цеолиты образуются за счет вулканокластики алевропсаммитовой, а бентониты, сепиолиты и палыгорскиты – алевропелитовой размерности. Залежи сепиолитовых и палыгорскитовых глин формируются при синхронном поступлении в седиментационные бассейны тонкой вулканокластики и магнийсодержащих гидротерм.

Таким образом, стадии развития земной коры и отвечающие им тектонические структуры определяют характер магматизма, который в свою очередь контролирует образование месторождений цеолитов и бентонитов определенного состава, качества и, следовательно, с определенными технологическими свойствами (термостабильностью,

ионообменной и сорбционной способностью и т.д.). Намеченная зависимость позволяет конкретизировать прогнозирование месторождений с требуемыми технологическими свойствами.

Исходя из направленного и необратимого, но в то же время циклического характера эволюции процессов образования цеолитов и глин, поиски залежей широкопористых шабазита и эрионита следует сосредоточить прежде всего в триасовых и, возможно, более молодых внутриконтинентальных рифтах в связи с щелочным вулканизмом. Поиски залежей высококремнистых клиноптилолита и морденита, обладающих наиболее высокой термостойкостью, надо проводить в областях с молодой континентальной корой в палеогеновом, предпочтительнее неогеновом чехле окраинно-континентальных орогенов в районах развития липаритового вулканизма в составе морских отложений, филлипсита и эрионита, ассоциирующих с щелочно-калиевым вулканизмом, в составе озерных отложений.

Поиски залежей безжелезистых беложгущихся бентонитов целесообразно в первую очередь осуществлять в зонах раскрытия, расположенных на краях континентальных блоков, среди гидротермально-измененных трахилипаритовых туфов. При поисках залежей сепиолитовых и палыгорскитовых глин особое внимание следует обратить на места смещения окраинно-континентальных орогенов по трансформным разломам, особенно в районах нефтегазоразведочного и промыслового бурения. В этом отношении весьма интересны крупнейшие месторождения сепиолитовых глин, известные в Турции на Анатолийском плато, а также пласты туфогенных палыгорскитовых глин, недавно открытые в Среднеараксинской депрессии (в районе пос. Карабагляр).

Между химическим составом вулканических пород, гидротермальных растворов и образующихся при изменении вулканических туфов, цеолитов и глин существует тесная связь, предопределяющая возникновение их минеральных видов и парагенетических ассоциаций. Так, например, во внутриконтинентальных рифтах среди траповых полей развивается шабазитовая, а в связи с щелочным вулканизмом – эрионитовая минерализация, в зонах современного раскрытия на краях континентальных блоков среди щелочно-калиевых лав – шабазит-филлипситовая, на островных дугах и окраинно-континентальных орогенах в ассоциации с андезитовой серией – клиноптилолит-морденитовая. Во внутриконтинентальных рифтах в одних и тех же типах пород, например, в толеитовых базальтах содержание кремнезема (48, 70 %) значительно ниже, чем на островных дугах или окраинно-континентальных орогенах (больше 50 %).

На островных дугах в щелочно-калиевых лавах содержание SiO_2 (56, 57 %), Na_2O (3,51 %) и K_2O (2,60 %) тоже ниже, чем на окраинно-континентальных орогенах (SiO_2 – 62,34 %, Na_2O – 3,63 %; K_2O –

3,49 %). Соответственно с этим в различных типах тектонических структур генерируются не только вулканокласты, но и цеолиты, отличающиеся по содержанию кремнезема, глинозема, щелочных и щелочноземельных элементов и т.п. В частности, с развитием тектонических структур неизбежно должна происходить смена низкокремнистых цеолитов на высококремнистые.

Наряду с химизмом пород большое значение в процессах цеолито- и глинообразования имеет циркуляция термальных растворов. При одном и том же исходном составе пород воздействие растворов обусловливает разнообразие цеолитов и глин, образование их сложных ассоциаций или отклонение парагенетических ассоциаций от стандартных с возникновением „необычных" минералов, например, эрионита в гейландитсодержащих туфах Ценубани и т.п.

Минеральный состав цеолитов и глин определяет их технологические свойства. Это следует учитывать при поисках их месторождений пригодных к использованию в различных отраслях народного хозяйства.

Среди рентгеноаморфных разностей вулканогенных пород наибольший интерес вызывают вулканические пеплы и пластовые аллофаны.

Вулканические пеплы являются ценным полезным ископаемым, качества которого познаны еще не полностью. Залежи пепла во многих местах залегают непосредственно на земной поверхности, часто имеют большую мощность (превышающую нередко 10–20 м) и прослеживаются по простиранию на многие километры. Вулканические пеплы андезит-дацитового состава отличаются высокой удельной поверхностью (по толуолу), варьирующей, по данным Т.П. Конюховой и Л.А. Михайловой, в пределах от 82 до 106 м²/г. Объем пор по воде очень большой: от 0,22 до 0,48 см³/г (по бензолу от 0,014 до 0,02). Вулканические пеплы могут найти практическое применение не только в нефтехимической промышленности (для осушки), но и, по-видимому, в сельском хозяйстве (в качестве пролонгаторов при применении минеральных удобрений).

Вулканические пеплы, отличающиеся большим объемом пор, распространены в областях с континентальной корой, сформированных в олигоцене, миоцене–начале плиоцена в пределах Альпийско-Гималайского пояса, в частности на Малом Кавказе (в бортовых частях Среднеараксинской депрессии, в Акеринской впадине и т.д.), в областях формирующейся континентальной коры – в пределах Тихоокеанского пояса, в частности на Камчатско-Курильской гряде, и т.д. Залежи пепла формировались в процессе вулканических извержений в континентальных условиях.

Пластовые аллофаны, выявленные в СССР в последние годы, представляют собой новый вид минерального сырья. Залежь аллофана,

заключенная в толще аллофан-монтмориллонит-кремнистых пород, характеризуется небольшими запасами, но слагающие ее мономинеральные аллофаны обладают ценными свойствами. Значения их удельной поверхности составляют 380 $м^2/г$, сорбционная способность по парам H_2O достигает 38 %, каналы цеолитового типа имеют выходные окна диаметром $40 \cdot 10^{-9}$ м, поры характеризуются двумя максимумами в областях $(159–186) \cdot 10^{-9}$ м и $(427 – 586) \cdot 10^{-9}$ м при их объеме до 0,14 $см^3/г$. Объем пор по бензолу достигает 0,0402–0,495 $см^3/г$, статическая емкость по диметилсульфиду составляет 0,528 %, по этилмеркаптану 0,346 %. Обезвоженные аллофаны благодаря высоким адсорбционной способности и молекулярно-ситовому эффекту, несомненно, представляют практический интерес. Об этом свидетельствует, в частности, высокая степень очистки аллофанов по отношению к диметилсульфиду и этилмеркаптану, составляющая соответственно 100 и 32 %.

Пластовые аллофаны выявлены в области с континентальной корой, сформированной в олигоцене–миоцене–начале плиоцена, в пределах Альпийско-Гималайского орогена в зоне глубинного Зод-Ордубадского разлома [1], где они приурочены к верхней молассе и залегают среди туфогенных глин в составе озерно-континентальных отложений. Пласты аллофана сформировались в результате разгрузки кислых гидротерм, содержащих растворенные кремнезем и глинозем.

Залежи цеолитов, бентонитов, сепиолитовых и палыгорскитовых глин, имеющие самостоятельное промышленное значение, в том числе в качестве нетрадиционных источников сырья для сельского хозяйства, как и пластовые аллофаны, представляющие собой перспективный вид горнохимического сырья, весьма интересны еще и в том отношении, что в ассоциации с ними встречаются более дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. Так, в крупнейших фосфоритоносных бассейнах, расположенных в Аравийско-Африканской провинции и на полуострове Флорида, монтмориллонитовые, сепиолитовые и палыгорскитовые глины, нередко в ассоциации с цеолитами (клиноптилолитом), подстилают и перекрывают пласты фосфоритов (которые в Марокко и на Флориде нередко имеют вид обычных песков или глин) или переслаиваются с ними, как это отмечается, например, на месторождениях Тамагегель и Хахота-Клогаме в Мали-Нигерском и других бассейнах Аравийско-Африканской провинции. Особого внимания заслуживают озерно-континентальные отложения, в составе которых в ассоциации с цеолитами (клиноптилолитом, морденитом, эрионитом и др.) или глинами монтмориллонитового, реже сепиолитового или палыгорскитового состава находятся залежи природной соды, флюорита и боратов. Это наблюдается, в частности, на месторождениях боратов, недавно открытых близ Магдалены (Сонара, Мексика), где, по данным С.Г. Лефонда и Д.М. Баркера (S.G. Lefond, J.M. Bar-

ker), в туфогенно-глинистых отложениях клиноптилолит и филлипсит встречаются в ассоциации с говлитом, или в долине Амаргоса (Калифорния, США), где по данным К.Е. Баркера (C.E. Barker), в аналогичных отложениях клиноптилолит, филлипсит и шабазит наблюдаются в ассоциации с колеманитом, гидроборацитом и улекситом, а также на Индерском месторождении, где в гипсовых шляпах сепиолит находится совместно с ашаритом.

Фосфатное сырье

Среди промышленных типов месторождений фосфатных руд выделяются магматический, карбонатитовый, метаморфогенный и осадочный, который в свою очередь подразделяется на микрозернистый, зернистый, желваковый и ракушечный. К магматическим и карбонатитовым месторождениям апатита приурочено около 1 млрд т фосфорного ангидрида, к метаморфогенным – 0,48 млрд т (или 5,24 % мировых запасов), тогда как к осадочным месторождениям фосфоритов – 26,26 млрд т (или 94,76 %), из которых на долю микрозернистых приходится 17,78 %, зернистых – 79,36 %, желваковых – 2,48 % и ракушечных – 0,38 % [30]. В СССР главенствующее положение занимают магматические месторождения апатита, в которых сосредоточено около 30 % общесоюзных запасов и 60 % общего производства в стране P_2O_5. Среди осадочных месторождений фосфоритов на долю микрозернистых приходится около 62 %, зернистых – 12 %, желваковых – 8 % и ракушняковых – 18 % [37].

Магматические, карбонатитовые и метаморфогенные месторождения апатита располагаются главным образом в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея – в Карело-Кольской (Хибинские, Ковдорское, Себльярвское) и в Маймеча-Котуйской (Ыраас, Маган, Ессей) провинциях, на Украинском (Новополтавское) и Алданском (Хани, Селигдарское) щитах, в Восточном Саяне (Восточно-Саянское), значительно реже – в областях с континентальной корой, сформированной на значительной части территории Забайкалья в раннем и среднем девоне (Ошурковское), хотя и в пределах последних они нередко приурочены к фрагментам континентальной коры, сформированной к началу рифея (Кручининское). Некоторые залежи апатита образовались в рифтогенную (например, Красномайское рудопроявление на Кокчетавском массиве и Татарское на Енисейском кряже) или в переходную стадию при формировании гранитно-метаморфического слоя в условиях протоорогенного режима (Ошурковское), другие – в континентальную, в условиях дейтероорогенного или платформенного режима.

Тектоническая позиция уникальных Хибинских месторождений апатита все еще остается неясной и является предметом широкой

дискуссии. Судя по Тектонической карте, Хибинская группа месторождений апатита находится на борту внутриконтинентального рифта, связана, по данным Г.И. Горбунова и др., с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита под влиянием каледонского и герцинского тектогенеза в соседних областях и контролируется наиболее активной и подвижной зоной грабенообразных опусканий Осло–Хибины, к которой приурочены рудоконтролирующие разломы северо-восточного простирания. По мнению Р. Доига, разделяемому О.Б. Дудкиным и И.Г. Толстихиным, Хибинские месторождения связаны с внутриконтинентальным рифтогенезом, по мнению А. Митчела и М. Гарсона [20] – с горячей точкой. Есть основания предполагать, что Хибинские месторождения, как и другие месторождения апатита в СССР, приурочены к зонам раздвигания внутрилитосферных подкоровых мантийных пластин, обусловливающих проявление внутриплитного магматизма большой глубинности и высокой щелочности. Геоструктурное положение месторождений апатита Маймеча-Котуйской провинции также еще не совсем ясно. Большинство из них находится в зонах глубинных разломов и тоже, возможно, контролируется зонами раздвигания внутрилитосферных пластин, вызывающих проявление внутриплитного магматизма.

Несмотря на существующие различия точек зрения на структурную приуроченность месторождений апатита, не вызывает сомнения, что благоприятные условия для их образования создавались и во внутриконтинентальных рифтах, и в зонах раздвигания внутрилитосферных подкоровых мантийных пластин. В связи с этим следует отметить, что при перерождении внутриконтинентальных рифтов в океанические структуры, массивы щелочных и ультраосновных-щелочных интрузий, приуроченные к краям континентальных блоков, как и связанные с ними апатитоносные поля, могли разрываться и перемещаться на большие расстояния. Поэтому при нахождении апатитовых руд на одной из окраин океанической структуры целесообразно проведение палеотектонических реконструкций для выявления аналогичных руд в противоположной части этой структуры. Подобные реконструкции уже сделаны для свинцово-цинковых руд, соленосных отложений и т.д.

Магматические месторождения апатита связаны главным образом с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, ийолит-уртитами и карбонатитами [5] и образуются в результате ликвации или метасоматоза. Весьма показательно, что наряду с апатитом в этих же породах отмечаются высокие концентрации содовых и фторных минералов, образующихся в связи с постмагматическими процессами. С другой стороны, в вулканогенно-осадочных месторождениях соды и фтора отмечается повышенное содержание фосфатных соединений. Наряду с апатит-нефелиновыми и апатит-карбонатитовыми рудами все большее

значение приобретают легкообогатимые апатит-ильменитовые, приуроченные к щелочным габброидам.

Вулканогенные месторождения апатита пока еще не обнаружены. В магнетитовых лавах, выявленных в Чили, содержится апатит. И не исключена возможность открытия в недалеком будущем существенно апатитовых лав. Близкие им по происхождению вулканогенно-осадочные магнетит-апатитовые месторождения (иногда рассматриваются как метаморфогенные) известны в Швеции (Кирунавара) и в Норвегии (Люнгрот), в Мексике (Сьера де Маркадо) и в Чили (Альгароббро). В СССР к ним, по-видимому, относятся Холзунское в Алтае-Саянской области и Абовянское на Малом Кавказе. Все эти месторождения образовались в континентальную стадию в условиях протоорогенного режима в связи с плутоно-вулканическими ассоциациями и приурочены преимущественно к тыловым частям окраинно-континентальных орогенов.

К вулканогенно-осадочным месторождениям фосфоритов относятся Тамалыкское в Алтае-Саянском бассейне, Нельканское, Лапагское, Нимийское в Удско-Селемджинском бассейне, ряд проявлений в Северном Казахстане и т.д. Некоторые из этих залежей образовались, по-видимому, в океаническую (Тамалыкское, Нельканское и др.), другие – в переходную стадию вблизи островных дуг или в краевых морях (Северный Казахстан).

Осадочные месторождения фосфоритов, как и магматические, также встречаются в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея. Однако основная масса фосфоритов, в том числе микрозернистые и зернистые, обнаружена в областях с континентальной корой, сформированной в раннем и среднем девоне (микрозернистые фосфориты Каратауского, Окино-Хубсугульского и Алтае-Саянского бассейнов) или в середине карбона–ранней перми (микрозернистые фосфориты, недавно открытые на Пиренейском полуострове, зернистые фосфориты Центрально-Кызылкумского бассейна).

Некоторые месторождения фосфоритов образовались в рифтогенную (Улутау в Центральном Казахстане), в океаническую (предположительно Джанытас, Чулактау и др. в Каратауском, Ухагольское и Харанурское в Окино-Хубсугульском, Белкинское и Талановское в Алтае-Саянском бассейнах) или в переходную стадию (месторождения Пиренейского полуострова), остальные – в континентальную, в условиях платформенного режима (Джетымтау, Джерой-Сардара, Караката, Каратаг, Егорьевское, Вятско-Камское, Чилисайское, Тоолсе и др.).

Тектоническая позиция крупнейших в Северной Евразии Каратауского и Окино-Хубсугульского бассейнов микрозернистых фосфоритов прояснилась лишь в последние годы, хотя и сохранила в себе элементы дискуссионности. Для этих бассейнов предполагается

(соответственно В.Ф. Беспаловым и А.В. Ильиным) нахождение в пределах континентальных рифтов – Каратауского и Дархатско-Хубсугульского, представлявшего собой в период фосфатонакопления мелководный бассейн, соединявшийся с океаном. По мнению А.В. Пейве, А.Л. Яншина и др. [34], вендско-нижнекембрийские отложения, к которым приурочены месторождения как Каратауского, так и Окино-Хубсугульского бассейнов, сформировались в океаническую или переходную стадию и распространены в основном на микроконтинентах дорифейской континентальной коры, а также на уступах, по-видимому, существовавших на их границе с участками новообразованной океанической коры. Эти отложения в Окино-Хубсугульском, как и в Алтае-Саянском бассейнах, распространены вблизи от зон развития смешанных вулканогенных и терригенных формаций переходной стадии. Месторождения фосфоритов Пиренейского полуострова, недавно выявленные в кембрийских отложениях в провинциях Сьюдад-Реаль, Кацересс, Вадагос, Толедо и Саламанса (Испания), находятся в областях с континентальной корой, сформированной в среднем карбоне–ранней перми, и, будучи приурочены к переходной стадии, связаны с известково-щелочными вулканогенными формациями островных дуг, со смешанными вулканогенными и терригенными формациями и с вулканогенно-терригенными и терригенными, местами карбонатными формациями краевых морей. На территории СССР в областях с континентальной корой, сформированной в то же время, аналогичные отложения того же возраста, перспективные на поиски микрозернистых фосфоритов, известны, в частности, в Среднем Приамурье. Следует отметить, что в этих отложениях на Буреинском массиве и в его обрамлении недавно выявлены карбонатные фосфориты, которые В.А. Нагорным и Г.В. Рогановым рассматриваются как новый вид минерального сырья. Судя по результатам агрохимических испытаний, эти фосфориты могут найти широкое применение в виде карбонатно-фосфатной муки на кислых почвах Дальнего Востока.

Осадочные месторождения фосфоритов связаны главным образом с карбонатными и терригенными формациями: микрозернистые фосфориты – с кремнисто-карбонатными, зернистые – с терригенно-кремнисто-карбонатными, желваковые – с глауконито-терригенными и ракушечные – с органогенно-терригенными [6, 7]. Зернистые фосфориты (на долю которых приходится более 68 % мировых и лишь около 8 % общесоюзных запасов P_2O_5) залегают в палеогеновых отложениях в составе терригенно-карбонатной формации в ассоциации с туфогенными бентонитами, палыгорскитовыми глинами, местами с опалкристобаллитовыми породами, тяготея по латерали (со смещением по вертикали) к зоне перехода между глинистыми и кремнистыми породами. Нельзя не подчеркнуть, что зона выклинивания туфогенных глин монтмориллонит-палыгорскитового состава, включающая участ-

ки мелководных отложений, к которым в Кызылкумском бассейне приурочены зернистые фосфориты, в виде неровной полосы, перспективной на таких участках на поиски зернистых фосфоритов, прослеживается вдоль Альпийско-Гималайского пояса в северо-западном направлении от названного бассейна через Приаральскую низменность, плато Устюрт, полуостров Мангышлак, Прикаспийскую низменность, Северный Кавказ и Донецкий кряж вплоть до Приднепровской низменности. Следует отметить, что местонахождение зоны перехода между туфогенно-глинистыми и кремнистыми породами, как и возраст продуктивных на фосфор отложений, определяются расстоянием от областей орогенного вулканизма и в соответствии с законом корреляции фаций Головкинского–Вальтера их возрастным скольжением, обусловленным движением береговой линии, трансгрессией или регрессией моря. Залежи фосфоритов формируются в морских проливах и заливах на площадях высокой биологической продуктивности, локализуясь на участках с замедленной седиментацией (Джетымтау, Джерой-Сардара и др.).

Эволюция процессов рудообразования фосфора в связи с цикличностью и стадийностью развития земной коры, геоструктурное положение его месторождений, характер взаимосвязи между магматическим и осадочным рудогенезом фосфора, как и масштабы или формы влияния вулканизма на процессы фосфатонакопления в бассейнах седиментации, все еще изучены недостаточно. Тем не менее есть веские основания предполагать, что щелочной магматизм, развивающийся во внутриконтинентальных рифтах или на начальной стадии раскрытия океанов, мог оказывать как прямое, так и косвенное влияние на процессы фосфатонакопления, являясь одним из возможных источников фосфора, а также фтора и сопутствующих им тяжелых металлов, выступавших в качестве биологических токсинов, тогда как кислые продукты андезитового вулканизма, приуроченного к островным дугам, оказывая в основном косвенное влияние, изменяли обстановку среды осадконакопления [1].

Несмотря на выявление целого ряда фактов, иллюстрирующих влияние глубинных процессов, вопрос о путях поступления фосфора в бассейны седиментации является ключевым в проблеме его осадочного рудообразования и продолжает оставаться предметом дискуссии. Наряду с фосфатным резервом вод Мирового океана, в качестве основных источников фосфора предполагаются вулканические извержения и мобилизация фосфора на водосборных площадях [39]. Влияние вулканического источника фосфора, на который неоднократно обращали внимание Н.С. Шатский, А.Л. Яншин, Г.С. Дзоценидзе, Н.Г. Бродская и др., пока еще изучено недостаточно. Тем не менее есть все основания предполагать, что вулканические извержения сыграли не последнюю роль в достижении высокого содержания фосфора,

растворенного в морской воде, не только в венд–раннекембрийскую эпоху [40], но и позже, в мезо-кайнозое.

О масштабах и формах влияния вулканического источника фосфора на процессы его осадочного рудообразования можно судить главным образом по косвенным признакам, среди которых значительный интерес представляют данные о содержании фосфора и характере его геохимических связей в магматических породах. Содержание фосфора в лавах и пирокластах вдвое выше, чем в осадочных породах (0,12 % P_2O_5), и возрастает, как уже отмечалось, от толеит-базальтовой и андезитовой серий к щелочной и щелочно-калиевой.

Характер геохимических связей фосфора в вулканических породах, определяющий его подвижность в вулканических процессах, и, следовательно, возможность отделения от магматических расплавов в газово-жидкую фазу, а при благоприятных условиях – в бассейны седиментации, обычно отмечается большим непостоянством. В результате обработки на ЭВМ методами многократной корреляции и факторного анализа данных о содержании породообразующих компонентов в вулканических породах разного состава, сформированных в различных геодинамических обстановках, Э.Г. Дистановым установлено, что в вулканических породах, независимо от их состава, наблюдается положительная корреляционная связь P_2O_5 с TiO_2 и FeO (исключение составляют лишь щелочно-калиевые базальтоиды внутриконтинентальных рифтов, у которых отмечается положительная корреляционная связь с TiO_2 и Fe_2O_3). Для толеитовых базальтов, кроме того, характерна положительная корреляционная связь P_2O_5 с Na_2O, K_2O, а для щелочных базальтов, как и для вулканических пород андезитовой и латитовой серий, – с MgO, CaO.

Во внутриконтинентальных рифтах в толеитовых, щелочных базальтах и на окраинно-континентальных орогенах в вулканитах андезитовой серии проявляется отрицательная корреляционная связь между P_2O_5 и Fe_2O_3, тогда как на срединно-океанических хребтах и островных дугах в этих же породах у P_2O_5 обнаруживается положительная корреляционная связь как с FeO, так и с Fe_2O_3. Это показывает, что характер геохимических связей фосфора в вулканических породах меняется в зависимости не только от их состава, но и от геодинамической обстановки.

С переходом от вулканизма трещинного типа к центральному во внутриконтинентальных рифтах в процессе десиликации мантийной магмы происходит обогащение фосфором щелочных пород (нефелинитов, лейцititов), при дифференциации магмы – обеднение им средних и особенно кислых пород (пантеллеритов, комендитов). При этом фосфор утрачивает положительные корреляционные связи с кремнием и калием. В отличие от толеитовых и щелочных базальтов, приуроченных к внутриконтинентальным рифтам, он становится тесно связан-

ным в нефелинитах с Fe_2O_3 и CaO, в пантеллеритах с Fe_2O_3 и MgO. В линейных парагенезисах породообразующих элементов, представляющих собой ряды возрастания геохимической подвижности в вулканических процессах, фосфор занимает последнее место.

Нефелиниты:

Si, Al, K→Na→Fe^{2+}, Mg→Fe^{3+}→Ti→Ca, P

Пантеллериты:

Si, K→Al→Ca→Ti, Fe^{2+}, Na→Mg→Fe^{3+}, P .

В отличие от толеитовых и щелочных базальтов, приуроченных к внутриконтинентальным рифтам, и подобно щелочным или кислым породам, распространенным в этих же структурах, в толеитовых и щелочных базальтах, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, у фосфора, как уже отмечалось, проявляется положительная корреляционная связь с Fe_2O_3. В линейных парагенезисах породообразующих элементов он перемещается на последнее место.

В андезитовых сериях островных дуг, подобно базальтам срединно-океанических хребтов, но в отличие от андезитов окраинно-континентальных орогенов, у фосфора проявляется положительная корреляционная связь с Fe_2O_3. При этом, как и в базальтах, резко возрастает его подвижность. В латитовых сериях окраинно-континентальных орогенов, как и в андезитовых на островных дугах, но в отличие от андезитов окраинно-континентальных орогенов, также проявляется положительная корреляционная связь между фосфором и Fe_2O_3. Одновременно с этим резко возрастает его подвижность.

Аналогичная картина наблюдается в щелочно-калиевых сериях МНР, Забайкалья и других регионов. Особый интерес представляет плутоно-вулканический комплекс Мушугай-Хадук на юге МНР. В его составе железо, кальций, магний, фосфор и фтор образуют минералы, слагающие апатит-магнетитовые руды и более поздние по отношению к ним тела карбонатитов, а также связанные с ними карбонат-флюоритовые и апатит-флюоритовые руды. Широкое развитие апатит-магнетитового и апатит-флюоритового оруденения свидетельствует о подвижности фосфора в вулканических процессах, его отделении от магматических расплавов в гидротермальные растворы, из которых он и выделяется в осадок в виде апатита.

Латиты (МНР)

Si, K, Al, Na→Fe^{3+}, Ti→Fe^{2+}, Mn→P→Mg, Ca→P

Латиты (Забайкалье)

Si, K→Na→Fe^{3+}, Al→Fe^{2+}, Mg, Ca→Ti, P .

Таким образом, данные о содержании фосфора и характер его геохимических связей в вулканических породах свидетельствуют о резком возрастании его подвижности во внутриконтинентальных рифтах в условиях высокощелочного (главным образом нефелинито-

вого) и контрастного (базальт-липаритового) вулканизма, в океанических пространствах – при извержении трахибазальтов, на островных дугах при проявлении андезитового и на окраинно-континентальных орогенах – латитового вулканизма.

В подтверждение гипотезы об участии глубинного вещества в процессах рудообразования фосфора нельзя не подчеркнуть, что океанические вулканы, сложенные субщелочными и щелочными базальтами, являются на завершающем этапе их развития основным источником повышенных концентраций фосфора в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных породах, слагающих подводные горы. Прожилково-метасоматическая фосфатизация этих пород, следовавшая за фазами подводного вулканизма, генетически связана с постмагматическими эманациями и гидротермальными растворами. Осаждение фосфатного вещества, которое согласно изотопным исследованиям начинается при температурах более 30–40 °С и завершается при температурах не менее 20 °С, происходит вслед за цеолитообразованием и сопровождается формированием железомарганцевых корок. В результате фосфатизации горных пород содержание фосфора в меловых и эоценовых базальтах и туфах повышается соответственно до 25 и 30 % P_2O_5, в известняках – до 27 % P_2O_5 [28].

Следует напомнить также о его высоком содержании в некоторых разностях игнимбритов – спекшихся липаритовых туфов (до 2,87 % P_2O_5) и в связи с этим – о находке эксплозивной кремнисто-фосфатной брекчии, с которой генетически связаны пластовые фосфориты. Ее цементирующая масса представлена липаритовым порфиром и кремнистым метасоматитом, обломочная фракция – фосфатизированными кремнями, фтанитами, реже – карбонатными породами. Образование брекчии связывается с внедрением газонасыщенной магмы кислого состава, несущей с глубины значительное количество кремнезема и фосфора, в кремнисто-карбонатные осадки. Глубинное вещество частично отложилось на путях миграции в виде секущих тел кремнисто-фосфатных брекчий и связанных с ними метасоматических доломитов и фосфоритов, частично достигло морского дна, вызывая образование кремнистых пород, доломитизацию карбонатных илов и осаждение пластовых фосфоритов [38].

Все это позволяет утверждать, что наряду с щелочным вулканизмом, развивающимся во внутриконтинентальных рифтах или на начальной стадии раскрытия океанов, существенное влияние на рудообразование фосфора оказывал также андезитовый и латитовый вулканизм, приуроченный соответственно к островным дугам и окраинно-континентальным орогенам, который выступал в качестве одного из возможных источников фосфора, фтора и сопутствующих им тяжелых металлов.

Разнообразные, порой весьма отдаленные, источники фосфора в

бассейнах седиментации завуалированы хемогенно-биогенным механизмом его осаждения. Однако если их не учитывать, разбраковка кремнисто-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных формаций на перспективные и бесперспективные с точки зрения поисков микрозернистых и зернистых фосфоритов вызывает большие трудности.

Касаясь взаимосвязи фосфатов с другими видами неметаллических полезных ископаемых, нельзя не отметить, что в ассоциации с апатитами, реже – с фосфоритами (Алтае-Саянская область, Северный Казахстан) встречаются довольно значительные концентрации фтора в форме его собственных минералов – криолита или флюорита, не образующие, однако, из-за широкого рассеяния фтора в фосфатных минералах промышленных месторождений. Вместе с тем апатиты и фосфориты, характеризуемые высоким содержанием фтора (до 4,5 %), рассматриваются как сырье для попутного получения его соединений. Что касается фосфатов и боратов, то ни пространственная, ни генетическая связи между их месторождениями не улавливаются. Исключение составляет лишь зона тройного сочленения плит, возникшая при поглощении срединно-океанического хребта, разделявшего плиты Тихоокеанскую и Кокос, с западной окраиной Американской плиты, в пределах которой миоценовым туфогенно-кремнистым фосфоритоносным отложениям формации Монтерей отвечают синхронные им туфогенно-глинистые бороносные отложения месторождения Крамер, представленного залежью буры и кернита с запасами в 100–120 млн т при их содержании в руде до 80 %.

Минеральные соли

Месторождения каменной, калийных, магниевых солей и сульфатов натрия, как правило, представлены одним хемогенно-осадочным типом. В отличие от них, среди месторождений содового сырья выделяется три генетических типа: гидротермально-метасоматический, осадочный, а также вулканогенно-осадочный, выявленный за рубежом. Залежи сложены в основном либо давсонитовой рудой, являющейся потенциальным источником карбоната и бикарбоната натрия, либо троной и термонатритом в ассоциации с другими содовыми минералами, которые в США являются основным источником названных соединений. Наиболее дефицитны среди минеральных солей – калийные соли сульфатного типа и природная сода (трона, термонатрит).

Месторождения калийных солей также встречаются в областях с разновозрастной континентальной корой: большей частью в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея, – на Вос-

точно-Европейской и Сибирской платформах, значительно реже в областях с континентальной корой, сформированной в середине карбона–ранней перми (Средняя Азия) и в олигоцене, миоцене – начале плиоцена (Предкарпатский прогиб). Некоторые из этих месторождений образовались либо в рифтогенную стадию и/или находятся во внутриконтинентальных рифтах (Старобинское и Петриковское в Припятском прогибе), либо в переходную в условиях раннеорогенного режима (Стебникское и Калуш-Голынское в Предкарпатском прогибе) и в континентальную в условиях позднеорогенного режима или его смены на платформенный (Прикаспийская впадина), большинство других (Непское в Иркутском амфитеатре, Верхнекамское и Верхнепечорское в Предуральском прогибе, Гремячинское на Приволжской моноклинали, Карлюкское, Карабильское в Средней Азии и т.д.), как и все залежи сульфатов натрия (залив Кара-Богаз-Гол, оз. Кучук в Кулундинских степях, Чуль-Адыр на Тянь-Шане, солончаки Кайдак и Култук на Мангышлаке и т.д.) – в условиях платформенного режима. В отличие от залежей калийных солей хлоридного типа, сформированных в рифтогенную стадию или в континентальную в условиях платформенного режима, месторождения калийных солей сульфатного типа образовались в переходную стадию в условиях орогенного режима. Интересно отметить, что в соленосных формациях вместе с калийными солями сульфатного типа, отложившимися на раннеорогенном этапе, находятся месторождения самородной серы, образовавшиеся на позднеорогенном этапе.

Проявления содовой минерализации также встречаются в областях с разновозрастной континентальной корой, сформированной как автохтонным, так и аллохтонным способами: давсонитовая минерализация – в Припятском прогибе и Днепрово-Донецкой впадине, в Прикаспийской и Тунгусской синеклизах, в Кузнецком прогибе, на Среднем Урале, на Кавказе и в Закавказье, на Карпатах и в Закарпатье, в Австрии и Японии, трона и термонатрит – на Кольском полуострове, в Якутской АССР, Алтае-Саянской области, Забайкалье, Кызыл-Кумах, на Памире, в КНР, Пакистане, МНР и Турции. Большинство из этих проявлений образовалось либо в рифтогенную стадию (проявление давсонита в ущелье Олдуваи, залежи соды в озерах Магади, Натрон, Катуэ и др. в Африканском рифте) и/или находится в связи с глубинными разломами и трапповыми полями (Верхнетерсинское и Крапивинское рудопроявления давсонита в Кузнецком прогибе), во внутриконтинентальных рифтах (Заозерное и Осташковичское проявления давсонита в Припятской, Адамовское и Дружковское – в Днепрово-Донецкой впадинах, Хибинские проявления соды, по мнению Доига, – в Северо-Атлантическом, Ушукей-Нор и другие – в Байкальском рифтах), либо в континентальную – в условиях позднеорогенного (Малкинское проявление давсонита на Кавказе, Арвано и

Мисдаг – в Закавказье, Речк в Венгрии, Дубринич, Вышково и другие в Закарпатье, месторождение соды Беупазари в Турции, Сассык-Кульское и Шор-Кульское проявления на Памире), дейтероорогенного (Буулт, Цайдамин-Нур, Горный-Нур и другие проявления соды) в МНР, Абалахское – на Алданском щите или платформенного режима (Кенкиякское и Акджарское проявления давсонита в бортовой части Прикаспийской синеклизы, Жеронское и Алюнское – в Тунгусской синеклизе, Калганское проявление соды в Кызылкумах, Танатар-Петуховское – в Алтае-Саянской области, Доронинское в Забайкалье, Нара, Сорку и др. в Пакистане). В окраинно-континентальных орогенах залежи содового сырья, в том числе – наиболее крупная среди них – Беупазари, расположенная на Анатолийском плато в 100 км к западу от Анкары, как и скопления троны в озерах Памира, залегают в тыловых частях структур, главным образом на фрагментах древних континентальных кор, преимущественно в их краевых зонах, как правило, в зонах глубинных разломов. По данным Р. Ота и А. Динцела, в районе Беупазари–Анкара распространены щелочные базальты, авгитовые, гиперстеновые и роговообманковые андезиты, а также биотитовые дациты.

Как следует из приведенных материалов, размещение и формирование залежей минеральных солей контролируется стадией развития земной коры и режимом тектонического развития регионов, который в сочетании с геоморфологическим и климатическим факторами определяет, по Н.М. Страхову, не только масштабы соленакопления, но и вещественный состав соленосных отложений. Наиболее существенные изменения в развитии земной коры вызывали и наиболее значительные изменения в составе соленосных формаций [13], которые происходили либо при раздвижении континентов, либо в эпохи складчатости, проявлявшейся с наибольшей интенсивностью во время столкновения континентов. Наиболее существенные изменения в развитии земной коры сопровождаются, как уже отмечалось, активизацией вулканической деятельности. Естественно, что поступление ее продуктов в солеродные бассейны имело большое значение в качестве фактора, определяющего вещественный состав соленосных отложений, залегающих в пределах или вблизи вулканических областей, например, в рифтовых впадинах или краевых прогибах.

В сложнопереплетающейся системе: тектоника–палеогеография, контролирующей соленакопление, вулканизм нередко выступал в качестве связующего звена. Он оказывал разнообразное (не только прямое, но и косвенное) влияние на процессы седиментации в солеродных бассейнах, вызывая накопление специфических по составу соленосных отложений с присущим только им комплексом полезных ископаемых. Так, с возрастанием вулканической активности, сопровождавшимся в определенные интервалы времени в течение варис-

цийского (начало перми), ларамийского (середина эоцена) и альпийского (середина миоцена) орогенических циклов значительным увеличением количества CO_2 в атмосфере, совпадают во времени не только расширение площади областей жаркого и сокращение областей умеренного и холодного климата, но и эпохи соленакопления [27]. Зарождаясь и развиваясь в эпохи складчатости при максимальном содержании CO_2 в атмосфере, процессы соленакопления могли продолжаться при резком падении концентрации CO_2, отмечаемом, в частности, с середины и до конца пермского периода, в позднем эоцене и позднем миоцене. Уменьшение количества CO_2 в атмосфере с середины и до конца пермского периода и в позднем миоцене неизбежно должно было привести к снижению содержания кальция в водах Мирового океана, питавших солеродные бассейны. Это обстоятельство в сочетании с их высокой изолированностью способствовало, согласно исследованиям М.А. Жаркова с соавторами, накоплению в пермских бассейнах Прикаспийской впадины, как и в Мессинском бассейне Средиземного моря, калийных солей сульфатного типа. Вместе с тем падение содержания CO_2 в атмосфере не могло не повлиять также на изменение условий выветривания в сторону повышения щелочности среды, благоприятствовавшей формированию в эоценовых озерно-континентальных осолоняющихся бассейнах, располагавшихся в Скалистых горах, пластов троны. С другой стороны, повышение содержания CO_2 в атмосфере во время существования ранне- и среднемиоценовых бассейнов Предкарпатского прогиба предполагает иной механизм формирования залежей калийно-магниевых солей сульфатного типа, допускающий поступление дополнительных количеств серных соединений извне – либо из областей развития осадочных пород, либо в составе глубинных флюидов и растворов. Серные соединения, поступавшие в солеродные бассейны с водосборов или по разломам, существенно изменяли характер галогенной седиментации. В результате происходило образование месторождений калийных солей сульфатного типа, представленных в Предкарпатском прогибе лангбейнит-каинит-полигалитсодержащими породами.

Основными формами прямого влияния вулканизма на процессы седиментации в осолоняющихся бассейнах являются поступления пирокластического материала (особенно натрово-карбонатитового пепла), магматических флюидов и гидротермальных растворов, поставляющих компоненты, обычно чуждые соленосным отложениям. Геохимическое и рудогенерирующее значение продуктов вулканической деятельности в процессах галогенной седиментации определяется целым рядом сложносочетающихся факторов, зависящих, в частности, от типа солеродного бассейна и стадии его осолонения.

В морских бассейнах, имеющих связь с Мировым океаном, воды которого подавляют процессы вулканогенно-осадочного соленакопле-

ния, на высоких стадиях их осолонения формируются залежи калийных солей. При раздвижении континентов в рифтовых впадинах осаждаются калийные соли хлоридного типа, сложенные сильвинитовыми рудами и карналлитовыми породами (Старобинское, Петриковское и др. месторождения), а местами – карналлит-бишофит-и/или тахигидритсодержащими породами (Конго, Сержили-Алагоит и т.д.). В эпохи складчатости в краевых прогибах, возникающих на месте глубоководных желобов или окраинных морей, осаждаются калийные соли сульфатного типа, сложенные, как уже отмечалось, каинит-лангбейнит-полигалитсодержащими рудами (Стебникское, Калуш-Голынское и другие месторождения). В озерно-континентальных бассейнах, расположенных в пределах внутриконтинентальных рифтов или окраинно-континентальных орогенов, создаются благоприятные условия для отложения природной соды.

Механизм формирования залежей, сложенных давсонитовой рудой и содовыми минералами, в рифтогенную и континентальную стадии развития земной коры несколько отличается. Необходимыми условиями для образования давсонита являются, во-первых, преобладание в составе углекислых гидротерм гидрокарбонатов и карбонатов натрия и, во-вторых, присутствие во вмещающих породах или донных осадках реакционноспособных гидроксидов и сульфатов алюминия. Последнее условие во внутриконтинентальных рифтах обычно реализуется либо при выветривании алюмосиликатов, либо в процессе разложения пеплового материала, которое может происходить или в бассейнах седиментации, или под воздействием сернокислых растворов, образующихся в угленосных отложениях при окислении сульфидов. Вот почему в таких структурах, как, например, Припятская впадина или Кузнецкий прогиб проявления давсонита, как правило, приурочены либо к корам выветривания, в составе которых нередко встречаются гидраргиллит и другие гидроксиды алюминия, либо к угленосным отложениям, часто содержащим в составе эти же соединения в ассоциации с алунитом, аллофаном и подобными им минеральными формами. Для проявлений давсонита характерно стратиформное залегание.

На окраинно-континентальных орогенах необходимые предпосылки для образования давсонита обычно возникают в условиях позднеорогенного режима, при смещении зоны Заварицкого – Беньофа в сторону, противоположную направлению ее падения. В продуктах магматической дегазации в это время заметно увеличивается количество углекислого газа, а в составе термальных вод – гидрокарбонатных ионов. Давсонит – продукт взаимодействия углекислых терм гидрокарбонатно-натриевого состава с вулканическими породами, в первую очередь с пеплами и туфами, ранее испытавшими кислотное выщелачивание, сопровождавшееся генерацией алунита

или аллофана. Проявления давсонита в таких структурах образуют линейно-вытянутые зоны прожилково-вкрапленных руд.

Основным фактором, контролирующим формирование залежей троны, термонатрита и других содовых минералов, было выветривание высокощелочных магматических пород в сочетании с извержением натрово-карбонатитовых лав и пеплов, восходящей миграцией постмагматических флюидов и разгрузкой по разломам щелочных гидротерм.

В отличие от магматических пород нормального ряда, в которых натрий находится в составе породообразующих минералов в виде труднорастворимых соединений, в комплексах высокощелочных магматических пород, представленных агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, ийолит-уртитами, а также натрово-карбонатитовыми лавами и пеплами, оставшийся после магматической кристаллизации натрий переходит в постмагматические растворы, из которых он выделяется в виде легкорастворимых соединений.

Существенное расхождение в составе магматических пород нормального и щелочного ряда, которое выражается не только в количестве присутствующего в них натрия, но и в качественно различной форме его нахождения в породах, предопределяет появление в процессе выветривания совершенно различных по составу минералов. При выветривании магматических пород нормального ряда в условиях резко аридного климата в процессе разрушения алюмосиликатов часть натрия, а также кальция, магния и других высокоподвижных элементов переходит в растворенное состояние, но одновременно с этим в результате окисления пирита генерируется серная кислота. При их взаимодействии образуются сульфатные минералы – тенардит, гипс, гексагидрит и др. Скопления этих минералов, местами довольно значительные, распространены на Памире, например, в бассейне р. Аличур, где они образуют на гранитных и гнейсовых скалах многочисленные выцветы. На правобережье р. Бартанг под карнизами глинистых сланцев наблюдаются корки, состоящие в основном из гипса. Около перевала Ак-Байтал, вблизи выходов углисто-глинистых сланцев отмечаются покровы белого рыхлого гексагидрита и т.д. Скопления солей, состоящих в основном из сульфатных минералов, распространены также в МНР, на Даригангском вулканическом плато, где по берегам полувысохших и на дне высохших озер образуются корки, сложенные мирабилитом, а также глауберитом или астраханитом. Совершенно другая картина наблюдается, если на водосборах распространены комплексы высокощелочных изверженных пород. Содержащееся в них в рассеянном состоянии огромное количество легкорастворимых карбонатов и гидрокарбонатов натрия выносится в близлежащие озерные водоемы (например, с карбонатитового вулкана

Ол-Доиньо-Ленгаи в соляное оз. Натрон), способствуя формированию в них залежей, сложенных содовыми минералами.

При эксплозивной деятельности натрово-карбонатитовых вулканов выбрасывается огромное количество пепла, который, например, при извержении вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, описанном А.В. Горячевым, поднимался на высоту 7–9 км и разносился на расстояние в сотни километров, покрывая большие площади налетом, состоящим почти наполовину из содовых минералов. Затем происходил их смыв в пониженные участки рельефа (в частности, в оз. Натрон), способствующий дальнейшему накоплению в них троны и/или термонатрита.

На разных стадиях формирования коры состав флюидного, как и интенсивность связанного с ним теплового потоков существенно меняются, и поэтому в различных типах тектонических структур влияние восходящих флюидных потоков – как прямое, так и опосредствованное – проявляется неодинаково. Во внутриконтинентальных рифтах, характеризуемых сильной восстановленностью и повышенной щелочностью флюидов, содержащих в составе H_2, CH_4, CO и Na_2CO_3, в условиях высокого потенциала натрия образуются щелочные минералы. На окраинно-континентальных орогенах в связи с интенсивным окислением флюидов ($H_2 \rightarrow H_2O$, $CO \rightarrow CO_2$ и т.д.) происходит их разогрев и выделение энергии, которая приводит к увеличению плотности теплового потока и смещению высокотемпературных фаций в зоны малой глубинности, при котором натриевый характер метасоматоза сменяется калиевым. В связи с этим формы опосредствованного влияния восходящих флюидных потоков на процессы седиментации в осолоняющихся озерных бассейнах проявляются по-разному.

Во внутриконтинентальных рифтах восходящая разгрузка флюидов обусловливает возникновение в осолоняющихся бассейнах резко восстановительной среды осадконакопления, способствующей формированию битуминозных сланцев. В такой обстановке в результате взаимодействия органических соединений с сульфатно-натриевыми рассолами (по-видимому, микробиологическим путем в отсутствие свободного кислорода) протекают, по данным А.И. Перельмана, процессы десульфуризации с выделением сероводорода, карбонатов и гидрокарбонатов натрия, пополняющих количество соды в озерных бассейнах.

На окраинно-континентальных орогенах восходящая разгрузка флюидов, обогащенных CO_2 и Na_2CO_3, приводит к существенному повышению концентрации углекислоты в водах осолоняющихся бассейнов. Как показано А.И. Перельманом, такая обстановка вследствие повышения растворимости $CaCO_3$ благоприятствует протеканию реакции Гильгарда ($Na_2SO_4 + CaCO_3 \rightleftarrows Na_2CO_3 + CaSO_4$) слева направо с образованием в озерных бассейнах содовых минералов и появлением в озерных отложениях (например, в Турции близ Михалыччика в

100 км к западу от Анкары) такой „запрещенной" ассоциации, как сода и гипс.

По берегам и на дне содовых озер Магади, Катуэ, Натрон в Африканском рифте имеются источники щелочных гидротерм, которые, по данным Н.А. Логачева и др., поставляют в эти озера основную часть соды. В содоносных отложениях формации Грин-Ривер, вмещающих около 100 млрд т троны, на береговых террасах оз. Серлс, в верхнем соляном теле которого содержится около 40 млн т троны, как и на дне содовых озер Алтая, Памира и т.д., обнаружены купола или покровы травертина, свидетельствующие о поступлении содоносных вод с глубины. Во впадине Грин-Ривер купола травертина залегают на площади 76 х 36 км^2 при мощности до 15 м, около оз. Серлс – на площади от 30 до 15 000 м^2 при высоте до 45 м и т.д.

Месторождение Беупазари расположено в зоне глубинного разлома, прослеживаемого вплоть до поля развития неогеновых лав (севернее Анкары). Среди полей сульфатного засолонения, распространенных в зонах с резко аридным климатом, вдоль глубинных разломов в местах разгрузки гидротермальных растворов появляются „островки" содовой минерализации. Так, на Памире, вдоль Гунт-Аличурского, Ак-Байтальского и других разломов, активных поныне, содержание в солях карбонатов и гидрокарбонатов натрия превышает 20–50 %. В МНР за пределами Даригангского плато, но опять в непосредственной близости от разломов, в осолоненных озерах тектонического происхождения в ассоциации с мирабилитом обнаружены проявления содовой минерализации (Буулт, Шара-Бурдыйн-Нур и т.д.). Эти примеры однозначно свидетельствуют, что карбонаты и бикарбонаты натрия поступают в осолоняющиеся озерные бассейны по разломам в составе гидротермальных растворов. Во внутриконтинентальных рифтах щелочные гидротермы являются одним из основных, а на окраинно-континентальных орогенах, несомненно, важнейшим среди факторов, контролирующих осаждение и накопление троны, термонатрита и др.

Падение концентрации CO_2 в атмосфере, наблюдавшееся, в частности, в позднем эоцене, при одновременном действии перечисленных факторов, контролировавших рудоотложение троны и термонатрита, создавало в зонах с аридным климатом „резонансный эффект", резко усиливающий процессы содообразования. Вполне вероятно, что именно с этим связано образование в эоценовых отложениях формации Грин-Ривер месторождений троны, уникальных по запасам и качеству сырья.

Возрастной диапазон образования залежей троны и термонатрита достаточно широк: от девона на Кольском полуострове вплоть до настоящего времени. И хотя время образования давсонита не везде еще точно установлено, исходя из изложенного есть все основания предполагать, что с наибольшей интенсивностью как давсонитовая,

так и содовая (трона, термонатрит) минерализации должны были проявиться во время смены орогенических циклов, произошедшей на территории Северной и Южной Америки в середине палеогена, а в Евразии – в поздней перми – раннем триасе и намечающейся в позднем неогене–четвертичном периоде. В подобной обстановке, при наложении глубинных разломов, фиксирующих северное окончание внутриконтинентального кайнозойского рифта Рио-Гранде, на тыловую часть окраинно-континентального орогена, возникшего на завершающем этапе ларамийского цикла, в условиях активной вулканической деятельности, проявлявшейся в извержении андезитов, дацитов, липаритов, латитов, трахитов, фонолитов и их туфов, в среднем палеогене образовались крупнейшие месторождения троны, выявленные в Скалистых горах среди отложений формации Грин-Ривер. В зоне глубинных разломов, трассируемых в тыловой части окраинно-континентального орогена, возникшего на завершающем этапе альпийского цикла, одновременно с извержением базальтовых, андезитовых, дацитовых лав и их туфов сформировалась крупная залежь термонатрита, открытая на Анатолийском плато в отложениях неогенового возраста, в конце неогена – в четвертичном периоде – залежи давсонита, известные в Закарпатье, проявления содовой минерализации, обнаруженные в соляных озерах и болотах Памира.

На территории СССР в комплексах высокощелочных магматических пород, содержащих большую часть соды в рассеянном состоянии, основное внимание следует обращать на карбонатиты, прежде всего на выявление их натровых разностей, которые в Африканском рифте, например, состоят из содовых минералов. Однако их промышленное значение пока неясно, и главным объектом поисковых работ на соду должны стать ее вулканогенно-осадочные месторождения.

Особый интерес с точки зрения содоносности представляют внутриконтинентальные палеорифты, возникшие в рифтогенную стадию во внутренних углах платформы, которые либо поперечны окраинно-континентальным орогенам (структуры типа Припятско-Днепрово-Донецкого авлакогена), либо наложены на тыловые части окраинно-континентальных орогенов (структуры типа рифта Рио-Гранде). В качестве перспективных на поиски стратиформных залежей гидротермально-метасоматического давсонита в таких структурах представляются благоприятные в литологическом отношении отложения (бокситоносные, угленосные и т.п.), перекрывающие неглубоко залегающие соляные купола. Наиболее перспективными на поиски крупных вулканогенно-осадочных месторождений троны типа Грин-Ривер являются озерно-континентальные комплексы, сложенные тонкослоистыми аргиллитами, алевролитами, туфами, мергелями, известняками и доломитами, содержащими щелочные пироксены и амфиболы, силикаты титана и циркония, нефтегазоносными или битуми-

нозными, с сульфидной минерализацией, обогащенными фосфором (до 18 % P_2O_5).

Должного внимания заслуживают верхнепермские отложения Предтиманского прогиба и Пешской ступени, в которых распространены микроолитовый анальцим и псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу и доломита по нортупиту, Кузнецкий и другие прогибы и впадины Сибири, в которых в связи с нижнетриасовыми траппами развито или предполагается давсонитовое оруденение, плиоцен-четвертичные отложения Чарской и других впадин Байкальского рифта, в которых под слоем вечной мерзлоты могут быть погребены содоносные рассолы, и т.д. В тыловых частях окраинно-континентальных орогенов (Закавказье, Закарпатье и т.д.) в качестве перспективных на поиски залежей давсонита, связанных с зонами глубинных разломов (Северо-Нахичеванским, Пенинским и др.), представляются, в частности, горизонты вулканических туфов. В таких горизонтах линейно-вытянутые зоны прожилково-вкрапленных руд могут перейти в стратиформные залежи.

Весьма перспективны на поиски вулканогенно-осадочных месторождений троны и/или термонатрита типа Беупазари озерно-континентальные отложения, сложенные аргиллитами, мергелями, известняками, окремнелыми и битуминозными сланцами с сульфидной минерализацией в средней и прослоями лигнита в нижней частях разреза. В таких отложениях возможно выявление пластов термонатрита, ассоциирующего с нахколитом, пирссонитом и гейлюсситом. Кроме Анатолийского плато, аналогичные или близкие по составу отложения могут быть как в Евразийском поясе, так и в Альпийско-Гималайском, например на Малом Кавказе.

В Евразийском поясе следует обратить внимание, в частности, на бассейн р. Нарын (к западу от оз. Сонг-Кель), где в составе белетукской свиты, представленной в основном андезитовыми лавами и туфами, встречаются (преимущественно в верхней части разреза) глинистые сланцы с растительными остатками, спорой и пыльцой пермского возраста, а также окремнелые известняки. В долине р. Каракичи (в 4–5 км ниже пос. Каракичи) в этих известняках наблюдаются послойно расположенные корочки мощностью до 1 мм, состоящие из рыхлого белого минерала, бурно реагирующего со слабым раствором соляной кислоты, который с помощью рентгеноструктурного анализа диагностирован как термонатрит.

В Альпийско-Гималайском поясе в качестве перспективных на поиски залежей соды представляются плиоцен-четвертичные отложения Среднеараксинской депрессии, Карабахского нагорья, Кельбаджарской мульды и Сассык-Кульской котловины. В пределах последней, а также юго-восточнее – в районе пос. Кзыл-Рабат около устья термальных источников, по берегам полувысохших и на дне высохших

озер, а также на пространствах между ними отлагаются соли, состоящие на 25–50 % и более из троны и других содовых минералов – термонатрита, нахколита и т.д., а также гейлюссита, который на оз. Шоркуль прослежен до глубины 1,5 – 1,8 м, вскрытой шурфами (вплоть до забоя).

Наряду с троной и термонатритом в содоносных отложениях встречаются минералы фтора – преимущественно флюорит, реже криолит, виллиомит и др. В содоносных отложениях, залегающих в пределах окраинно-континентальных орогенов, например, в донных осадках озера Серлс в США, кроме того, распространены минералы бора – бура, тинкалконит, типлеит и др., образующие включения, линзы или слои мощностью до 1,5 м с запасами B_2O_3 в солях и рассолах, достигающими (в пересчете на буру) 100 млн т.

Серные руды

По данным Британской Серной корпорации в середине 80-х годов было получено из месторождений колчеданной серы (главным образом из пирита) 11,1 млн т, из месторождений самородной серы – 13,6 млн т (в том числе методом Фраша 11,7 млн т). Из сероводородсодержащих газов было получено 12,56 млн т, из серных нефтей – 7 млн т, из ангидрита и гипса при их переработке – 9,1 млн т и из других источников 0,4 млн т.

Среди месторождений колчеданной серы выделяются гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные, среди месторождений самородной серы, кроме того, – инфильтрационно-метасоматические. И в СССР и за рубежом главным источником элементарной серы в настоящее время являются ее инфильтрационно-метасоматические месторождения, но в дальнейшем, по-видимому, все большее значение будут приобретать сероводородсодержащие газы.

Залежи серного колчедана, как и проявления самородной серы, встречаются в областях с разновозрастной континентальной корой, сформированной различными способами. Месторождения самородной серы обнаружены в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея (Среднее Поволжье), в раннем и среднем девоне (ПНР), в среднем карбоне – ранней перми (Гаурдак-Кугитангский район). Наиболее крупные из них встречаются в непосредственной близости от областей с континентальной корой, сформированной в олигоцене, миоцене – начале плиоцена аллохтонным способом (Предкарпатье, Ирак и др.). Сравнительно небольшие месторождения отмечаются в областях с олигоцен-миоценовой (Турция) и с формирующейся континентальной корой (Камчатско-Курильская гряда, Япония, Индонезия и т.д.).

В отличие от магматических (ликвационных) месторождений серного колчедана, расположенных в областях с дорифейской корой и связанных в основном с внутриконтинентальными рифтами, которые фиксируются троговыми комплексами или полями траппов (Печенгская и Мончегорская группа на Кольском полуострове, Норильская – в Сибири), формирование собственно колчеданных месторождений гидротермально-метасоматического, вулканогенно-осадочного или комбинированного типов происходило как в рифтогенную (Горевское и Линейное на Енисейском кряже), океаническую (Ачик-Таш в Средней Азии, Холоднинское в Прибайкалье, Кызыл-Таштыгское в Туве, месторождения Кипра), так и, преимущественно, в переходную стадию (Озерное в Забайкалье, Гайское и др. на Урале, Филизчайское на Кавказе, Кафанское в Закавказье, Калита, Такара в Японии и т.д.) в условиях доорогенного режима – в основном на островных дугах или в краевых морях, где они приурочены большей частью к смешанным вулканогенным и терригенным или вулканогенно-терригенным, местами карбонатным формациям.

Образование гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных залежей самородной серы происходило преимущественно в переходную стадию в условиях доорогенного режима в связи с островодужным вулканизмом (Мутновское рудопроявление на Камчатском полуострове, Новое и Заозерное – на Курильских островах, Сиретоко в Японии и т.д.) или в условиях раннеорогенного режима при формирования гранитно-метаморфического слоя (Малетой-Ваямское на Камчатском полуострове), а также в континентальную стадию в условиях позднеорогенного режима при становлении континентальной коры (Охотское и Туромчанское в Охотско-Чукотском поясе, Эль-Товадор в Испании, Калтаниссетта и Сиена в Италии, Эльбрусское рудопроявление на Кавказе, Гемюрское – в Закавказье, Кечиборлу в Турции).

Формирование всех инфильтрационно-метасоматических месторождений самородной серы происходило в континентальную стадию либо в условиях позднеорогенного режима на участках платформ, непосредственно прилегающих к окраинно-континентальным орогенам (Тарнобжек, Башня и др. в ПНР), часто в зоне сочленения древних платформ (Восточно-Европейская, Аравийско-Африканская) с краевыми прогибами (Язовское, Немировское и др. месторождения в Предкарпатском, Мишрак и Альфахта в Месопотамском прогибе), либо в условиях платформенного режима (Среднее Поволжье), особенно на участках платформ, лишенных геофизического „гранитного" слоя, как это отмечалось в Прикаспийской синеклизе и предполагается по аналогии в Приверхоянском прогибе. Наиболее крупные инфильтрационно-метасоматические месторождения самородной серы приурочены к сульфатно-карбонатным комплексам слабо дислоцированных

галогенных отложений или к сульфатно-карбонатным кепрокам соляных куполов (с разведанными запасами в зарубежных месторождениях соответственно 500 и 100 млн т при ежегодной добыче из них 13,8 млн т в пропорции 1:2).

На участках платформ, лишенных геофизического „гранитного" слоя, большинство залежей самородной серы тяготеет к зоне перехода коры океанического типа в континентальную, а в ее пределах – к местам пересечения линеаментов, выделяемых по космоаэрогеологическим данным, нарушениями, ограничивающими кольцевые структуры [9]. В Прикаспийской синеклизе наибольший интерес в этом отношении вызывает ее южная часть, где разломы фундамента субширотного простирания пересекаются полукольцевой и осложняющими ее кольцевыми структурами, в Приверхоянском прогибе – бассейн р. Вилюя.

В отличие от месторождений серного колчедана, формирование которых происходило и в докембрии, и в фанерозое, возрастной диапазон образования гидротермально- и инфильтрационно-метасоматических, как и вулканогенно-осадочных, залежей самородной серы довольно узкий: от мела (Охотское, Туромчанское и другие рудопроявления в Охотско-Чукотском поясе, а также, по-видимому, Рассохинское и Омулевское, приуроченные к галогенным отложениям Колымского массива) вплоть до неоген-четвертичного (Язовское, Немировское и другие месторождения в Предкарпатском прогибе) или четвертичного времени (Кошалак, Ниязбексур в Прикаспийской впадине). И хотя время образования серы не везде еще трактуется однозначно, есть все основания предполагать, что большинство сохранившихся месторождений образовалось в течение неогенового или четвертичного периодов. Это не означает, что сернорудный процесс не мог протекать в более ранние интервалы времени. Однако серная минерализация, образовавшаяся в палеозое или мезозое, легко могла быть уничтожена под воздействием углеводородов в результате ее преобразования в сероводород [2] или в процессе ее гипергенного изменения, и поэтому определяющим при прогнозировании должно быть рассмотрение не только условий образования, но и возможности сохранения серных залежей. Механизм формирования залежей колчеданной и самородной серы существенно отличается, хотя и имеет ряд общих деталей.

Наиболее благоприятные условия для образования гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных месторождений как серного колчедана, так и самородной серы создаются в переходную стадию в предорогенный этап – на островных дугах, а для серного колчедана, кроме того, – в краевых морях и в раннеорогенный этап – для самородной серы на окраинно-континентальных орогенах, а для каинит-лангбейнит-полигалитсодержащих пород в краевых

прогибах, возникших на месте глубоководных желобов и окраинных морей. Самородная сера отлагалась в результате поступления и взаимодействия глубинных флюидов и растворов, обогащенных SO_2 и H_2S, сульфатные соли – при поступлении этих же флюидов в мелководные осолоняющиеся бассейны, где они окислялись до серной кислоты. Не менее благоприятная обстановка для образования залежей самородной серы сохранилась и в континентальную стадию в позднеорогенный этап – отчасти в окраинно-континентальных орогенах, но в основном на участках древних платформ, граничащих с передовыми прогибами.

Самородная сера генерировалась в названных структурах в краевых частях галогенных формаций, по-видимому, не только в процессе восходящей миграции углеводородов, которые при поступлении в сульфатно-карбонатные комплексы взаимодействуют с гипсом с образованием сероводорода, но и при поступлении по глубинным разломам флюидов, поставляющих в составе дополнительные порции серы (SO_2 и H_2S). Возможность генерации серы при отсутствии как углеводородов, так и гипса наглядно иллюстрируется на примере Болотного рудопроявления, расположенного в зоне пересечения глубинных разломов, разграничивающих юго-западную, юго-восточную и центральную части Памира, где в аллювиальных отложениях среди гидротермально-измененных галечников и песков в ассоциации с кристаллами и прожилками вторичных кальцита и гипса, сульфидов и гидроксидов железа наблюдаются скопления самородной серы, цементирующей отложения. Ее содержание в галечнике и песках местами достигает 25–50 %.

По мере развития тектонических структур серный колчедан по вертикали сменялся сначала каинит-лангбейнит-полигалитсодержащими породами, а затем самородной серой, или, другими словами, унаследованность процессов ее рудообразования выражается в смене колчеданной и сульфатной серы на самородную. Промышленные месторождения всех этих видов сырья находятся в одних и тех же типах структур, но не обязательно в одной и той же структуре. Отсутствие месторождений серного колчедана, свидетельствующее о слабой „консервации" серы в подстилающих отложениях, возможно является обнадеживающим признаком нахождения залежей калийных солей сульфатного типа и самородной серы в вышележащих отложениях. В то же время присутствие в галогенных отложениях пластов каинит-лангбейнит-полигалитсодержащих пород может служить одним из признаков нахождения в этих отложениях залежей самородной серы (Предкарпатский прогиб, Прикаспийская впадина).

Основным фактором, контролирующим формирование инфильтрационно-метасоматических месторождений самородной серы, было воздействие углеводородов на сульфатно-карбонатные комплексы при одновременном поступлении с глубины серных газов в условиях

высокой проницаемости как подстилающих, так и вмещающих пород, отличающихся ограниченным распространением в них терригенного материала, содержащего реакционноспособное железо.

Взаимодействие углеводородов с сульфатно-карбонатными породами, приводящее к биогенной генерации сероводорода с последующим его окислением до серы, наблюдается во многих нефтегазоносных провинциях, но далеко не всегда сопровождается образованием серных руд. И это не случайно, так как приток углеводородов способствует не только отложению, но и растворению серы. Формирование ее промышленных залежей оказывается возможным, по мнению А.С. Соколова, при длительном и узколокализованном поступлении углеводородов в сульфатно-карбонатные отложения по глубинным разломам, разделяющим тектонические поднятия и прогибы, а по мнению А.Р. Смита – лишь в случае поступления углеводородов, богатых сероводородом. Взаимодействие сероводорода с кислородом грунтовых или пластовых вод, приводящее к образованию самородной серы, происходит при активизации неотектонических движений, сопровождающейся возникновением эрозионных срезов. Однако последние при дальнейшем развитии вскрывают не только газонепроницаемые глинистые покрышки, препятствующие рассеянию сероводорода, но и сами залежи серы, полностью их разрушая.

В связи с этим значительный интерес вызывает образование серы на глубинах, исключающих доступ кислорода, например, в авлакогене Анадарко (США, шт. Оклахома), где скважиной „Берта Роджерс" вскрыта сера в зоне с аномально высоким (более 170 МПа) пластовым давлением на глубине 9584 м.

Поступление с глубины серных газов играло существенную роль при формировании залежей не только колчеданной, но и самородной серы. Среди серных газов следует выделить SO_2, который, подобно H_2O и CO_2, относится к числу важнейших летучих компонентов магмы. С понижением температуры SO_2, растворенный в перегретой воде, частично или полностью переходит в H_2S и H_2SO_4, соотношение которых в растворе является главным фактором, регулирующим состав колчеданных руд. При образовании H_2SO_4 значительная часть сульфатов удаляется из гидротермальных растворов в результате осаждения сначала ангидрита, широко распространенного в подстилающих колчеданные залежи отложениях, а затем барита, обычно приуроченного к надрудным частям колчеданным залежей [22]. На островных дугах и в прилегающих к ним структурах типа глубоководных желобов и окраинных морей в процессе магматической дегазации и глубокого термометаморфизма в результате протекания упомянутой и других реакций вместе с SO_2 выделяется сероводород, особенно интенсивно – при мелкофокусных землетрясениях, как это наблюдается, например, в Чилийско-Перуанском желобе и в Черном

море. Судя по масштабам развития серноколчеданного оруденения, количество сероводорода, поступающего с глубин в результате его абиогенной генерации, может намного превышать массу сероводорода, образующегося при участии микроорганизмов. При взаимодействии SO_2 и H_2S в присутствии воды по реакции, самопроизвольно протекающей уже при обычных условиях, образуется сера. Благоприятная обстановка для миграции, смешения и близповерхностного взаимодействия SO_2 и H_2S может создаваться на фумарольно-сольфатарных полях и в местах пересечения разнотипных разломов – как в зонах развития вулканических пород, так и за их пределами. Серные газы выступали в качестве основного источника серы при формировании в измененных андезитах и их туфах ее гидротермально-метасоматических месторождений и, по-видимому, в качестве дополнительного источника серы при формировании в сульфатно-карбонатных породах ее инфильтрационно-метасоматических месторождений. Участие SO_2 и H_2S в процессах инфильтрационно-метасоматического рудообразования серы исключает необходимость смешения вод (глубинных хлоридных с кислородсодержащими сульфатными), затрудненное при наличии глинистых покрышек, как обязательного условия отложения серы и вместе с тем позволяет объяснить нахождение серы в ассоциации с частично перекрывающими ее пластами барита (месторождение Растлер Спирингс на побережье Мексиканского залива).

Проницаемость сульфатно-карбонатных отложений для флюидов при наличии газоводонепроницаемой глинистой покрышки определяет возможность не только интенсивного метасоматического замещения серой сульфатных пород, но и заполнения ее пор и трещин в карбонатных породах. Наибольшей пористостью и трещиноватостью характеризуются сульфатно-карбонатные породы краевых частей галогенных формаций, в которых наряду с ангидритом и гипсом присутствуют прослои седиментационных карбонатов водорослевого происхождения. По моносульфатным отложениям, в отличие от сульфатно-карбонатных, серное оруденение обычно не развивается. Смешанные породы (слоистые, порфировидные, вкрапленные и т.п.) формировались на прилегающих к прогибам тектонических поднятиях в мелководных прибрежно-морских условиях палеосебх, в структурно-фациальной обстановке, благоприятной как для миграции флюидов, так и для отложения серы [15].

В сульфатно-карбонатных комплексах, переслаивающихся с терригенными отложениями или включающих большое количество терригенного материала, значительная (если не бо́льшая) часть сероводорода, генерируемого in situ или поступающего с глубины, расходуется в результате взаимодействия с железом на образование пирита. Поэтому широкое распространение терригенного материала не благоприятно для образования серы. Вместе с тем нельзя не отметить, что

из-за неполной герметичности глинистой покрышки над залежами серы отмечаются выходы сероводородных вод, а в терригенных породах формируются ореолы сульфидной минерализации или же происходит изменение первичной красноцветной окраски на зеленовато- или голубовато-серую. Это является поисковым признаком на серу, проявляющимся по данным магнитной и металлометрической съемок (в результате изменения значения Fe^{+3}/Fe^{+2}).

Таким образом, среди важнейших факторов, контролирующих формирование залежей серы в завершающую стадию орогенических циклов – в сульфатно-карбонатных комплексах, приуроченных к шовным зонам, отделяющим древние платформы от краевых морей или краевых прогибов, предполагаются следующие.

1. Взаимодействие углеводородов с сульфатно-карбонатными комплексами при одновременном поступлении в составе флюидов дополнительных количеств серных соединений (SO_2, H_2S) по глубинным разломам различного типа, приводящие в совокупности к формированию залежей самородной серы.

2. Наличие газо- и водонепроницаемых глинистых покрышек, препятствующих миграции и рассеянию серных газов.

3. Высокая проницаемость сульфатно-карбонатных отложений, определяющая возможность не только интенсивного метасоматического замещения серой сульфатных пород, но и заполнение ею пор и трещин карбонатных пород.

4. Ограниченное распространение в сульфатно-карбонатных комплексах терригенного материала, содержащего реакционноспособное железо, при взаимодействии с которым значительная (если не бóльшая) часть серных соединений расходуется на образование пирита.

Сернорудный процесс мог протекать в переходную и континентальную стадии в течение разных циклов, но, поскольку самородная сера, образовавшаяся в палеозое или мезозое, легко разрушалась, наиболее важные в промышленном отношении ее инфильтрационно-метасоматические месторождения, приуроченные к зонам сочленения структурно-вещественных комплексов древних и молодых орогенических циклов, могли сохраниться в пределах древних орогенов лишь в связи с молодыми и вблизи от них, в частности, в сульфатно-карбонатных отложениях, залегающих на платформах, но связанных с шовными зонами, отделяющими их от краевых прогибов. К таким зонам приурочены крупнейшие месторождения серы типа Мишрак или Альфахта, расположенные в Месопотамском прогибе.

Изложенные соображения о тектонической приуроченности и условиях формирования залежей серы, в частности о влиянии глубинных флюидов и растворов, обогащенных SO_2 и H_2S, на рудообразование серы не только в вулканогенных, но и в галогенных толщах, позволяет рекомендовать проведение ее поисков прежде всего на

стыке областей с древней и молодой континентальной корой (Предкарпатский, Предкавказский, Предкопетдагский и т.д. прогибы), в местах пересечения глубинных разломов различного типа, по которым в сульфатно-карбонатные отложения могли мигрировать, с последующим взаимодействием, серные газы. В солянокупольных областях (Прикаспийская впадина), перспективных на выявление залежей серы мексиканского типа (известных на побережье Мексиканского залива), особое внимание следует уделять выявлению соляных куполов с навесами, карнизами и с мощными (100–300 м) сульфатно (ангидрит, гипс)-карбонатными кепроками, имеющими, по данным А.И. Леворсена, кальцитизированную зону, лишенную фаунистических остатков и не содержащую терригенного материала, интенсивно брекчированную и кавернозную, с многочисленными прожилками кальцита, зараженную пиритом, стронционитом, целестином, баритом, галенитом, сфалеритом, гауэритом, реальгаром и перекрытую мощной толщей глинистых сланцев и/или пластами барита. В тектонических нарушениях, прослеживаемых над сероносными структурами, отмечаются выходы на поверхность сероводородных вод. При выделении и опоисковании соляных куполов, перспективных на выявление залежей серы, целесообразно применять космоаэрогеологические, геофизические и геохимические исследования в комплексе с поисковым бурением. Однако, судя по опыту поисков серы на соляных куполах побережья Мексиканского залива в США, применение геофизических и геохимических методов показало их низкую эффективность и не привело к открытию новых месторождений. Основной метод поисков серы – буровые работы. На побережье Мексиканского залива пройдено около 2000 поисковых скважин, в том числе по отдельным куполам – более 40, с помощью которых в итоге были выявлены крупнейшие месторождения серы. Среди поисковых признаков, обнаруживаемых в процессе бурения, наряду с присутствием в кепроках гипс-карбонатных и карбонатных пород, представленных брекчированными кавернозными разностями, перекрытых непроницаемыми глинистыми покрышками, должного внимания заслуживают такие, как наличие в кепроке кальцитовых прожилков, а в тектонически нарушенных зонах – ореолов пиритизации в сочетании с пирротин-смайтитовой и баритовой минерализацией.

Вместе с серой в сульфатно-карбонатных кепроках соляных куполов может встречаться флюорит, обычно в виде рассеянных включений. В гипсовых шляпах соляных поднятий Прикаспийской впадины найдены бораты, образующие залежи, сложенные в основном гидроборацитом, ашаритом и улекситом.

Среди промышленных месторождений фтора (без оптического флюорита) выделяются два основных генетических типа: грейзеновый и гидротермальный. Грейзеновые месторождения встречаются редко, но некоторые из них являются уникальными по запасам флюорита. Гидротермальные месторождения, имеющие наиболее широкое распространение, подразделяются на жильные и метасоматические. Они являются главным источником фторного сырья как для металлургической, так и для химической промышленности. За рубежом в последние годы выявлены вулканогенно-осадочные месторождения, которые, как и осадочные, приобретают все большее значение.

Грейзеновое оруденение фтора выявлено главным образом на фрагментах континентальных кор, сформированных к началу рифея, гидротермальное – в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея (Скандинавский, Украинский и Алданский щиты, Приазовье), в начале фанерозоя (Енисейский кряж), в раннем и среднем девоне (Южный и Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Великобритания), в среднем карбоне – ранней перми (Средний и Полярный Урал, Джунгаро-Балхашская и Чаткало-Кураминская области, ЧССР, ФРГ, ГДР, ПНР, Франция, Испания, Италия), в конце триаса – начале юры и в позднем мелу (Забайкалье, МНР), в олигоцене–миоцене–начале плиоцена (НРБ, Италия, Иран, Афганистан). Залежи осадочного флюорита находятся либо в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея, на удалении (Московская и Вилюйская синеклизы) или вблизи (Пермское Приуралье) от областей с континентальной корой, сформированной в среднем карбоне–ранней перми, либо в пределах последних (ФРГ, ГДР, ПНР). Залежи вулканогенно-осадочного флюорита открыты в областях с континентальной корой, сформированной в среднем карбоне–ранней перми (Франция, Испания), в олигоцене–миоцене–начале плиоцена (Италия), а проявления фторной минерализации в продуктах фумарольно-сольфатарной деятельности – также в областях с формирующейся континентальной корой (Камчатско-Курильская гряда).

Образование промышленных месторождений фтора происходило либо в рифтогенную (Днепрово-Донецкий палеорифт, Рейнский грабен), либо в континентальную стадии. Лишь небольшие рудопроявления криолита, связанные с метасоматитами (Северный Казахстан), и проявления флюорита, связанные с продуктами фумарольно-сольфатарной деятельности, сформировались в переходную стадию.

Большинство других гидротермальных рудопроявлений и месторождений фтора, не связанных с рифтами, образовалось в процессе становления континентальной коры (Центральный Казахстан, Массон-Хил, Милк-Клоуз в Великобритании, Средний Урал, Южный и Цен-

тральный Казахстан, Чаткало-Кураминская зона, Таласский хребет, Осор в Испании, Михайлово в НРБ, Гомшеше в Иране и т.д.). Некоторые из них (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область), как и большинство известных осадочных и вулканогенно-осадочных залежей флюорита (Эшвеге в ФРГ, Кашвиц в ГДР, Польковиц в ПНР, Сен-Дье во Франции, Пьянчиано, Санта-Мария-ди-Сала и др. в Италии), сформировались в течение сравнительно небольшого интервала времени после становления коры. Осадочные месторождения флюорита ФРГ и ГДР образовались после палеозойского становления континентов, завершившегося в перми, вулканогенно-осадочные месторождения флюорита Италии – после кайнозойского столкновения континентов, завершившегося в неогене, те и другие, по-видимому, в обстановке зарождающегося рифтогенеза.

Гидротермальное оруденение фтора выявлено в областях с континентальной корой, сформированной как автохтонным (Алтае-Саянская область, Центральный Казахстан), так и аллохтонным (Урал, Альпийский пояс Средиземноморья) способами, наиболее крупные его вулканогенно-осадочные месторождения (Пьянчиано и другие в Италии) – в областях с континентальной корой, сформированной аллохтонным способом.

Формирование большей части месторождений фтора, не связанных с рифтами, происходило в условиях протоорогенного или платформенного режима. Почти все гидротермальные месторождения образовались на позднеорогенном, очень немногие – на субплатформенном этапах. Особое место занимают месторождения Забайкалья и МНР, а также Алданского щита, образовавшиеся, по-видимому, в условиях дейтероорогенеза. Осадочные и вулканогенно-осадочные залежи флюорита сформировались во время смены позднеорогенного этапа на платформенный или в самом начале платформенного этапа. Некоторые из залежей, в частности Эшвеге в ФРГ и Кашвиц в ГДР, месторождение Лаочан, открытое в провинции Юньнань, КНР, Сен-Дье во Франции и т.д., приурочены к верхнепермским отложениям, месторождения флюорита, известные в провинции Гранада, Испания, – к триасовым, ряд других – к четвертичным отложениям. Среди последних наибольший интерес вызывают месторождения Пьянчиано и Санта-Мария-ди-Сала.

Формирование рудопроявлений и месторождений фтора либо в рифтогенную, либо в континентальную стадию в условиях протоорогенного режима предопределило их локализацию либо во внутриконтинентальных рифтах (Покрово-Киреевское в Днепровско-Донецкой впадине, Верейское в Московской синеклизе, Ильменау, Ротлебероде, Глассберг в Рейнском грабене, Ципинское в Байкальском рифте), либо на окраинно-континентальных орогенах. В пределах последних месторождения фтора находятся в тыловых (Чаткало-Кураминская

зона, Таласский хребет, Южный Казахстан, Пьянчиано в Италии и т.д.), реже в средних (Осор, Гомшеше) частях орогенов, часто на фрагментах древних континентальных кор (месторождения Сихотэ-Алиня, Зеравшано-Гиссарского хребта, Забайкалья, Югово в НРБ, Торгола в Италии, Бохуд в Афганистане и т.д.), преимущественно в их краевых частях или вблизи рассекающих их разломов. Осадочные месторождения фтора локализуются в зоне сочленения внутриконтинентального рифта Северного моря с тыловой частью окраинно-континентального Евразийского орогенного пояса (Эшвеге, Кашвиц), вулканогенно-осадочные – в зонах современного раскрытия на краях континентальных блоков (Пьянчиано, Санта-Мария-ди-Сала).

Нахождение фторных месторождений во внутриконтинентальных рифтах, в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов, в краевых частях фрагментов древних континентальных кор, в зонах современного раскрытия на краях континентальных блоков или в областях эпейроорогенеза, как и их парагенетическая связь с комплексами магматических пород щелочных и щелочно-калиевой серий, предопределяет вероятную генетическую связь фторного оруденения, главным образом с мантийным магматизмом, хотя в ряде случаев нельзя исключать возможность связи фторного оруденения с коровым магматизмом. Генетическая связь флюоритового оруденения с мантийным магматизмом, отмечаемая Л.Д. Щегловым, подтверждается нахождением в Днепрово-Донецком авлакогене и в Рейнском грабене, к которым приурочены флюоритовые месторождения вулканических пород щелочных серий, а на Южном Тянь-Шане – щелочно-калиевых базальтоидов с содержанием фтора до 5000 г/т. В Забайкальской и Монгольской флюоритовых провинциях преобладает щелочно-калиевая серия с содержанием фтора в латитах и шошонитах 2000–3000, а местами до 5200 г/т. На Апеннинском полуострове вблизи флюоритовых месторождений распространены трахибазальты, трахиты, базаниты, фонолиты, трахиандезиты, трахилипариты, тефриты, лейцититы и т.п. со значением $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным, по данным Н.М. Холма и Н.К. Манксгаада (P.M. Holm., N.G. Munksgaad), (0,7103–0,7112, и с содержанием урана, превышающим кларк в 10 раз.

Важная особенность фторных месторождений – приуроченность к зонам глубинных разломов, сбросам и сдвигам. Гораздо реже обнаруживается их связь с надвигами.

Рудовмещающими для гидротермальных месторождений фтора обычно являются вулканогенно-осадочные и осадочные формации краевых или внутренних морей и т.д. (Казахстан, Забайкалье). Вмещающими для залежей осадочных флюоритов – морские отложения платформенного чехла (Верейский овраг в Подмосковье, рудопроявления Среднего Приуралья, Эшвеге в ФРГ, Кашвиц в ГДР, Польковиц в ПНР, месторождения КНР), для вулканогенно-осадочных – как морс-

кие (Сен-Дье, а также Редутьер во Франции, Виллабона и Арлос в Испании), так и озерно-континентальные (Пьянчиано, Санта-Мария-ди-Сала и др. в Италии) отложения.

Общим для фторных месторождений фанерозоя (с учетом данных по США и Африке) является их формирование в рифтогенную стадию или в континентальную: гидротермальных – в условиях позднеорогенного и субплатформенного, осадочных и вулканогенно-осадочных – в условиях субплатформенного режима. Во всех случаях флюоритовые месторождения связаны с зонами глубинных разломов.

Гидротермальные месторождения фтора находятся в областях с разновозрастной континентальной корой, наиболее крупные из них – в областях с континентальной корой, сформированной в середине карбона–ранней перми, в конце триаса–начале юры и в позднем мелу. Осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения выявлены в областях с континентальной корой, сформированной в середине карбона–ранней перми, вулканогенно-осадочные, кроме того, – в областях с континентальной корой, сформированной в олигоцен-миоцене–начале плиоцена. Гидротермальное оруденение по времени образования обычно предшествовало осадочным и вулканогенно-осадочным рудам. Влияние вулканической и связанной с ней гидротермальной деятельности на формирование залежей осадочного флюорита изучено еще недостаточно, но по тектонической позиции и ряду других признаков они близки к вулканогенно-осадочным рудам, и, возможно, их правильнее рассматривать как отдаленные или камуфлированные вулканогенно-осадочные месторождения.

В целом в эволюции вулканогенно-осадочного (в том числе и камуфлированного) рудообразования фтора намечаются вспышки, отвечающие смене орогенических циклов. Наиболее отчетливо они проявились в поздней перми (ФРГ, ГДР, Франция, КНР и т.д.) – раннем триасе (Испания) и в плиоцен-четвертичное время (Италия). Исходя из этого, при поисках вулканогенно-осадочных месторождений фтора во внутриконтинентальных рифтах и на окраинно-континентальных орогенах следует особое внимание обратить на верхнепермские-триасовые и плиоцен-четвертичные отложения. На территории развития таких отложений, в зонах глубинных разломов и связанных с ними областях распространения вулканических пород щелочных и щелочно-калиевой серий, должного внимания заслуживают как морские, так и озерно-континентальные фации. Во внутриконтинентальных рифтах наиболее перспективными на поиски криолитового и флюоритового оруденения являются, по всей вероятности, морские карбонатные и озерно-континентальные содоносные отложения, на окраинно-континентальных орогенах – морские карбонатные, терригенные, соленосные и озерно-континентальные туфогенные отложения. С последними

связаны весьма перспективные в промышленном отношении итальянские месторождения флюорита.

Формирование осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений фтора в начальную стадию орогенических циклов происходило в морских бассейнах, расположенных в пределах внутриконтинентальных рифтов, в условиях карбонатной седиментации, и в озерных – в процессе отложения соды; в завершающую стадию варисцийского, альпийского и других циклов – в морских бассейнах, расположенных в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов, также главным образом в условиях карбонатной седиментации, и в озерных – совместно с туфогенными глинами. Намечающиеся вспышки в эволюции вулканогенно-осадочного рудоотложения фтора в основном проявляются во время смены орогенических циклов, в обстановке зарождающегося рифтогенеза, который накладывается на тыловые части окраинно-континентальных орогенов (криолит- и флюоритсодержащие озерно-континентальные содоносные отложения формации Грин-Ривер, месторождения флюорита Пьянчиано и другие на Апеннинском полуострове и т.д.).

Анализ стратиграфической приуроченности рудопроявлений и месторождений фтора в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах в основном соответствует изложенным соображениям о характере эволюции процессов его минерало- и рудообразования. Находки экзогенных минералов фтора известны в отложениях почти всех систем фанерозоя. В морских толщах, накопившихся в кембрии на Алданском и Анабарском щитах, в Иркутском амфитеатре и Тунгусской синеклизе, в ордовике и в силуре также на Сибирской платформе – в бассеине р. Мархи, а в силуре, кроме того, – в США (шт. Онтарио) и в Молдавии, в девоне – в Минусинской впадине, в карбоне – в той же впадине и в Московской синеклизе, а также в мелу – в Альпах и на Балканах, как и в озерных комплексах неогенового возраста, распространенных в США (штаты Орегон, Нью-Мексико) и Канаде, фторная минерализация проявлена слабо и обычно представлена исключительно флюоритом. В морских отложениях, накопившихся в поздней перми (Северогерманская впадина, Вогезы во Франции, провинция Юнь-Нань в КНР), в морских и озерных отложениях, накопившихся в среднем триасе (провинция Гранада в Испании), а также в ранней юре (северо-запад Центрального Французского массива), и в озерных комплексах эоценового (Скалистые горы в США) и плиоцен-четвертичного возраста (Апеннинские горы в Италии) фторная минерализация развита в несоизмеримо больших масштабах и представлена в морских отложениях не только флюоритом, но и селлаитом, а в озерных, – наряду с флюоритом, также криолитом и нейборитом (Скалистые горы), виллиомитом (Африканский рифт), сульфогалитом и шайеритом (Большой Бассейн), образующими местами рудные концентрации.

Осаждение и накопление фторных минералов в течение каждого из отмеченных интервалов времени отражают определенные этапы эволюции экзогенного минералообразования фтора. В позднепермскую эпоху (ФРГ, ГДР, КНР, Франция) и триасовый период (Испания), как и в плиоцен-четвертичное время (Италия), интенсивность проявления фторной минерализации достигла наибольшего значения. При этом характер фторной седиментации приобрел качественно новые черты, выразившиеся прежде всего в образовании промышленных месторождений осадочного и вулканогенно-осадочного типов, ранее не известных. Поэтому позднепермский-триасовый и плиоцен-четвертичный этапы представляют своеобразные скачки, знаменующие собой революционные изменения в истории экзогенного минералообразования фтора. Эти этапы рассматриваются в качестве основных эпох экзогенного рудоотложения фтора. Плиоцен-четвертичная эпоха, во время которой накопились десятки миллионов тонн флюорита, образующего пласты, залегающие на (или вблизи) земной поверхности, представляется особенно интересной с точки зрения формирования его промышленных месторождений.

В истории фанерозоя отчетливо проявляются два пути минералообразования фтора. Первый отвечает морским, второй – озерным условиям седиментации. Минералообразование фтора в морских бассейнах происходило в кембрии, ордовике и силуре, усилилось в карбоне, достигло максимума в поздней перми, а затем ослабло. Минералообразование фтора в озерных бассейнах, начавшееся в триасе и юре, происходило в палеогене, ослабло в миоцене и резко усилилось в плиоцен-четвертичное время. Залежи флюорита, образовавшиеся в морских бассейнах, приурочены как к осадочным (преимущественно терригенно-глинистым и карбонатным), так и к вулканогенно-осадочным толщам. В отличие от них, месторождения фтора, сформировавшиеся в озерных бассейнах, приурочены исключительно к вулканогенно-осадочным (наиболее крупные – в основном к туфогенно-глинистым и карбонатным) толщам.

Интенсивность проявления фторной минерализации в позднепермских–триасовых и плиоцен-четвертичных отложениях вызвана различными причинами. Главные в механизме рудообразования фтора – процессы, контролирующие его поступление в бассейны седиментации извне. Концентрирование фтора в его осадочных и вулканогенно-осадочных месторождениях достигает величины, превышающей кларк в сотни раз. Резкое повышение содержания фтора в бассейнах седиментации, приводящее к осаждению его минералов, осуществляется при одновременном протекании нескольких процессов, важнейшими из которых, по-видимому, являются газово-гидротермальная деятельность в совокупности с испарительным процессом, приводящим к осолонению вод седиментационных бассейнов.

Формирование наиболее крупных осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений фтора происходило в завершающую стадию варисцийского и альпийского орогенических циклов в позднепермских-триасовых морских и в плиоцен-четвертичных озерных бассейнах. Основное отличие позднепермских-триасовых бассейнов фторонакопления от плиоцен-четвертичных заключалось в небольших размерах последних, поэтому влияние газово-гидротермальной деятельности и процессов испарения на рудообразование фтора в них было неодинаковым.

Так, если в позднепермскую эпоху осаждение флюорита происходило в тыловых частях эпиконтинентальных морских осолоняющихся бассейнов, прилегающих к окраинно-континентальным вулканическим поясам, в структурах, унаследовавших краевые моря, при поступлении с окружающих водосборов и/или по глубинным разломам дополнительных количеств фтора, то в плиоцен-четвертичное время рудообразование фтора протекало в озерных бассейнах, располагавшихся в пределах окраинно-континентальных вулканических поясов, преимущественно в зонах раскрытия на краях континентальных блоков. Накопление флюорита происходило в вулкано-тектонических депрессиях главным образом в результате разгрузки в эти депрессии газово-гидротермальных растворов, служивших основным источником фтора.

Борное сырье

Среди промышленных месторождений бора выделяются три основных генетических типа: скарновый, вулканогенно-осадочный и галогенный. Главные источники борного сырья в СССР – скарновые и галогенные, за рубежом – вулканогенно-осадочные месторождения.

Борное оруденение в скарнах выявлено в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея (Скандинавский и Алданский щиты), к началу фанерозоя (Полярный Урал), в раннем и среднем девоне (Алтае-Саянская область), в среднем карбоне – ранней перми (Средний Урал, Джунгаро-Балхашская область, Чаткало-Кураминский хребет, Забайкалье, Пиренейский п-ов), в конце триаса–начале юры (северная часть Сино-Корейского плато), в позднем мелу (Верхоянье, хр. Джугджур, Сихотэ-Алинь, Корейский п-ов) и в олигоцене–миоцене–начале плиоцена (Кавказ, Памир). Скарновые руды абиссальной фации находятся в областях с континентальной корой, сформированной либо к началу рифея, либо в раннем и среднем девоне (Кокчетавский массив) и в конце триаса–начале юры (северная часть Сино-Корейского плато), но в последних случаях они также приурочены к фрагментам континентальной коры, сформированной к

началу рифея, т.е. повсеместно связаны с дорифейской корой. Скарновые руды гипабиссальной фации находятся в областях с континентальной корой, сформированной к началу фанерозоя, в раннем и среднем девоне, в среднем карбоне–ранней перми, в конце мела и в олигоцен-миоцене, причем число рудопроявлений и месторождений бора, как и масштабы оруденения, возрастают от древних к молодым – меловой (Верхоянье, хр. Джугджур, Сихотэ-Алинь, Корейский п-ов) и олигоцен-миоценовой (Памир) континентальным корам. Залежи галогенных боратов обнаружены либо в областях с континентальной корой, сформированной к началу рифея, в непосредственной близости от областей с континентальной корой, сформированной в среднем карбоне–ранней перми (Прикаспийская впадина), либо в пределах последних (Северогерманская впадина). Залежи вулканогенно-осадочных боратов открыты в областях с континентальной корой, сформированной в олигоцен-миоцене–начале плиоцена (Малая Азия, Иранское нагорье и т.д.), а проявления борной минерализации в продуктах фумарольно-сольфатарной деятельности – также в областях с формирующейся континентальной корой (Камчатка, Япония).

Во всех областях с континентальной корой, независимо от возраста ее формирования, образование промышленных месторождений бора всех генетических типов происходило в континентальную стадию. Лишь небольшие рудопроявления бора Скандинавского щита и Северного Урала образовались, по-видимому, в переходную стадию во время формирования гранитно-метаморфического слоя. Все остальные рудопроявления и месторождения бора в скарнах (Джунгаро-Балхашский регион, Пиренейский полуостров, Забайкалье, Джугджур и т.д.), как и все без исключения залежи вулканогенно-осадочных и галогенных боратов, известные на Анатолийском плато и в Прикаспийской впадине, сформировались либо в процессе становления континентальной коры, либо в течение сравнительно небольшого интервала времени после его завершения. Скарновое оруденение бора выявлено в областях с континентальной корой, сформированной как автохтонным (Алтае-Саянская и Джунгаро-Балхашская области), так и аллохтонным (Уральский и Альпийско-Гималайский пояса) способами. Вулканогенно-осадочные месторождения бора (Кырка-Сарикайа и др. в Турции) находятся в областях с континентальной корой, сформированной аллохтонным способом – при надвигании гранитно-метаморфических блоков на океаническую кору, сопровождающемся дегидратацией серпентинизированных ультрамафитов, слагающих нижние горизонты коры. Обогащение бором магматических расплавов, а в дальнейшем гидротермальных растворов происходит как при дегидратации серпентинизированных пород нижних горизонтов коры, так и при гранитизации и метаморфизме терригенного (в основном глинистого) материала ее верхних горизонтов, но при вулканогенно-осадочном рудообразова-

нии бора первый из рассмотренных процессов, по-видимому, имеет большое значение [23].

Формирование большинства месторождений бора происходило в условиях протоорогенного или платформенного режима. Не считая уже упомянутых рудопроявлений, образовавшихся в переходную стадию на раннеорогенном этапе, все другие рудопроявления и месторождения бора как скарнового, так и вулканогенно-осадочного типов образовались на позднеорогенном этапе. Небольшие проявления галогенных боратов также приурочены к орогенному этапу (Приуралье, Предкарпатье), но более крупные их залежи сформированы во время смены позднеорогенного этапа на платформенный (Прикаспийская впадина) или в самом начале платформенного этапа (Северогерманская впадина). Особое место занимают месторождения Дальнегорское на Сихотэ-Алине и Ак-Архарское на Памире, которые образовались в гипабиссальных условиях, судя по данным И.Н. Говорова с соавторами и Х.С. Таджидинова с соавторами, на посторогенном – субплатформенном этапе.

Формирование борных месторождений на активных окраинах континентов или в областях их столкновения в условиях протоорогенного или платформенного режима предопределяет их локализацию в пределах окраинно-континентальных орогенов или на прилегающих частях платформы. Борное оруденение в скарнах гипабиссальной фации находится преимущественно в средних (рудопроявления Джунгарии и Прибалхашья, Костабон на Пиренейском полуострове) и тыловых (Чаткало-Кураминский хребет, Верхоянье, Джугджурский хребет) частях орогенов, а также в зонах их сочленения с внутриконтинентальными рифтами (хр. Черского) и на фрагментах континентальных кор, сформированных к началу фанерозоя (Южный Памир).

Залежи галогенных боратов тяготеют к тыловым частям окраинно-континентальных орогенов, располагаясь в структурах, унаследовавших краевые моря на субплатформенном этапе их развития, или в прилегающих частях платформ на участках, лишенных геофизического „гранитного" слоя [9], в пределах которых во время боронакопления находилась гетерогенная зона погружения, включающая краевую впадину с океанической корой. К таким структурам, вмещающим бороносные галогенные отложения, относятся южная и центральная части Прикаспийской и Северогерманской впадин, расположенных в местах сочленения внутриконтинентальных рифтов со структурами типа краевых морей. Прикаспийская впадина, отличающаяся особенно интенсивным проявлением борной минерализации, располагалась в зоне раскрытия древних авлакогенов Восточно-Европейской платформы; некоторые из них продолжались в сторону названной структуры, погружаясь под ее соляную толщу, Северогерманская, как уже отме-

чалось, – в зоне наложения внутриконтинентального рифта Северного моря на комплексы пород краевого моря.

Залежи вулканогенно-осадочных боратов иногда встречаются в наружных и тыловых частях, но обычно тяготеют к средним частям окраинно-континентальных орогенов, где они локализуются на фрагментах континентальных кор, сформированных к началу фанерозоя (месторождение Эслей-Килик и др.) или к началу карбона (Султан-Чаир и др. в Турции), как правило, в их краевых частях. Весьма существенно, что наиболее крупные вулканогенно-осадочные месторождения бора, известные на западе Американского континента и в пределах Альпийско-Гималайского пояса, располагаются, судя по данным Р.В. Лимпана, Д.Мак Кензи и др. (P.W. Lipman, D. Mc Kenzie a.o.), в местах тройного сочленения плит (внутриконтинентальных рифтов, срединно-океанических хребтов или трансформных разломов с окраинно-континентальными орогенами).

На западе Северной Америки вдоль ее западного побережья располагалась зона Заварицкого–Беньофа, падавшая на восток под углом 15–20°, которая возникла в процессе погружения Тихоокеанской плиты. К ней приурочен окраинно-континентальный ороген с областью развития андезитового вулканизма, проявлявшегося в течение олигоцена и неогена, а местами (пустыня Мохаве, район озер Боракс и Клир в Береговых хребтах и т.д.) – в четвертичный период. В начале неогена в процессы поглощения в районе пустыни Мохаве, где расположено месторождение Крамер, был вовлечен срединно-океанический хребет вместе с его серпентинитовыми телами. Отмеченное обстоятельство не могло не отразиться на составе вулканических пород региона и на особенностях его минерагенической специализации. В то же время в бассейне р. Рио-Гранде начался рифтогенез, постепенно перемещавшийся в северо-западном направлении (к Большому Бассейну). Рифтогенез обусловил широкое развитие толеит-базальтового, а на отдельных площадях – бимодального вулканизма базальт-риолитового состава. Все это весьма усложнило характер кайнозойского вулканизма на западе Северной Америки и несколько затушевало картину приуроченности месторождений боратов к определенным типам вулканических пород. Однако детальный анализ размещения месторождений боратов на западе США показывает, что все они локализованы в полосе, расположенной в 200–600 км восточнее глубоководного желоба, на площадях, соответствующих глубинам залегания зоны Заварицкого–Беньофа 150–250 км, т.е. именно там, где преобладают андезитовые лавы. При этом большинство месторождений тяготеет преимущественно к центральной или западной (обращенной к желобу) частям окраинно-континентального орогена. Крупнейшее из североамериканских месторождений Крамер, сложенное в основном натриевыми боратами, находится примерно в 300–400 км от

желоба, в зоне сочленения срединно-океанического хребта с окраинно-континентальным поясом орогенного вулканизма.

На западе Южной Америки геологическая обстановка в кайнозое была значительно проще, чем в США. В течение олигоцена и неогена вплоть до настоящего времени вдоль ее западной окраины протягивалась зона Заварицкого–Беньофа, падавшая под континент под углом 10–15°, которая возникла в процессе погружения плиты Наска. К ней приурочен окраинно-континентальный ороген, в пределах которого преобладают андезитовые лавы неоген-четвертичного возраста. Несколько восточнее отмечаются выходы щелочно-калиевых лав. Месторождения боратов локализованы в полосе, расположенной, как и в США, в 200–600 км восточнее глубоководного желоба. Тесно ассоциируя с трубками турмалиновых брекчий и со связанными с ними месторождениями медно-порфировых руд, залежи боратов формируются, как и медные руды, на площадях, соответствующих глубине залегания зоны Заварицкого–Беньофа 100–200 км, или несколько смещаются от них к востоку. Большинство месторождений находится в пределах окраинно-континентального орогена, тяготея преимущественно к его центральной или восточной (удаленной от желоба) части, а также к прилегающей к нему внутриконтинентальной зоне аккумуляции осадков. Крупнейшее из южноамериканских месторождений Тинкалау, представленное преимущественно натриевыми боратами, находится примерно в 300–400 км от желоба в восточной части окраинно-континентального пояса орогенного вулканизма.

Малоазиатская часть Альпийско-Гималайского пояса представляет собой с точки зрения тектоники плит весьма сложную геологическую структуру, возникшую в результате сближения в олигоцене, миоцене–начале плиоцена Африканской плиты с Евразиатской при одновременном перемещении Турецкой плиты на запад вдоль Главного Анатолийского и Восточно-Анатолийского трансформных разломов. В процессе этого океаническая кора Тетиса была частично вытеснена, а срединные массивы, представляющие собой обломки континентов, как и островные дуги, разбросанные по территории океана Тетис, оказались скученными у северного края Тетиса. Положение олигоцен-неогеновых зон поглощения фиксируется офиолит-флишево-голубосланцевыми швами, расположенными вокруг срединных массивов и отражающими местонахождение глубоководных желобов, в ассоциации с областями развития андезитового вулканизма. Месторождения боратов удалены на 100–300 км от местоположения древнего желоба и находятся в районах, где глубина залегания зоны Заварицкого–Беньофа ориентировочно составляет 100–250 км (если принять наиболее вероятный угол ее наклона в 40–45°). Все месторождения приурочены к глубинным разломам, ограничивающим срединные массивы и служившим путями поступления бороносных флюидов и растворов.

Находясь вблизи глубинных разломов, некоторые из месторождений располагаются в пределах срединных массивов (Эспей–Килик), другие – в пределах офиолитовых швов на „осколках" срединных массивов (Искалекей), а крупнейшая в мире залежь натриевых боратов Сарикайа – в 100 км от глубоководного желоба, непосредственно в зоне разлома. Учитывая перемещение Турецкой плиты в западном направлении со скоростью около 10 см в год, есть все основания предполагать, что в начале плиоцена где-то в районе Анатолийского плато под Турецкую плиту поддвигался трансформный разлом Мертвого моря, разделявший Африканскую и Аравийскую плиты, который фиксируется по многочисленным выходам серпентинитов. Это сказалось не только в образовании здесь (в частности, в районе Афьона-Кырка) сложной серии вулканических пород, включающих базальты, андезиты, трахиты и липариты, но и в увеличении рудогенерирующей способности магмы и связанных с ней гидротермальных растворов.

В восточной части Альпийско-Гималайского пояса океаническая кора Тетиса была полностью вытеснена, и в настоящее время в местах поддвигания Аравийского щита под Иранское плато в зоне разломов Загрос, как и Индийской платформы под Евразиатский континент в зоне Индского шва, сохранились лишь ее остатки в виде осколков и клиньев, образующих офиолитовые серии. Месторождения боратов удалены примерно на 100 км от разломов Загроса и не более чем на 50 км от Индского шва.

Нахождение борных месторождений в тыловых и средних частях окраинно-континентальных орогенов, а некоторых из них – в зонах тройного сочленения плит, как и их парагенетическая связь с комплексами магматических пород щелочно-калиевой и андезитовой серий, определяет возможность генетической связи борного оруденения с различным по типу магматизмом. Исходя из структурной приуроченности рудопроявлений бора и распространения в их окрестностях близких по времени образования магматических пород того или иного состава, есть все основания предполагать, что в областях с фанерозойской континентальной корой борное оруденение гипабиссальной фации генетически связано в одних районах с мантийным, в других – с коровым магматизмом.

Так, в Горной Шории, на хребтах Чаткало-Кураминском и Черского, где местами отмечаются интрузивные тела габбро-сиенитовой формации, которые являются гомологами вулканических пород щелочно-калиевой серии, отдельные рудопроявления бора в скарнах, возможно, связаны с мантийным, хотя большинство из них, вероятно, – с коровым магматизмом. На Батеневском кряже, в Западном Забайкалье и в Джунгаро-Балхашской области, где широко распространены интрузивные тела габбро-диорит-гранитовой формации, являющиеся гомологами вулканических пород андезитовой серии,

многие рудопроявления бора в скарнах, очевидно, связаны с коровым магматизмом. В отличие от рудопроявлений бора его скарновые месторождения, расположенные в областях с континентальной корой, сформированной в конце мела и в олигоцене, миоцене–начале плиоцена, парагенетически связаны с малыми интрузиями магматических пород щелочно-калиевой серии, которые в районе Дальнегорского месторождения представлены шонкинитами, калиевошпатовыми иситами, эссексит-диабазами, калиевыми трахиандезитами и лейцитовыми трахитами [8] с очень высоким содержанием бора, а в районе Ак-Архарского месторождения – калиевыми трахибазальтами, также местами с резко повышенным содержанием бора. Парагенетическая связь борного оруденения названных месторождений с магматическими породами щелочно-калиевой серии, как и аномально высокие концентрации бора в постмагматических минералах даечного комплекса, свидетельствуют о доминирующем значении мантийного источника рудного вещества в этих месторождениях. На основании вышеизложенного заслуживают внимания наличие в датолите и данбурите примеси двухвалентных лантаноидов, в частности европия, а также особенности состава газово-жидких включений в этих борных минералах и в ассоциирующем с ними кварце, свидетельствующие о восстановительном характере минералообразующих растворов, что, в свою очередь, логично объяснить с позиций их связи с мантийными источниками [16].

Отношение $^{11}B/^{10}B$ в борных минералах из скарновых месторождений изменяется от 3,90±0,01 до 4,08±0,01. При этом в датолите и данбурите из наиболее крупных месторождений – Дальнегорского на Сихотэ-Алине и Ак-Архар на Памире, а также в людвигите из месторождений хр. Джугджур отношение $^{11}B/^{10}B$ отличается наиболее низкими значениями (от 3,90±0,01 до 3,98±0,03), по-видимому, обязанными мантийному источнику рудного вещества. В датолите, данбурите, людвигите и других борных минералах из всех известных рудопроявлений и большинства других месторождений (Таежное на Алданском щите и Хольтон на Сино-Корейском плато, рудопроявления Полярного Урала, Юлия-Свинцовая в Алтае-Саянской области, Жолдыбай в Северном Казахстане, Новофроловское на Урале, Саяк в Джунгаро-Балхашской области, Гавасай на Чаткало-Кураминском хребте, Кундуй, Железный кряж, Солонго и др. в Забайкалье, Титовское в Верхоянье, Золотой Курган на Северном Кавказе и др.) отношение $^{11}B/^{10}B$ характеризуется более высокими значениями (от 3,99±0,02 до 4,14±0,06). Попутно отметим, что значение $^{11}B/^{10}B$ в боратах из галогенных месторождений Прикаспийской впадины составляет: в преображенските из соляной толщи 4,14±0,08, в гидробораците из гипсовой шляпы 4,20±0,08, в гидробораците из соляной толщи (горизонт высокобороносной каменной соли) 4,17±0,02–4,18±0,02, в пандермите

и инюите из гипсовой шляпы соответственно 4,14±0,04 и 4,15±0,07, т.е. варьирует от 4,14 до 4,20 [18].

Таким образом, если генетическая связь скарновых месторождений бора с мантийным и коровым магматизмом представляется установленной, то характер связи залежей вулканогенно-осадочных боратов с тем или иным типом магматизма требует уточнения. Вулканогенно-осадочные месторождения бора относятся к наиболее важному в промышленном отношении типу, и поэтому решение вопроса об источнике рудного вещества для них имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Вблизи залежей вулканогенно-осадочных боратов распространены магматические породы как щелочно-калиевой, так и андезитовой серий. Так, в борнорудном районе Эмет встречены трахиандезиты в ассоциации с дацитами, липаритами и андезитами, в борнорудном районе Кырка – трахиандезиты и трахиты в ассоциации с лейцитсодержащими лавами, а также мощные поля игнимбритов липаритового состава. В борнорудном районе Бигадич распространены трахиандезиты, наряду с которыми отмечаются щелочные базальты, гавайиты, щелочные трахиты и трахилипариты, ассоциирующие с андезитами, дацитами, липаритами, а также игнимбриты дацит-липаритового состава. Совместное нахождение в борнорудных районах вулканитов щелочно-калиевой и андезитовой серий с аномально высоким содержанием бора, достигающим 1200 г/т, позволяет предполагать генетическую связь борных месторождений с гибридной магмой и, следовательно, наличие двух источников рудного вещества – мантийного и корового.

Отношение $^{11}B/^{10}B$ в борных минералах из вулканогенно-осадочных месторождений составляет, по данным С.В. Малинко, А.Е. Лисицына и Л.В. Сумина, в Большом бессточном Бассейне (США) в колеманите (Фернис-Крик) 3,99±0,04 и 3,995±0,008, в улексите и буре (Крамер) соответственно 9,93±0,05 и 3,99±0,05 на высокогорном плато Пуна (Аргентина) в улексите (Хомбре-Муэрто, Кохари) – 3,85±0,03 и 3,922±±0,008, на западе Анатолийского плато (Турция) в пандермите (Султан-Чаир) 4,06±0,02, в колеманите (Эмет) 4,07±0,02 и 4,08±0,04; в тинкалконите с Джульфинских источников на Малом Кавказе оно равно 4,05±±0,04, из рудопроявления Лянгар и из ущелья Намакхарв на Южном Памире – соответственно 4,01±0,03 и 4,08±0,02. При интерпретации полученных значений $^{11}B/^{10}B$ необходимо учитывать присутствие в образцах легко испаряемой фазы бора, значительно обогащенной тяжелым изотопом (которая, вероятно, обусловлена наличием газово-жидких включений), а также осаждение боратов в таких седиментационных бассейнах, в которых бор поступал не только в процессе дегазации магмы, но и в результате выщелачивания пород. Все это

приводит к некоторому сдвигу значений изотопного состава бора в сторону повышения, и поэтому полученные отношения не противоречат представлению о наличии двух источников рудного вещества.

Парагенетическая связь борных месторождений преимущественно с щелочно-калиевой серией или с щелочно-калиевой в ассоциации с андезитовой, свидетельствующая в пользу генетической связи борного оруденения в основном с мантийным магматизмом или смешанным мантийным и коровым, подразумевает определяющую роль в борнорудном процессе ювенильных флюидов, обогащенных летучими соединениями бора, представленных, скорее всего, бороводородами, и связанных с ними гидротермальных растворов, содержащих продукты окисления водородно-бороводородных смесей, представленные борокремниевыми и борокислородными полианионами типа $BSiO_4^-$, $H_2BO_3^-$ и т.п. С этих позиций особого внимания заслуживают тыловые части окраинно-континентальных орогенов в посторогенный – субплатформенный этап их развития; становится понятной приуроченность месторождений к местам сочленения окраинно-континентальных орогенов с внутриконтинентальными рифтами и срединно-океаническими хребтами, а также к фрагментам древних континентальных кор, их локализация вблизи глубинных разломов и т.д., т.е. к зонам, где происходит формирование и возможна разгрузка гидротермальных растворов, богатых бором.

Характерная особенность борных месторождений – связь с зонами глубинных разломов, сбросами и сдвигами. Глубинные разломы служат путями движения ювенильных флюидов, богатых калием и другими летучими компонентами, которые способствуют не только генерации щелочных калиевых магм, но и отделению от них газово-гидротермальных растворов, содержащих высокие концентрации бора.

Рудоконтролирующие разломы обычно прослеживаются в окраинно-континентальных орогенах, но иногда они выходят далеко за их пределы в прилегающие части платформ. Глубинные разломы являются местами разгрузки гидротермальных растворов, служащих в орогенах основным, а на платформах дополнительным источником бора в седиментационных бассейнах. И в вулканогенно-осадочных, и в галогенных месторождениях бора наблюдаются признаки влияния вулканической и сопряженной с ней газово-гидротермальной деятельности, но для первых из них обычно характерна непосредственная, тогда как для вторых – отдаленная связь с плутоно-вулканическими комплексами. Залежи осадочных боратов в границах окраинно-континентальных орогенов образуются в районах интенсивной эксплозивной деятельности при разгрузке гидротермальных растворов в бессточные или слабопроточные впадины, в прилегающих частях платформ – также в зоне влияния пирокластического материала при

разгрузке гидротермальных растворов в эпиконтинентальные солеродные бассейны. При поступлении в седиментационные бассейны вулканического пепла происходит его разложение с выделением реакционноспособного кремнезема и частичным высвобождением бора, приводящим к образованию боросиликатов. При разгрузке гидротермальных растворов бор выделяется в осадок в виде боратов с образованием их линзообразных или пластовых тел.

Рудовмещающими для скарновых руд бора обычно являются вулканогенно-осадочные (терригенно-карбонатные) формации краевых морей (Джунгаро-Балхашская область, Западное Забайкалье, Сихотэ-Алинская область, Северный Кавказ и т.д.), реже – внутренних морей (хр. Селенняхский, Черского). Краевые моря в ходе тектонического развития регионов могут преобразовыватьоя во внутриконтинентальные зоны аккумуляции осадков, благоприятные для осадочного рудообразования бора, и поэтому структуры, унаследовавшие краевые моря, на позднеорогенном или посторогенном–субплатформенном этапах развития следует рассматривать как перспективные на поиски не только скарновых, но и вулканогенно-осадочных и галогенных месторождений бора. Вмещающими для залежей вулканогенно-осадочных боратов являются озерные комплексы верхней молассы, для залежей галогенных боратов – соленосные отложения платформенного чехла.

Общим для борных месторождений фанерозоя является их образование в континентальную стадию эволюции земной коры в условиях позднеорогенного или платформенного режима и нахождение в пределах или вблизи окраинно-континентальных орогенов, главным образом в их тыловых и средних частях, а также в местах сочленения орогенов с внутриконтинентальными рифтами или срединно-океаническими хребтами, во всех случаях – в связи с зонами глубинных разломов, сбросами или сдвигами.

Скарновые рудопроявления бора приурочены к областям с континентальной корой, сформированной к началу фанерозоя, в раннем и среднем девоне, в середине карбона – ранней перми, в позднем мелу, в олигоцене , миоцене – начале плиоцена как автохтонным, так и аллохтонным способами, месторождения – к областям с континентальной корой, сформированной в конце мела и в олигоцене, миоцене – начале плиоцена. Рудопроявления связаны с мантийным и коровым, а месторождения – в основном с мантийным магматизмом. В отличие от них, вулканогенно-осадочные месторождения бора известны лишь в областях с континентальной корой, сформированной в олигоцене, миоцене – начале плиоцена преимущественно аллохтонным способом, проявившимся в образовании многочисленных ареалов плутоно-вулканических комплексов, и находятся обычно на фрагментах древних континентальных кор, большей частью в их

краевых частях, ограниченных глубинными разломами. Месторождения связаны, как правило, с гибридным – мантийным и коровым магматизмом и залегают в верхней континентальной молассе.

Согласно исследованиям В.Л. Барсукова и И.Д. Рябчикова, при скарновом рудообразовании бора важное значение имеют летучие компоненты, растворенные в мантийных магмах, которые могут выделяться из них в гипабиссальных условиях и играть определенную роль в переносе рудного вещества, в частности бора. При вулканогенно-осадочном рудоотложении бора, наряду с процессами дегазации мантийной и коровой магм, большое значение имеет дегидратация серпентинитов. И те и другие процессы приводят к формированию рудогенерирующих гидротермальных систем с высокой концентрацией бора.

На основе вышеизложенного очевидно, что эволюция вулканогенно-осадочного борнорудного процесса с небывало широким его развитием в олигоцене и неогене следует связывать не только с возможным изменением в течение фанерозоя соотношения объемов и состава продуктов вулканической деятельности, особенностями происхождения, химизма и рудоносности гидротермальных растворов, но и с возникновением на земной поверхности в то или иное время благоприятных условий для осаждения боратов. К таким условиям, наряду с интенсивным проявлением в окраинно-континентальных орогенах газово-гидротермальной деятельности, следует отнести аридный климат. Вследствие этого образование вулканогенно-осадочных месторождений бора окажется возможным лишь при совмещении областей развития щелочно-калиевой и андезитовой серий вулканических и гидротермально-измененных пород с зонами аридного климата.

В областях с континентальной корой, сформированной в раннем и среднем девоне, в середине карбона–ранней перми и в позднем мелу, к таким площадям в СССР относятся некоторые впадины Алтае-Саянского, Джунгаро-Балхашского регионов и Забайкалья, а в областях с континентальной корой, сформированной в олигоцене, миоцене, начале плиоцена, – отдельные депрессии Альпийско-Гималайского пояса, расположенные на территории Закавказья и Памира.

Если это действительно так, то в областях с континентальной корой, сформированной, например, в карбоне–перми, по-видимому, нельзя исключать возможности нахождения залежей вулканогенно-осадочных боратов (если они не были вовлечены в альпийский цикл тектогенеза). Хотя, по-видимому, и меньших по масштабам, но все-таки сходных с теми, которые уже известны в областях с континентальной корой, сформированной в олигоцене, миоцене – начале плиоцена, также далеко еще не исчерпавших свои ресурсы.

В целом эволюция борнорудного процесса имела направленный,

необратимый и в то же время четко выраженный цикличный, хотя и неравномерно-прерывистый, характер. Масштабы и интенсивность борнорудного процесса в течение фанерозоя все более и более увеличивались с резким возрастанием в палеогене и неогене. При этом происходила смена одних типов борных руд другими, в частности галогенных боратов – вулканогенно-осадочными. Рудообразование бора в фанерозое протекало лишь на завершающей стадии каждого цикла развития земной коры, особенно интенсивно в завершающие стадии циклов, отвечающие пермскому и олигоцен-неогеновому времени, в течение которого сфера влияния вулканической деятельности охватывала большие территории аридных зон.

Однако борнорудный процесс проявлялся неравномерно даже в названные интервалы времени, характеризуясь максимальным развитием скарнового оруденения бора в палеогене, вулканогенно-осадочного – в палеогене (олигоцене) и неогене. Причины развития борнорудного процесса по восходящей линии еще не ясны. Тем не менее поиски вулканогенно-осадочных месторождений бора, формирующихся в результате одновременного и единонаправленного протекания процессов дегазации мантийной и коровой магм и дегидратации серпентинитов, следует прежде всего сосредоточить в областях с молодой континентальной корой на фрагментах древних континентальных кор (срединных массивах), в зонах глубинных разломов и в связанных с ними районах совместного нахождения вулканических пород щелочно-калиевой и андезитовой серий и десерпентинизированных ультрамафитов. Основным объектом поисков в олигоцен-неогеновых отложениях являются озерные комплексы карбонатно-глинистого состава, „зараженные" мышьяком, сурьмой, стронцием и другими малыми элементами.

Анализ стратиграфической приуроченности рудопроявлений и месторождений бора в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах полностью подтверждает изложенные соображения о характере эволюции процессов его минерало- и рудообразования [24]. Находки экзогенных минералов бора известны в отложениях почти всех систем фанерозоя. В морских толщах, накопившихся в кембрии (предгорья Восточных Кордильер в Боливии, Иркутский амфитеатр), силуре (Сакмарский антиклинорий на Урале), девоне (побережье Хатангского залива), карбоне (бассейны Парадокс и Маритайм в США), триасе (Предбалканье в НРБ), юре (юго-западные отроги Гиссарского хребта) и неогене (Средиземное море, Сицилия, Керченский п-ов, Предкарпатье), как и в озерных комплексах каменноугольного возраста (Тагило-Магнитогорская зона), борная минерализация проявлена слабо и обычно представлена боросиликатами, борофосфатами и (или) одним-двумя и лишь в карбоне – 12 видами боратов.

В морских отложениях, накопившихся в перми (Мидконтинент и

другие соленосные бассейны, расположенные на территории США и Канады, Северогерманская впадина, Прикаспийская синеклиза и т.д.), и в озерных комплексах, сформировавшихся в палеогене (Большой бессточный Бассейн, Скалистые Горы и Береговые хребты Калифорнии в США) – неогене, а также в четвертичный период (Большой Бассейн в США, плато Пуна в Аргентине, Анатолийское плоскогорье в Турции, Тибет и т.д.), борная минерализация развита более интенсивно и представлена разнообразными по составу боратами, образующими местами рудные концентрации. Осаждение и накопление борных минералов в течение каждого из отмеченных интервалов времени отражают, по аналогии с фтором, определенные этапы в эволюции экзогенного минералообразования бора. В пермский период и в олигоцен-неогеновое время интенсивность проявления борной минерализации и разнообразие минеральных видов боратов достигли максимальных значений. При этом характер борной седиментации приобрел качественно новые черты, выразившиеся прежде всего в образовании промышленных месторождений. Поэтому пермский и олигоцен-неогеновый этапы представляют собой своеобразные скачки, знаменующие революционные изменения в истории экзогенного минералообразования бора.

В осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях фанерозоя обнаружено 72 экзогенных минерала бора, представленных фтороборатами, алюмоборосиликатами, боросиликатами, бороарсенатами, борофосфатами и боратами. Из последних 16 разновидностей относятся к первично-седиментационным, 42 – к эпигенетическим. Между масштабами проявления борной минерализации и разнообразием минеральных видов, в составе которых бор присутствует в отложениях, существует прямая зависимость. Она проявляется и в отложениях различных регионов, и в отложениях разного возраста. Так, в пермских отложениях Донбасса, где содержание бора не превышает 0,05 %, установлены 4 разновидности борных минералов, в Приуралье – 8, на севере ФРГ, ГДР и в Великобритании, где содержание бора на порядок выше по сравнению с Донбассом, но значительно ниже, чем в Северном Прикаспии, – 16 и, наконец, в Северном Прикаспии – 32. В неогеновых отложениях Средиземноморья, Сицилии, Предкарпатья, Туркмении, Каракалпакии и Тянь-Шаня, где содержание бора очень низкое, установлено не более 2–4 разновидностей борных минералов, тогда как на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии, где локализованы крупные месторождения бора, – 34. В целом в кембрийских отложениях выявлены 4 разновидности борных минералов (данбурит, стронциохильгардит, боратит, преображенскит) в силурийских – 1 (люнебургит), в девонских – 2 (данбурит, боратит), в каменноугольных – 14 (данбурит, говлит, улексит, брайчит, джинорит, иниоит, боратит, колеманит, хильгардит, гидробо-

рацит, пандермит, ашарит, витчит, волковскит), в пермских – 36 (данбурит, сирлезит, говлит, сассолин, метаборит, сульфоборит, пинноит, люнебургит, стронциоборит, стронциоджинорит, джинорит, волковскит, аксаит, сатимолит, витчит, ашарит, кернит, галургит, калиборит, улексит, пробертит, пандермит, стронциохильгардит, хильгардит, иниоит, колеманит, индерборит, гидроборацит, курнаковит, индерит, эрикаит, чемберсит, преображенскит, альджанит, челкарит), в триасовых – 1 (данбурит), в юрских – 3 (данбурит, улексит, пробертит), в палеоценовых и эоценовых – 6 (сирлезит, ридмерджнерит, лейкосфенит, гаррелсит, иниоит, колеманит), в олигоцен-неогеновых – 42 (люнебургит, сульфоборит, калиборит, эрикаит, чемберсит, бакерит, сирлезит, гаррелсит, говлит, сассолин, пинноит, карбоборит, каинит, сборджит, стронциоджинорит, джинорит, амегинит, ривадавит, эристеренит, ноблеит, макаллистерит, танелит, теруггит, эзкуррит, говерит, витчит, бура, тинкалконит, кернит, хунчжаоит, улексит, пробертит, пандермит, иниоит, мейергофферит, колеманит, индерборит, гидроборацит, курнаковит, индерит, гидрохлорборит, терчит) и в четвертичных – 16 (сирлезит, сассолин, типлеит, бандилит, люнебургит, бура, тинкалконит, кернит, хунчжаоит, улексит, иниоит, колеманит, гидроборацит, курнаковит, индерит, гидрохлорборит). Картина изменится, но очень незначительно, если исключить из рассмотрения борные минералы, заведомо образовавшиеся в зоне выветривания (в силурийских отложениях – люнебургит, в пермских – сассолин, курнаковит, индерит и др. , в юрских – улексит, пробертит и в олигоцен-неогеновых – сассолин, сборджит, ноблеит, говерит). Тогда в кембрийских отложениях окажется четыре разновидности борных минералов, в девонских – две, в каменноугольных – 14, в пермских – 32, в юрских и триасовых – по одной, в палеогеновых и эоценовых – шесть, в олигоцен-неогеновых – 38, в четвертичных – 16. Из приведенных данных следует, что в течение фанерозоя на фоне незначительного изменения характера развития борной минерализации отчетливо выделяются два максимума, проявившиеся в пермское и олигоцен-неогеновое время, которые рассматриваются в качестве основных эпох экзогенного рудоотложения бора. Олигоцен-неогеновая эпоха, во время которой накопилось не менее 1–2 млрд т боратов, представляется особенно грандиозной.

В истории фанерозоя обозначаются, подобно фтору, две ветви минералообразования бора. Первая отвечает морским, вторая – озерным условиям осадконакопления. Минералообразование бора в морских условиях, начавшееся в кембрии, ослабло в девоне, усилилось в карбоне, достигло максимального развития в перми, затем снова резко ослабло и завершилось в неогене. Минералообразование бора в озерных отложениях, очень слабо проявившееся в карбоне, вспыхнуло в раннем и среднем палеогене, достигло наибольшего

развития в олигоцен-неогеновое время и продолжалось, с затуханием, до настоящего времени. Залежи боратов, образовавшиеся в морских бассейнах, приурочены к галогенным отложениям, представленным в основном калийно-магниевыми солями сульфатной линии. В отличие от них, месторождения бора, сформировавшиеся в озерных бассейнах, приурочены к вулканогенно-осадочным – глинистым или карбонатно-глинистым отложениям, в меньшей мере – к континентальным эвапоритам, главным образом содовой линии.

Многообразие проявления борной минерализации, особенно в пермских и олигоцен-неогеновых отложениях, лишний раз подчеркивает, насколько сложен механизм рудообразования бора. Главными в нем являются процессы, контролирующие поступление бора в бассейны седиментации, концентрирование его до величины 2–4 г/л и одновременно обусловливающие возникновение щелочной среды. В таких бассейнах создавалась благоприятная обстановка для осаждения первично-седиментационных боратов, представленных 16 видами, которые при дальнейших изменениях в результате потери молекул воды и полимеризации борокислородных полианионов переходили во вторичные модификации. В итоге и образовалась вся гамма экзогенных боратов, насчитывающая 58 минеральных видов.

Концентрирование бора в его месторождениях достигает величины, превышающей кларк в 10 000 раз. Это обстоятельство, обусловливающее уникальность крупных промышленных месторождений бора, является специфической особенностью его рудообразования в бассейнах седиментации. Концентрирование в них бора, приводящее к осаждению боратов, осуществляется при „пересечении" или наложении нескольких рудогенерирующих процессов. Важнейшими из них, как уже отмечалось, являются газово-гидротермальная деятельность и осолонение вод бассейнов седиментации.

Формирование осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений бора происходило в завершающую стадию соответственно варисцийского и альпийского циклов в пермских морских и в олигоцен-неогеновых озерных бассейнах. Важнейшее различие тех и других бассейнов боронакопления заключалось в ярко выраженной разномасштабности их размеров, вследствие чего влияние вулканической деятельности и процессов испарения на рудообразование бора в них было неодинаковым. В пермскую эпоху осаждение боратов происходило в тупиковых частях эпиконтинентальных морских солеродных бассейнов, располагавшихся над тыловыми (погруженными под континент) частями зон Заварицкого–Беньофа, в структурах, унаследовавших краевые моря, на позднеорогенном – субплатформенном этапах тектонического развития.

Основным фактором, контролировавшим процессы концентрации бора в пермских бассейнах, было глубокое испарение морской воды,

которое в условиях затрудненных связей с океаном сопровождалось накоплением в этих бассейнах высокоминерализованных рассолов. Осаждению боратов (совместно с сильвином, карналлитом, кизеритом и бишофитом) способствовало выветривание на окружающих водосборах серпентинитовых массивов, а также дифференцированные опускания по глубинным разломам отдельных участков дна бассейна, обусловившее поступление в некоторые из них бороносных гидротерм. Однако несоизмеримость количества бора, заключенного в рассолах морского происхождения, с его количеством, которое могло поступать в пермские бассейны с окружающих водосборов и по глубинным разломам, позволяет рассматривать серпентинитовые массивы, как и гидротермальные растворы, лишь в качестве дополнительных источников бора. В олигоцен-неогеновую эпоху рудообразование бора протекало в небольших осолоняющихся озерных бассейнах, располагавшихся в средних или тыловых частях окраинно-континентальных вулканических поясов, на позднеорогенном этапе их развития. Особенно интенсивно рудообразование бора шло в местах тройного сочленения плит, выделяемых в качестве борнорудных узлов (месторождение Крамер и другие в США) или на срединных массивах, преимущественно в их краевых частях (борнорудный район Кырка в Турции). Осаждение боратов происходило в связи с глубинными разломами в межгорных впадинах или на обширных депрессиях в осложняющих их локальных грабенах, главным образом в результате разгрузки в эти впадины гидротермальных растворов, служивших основным источником бора, на ранних этапах осолонения совместно с туфогенными глинами и хемогенными известняками, реже – на средних и поздних совместно с ангидритом, гипсом или галитом.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ КАК ОСНОВА ИХ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА

Основной закон диалектического материализма, заключающийся в единстве и борьбе противоположностей, выражается применительно к месторождениям неметаллов в сочетании необратимого и цикличного развития „по спирали" процессов их рудообразования.

Направленное, необратимое развитие процессов рудоотложения неметаллов проявляется при анализе размещения их месторождений в зависимости от времени формирования земной коры. На территории Евразии наиболее крупные магматические и карбонатитовые месторождения апатита образуются в областях с дорифейской (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская провинции и т.д.), осадочные месторождения микрозернистых и зернистых фосфоритов – в областях с палеозойской континентальной корой (Каратауский и Окино-Хубсу-

гульский бассейны, Пиренейский п-ов, Центральные Кызылкумы), тогда как крупные месторождения природной соды – преимущественно в областях с более молодой, мезозойской и кайнозойской, континентальной корой (МНР, Турция), инфильтрационно-метасоматические месторождения самородной серы – в зонах сочленения областей с древней и молодой (позднекайнозойской) континентальной корой (Ирак, Предкарпатье), а вулканогенно-осадочные месторождения флюорита и боратов – только в областях с молодой, позднекайнозойской, континентальной корой. О направленном, необратимом развитии процессов рудоотложения неметаллов свидетельствует также запаздывающее по отношению к гидротермальным и скарновым рудам развитие вулканогенно-осадочного оруденения фтора и бора, последовательная смена одних типов фторного или борного оруденения другими. Например, позднепалеозойские осадочные руды флюорита и боратов, связанные с морскими карбонатными и галогенными отложениями (ФРГ, ГДР, КНР, СССР) сменяются позднекайнозойскими вулканогенно-осадочными рудами, связанными с озерно-континентальными, преимущественно туфогенно-глинистыми отложениями (Италия, Турция и т.д.).

Цикличный характер развития процессов рудоотложения неметаллов проявляется в закономерной повторяемости геохимической и минерагенической специализации структурно-вещественных комплексов, формирующихся на одних и тех же стадиях каждого цикла. Так, высокая щелочность магматических пород и гидротермальных растворов, образующихся в начальную стадию орогенических циклов, способствовала формированию вулканогенно-осадочных месторождений природной соды, тогда как высокое содержание SO_2 и H_2S в вулканических газах, извергающихся в завершающие стадии орогенических циклов, благоприятствовало формированию как метасоматических, так и вулканогенно-осадочных месторождений самородной серы.

Однако полигенная природа минерального вещества в месторождениях соды, серы, фтора, бора предъявляет весьма жесткие условия к их формированию, требующие сочетания, как минимум, двух рудоконтролирующих факторов. Наряду с интенсивным проявлением вулканической деятельности, необходимое условие для выделения многих неметаллов в осадок – испарение вод бассейнов седиментации, и поэтому формирование их месторождений возможно лишь при нахождении вулканических областей в пределах или вблизи аридных зон. Все это предопределяет, наряду с цикличным, неравномерно-прерывистое развитие процессов рудообразования неметаллов. Особый интерес в связи с этим вызывают начальная и завершающая стадии циклов, отвечающие геохронологическим интервалам, в течение которых сфера влияния вулканической деятельности охватывала

большие территории аридных зон. Такие интервалы предполагаются как наиболее продуктивные в отношении вулканогенно-осадочных руд флюорита, боратов и т.д.

Влияние продуктов вулканической деятельности на процессы осадочного рудоотложения неметаллов проявлялось в разнообразных, часто завуалированных и труднораспознаваемых формах. Так, изменение вулканической активности сопровождалось колебаниями количества CO_2 в атмосфере, а это в свою очередь приводило (во всяком случае на мезо-кайнозойском этапе земной истории) к изменению климата, определяющего условия выветривания и степень осолонения седиментационных бассейнов, к вариациям содержания кальция в водах Мирового океана, питавших осолоняющиеся эпиконтинентальные морские бассейны, и, следовательно, способствовало или препятствовало осаждению сульфатов калия, природной соды, флюорита, боратов и т.п.

Поступление в седиментационные бассейны пирокластического материала при его последующем растворении или разложении с образованием цеолитов, бентонитов, сепиолитовых или палыгорскитовых глин способствовало накоплению в озерно-континентальных бассейнах кремнезема, карбонатов натрия, фтора и бора, разгрузка магматических флюидов и гидротермальных растворов – осаждению как в морских, так и в озерных бассейнах сульфатов калия, природной соды, флюорита и боратов. При восходящей миграции ювенильных флюидов в процессе их окисления происходило выделение энергии, вызывавшее усиление теплового потока и тем самым способствовавшее интенсификации процессов испарения, необходимого для осаждения сульфатов калия, карбонатов натрия, флюорита и боратов.

Наряду с эндогенными процессами, определяемыми геодинамической обстановкой и проявляющимися в форме вулканической и сопряженной с ней газово-гидротермальной деятельности, большое значение имеют экзогенные процессы, обусловленные палеогеографической обстановкой: палеоландшафтами и палеоклиматом, составом пород и условиями выветривания на древних водосборах, тектоническим режимом в седиментационных бассейнах, соленостью вод и т.д. С точки зрения образования месторождений фосфоритовых руд, например, важная роль отводится морским течениям и характеру рельефа дна бассейна; калийных солей – системам бассейнов эвапоритовой седиментации и интенсивности прогибания их дна; самородной серы – древним поднятиям и рифовым массивам; вулканогенно-осадочных боратов – типу и размеру осолоняющихся бассейнов и т.д.

В соответствии с изложенным, исходя из тесной взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов, намечается комплекс рудоконтролирующих факторов. Так, например, к основным факторам, контролирующим формирование залежей соды как в начальную, так и в

завершающую стадии орогенических циклов – в озерных бассейнах внутриконтинентальных рифтов и тыловых частей окраинно-континентальных орогенов, относятся следующие:

1. Выветривание высокощелочных магматических пород (агпаитовых нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов, натрово-карбонатитовых лав и т.п.), содержащих натрий в качественно иной – легкорастворимой форме в составе натрита и других содовых минералов.

2. Извержение натрово-карбонатитовых лав и пеплов, покрывающих большие площади (на расстояния в сотни километров) налетом, состоящим в основном из содовых минералов.

3. Восходящая разгрузка флюидов с высоким содержанием H_2, CH_4, CO и CO_2, обусловливающая возникновение в бессточных или слабопроточных осолоняющихся бассейнах резко восстановительной среды осадконакопления, формирование битуминозных сланцев и взаимодействие органических соединений с сульфатно-натриевыми рассолами, приводящее к десульфуризации с выделением сероводорода, карбонатов и гидрокарбонатов натрия, а на окраинно-континентальных орогенах – существенное повышение концентрации углекислоты в водах осолоняющихся бассейнов, благоприятствующее (вследствие повышения растворимости $CaCO_3$) протеканию реакции Гильгарда ($Na_2SO_4 + CaCO_3 \rightleftarrows Na_2CO_3 + CaSO_4$) слева направо с образованием содовых минералов.

4. Разгрузка по разломам щелочных гидротерм, являющихся в рассматриваемых структурах важнейшим источником соды в осолоняющихся бассейнах.

Выявленные закономерности размещения месторождений горнохимического сырья, особенности палеогеодинамической и палеогеографической обстановки их формирования, определяющие основные черты исторической и специальной минерагении, используются, как уже отмечалось, в качестве теоретической основы главным образом при региональном прогнозе осадочных месторождений горнохимического сырья. Однако с переходом от регионального к локальному прогнозу все большее значение приобретает разработка генетических моделей месторождений, включающая в себя, наряду с анализом закономерностей их размещения и образования, также выявление функциональной зависимости между причиной (рудогенерирующими процессами) и следствием (самим месторождением и его признаками), систематизацию всей совокупности эндогенных и экзогенных рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков с выделением среди них наиболее существенных и, наконец, усовершенствование, исходя из этого, комплекса прогнозно-поисковых критериев.

По мере сокращения фонда легкооткрываемых и возрастания роли глубокозалегающих месторождений достоверность прогноза и эффективность поисков, несмотря на быстрое увеличение затрат на их

проведение, неуклонно снижается. В значительной мере это объясняется ограниченным объемом информации о глубинном строении страны и ее отдельных регионов. При отсутствии необходимых сведений о геологическом строении территории (например, о глубинных разломах, возрасте и происхождении отложений) причины образования месторождения (проявление газово-гидротермальной деятельности существование в то или иное время морских или озерных бассейнов и т.д.) оказываются неизвестными, а следствие (само месторождение) – случайным, непредсказуемым. Поэтому получение нужной информации при геологическом изучении территории СССР в ходе геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 с общими поисками, выявление причинно-следственных связей путем разработки более достоверных генетических моделей месторождений, является одним из наиболее эффективных путей дальнейшего повышения уровня научного обоснования прогноза месторождений полезных ископаемых, а создание моделей рассматривается как важный предварительный этап геологоразведочных работ.

В последние годы за рубежом, особенно в США и Канаде, где при ежегодном расходовании на геологоразведочные работы около 100 млн дол. стоимость добываемой из недр продукции достигает 10 % от уровня национальной продукции (более 30 млрд дол.), разработке генетических моделей месторождений уделяется исключительно большое внимание. Исходя из концепции плитной тектоники, за рубежом были созданы новые, более достоверные модели месторождений. Как показал анализ важнейших открытий за последние 40 лет, проведенный Дугласом Куком (Douglas K. Cook), благодаря применению при поисках и разведке генетических моделей в ведущих капиталистических странах был выявлен целый ряд месторождений меди, урана и других полезных ископаемых.

Геолого-генетические модели месторождений дефицитных видов полезных ископаемых, образующихся при „пересечении" нескольких рудообразующих процессов, под воздействием многих рудоконтролирующих факторов [23], являются базовыми при создании их многофакторных моделей, представленных обычно в виде графического изображения, показывающего геологическую позицию месторождения, условия залегания, форму и мощность рудных тел, распределение в пространстве минеральных и промышленных типов руд, зональность месторождения, материалы дешифрирования космических и аэровысотных спектрозональных снимков, результаты интерпретации геофизических полей и геохимических ореолов. Наряду с многофакторными моделями, разработке которых в СССР придается очень большое значение, началось создание (преимущественно за рубежом) многостадийных моделей, также объединяющих большой объем геологических, геофизических и геохимических данных. Весьма перспективными

представляются исследования А.С. Петренко, П.В. Флоренского, П.В. Скубловой и других по корреляции космической информации с геофизической и геохимической. Широко применяется математическое моделирование геофизических и геохимических полей [44], позволившее А.И. Бураго повысить достоверность прогноза (по результатам заверочных работ) до 93 %. Большие перспективы открываются при применении в целях прогноза математического моделирования условий образования месторождений с использованием универсального программного комплекса „Селектор" [12] как качественно новой основы для создания их генетических моделей.

Ниже рассматриваются геолого-промышленные типы и генетические модели месторождений важнейших видов горнохимического сырья. Поскольку эндогенные факторы, отражающие палеогеодинамическую обстановку образования месторождений горнохимического сырья, их тектоническую позицию были рассмотрены выше, при разработке генетических моделей месторождений фосфоритовых руд, калийных солей и самородной серы анализировались в основном экзогенные факторы, отражающие палеогеографическую обстановку их образования, процессы минерало- и рудоотложения, происходящие непосредственно в бассейнах седиментации или в уже сформированных осадочных толщах. Из этих моделей целесообразно использовать комплекс прогнозно-поисковых критериев при геолого-съемочных работах масштаба 1:50 000 в ходе проведения общих поисков, представляющих собой качественно новый этап не только регионального геологического изучения территории СССР, но и специализированных поисков месторождений дефицитных видов горнохимического сырья, а также при проведении поисковых и поисково-оценочных работ. Некоторые поисковые предпосылки и признаки не утрачивают своего значения на стадии предварительной и детальной разведки.

Фосфоритовые руды

Основные геолого-промышленные типы месторождений

К фосфоритовым рудам относятся фосфориты и другие осадочные горные породы, содержащие микрокристаллические фосфаты в таком количестве (обычно не менее 4 %) и в такой форме, которые дают возможность экономически рентабельной добычи, обогащения и переработки существующими или разрабатываемыми методами.

Месторождения фосфоритовых руд классифицируются по преобладающему типу руд. Последние по петрографическим, морфологическим, генетическим, технологическим и другим признакам подразделяются на шесть основных геолого-промышленных типов: микрозернистые, зернистые, желваковые, ракушняковые, галечниковые и кор

выветривания (или вторичные) [6, 7]. Наибольший интерес среди них вызывают зернистые фосфоритовые руды, на долю которых приходится, как уже отмечалось, около 80 % от общих мировых запасов P_2O_5 в фосфоритах.

Микрозернистые фосфоритовые руды представляют собой массивную, слоистую или брекчиевидную породу темно-серого или серого цвета, сложенную в основном округлыми микрозернами (стяжениями фосфата) или оолитами размером 0,01–0,5 мм, сцементированными фосфатным, карбонатным, кремнистым или смешанным из этих компонентов цементом; реже – бесструктурную суб- или монофосфатную или смешанного (кремнистого, карбонатного и фосфатного) состава породу. В результате тонкого прорастания фосфата с карбонатами и кремнеземом микрозернистые фосфоритовые руды существующими методами трудно поддаются обогащению.

Зернистые фосфоритовые руды – в различной степени сцементированные или рыхлые породы, состоящие из округлых монофосфатных или преимущественно сложенных фосфатами зерен размером от 0,1 до 10 мм с примесью зерен кварца, окатанных обломков костного детрита, биоморфоз и других фосфатных компонентов, по внешнему виду сходные с разнозернистыми песками и песчаниками. Руды обычно легко дезинтегрируются и фосфатные зерна с высоким содержанием P_2O_5 (25–34 %) легко отделяются в концентрат простейшими технологическими приемами. Руды этого типа относятся к легкообогатимым.

Ракушняковые фосфоритовые руды представляют собой кварцевый песок или песчаник, в различной степени насыщенный фосфатными раковинами и (или) их обломками. Содержание P_2O_5 в фосфатных раковинах достигает 30 % и более. На долю фосфатных раковин и детрита приходится от 10 до 80 % объема породы. Фосфоритовые руды этого типа относительно легко обогащаются, получаемый концентрат пригоден для переработки кислотным разложением.

Желваковые фосфоритовые руды – кварц-глауконитовые или кварцевые пески, алевриты, глины, иногда мел, опока, содержащие фосфатные стяжения, конкреции, гальки, фосфатизированные ядра моллюсков, в большинстве случаев их размеры 0,5–5 см, иногда больше. В некоторых случаях такие породы сцементированы в фосфатную плиту. В отличие от микрозерен и зерен микрозернистых и зернистых, а также галек галечных фосфоритовых руд фосфатные стяжения и желваки, образовавшиеся путем цементации осадка фосфатным веществом, содержат посторонние примеси: зерна кварца, глауконита, глинистый материал и другие компоненты. Поэтому содержание P_2O_5 в желваках изменяется от 10 до 20 % и очень редко более, в то время как в микрозернах, зернах, гальках и ракушках других типов руд – значительно выше (до 34 % P_2O_5). Желваковые фосфоритовые руды трудно обогащаются и поэтому первичный их

концентрат используется в основном для производства простейшего фосфорного удобрения – фосфоритовой муки.

Галечниковые фосфоритовые руды сложены фосфатными галька-ми, сгруженными в прибрежно-морских и аллювиальных песчано-глинистых отложениях. Руды этого типа – продукты перемыва фосфатной коры выветривания первично фосфатных карбонатных пород, содержащих зернистый фосфатный материал. В отличие от желваковых фосфоритовых руд они легко обогащаются простейшими методами, давая качественный концентрат, пригодный для кислотной переработки.

Фосфоритовые руды коры выветривания представляют собой остаточные продукты выветривания фосфатных пород и фосфоритов, образовавшиеся при выщелачивании карбонатного материала, а также продукты замещения фосфатами карбонатных пород субстрата. Сложены рыхлыми и каменистыми разновидностями. Рыхлые руды представляют собой глинистую пестроцветную массу с примесью щебенки измененных первичных пород. Каменистые руды – монолитные образования, похожие на кремни, яшму, мел, известняки, часто с натечной структурой; встречаются они среди рыхлых руд в виде валунов, глыб, обломков или отдельных блоков различных размеров и формы. В состав фосфоритовых руд этого типа в том или ином количестве могут входить алюмо- и железофосфаты. Каменистые разновидности содержат обычно 20–30 % P_2O_5, а рыхлые – 12–20 %. Большинство разновидностей фосфоритовых руд этого типа труднообогатимые, но содержат относительно больше фосфатов в подвижной, лимонно-растворимой форме, и поэтому дают эффективно действующую фосфоритовую муку.

Месторождения микрозернистых, зернистых, ракушняковых и желваковых фосфоритовых руд по происхождению являются морскими, а месторождения фосфоритовых руд коры выветривания – континентальными. Месторождения галечниковых руд имеют смешанное континентально-морское происхождение. Месторождения микрозернистых, зернистых и галечниковых руд связаны только с группой карбонатных формаций, ракушняковых и желваковых – только с группой терригенных формаций.

Месторождения микрозернистых фосфоритовых руд представлены пластовыми, пластообразными залежами с относительно равномерным распределением полезного компонента. Большинство из них обычно сильно дислоцированы. Руды залежи чаще имеют крутое падение и разбиты разрывными нарушениями на блоки. В некоторых бассейнах (Каратауский, Хубсугульский) рудные поля осложняются наличием интрузивных тел, которые частично контаминируют пласты фосфоритовых руд. Месторождения крупные, реже средние; руды по содержа-

нию P_2O_5 среднего качества, реже богатые или бедные, труднообогатимые.

В качестве характерных представителей месторождений рассматриваемого типа можно принять месторождения Коксу, Джанатас, Кондож, Аксай и Чулактау в Каратауском бассейне (каратауский подтип). Фосфоритоносная серия этого бассейна в объеме чулактауской свиты раннекембрийского возраста подстилается пестроцветными песчаниками, алевролитами с прослоями кремнистых сланцев и доломитов малокаройской серии (венд) и имеет залегание от пологого до крутого и опрокинутого. По простиранию в строении фосфатной серии, мощностях составляющих ее членов, условиях залегания и других характеристиках прослеживаются достаточно сильные изменения. Наиболее полные разрезы фоссерии наблюдаются на месторождениях Коксу и Джанатас. Полный разрез фосфатной серии (снизу вверх) представляется в следующем виде:

– нижние доломиты мощностью от 2 до 20 м, слабофосфатные (P_2O_5 от 0,3 до 15 %);

– кремневый горизонт мощностью от 0 до 18 м содержит до 8–16 % P_2O_5;

– нижний фосфоритовый горизонт, состоящий из: 1) нижнего фосфоритового пласта (наблюдается только на месторождении Чулактау) мощностью 1–6 м и с содержанием P_2O_5 19–29 %, 2) фосфатно-кремневой пачки 0,5–10 м мощностью и с 2–26 % P_2O_5;

– фосфатносланцевый горизонт, состоящий из: нижней фосфатносланцевой пачки (1–17 м) с 2–21 % P_2O_5 и сланцевой пачки 5–20 м с 4–5 % P_2O_5 (выделена только на месторождении Коксу);

– верхний фосфоритовый горизонт, состоящий из: 1) нижней фосфоритовой пачки 2–10 м с 20–27 % P_2O_5, 2) средней фосфоритовой пачки 3–12 м с 25–26 % P_2O_5 (выделены только на месторождении Аксай), 3) верхней фосфоритовой пачки 1,5–1,7 м с 21–36 % P_2O_5;

– железомарганцевый горизонт – железистые и марганцовистые доломиты; распространен не повсеместно, мощность до 3 м, содержание P_2O_5 до 10 %.

Суммарная мощность фосфатной серии от 10 до 90 м. Наиболее выдержаны горизонты нижних доломитов и кремней, наиболее изменчив нижний фосфоритовый горизонт, один или оба фосфоритовых пласта которого на большинстве месторождений отсутствуют. Верхний фосфоритовый горизонт в том или ином числе составляющих его пачек присутствует на всех описываемых месторождениях. На месторождениях Коксу и Джанатас имеется два рабочих горизонта мощностью 4–28 м со средневзвешенным содержанием P_2O_5 23–26 %, на месторождениях Конджон, Аксай и Чулактау – по одному, мощностью от 2 до 18 м и содержаниями P_2O_5 20–30 %.

Перекрывается фосфатная серия доломитами и известняками шабактинской свиты (средний–верхний кембрий–ордовик).

Руды сложены фосфатными оолитами, реже бесструктурными фосфатными зернами размером 0,07–0,22 мм, сцементированными карбонатным, фосфатным, кремнистым или смешанным цементом. Преобладают карбонатные и кремнисто-карбонатные руды. Основные минеральные компоненты руд: фосфат кальция, доломит и халцедон; химический состав изменяется обычно в пределах: P_2O_5 от 15 до 34 % (в кремнисто-сланцевых и в некоторых карбонатных афанитовых рудах иногда опускается до 10 %); CaO обычно от 30 до 55 %; SiO_2 – до 20 % (в кремнистых и кремнисто-сланцевых рудах иногда больше), MgO – обычно от 4 до 10 %, иногда до 15 %; CO_2 4–15 %, иногда до 30 %; Al_2O_3 и Fe_2O_3 – от десятых до первых процентов.

Месторождения зернистых фосфоритовых руд образованы обычно серией пластов мощностью от 0,5 до 12 м, нередко сближенных в один или несколько продуктивных горизонтов. Залегание, как правило, пологое; обычны нарушения типа сбросов небольшой амплитуды. Содержание полезного компонента выдержанное, по качеству руды богатые, реже среднего качества и бедные, легкообогатимые. Месторождения крупные, очень крупные, реже средние и мелкие. Подразделяются на несколько подтипов, из которых наибольшее значение имеют месторождения марокканского подтипа. В СССР известны только месторождения центрально-кызылкумского подтипа, характерными представителями которого являются Джерой-Сардаринское, Джетымтауское и Каракатинское. Перечисленные месторождения приурочены к грабен-синклинальным впадинам на Центрально-Кызылкумской антеклизе (Центрально-Кызылкумский фосфоритоносный район).

Фосфатная серия месторождений Центрально-Кызылкумского района среднеэоценового возраста располагается на размытой поверхности карбонатно-терригенных пород нижнеэоценовых (иногда верхнемеловых) пород. Разрез фосфатной серии мощностью 4–30 м слагают карбонатные породы: мергели, известняки, карбонатные глины, иногда доломиты и опоки, содержащие от 5 до 7 тонких пластов зернистых и гравийно-галечных фосфоритов, из которых рабочими (мощность 0,4–1,5 м) являются один или два. Большинство рабочих пластов представляет собой чередование тонких прослоев богатых зернистых руд и слабофосфатных мергелистых пород. Средневзвешенное содержание P_2O_5 в рабочих пластах 15–24,5 % P_2O_5. Основные минеральные компоненты руд: фосфат кальция, карбонаты (кальцит, реже доломит), глинистые минералы (гидрослюда и монтмориллонит). Содержания основных химических компонентов в рудах месторождений кызылкумского подтипа в большинстве случаев находятся в

пределах: P_2O_5 – 15–32 %, CaO 40–50 %, CO_2 6–25 %, MgO 0,5–2 % (в доломитизированных разновидностях больше), Fe_2O_3 0,5–2 %.

Продуктивные залежи зернистых фосфоритовых руд Центрально-Кызылкумского района связаны исключительно с мергелисто-известняковым типом разреза фосфатной серии, который формировался в подзоне перехода прибрежно-отмельных фаций в донно-течениевые фации. Проявления зернистых и гравийно-галечных фосфоритовых руд распространены значительно шире, захватывая зоны и существенно терригенной седиментации. По направлению к берегу зернистые фосфоритовые руды замещаются гравийно-галечными, а в сторону центральных частей впадин расщепляются на тонкие прослои и расклиниваются мергельно-глинистыми породами, фосфатная серия при этом увеличивается в мощности при параллельном снижении содержания P_2O_5. Общая ширина фосфоритоносных фациальных зон оценивается в 100–120 км, ширина подзоны компактного распределения рабочих пластов с максимальными мощностями продуктивных залежей 15–25 км.

Месторождения ракушняковых фосфоритовых руд образованы относительно выдержанными по мощности и содержанию P_2O_5 пластовыми залежами. Залегание спокойное, пологое до горизонтального. Отмечаются нарушения типа сбросов небольшой (до 25 м) амплитуды. Месторождения мелкие, реже средние, в единичных случаях – крупные. Сконцентрированы они в Прибалтийско-Ладожском бассейне, в котором в настоящее время известно более 20 месторождений и проявлений ракушняковых фосфоритовых руд. Отдельные проявления этого типа известны также на Сибирской платформе и в других местах. Типичные месторождения ракушняковых фосфоритовых руд – Тоолсе и Кабала в Эстонии и Кингисеппское в Ленинградской области. Все эти месторождения имеют много общего и различаются только в отдельных деталях.

Месторождения ракушняковых фосфоритовых руд Прибалтийско-Ладожского бассейна приурочены к терригенному комплексу пород, возраст которого в настоящее время определяется как ранний ордовик (тремадок). Фосфатные раковины в рассеянном состоянии обнаруживаются и в подстилающих кембрийских породах. Фосфоритовая серия на месторождениях Тоолсе и Кабала выделяется в объеме каллавереской свиты пакероротского горизонта. Залегает она с размывом на алевритах и глинах, датируемых ранним кембрием. Разрез фосфатной серии обычно начинается с прослоя слабо битуминозного аргиллита (от 0,5 до 15 см), распространенного неповсеместно. В низах разреза иногда наблюдается слой ракушняка фосфатных брахиопод мощностью до 80 см. Основная часть разреза фосфатной серии слагается кварцевыми песками и песчаниками, часто алевритистыми и в верхней части в некоторых разрезах – также алевритами с тем или иным

количеством фосфатных раковин и их детрита. Степень цементации пород разная; преобладают пески и очень слабо сцементированные песчаники и алевролиты. Цемент глинистый или карбонатный, редко отдельными участками пиритовый. В ряде разрезов в основном в нижней и верхней частях фосфатной серии присутствуют тонкие прослои (до 10–12 см) граптолитового аргиллита, реже глины. Перекрывается фосфатная серия залегающими с размывом или граптолитовыми аргиллитами, или местами, глауконитовыми песчаниками. Еще выше располагается толща карбонатных пород нижнего–среднего ордовика с несколькими прослоями горючих сланцев.

Содержание P_2O_5 в песках, песчаниках и алевритах фосфатной серии находится в прямой зависимости от насыщенности пород фосфатными створками раковин и их фрагментами. Промпласт выделяется по данным химического опробования. Мощность его на месторождении Тоолсе от 1 до 5,1 м, в среднем 2,9 м, на месторождении Кабала от 1 до 12 м, на Кингисеппском месторождении от 1,5 до 3,5 м, в среднем 2,1 м, при средних содержаниях P_2O_5: на первых двух месторождениях 10–11 %, на участках Кингисеппского месторождения 4,5–6,7 %, в среднем – 6,6 %. Содержание P_2O_5 в раковинах 30–35,5 % (в среднем 34 %) зависит в основном от содержания пирита, максимальные количества которого отмечаются в местах, где фосфатная серия перекрывается граптолитовыми аргиллитами (3–4 %, в отдельных пробах до 8 % FeS_2). Основные минеральные компоненты руд – фосфат кальция и кварц, в качестве примесей чаще наблюдаются доломит, глинистые минералы, пирит.

Месторождения желваковых фосфоритовых руд, распространенные в основном в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ, представлены выдержанными по мощности и содержанию P_2O_5 пластовыми залежами. Залегание их близко к горизонтальному. Месторождения мелкие, реже средние до крупных. По содержанию железа их руды подразделяются на два подтипа. Эталонные представители месторождений железистых руд – Вятско-Камское и Егорьевское, а маложелезистых – Чилисайское.

Вятско-Камское месторождение приурочено к Верхне-Камской впадине. Фосфатная серия общей мощностью от 0,5 до 6 м позднеюрского-раннемелового возраста распространена на площади 2300 км². Она с размывом залегает на верхнеюрских известковистых глинах мощностью до 35 м с единичными фосфоритовыми желваками; вниз по разрезу глины сменяются горючими сланцами. Перекрывающими являются глины готерив-барремского яруса мощностью до 90 м. Залегание близкое к горизонтальному. Фосфатная серия слагается кварц-глауконитовыми песками и алевритами с 1–4 прослоями фосфоритовых желваков, разделенных маломощными прослойками кварц-глауконитовых песков. В основании фосфатной серии обычно

залегает так называемый ауцелловый горизонт мощностью 0,05–0,1 м, иногда до 0,9 м, состоящий из фосфатизированных ядер ауцелл, местами сцементированных в плиту. Промышленный пласт, занимающий нижнюю часть фосфатной серии, мощность его 0,5–1,9 м, в среднем 0,83 м. Выше него местами прослеживается слой кварц-глауконитовых песков или алевритов мощностью до 1–2,2 м.

Фосфоритовые руды Вятско-Камского месторождения представлены фосфатными желваками в рыхлом песчанистом материале кварц-глауконитового состава. Содержание P_2O_5 в рудах 9–14 %. Минеральный состав: фосфат кальция 30–43 %, глауконит 35–55 %, кварц и полевой шпат 7–15 %; примеси: кальцит, сидерит, пирит, гидрогётит. Содержание в руде железа, которое является вредной примесью, в пересчете на Fe_2S 9–11,2 %.

Егорьевское месторождение располагается в зоне локальных поднятий на юго-восточном борту Московской синеклизы. Занимает площадь 500 км^2 и подразделяется на ряд участков. Фосфатная серия позднеюрско-раннемелового возраста мощностью 0,8–8 м слагается мелкозернистыми кварц-глауконитовыми, глинистыми песками с 3–6 прослоями фосфоритовых руд. Залегание почти горизонтальное. Подстилающими являются известковистые алевритовые глины оксфордского яруса, перекрывающими – мелкозернистые и разнозернистые бескарбонатные пески с линзами глин валанжинского и барремского ярусов. В разрезе фосфатной серии выделяются два промышленных пласта. Нижний, средневолжский, является базальным. Он имеет мощность 0,23–0,36 м и сложен перемытыми гальками и желваками фосфоритов, сгруженными в глинистом кварц-глауконитовом песке. Содержание P_2O_5 12–16,5 %. Верхний, верхневолжско-берриасский промышленный пласт, мощностью 0,5–2 м включает 1–3 прослоя фосфоритов; в полном разрезе имеет строение снизу вверх: желваковый прослой, фосфоритовая плита, сидеритовый песчаник (местами), песчаная оолитовая глина с желваками фосфоритов. Разделяющий промышленные пласты горизонт мощностью до 5,9 м и сложен кварц-глауконитовыми песками с рассеянными желваками фосфоритов.

Суммарная продуктивность обоих промпластов 120–575 кг P_2O_5/м^2. Минеральный состав руд: фосфаты кальция 33–46 %, глауконит 42–50 %, кварц и полевые шпаты 8–18 %, кальцит до 2,5–3 %, пирит и гидроксиды железа до 3 %. Средний химический состав руд: P_2O_5 12,8 %, SiO_2 36,2 %, CaO 20 %, Fe_2O_3 10,2 %, Al_2O_3 4,9 %.

Чилисайское месторождение – самое крупное в Актюбинском фосфоритоносном бассейне. Занимает площадь 1500 км^2 и подразделяется на семь участков. Фосфоритовая серия мощностью от 0,7 до 7,9 м имеет пологое (до 5°) залегание и относится к нерасчлененным сантон-кампанским отложениям. Подстилающими являются альбские кварцевые мелко- и среднезернистые бескарбонатные пески с прослоя-

ми глин, перекрывающими – известковистые глины кампана. Фосфатная серия сложена глауконит-кварцевыми и кварцевыми песками с 1–5 прослоями фосфоритовых руд. Состав фосфатной серии изменяется от бескарбонатного песчаного на востоке до мергельно-песчаного за пределами месторождения на западе.

Продуктивный горизонт на большей части месторождения имеет компактное сложение и состоит из нескольких слоев, снизу вверх: галечного (мощность 0,2–0,6 м; на юге месторождения выклинивается), желвакового (0,05–1,2 м) и плитного (0,15–2 м), развит преимущественно в западной части месторождения; в некоторых разрезах появляется также и в основании желвакового слоя. В восточной части месторождения слои продуктивного горизонта расклиниваются песками мощностью до 5 м. По направлению к западу и юго-западу отмечается увеличение карбонатности фосфатной серии и продуктивного горизонта. Суммарная продуктивность изменяется от 65 до 311 кг $P_2O_5/м^2$.

Основные минеральные компоненты руд – фосфат кальция (30–40 %) и кварц (40–50 %), глинистые минералы и глауконит – в среднем около 7,5 % каждый. Средние содержания в руде: P_2O_5 10,3 %, Fe_2O_3 3,12 %, CO_2 3,23 %, в первичном концентрате + 1 мм среднее содержание P_2O_5 составляет 16,7 %.

Месторождения коры выветривания (вторичных фосфоритовых руд) формируются на карбонатном, алюмосиликатно-карбонатном, первично в той или иной степени фосфатном субстрате, в отдельных редких случаях – на алюмосиликатном субстрате, содержащем фосфориты. Представлены в большинстве случаев залежами сложной пластообразной, линзовидной или линейно вытянутой формы, заполняющими депрессии типа карстовых или вдоль зон нарушений. По запасам месторождения мелкие, в отдельных случаях – до средних. Сосредоточены в основном в пределах распространения верхнедокембрийских и палеозойских фосфоритоносных формаций, перспективных на микрозернистые руды. В СССР месторождения этого типа известны в Сибири, на Дальнем Востоке, на Урале. Представитель – Телекское месторождение.

Телекское месторождение, расположенное в юго-западных отрогах Восточного Саяна, представлено телом сложной формы, заполняющим депрессию типа карстовой длиной около 9 км, шириной до 1,7 км и глубиной до 250 м (в среднем 120–130 м). Субстрат представлен толщей кремнисто-карбонатных пород, прорванных многочисленными дайками среднего и основного состава, а местами перекрытых потоками эффузивов. Поверхность субстрата на дне депрессии неровная с выступами доломитов. Фосфоритовая толща представлена глинистыми и песчано-глинистыми пестроокрашенными, преимущественно желтовато-бурыми, участками серого, белого и черного цветов продуктами

Таблица 5

Основные геолого-промышленные типы месторождений фосфоритовых руд

Геолого-промышленный тип, подтипы (Т) месторождений	Геолого-промышленные типы руд, подтипы (Т), минеральные типы руд (МТ)	Содержание в рудах, %		Технологические свойства руд; попутные компоненты
		P_2O_5	вредных примесей	
1. Микрозернистых руд	Микрозернистый			
1.1. Т Каратауский (оолитово-микрозернистых руд)	Т:оолитово-микрозернистый; МТ:монофосфатный, кремнисто-карбонатный, карбонатный, кремнистый	От 15 до 34	MgO до 4,0 CO_2 4–10	
	Т:кремнисто-сланцевый; МТ:карбонатно-глинисто-кремнистый	10–15	MgO до 10 CO_2 до 15	Труднообогатимые; фтор, иногда редкие земли, стронций, уран
1.2. Т Хубсугульский (афанитово-микрозернистых руд)	Т:афанитово-микрозернистый; МТ:карбонатный, кремнисто-карбонатный, кремнистый	15–30	MgO 0,8–13,0 CO_2 до 20	
1.3. Т Белкинский (афанитовых руд)	Т:афанитовый; МТ:карбонатный	10–15	MgO до 7 CO_2 до 30	
2. Зернистых руд	Зернистый			
2.1. Т марокканский (монофосфатных руд)	Т:суб- и монофосфатный; МТ:суб- и монофосфатный	24–32	CO_2 1–7	Легко и удовлетворительно обогатимые; фтор, иногда уран, стронций, редкие земли
2.2. Т нубийский (железистых руд)	Т:железистый; МТ:пирит-глинисто-карбонатный	24–26	CO_2 5–19 Fe_2O_3 0,6–5,5	
2.3. Т кызылкумский (карбонатных руд)	Т:биоморфнокарбонатный; МТ:глинисто-карбонатный	17–32	CO_2 6–25	
2.4. Т перуанский (кремнистых руд)	Т:кремнистый; МТ:глинисто-кремнистый	4,5–24	Нет сведений	
3. Ракушечных руд	Ракушечный Т:кварцевый;	4–14	MgO 0,4–5,0	Легко и удов-

Форма и размеры рудных тел; запасы в млн т P_2O_5	Условия залегания	Бассейны, районы (месторождения)
Пласты, пластообразные тела (1–3) мощностью от 1 до 30 м, протяженностью до 10 км и более; 50–150 до 200		Каратауский (СССР), Скалистых гор (США) и др. (Джанa-Тас, Аксай и др.)
Пласты, пластообразные тела мощностью до 20–30 м большой протяженности	Обычно моноклинальное залегание до весьма крутого и опрокинутого, осложненное крупными сдвигами и многочисленными мелкими сбросами и взбросами	
Один или несколько пластов, пластообразных тел мощностью 1–3 м, протяженностью в несколько км; 25–75 до 100–150		Хубсугульский (МНР), Джорджина (Австралия) и др. (Хубсугульское, Дачис и др.)
Пластообразные тела изменчивой мощности; 10–50		Алтае-Саянский, СССР (Белкинское и др.)
Пласты мощностью 1,3–12 м, нередко сближенные в продуктивный горизонт; 50–150 до 1000	Залегание обычно пологое до горизонтального; обычны нарушения типа сбросов	Марокканский, Западно-Сахарский, Алжиро-Тунисский и др. (Хуригба, Бу-Краа и др.)
Несколько пластов мощностью до 5 м в раздувах до 10 м протяженностью до 10 км и более; 25–100 до 200		Египетский (Абу-Тартур и др.)
Пласты (2–7) мощностью 0,2–1,5 м, протяженностью до 10 км и более; 25–50 до 100–150		Центрально-Кызылкумский (Джерой-Сардаринское и др.)
Пласты (до 6) мощностью до 1,5 м, сближенные в продуктивные горизонты большой протяженности; 25–100 до 500 и более		Сечура (Перу)
Пласты (1–4 м, иногда до 12 м), протяженностью до 10 км и более; 10–30, иногда до 100	Пласты пологого или горизонтального залегания, осложненные единичными нарушениями типа сбросов небольшой амплитуды	Прибалтийско-Ладожский, СССР (Кингисеппское, Кабала и др.)

Продолжение табл. 5

Геолого-промышленный тип, подтипы (Т) месторождений	Геолого-промышленные типы руд, подтипы (Т), минеральные типы руд (МТ)	Содержание в рудах, %		Технологические свойства руд; попутные компоненты
		P_2O_5	вредных примесей	
	МТ:кварцевый, доломит-пирит-кварцевый (второстепенный)		FeS_2 0,5–5,0	летворительно обогатимые; фтор, иногда стронций, редкие земли, уран
4. Желваковых руд	Желваковый			
4.1. Т:егорьевский (железистых руд)	Т:железистый; МТ:кварц-глауконитовый	7–18	Fe_2O_3 5–13	Весьма трудно-обогатимые; фтор, иногда стронций,
4.2. Т:чилисайский (маложелезистых руд)	Т:маложелезистый; МТ:кварцевый, глауконит-кварцевый	5–13	Fe_2O_3 до 4,0 CO_2 до 4,3	Труднообогатимые; фтор, иногда стронций, редкие земли, уран редкие земли, уран
5. Галечниковых руд (флоридский)	Галечниковый; МТ:глинисто-кварцевый	5–20 (в гальках 30–34 %)	Fe_2O_3 до 3,5–4,0	Легкообогатимые; фтор, иногда уран, редкие земли, стронций
6. Руд коры выветривания	Вторичных руд МТ:глинисто-железистый, карбонатно-глинисто-железистый	14–30	Fe_2O_3 до 10	Весьма трудно и труднообогатимые; иногда уран

выветривания пород субстрата. В рыхлой массе присутствуют обломки выветрелых пород, а также глыбы и блоки различной формы и размеров каменистых брекчиевых (песчанистых, кремнистых) или пелитоморфных (натечных, опоковидных и т.д.) фосфоритов. Распределение фосфора в фосфоритовой толще неравномерное: среди основной массы рыхлых глинистых руд с содержанием 15–20 % P_2O_5 встречаются участки, где содержание P_2O_5 падает до 7 %, и блоки богатых каменистых руд, где содержание P_2O_5 увеличивается до 35 %. Продуктивные тела выделяются по данным опробования. Они имеют неправильную, вытянутую по оси депрессии форму. Суммарная их мощность до 120 м, в среднем 35–40 м. Среднее содержание P_2O_5 в рудах по месторождению – 14,14 %. Фосфор присутствует главным образом в составе фосфатов кальция; в верхних горизонтах встречаются также алюмофосфаты.

Форма и размеры рудных тел; запасы в млн т P_2O_5	Условия залегания	Бассейны, районы (месторождения)
Выдержанные пласты мощностью 0,3–0,8 м, иногда до 2 м, большой протяженности; 10–30, иногда до 100	Залегание пологое или горизонтальное, редко единичные нарушения типа сбросов и взбросов	Волжский, СССР (Вятско-Камское, Егорьевское и др.)
Выдержанные пласты мощностью 0,4–1 м, большой протяженности; 5–20, иногда до 50		Актюбинский, СССР (Чилисайское, Полпинское и др.)
Пластообразные (прибрежно-морские) и лентовидные (вдоль речных палеодолин) залежи мощностью до 10 м различной протяженности; 10–50, иногда до 100	Пологое и горизонтальное	Флорида (США)
Залежи неправильной формы мощностью до 100 м и более и протяженностью до нескольких км; 5–10, иногда до 25–35	Залегание определяется топографией поверхности пород субстрата и формой развитых на них депрессий	Алтае-Саянский, СССР (Телекское, Обладжанское и др.)

Промышленные месторождения галечниковых фосфоритовых руд известны только во Флориде, США. Субстратом при формировании этих месторождений служили карбонатные породы эоценовой группы формаций Хауторн, отдельные разновидности которых содержали рассеянные зерна фосфата и были обогащены фосфором до 10 % P_2O_5. На неровной размытой поверхности пород группы Хауторн залегают переработанные в процессе морской трансгрессии фосфатные продукты выветривания, состоящие из сгруженных в песчано-глинистом материале фосфатных галек размером от нескольких миллиметров до 3,5 см. Средний выход галек из руд 25 %. Содержание в руде P_2O_5 5–20 %, в среднем 15 %, в гальках – 30–34 %. В настоящее время богатые руды в основном отработаны. Руды образуют пластообразные тела мощностью 0,3–7,5 м. Кроме описанных морских галечных фосфоритовых руд, выделяются речные, образованные в древних и современных

руслах и долинах рек за счет перемыва фосфатных продуктов выветривания и морских галечников.

В дополнение к приведенной классификации месторождений фосфоритовых руд (табл. 5) следует добавить, что в некоторых регионах мира в качестве фосфатного сырья используются концентрации фосфатов и других типов: скопления костей позвоночных, породы с рыбными остатками и т.д. Доля их в мировой добыче фосфатного сырья незначительна.

Геолого-генетические модели ведущих типов месторождений фосфоритовых руд и их прогнозно-поисковые критерии

Месторождения фосфоритовых руд полигенны. Они могут образовываться в различных условиях в результате совокупного действия физико-химических и биологических процессов и при различной роли каждого из них. Образование месторождений фосфоритов – весьма сложный и многостадийный процесс, протекающий при благоприятном сочетании целого ряда рудоконтролирующих факторов. В каждом этапе геохимического цикла вещества фосфор может концентрироваться и рассеиваться. Крупные концентрации фосфатов, которые дают начало месторождениям фосфоритовых руд, формируются иногда уже при выветривании горных пород, но в основном на стадии осадконакопления и диагенеза.

Необходимая предпосылка развития процессов фосфатонакопления – накопление достаточного резерва (запасов) растворенного фосфора в водных массах бассейна. Величина этого резерва ограничивается растворимостью фосфатов. В среднем при существующих физико-химических условиях в современном океане растворимость фосфатов составляет не более 0,07–0,1 мг/л в расчете на элементарный фосфор. При определенных изменениях физико-химических условий эта цифра может увеличиться до нескольких миллиграммов на 1 л. Но даже и такие значения растворимости недостаточны для образования в относительно короткие сроки фосфатных руд в количествах, которые встречаются в крупных бассейнах (Скалистые горы, Каратауский и другие). Фактор, позволяющий значительно увеличить резерв фосфора в водах морских бассейнов, – жизнедеятельность организмов. В настоящее время доказано, что фосфор в планктонных фотосинтези- перехода в растворенное состояние с последующим повторным его усвоением в сроки от нескольких часов до нескольких недель, т.е. является активным и может быть мобилизован и осажден при соот-

ветствующих условиях и наличии более сильного, чем биогенный, конкурирующего фактора – осадителя.

Установлено также, что в современных морских и океанических бассейнах достигают дна и захороняются в осадках только доли процента общей первичной продукции органического вещества; подавляющая часть его минерализуется в толще бассейновых вод, высвобождая в раствор фосфор и другие компоненты, ассимилированные организмами. В более крупных морских организмах, например в рыбах, фосфор, содержащийся в, мягких тканях, также в большей части обменивается с растворенным в морских водах фосфором за время одного жизненного цикла, в течение времени разложения мягких тканей. Правда, у таких организмов некоторая часть фосфора, заключенная в твердых тканях (костях, раковинах и т.д.), захороняется в осадках и исключается из общего резерва. Если учесть, что некоторые виды планктонных водорослей, например красных, способны накапливать несколько процентов фосфора на сухое вещество, при интенсивном развитии биоса суммарный активный резерв с учетом двух составляющих – растворенных фосфатов и фосфора в составе организмов – может достигать десятков и даже сотен миллиграммов на литр. Этого достаточно, чтобы могли развиваться интенсивные процессы фосфатонакопления в ограниченных морских бассейнах без дополнительного поступления фосфора из всей массы океанических вод, сноса с суши и из других каких-либо источников.

Можно выделить два основных процесса-фактора: осаждения фосфатов и накопления их в осадках, дающих начало образованию крупных концентраций фосфоритов в морских бассейнах: физико-химический и биологический. Следует отметить, что при благоприятных условиях и отсутствии поступления или при очень замедленном поступлении разбавляющего терригенного, а также биогенного и хемогенного материала (в основном карбонаты, кремнезем, в некоторых случаях гипс) эти два фактора могут действовать одновременно и в одном направлении – концентрации фосфатов в осадке.

Физико-химические параметры, определяющие поведение фосфора в морских, озерных и речных водах, контролируются состоянием карбонатной системы ($CaO–CO_2–H_2O$). В зависимости от двух главных ее состояний – насыщенного карбонатом кальция (карбонат кальция имеется в твердой фазе–осадке, а жидкая фаза находится в равновесии с ним) или ненасыщенного карбонатом кальция (карбонат кальция отсутствует в твердой фазе и, если появится, то будет растворяться, так как жидкая фаза не насыщена им) – процессы физико-химического осаждения фосфатов протекают по двум механизмам различного типа.

Первый тип процессов осаждения фосфатов реализуется в насы-

щенных карбонатами растворах при изменениях значения pH в сторону уменьшения, т.е. если в жидкую фазу поступают компоненты кислотного характера и среда подкисляется. При этом одновременно происходит изменение растворимости фосфатов в сторону уменьшения, а карбонатов – в сторону увеличения, в результате чего фосфаты осаждаются, а карбонаты из осадка растворяются; в растворе вследствие этого увеличивается концентрация кальция и ионов HCO_3^-, концентрация CO_3^{2-} и фосфат-ионов снижается.

Фактические данные по геологии месторождений фосфоритовых руд свидетельствуют, что уменьшение значений pH бассейновых вод, которое обусловливает реализацию процессов осаждения фосфатов первого типа, может происходить под влиянием различных факторов: 1) в результате поступления кислых компонентов вулканического происхождения в зоны с карбонатными осадками; 2) при окислении сероводорода глубинных застойных зон бассейна и поступлении их в мелководные зоны с окислительной средой; 3) при разложении органических остатков в окислительной среде в условиях свободного доступа кислорода; 4) при испарении вод определенного состава; 5) при взаимодействии морских вод с водами, обогащенными сульфатами и хлоридами кальция (например, размывающих эвапориты). В ряде случаев прослеживается действие одновременно нескольких факторов.

Следует отметить, во-первых, что изменение физико-химических условий, необходимое для реализации процессов осаждения фосфатов по рассматриваемому типу, приводит к замедлению и полному прекращению биогенного и физико-химического осаждения, вплоть до растворения из осадка не только карбоната кальция, но и других содержащих кальций твердых фаз, в частности доломита и гипса. Этим исключается разбавление фосфатного осадка перечисленными компонентами. Состав фосфоритовых руд ряда месторождений иллюстрирует эту закономерность: главным из биохемогенных компонентов в фосфоритовых рудах на месторождениях, образовавшихся за счет процессов первого типа, является кремнезем.

Во-вторых, процессы первого типа реализуются только в условиях насыщения морских вод карбонатами кальция, т.е. последние в том или ином количестве должны присутствовать в осадке. Таким образом, в рассматриваемом случае фосфаты и карбонаты являются антагонистами, но в то же время фосфатный осадок не может образоваться без наличия карбонатов. Поэтому залежи фосфоритовых руд месторождений, образовавшихся за счет процессов первого типа, всегда ассоциируют с карбонатными породами, а в самих рудах почти всегда имеется только примесь кальцита или доломита.

В-третьих, процессы первого типа, протекающие при снижении значений pH в прямом направлении, ведут к осаждению фосфатов и растворению карбонатов, а в обратном направлении, при повышении значений pH, – наоборот, к осаждению карбонатов и растворению фосфатов из осадка. При этом в первом случае происходит замещение карбонатов фосфатами, а во втором – фосфатов карбонатами. Коррозия карбонатов и замещение их фосфатами, и наоборот, всегда наблюдаются в фосфоритовых рудах месторождений, образовавшихся за счет процессов первого типа, свидетельствуя о неустойчивом режиме фосфатонакопления или о диагенетических изменениях.

Второй тип процессов осаждения фосфатов ненасыщенных карбонатами растворов реализуется при изменениях системы в противоположном направлении – при увеличении значения pH, т.е. в тех случаях, когда в жидкую фазу поступают компоненты щелочного характера, и она подщелачивается. При этом одновременно с уменьшением растворимости фосфатов и выпадением их в осадок происходит увеличение концентрации ионов CO_3^{2-}, и жидкая фаза стремится к состоянию насыщения карбонатом кальция. При достижении такого состояния в осадке начинает появляться твердая фаза карбоната кальция. Как только это произойдет, исчезает необходимое условие для протекания процессов осаждения фосфатов второго типа, и в создавшихся условиях появляется возможность реализации только процессов осаждения фосфатов первого типа. Таким образом, граница существования твердой фазы карбоната в осадке, разделяющая ненасыщенные и насыщенные этой фазой растворы, является одновременно границей процессов осаждения фосфатов первого и второго типов. При изменении физико-химических условий в противоположном необходимому для процессов осаждения фосфатов второго типа направлений – подкислении – степень насыщенности жидкой фазы карбонатами и фосфатами уменьшается; они не только не могут осаждаться, а должны растворяться из осадка.

Следовательно, возможность реализации процессов осаждения фосфатов второго типа может осуществляться только в бассейнах, в которых накапливаются терригенные бескарбонатные осадки. Однако изменения физико-химических параметров, вызывающие осаждение фосфатов в этих условиях, при своем развитии неотвратимо приводят к насыщению жидкой фазы карбонатами, появлению их, хотя бы в небольших количествах, в твердой фазе осадка и прекращению самого процесса осаждения фосфатов. Рассматриваемый тип процесса фосфатонакопления в масштабах, необходимых для образования даже небольших концентраций фосфатов, должен протекать циклически, многократно достигая своего прекращения с последующим возобновлением. При наличии большого количества карбонатов в осадке

процессы первого типа таких ограничений не имеют, могут протекать с большей интенсивностью и привести к образованию более крупных концентраций фосфатов.

Основными факторами, которые могут изменять физико-химические условия в направлении, необходимом для реализации процессов второго типа в природных бассейнах, являются: растворение карбонатов ненасыщенными ими водами, фотосинтезирующая деятельность, например при массовом развитии растительного планктона, процессы сульфатредукции, смешение вод различного состава.

В соответствии с двумя типами физико-химического осаждения фосфатов месторождения фосфоритовых руд четко подразделяются на два типа, связанных с группой формаций: карбонатные и терригенные.

Рассмотренные два типа процессов осаждения фосфатов являются универсальными в природе и прослеживаются не только в морских средах, но и в континентальных водоемах, в коре выветривания и в осадках при диагенезе. Так, в высокощелочных содовых озерных водах и рассолах (оз. Натрон, Магади и другие в Восточной Африке, Серлз в Сев. Америке и т.д.), насыщенных карбонатами, концентрация фосфора, определяющаяся растворимостью фосфатов, в тысячи раз превышает концентрацию фосфора в слабощелочных и нейтральных морских, океанических и речных водах. При этом чем выше pH рассола, тем выше концентрация в них фосфора, что иллюстрирует механизм процессов первого типа (снижение pH вызывает уменьшение растворимости и осаждение фосфатов, а повышение – увеличивает их растворимость и приводит к растворению из осадка, повышению концентрации и накоплению в растворе). Аналогичное явление накопления фосфатов в интерстициальных водах наблюдается при подщелачивании среды в карбонатных осадках в результате сульфатредукции. Фосфатизация карбонатных пород, происходящая на фронте их выщелачивания просачивающимися сверху через фосфатные продукты коры выветривания слабоминерализованными ненасыщенными карбонатами водами атмосферных осадков, иллюстрирует механизм процессов второго типа. Аналогичный характер поведения, характерный для процессов второго типа, подтверждается отсутствием в отложениях карбоната кальция, выпадающего в результате удаления CO_2 при излиянии источников.

К физико-химическим относятся и сорбционные процессы, которые также оказывают большое влияние на поведение фосфора в морских и других природных обстановках. Экспериментальные и геологические данные показывают, что самыми активными сорбентами фосфатов из растворов являются некоторые положительно заряженные коллоиды. В природных условиях наиболее распространены гидроксиды железа. Содержание сорбированного фосфора в них может достигать нескольких процентов. Р. Бернером показано, что в настоя-

щее время существенная часть поступающих с речным стоком в океан растворенных фосфатов удаляется путем сорбции на гидроксидах железа. Карбонаты практически не сорбируют фосфор, его содержание в сорбированной форме не превышает 0,01 %. Благоприятные условия для интенсивного формирования обогащенных сорбированным фосфором гидроксидов железа складываются в фациальных зонах бассейнов с замедленным поступлением терригенного и биогенного материала, включая карбонаты, например в мелководных внутриконтинентальных бассейнах, окруженных низкой заболоченной сушей в условиях гумидного климата. Широкое развитие фосфатных гидроксидов железа отмечается и при палагонитизации базальтового стекла на склонах срединно-океанических хребтов.

В результате диагенетических изменений захороненных в осадках фосфатных гидроксидов железа, а именно: старения и превращения в кристаллические формы, преобразования в глауконит, сульфиды железа, сидерит, сорбированный на гидроксидах железа или химически связанный с железом фосфор высвобождается в раствор, диффундирует в наддонную воду или при соответствующих условиях перераспределяется в осадке, образуя стяжения, желваки, плиты, состоящие из терригенного осадка, сцементированного фосфатом кальция.

Фосфор – один из главнейших биогенных элементов, без которого невозможно существование ни растительных, ни животных организмов. Минеральный фосфор резерва океанических и морских вод в короткое время многократно обменивается с фосфором, содержащимся в живых организмах. Поэтому фосфор, усвоенный организмами, остается активным и может участвовать в процессах фосфатонакопления. За счет фосфора, усвоенного организмами, обеспечивается накопление в морских водах резерва фосфора, необходимого для развития интенсивных процессов фосфатонакопления. Влияние биологических факторов на поведение фосфора и процессы образования фосфатных осадков многообразно и может вести как к концентрации, так и к рассеянию фосфора. Оно может проявляться прямо – путем извлечения фосфора из раствора и последующего отложения фосфатных остатков – и косвенно – путем изменения физико-химических условий и концентрации фосфора в результате жизнедеятельности организмов или разложения органических остатков. На основе прямого извлечения фосфора из морских вод, например, образуются скопления фосфатных раковин, которые дают начало образованию ракушняковых фосфоритовых руд.

Косвенное влияние биологических факторов, которое проявляется в изменении физико-химических параметров среды за счет жизнедеятельности организмов и разложения их остатков состоит в следующем: 1) потребление CO_2 и выделение O_2 при фотосинтезе и, наоборот, при дыхании, что в том и другом случаях вызывает соответствующие

изменения состояния природной карбонатной системы; 2) освобождение в окружающую среду продуктов разложения органических остатков: в окислительных условиях, при свободном доступе кислорода они представлены оксидами кислотного характера (CO_2, SO_3 и др.) и вызывают подкисление среды, а в восстановительных – наоборот – соединениями щелочного характера (NH_3, H_2S и т.д.), которые вызывают подщелачивание среды; 3) высвобождение фосфора при разложении органического вещества с переводом его в минеральную форму.

В диагенетических процессах физико-химические условия и поведение фосфора контролируются составом и структурой осадка, составом иловых вод, содержанием органического вещества и характером процессов биологического и физико-химического его разложения. Здесь также прослеживаются два описанных выше типа механизма физико-химического осаждения фосфатов.

Процессы физико-химического осаждения фосфатов первого типа могут происходить не только при наличии карбонатов в осадках, но и при условии окислительной среды, обеспечивающей разложение основной массы органики биоса в водной части бассейна. Сформировавшиеся таким путем фосфатные осадки захороняются и доступ кислорода к ним затрудняется. Среда изменяется – из окислительной становится восстановительной.

В этих условиях разложение оставшегося органического вещества приводит к образованию таких компонентов, которые изменяют среду в направлении подщелачивания, что вызывает увеличение растворимости фосфатов и частичное растворение его из твердой фазы осадка. Одновременно снижается растворимость карбонатов, некоторое количество их осаждается из жидкой фазы. Перешедший в раствор фосфор диффундирует вверх, к границе раздела восстановительных и окислительных условий. Поскольку в окислительных условиях разлагающаяся органика изменяет среду в обратную сторону – подкисления, растворимость фосфатов уменьшается, и часть фосфора выпадает в осадок. Удаление фосфора в этих условиях происходит в основном путем замещения присутствующих в осадке или во взвешенном состоянии в водной среде карбонатов. Таким образом, при диагенезе фосфаты, присутствующие в осадке в большем или меньшем количестве, перераспределяются и концентрируются на границе раздела восстановительных и окислительных условий. Если эта граница совпадает с поверхностью осадка, то реализуется условие интенсивного накопления фосфатов, поступающих как из водных масс, так и из осадка.

При отсутствии в осадке карбонатов, т.е. в бассейнах, в которых физико-химические процессы фосфатонакопления могут протекать только по механизму второго типа и (или) за счет сорбционных процессов на гидроксидах железа, а также путем накопления фосфатных

остатков организмов, при диагенезе среда также меняется из окислительной на восстановительную. В полузамкнутой системе поровых вод происходящее за счет разложения органического вещества в восстановительных условиях подщелачивание среды может привести к насыщению жидкой фазы карбонатами, какое-то их количество, в общем случае небольшое по отношению к массе осадка, выпадает из раствора. При появлении карбонатов процессы второго типа сменяются процессами первого типа: происходит растворение некоторого количества фосфатов и перераспределение его с осаждением на геохимических барьерах и при дальнейшей сорбции на гидроксидах железа.

Однако и сами фосфатные гидроксиды железа в восстановительных условиях диагенеза становятся неустойчивыми. Трехвалентное железо восстанавливается до двухвалентного, становится растворимым и подвижным и преобразуется в другие, устойчивые в восстановительных условиях, твердые фазы: глауконит, сидерит, пирит. В богатых железом осадках образующийся сероводород может преобразовать в сульфиды только очень малую часть железа; основная его масса будет превращена в глауконит или сидерит. Некоторая часть коллоидных гидроксидов железа в результате старения и кристаллизации со временем преобразуется в более устойчивые кристаллические фазы. При всех этих процессах преобразования фосфатных гидроксидов железа фосфор высвобождается в раствор и осаждается или внутри осадка, или на границе раздела осадок–придонные воды, образуя стяжения, желваки, плиты, представляющие собой осадок, сцементированный фосфатным цементом.

На поздних стадиях диагенеза осадки начинают литифицироваться и условия в них стабилизируются. Все эти изменения обусловливают последовательную смену процессов растворения карбонатов и осаждения фосфатов процессами растворения и перераспределения фосфатов с одновременным отложением карбонатов, результаты чего отчетливо прослеживаются в фосфоритовых рудах бассейна Скалистых гор в США и других.

В условиях колебательного тектонического режима на заключительных этапах формирования месторождений фосфоритовых руд при трансгрессиях и регрессиях могут происходить перемывы осадков, вынос тонких фракций и механическая концентрация грубозернистых фосфатных компонентов в виде пластов и залежей.

Таким образом, образование морских месторождений фосфоритов – многостадийный сложный процесс, происходивший под воздействием физико-химических, биологических и других факторов в течение длительного времени. Можно наметить следующие основные этапы этого процесса.

1. Предварительный этап – накопление достаточного резерва

фосфора в бассейновых водах, в составе биоса и (или) в осадках. Для месторождений микрозернистых и зернистых фосфоритов этот резерв сосредоточивается в застойных глубинных, нередко сероводородных водах, а также в составе биоса поверхностных окислительных горизонтов бассейна. Благоприятным фактором для накопления фосфатного резерва является интенсивное хемогенное и биогенное извлечение кальция с удалением его из раствора и накоплением карбонатных и сульфатных осадков (доломита, известняка, гипса). Для месторождений желваковых фосфоритов необходимый резерв фосфора накапливается в основном в виде фосфатных гидроксидов железа (во взвеси и на поверхности осадка) и фосфора, содержащегося в планктонных организмах.

2. Накопление фосфатных осадков: для месторождений микрозернистых и зернистых фосфоритовых руд – карбонатных или кремнисто-карбонатных; для месторождений желваковых фосфоритовых руд – железисто-фосфатных.

3. Диагенетическое перераспределение фосфатов с осаждением их на поверхности осадка или в поверхностных горизонтах осадка (для микрозернистых и зернистых фосфоритовых руд) и образованием стяжений, желваков, плит в терригенном осадке (для месторождений желваковых фосфоритовых руд).

4. Механическая концентрация фосфатных компонентов – микрозерен, зерен, желваков, костных остатков, раковин и их детрита с выносом более тонких фракций осадка при постдиагенетических перемывах.

В некоторых случаях два последних этапа могут выпадать, в других случаях, например для месторождений галечниковых фосфоритовых руд, процесс образования значительно усложняется и включает несколько дополнительных этапов. При детальном рассмотрении процессы образования каждого конкретного месторождения даже одного и того же типа индивидуальны по особенностям, роли различных факторов, условиям и другим характеристикам.

Фактический материал по геологии месторождений фосфоритовых руд [6, 7] свидетельствует о том, что условия седиментации и процессы концентрации фосфатов в той или иной мере различались при образовании отдельных типов и подтипов месторождений. Более того, при детальном анализе выявляется, что каждое крупное месторождение своим образованием обязано стечению многих благоприятных обстоятельств и условий, вероятность совпадения которых очень мала, и в этом отношении каждое из них является в определенной мере уникальным и неповторимым.

Разумеется, что все детали образования месторождений или какой-то их группы установить очень трудно. Да и не все они являются существенными. Важно определить главнейшие характерные условия

и факторы, которые контролировали и определяли процессы формирования месторождений. Выделенные наборы характеристик палеообстановок и процессов, в них протекающих, в виде описаний и графических построений принято называть геолого-генетическими моделями месторождений того или иного типа, подтипа, объединенных по каким-то общим характеристикам. В настоящее время С.Риггсом построена, например, геолого-генетическая модель месторождений фосфоритов флоридского типа. Более общие модели предложены и другими авторами для месторождений фосфоритовых руд.

Процессы образования месторождений фосфоритовых руд, как это было показано ранее, являются суммарным эффектом физико-химических и биологических процессов, протекающих в бассейнах осадконакопления и затем длительное время в осадках. В общем случае эти процессы фосфоритообразования являются частными процессами единого общего процесса осадконакопления и развиваются в тесной связи с другими его частными процессами, в первую очередь с карбонатонакоплением, накоплением органического вещества и некоторых других компонентов, при определенном, иногда решающем, влиянии последних. Наконец, условия в бассейнах седиментации, интенсивность и характер частных процессов осадконакопления изменялись

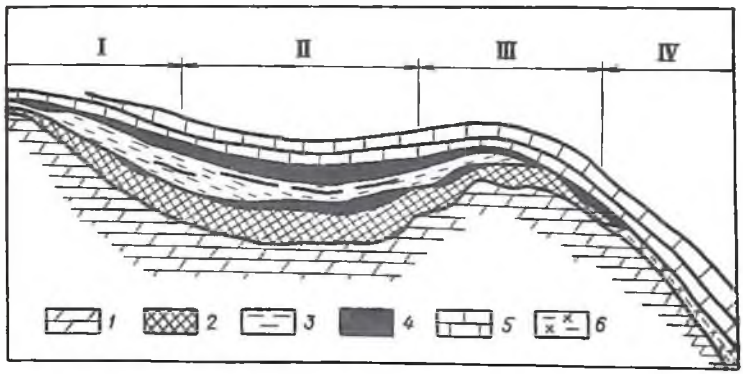


Рис. 1. Обобщенная геолого-генетическая модель месторождений микрозернистых фосфоритовых руд каратауского подтипа.

Фациальные зоны: I — прибрежная (зона низкой продуктивности в основном с конгломерат-гравелитовыми рудами), II — мелководная (зона высокой продуктивности оолитово-макрозернистых и микрозернистых руд), III — подводных рифогенных построек (зона средней продуктивности микрозернистых фосфоритовых руд), IV — относительно глубоководная зона (низкой продуктивности с микрозернистыми и афанитовыми рудами, переходящими в слабофосфатные углеродистые кремнисто-глинистые сланцы и карбонаты). *1* — доломиты; *2* — кремни; *3* — фосфатно-кремнисто-карбонатные сланцы; *4* — фосфоритовые руды; *5* — бурые доломиты, окрашенные железо-марганцевыми оксидами; *6* — углеродистые кремнисто-глинистые сланцы и карбонаты

под влиянием необратимой эволюции Мирового океана, атмосферы Земли и биоса, а также изменяющейся во времени океанической циркуляции. Благоприятные условия для крупномасштабного фосфоритообразования в отдельные эпохи объясняются этими эволюционными изменениями. Таким образом, геолого-генетические модели месторождений фосфоритовых руд в общем случае чрезвычайно сложны, и в одной работе все их аспекты осветить невозможно.

Месторождения микрозернистых фосфоритовых руд каратауского подтипа (рис. 1) формировались в условиях аридного климата. Основной фон осадконакопления – карбонатный или кремнисто-карбонатный. Как и в других подтипах месторождений фосфоритовых руд микрозернистого типа (в частности, хубсугульского), в бассейне фосфатонакопления был развит мощный горизонт придонных вод восстановительного характера с сероводородным заражением, где формировались темные углеродистые кремнистые и кремнисто-глинистые известковистые сланцы или битуминозные карбонаты. Окислительная обстановка существовала только в поверхностных горизонтах бассейна мощностью до 300 м. Образующиеся при разложении органического вещества в восстановительных условиях соединения щелочного характера обеспечивали увеличение растворимости фосфатов кальция, и они из разлагающего биоса переходили в раствор, накапливаясь в зонах застойных восстановительных вод в течение длительного времени, предшествовавшего интенсивному фосфатонакоплению.

В прибрежных участках бассейна, где окислительная обстановка в водных массах распространялась до дна, разложение органического вещества происходило с образованием соединений иного, кислотного характера (SO_2, оксиды азота, органические кислоты и т.д.), которые влияли в направлении подкисления среды. В аналогичные соединения кислотного характера в результате окисления преобразовались в этой зоне щелочные компоненты (H_2S, NH_4^+ и т.д.) восстановительных богатых фосфором вод, выжимаемых из придонных, более глубоководных частей бассейна в мелководную зону фосфатонакопления. В результате этого повышалась растворимость карбоната кальция, осаждение его замедлялось, а в некоторых случаях даже происходило растворение его из осадка. Одновременно с этим растворимость фосфатов уменьшалась, и фосфор из раствора осаждался на поверхности частиц донного осадка, особенно в местах растворения карбоната. В последнем случае осаждение фосфата происходило в форме замещения карбонатов кальция.

Таким образом, в бассейнах рассматриваемого типа фосфаты, освобождающиеся при разложении органических остатков биоса и поступающие из других источников, длительное время концентрировались в большом объеме восстановительных придонных вод. Возмож-

ность их осаждения химическим путем или механически с поступающим на дно и захороняющимся органическим веществом отмерших организмов реализовалась только на отдельных участках в узкой периферийной зоне, на очень маленькой части площади бассейна, где существовали пологие шельфообразные площадки достаточной ширины (от нескольких километров до 20 км), располагающиеся в окислительной зоне (глубины до 250 м), на которые поступали выжимаемые восстановительные богатые фосфором воды из более глубоких частей бассейна.

Зона фосфатонакопления в значительной части совпадала с зоной высокой биопродуктивности. Однако в условиях высокой турбулентности и хорошей аэрации вод в зоне фосфатонакопления продуцируемое органическое вещество полностью или почти полностью окислялось в толще вод и на поверхности осадка и в сколько-нибудь существенном количестве, как это наблюдается в некоторых районах так называемого апвеллинга, не захоронялось. Однако и небольшое количество при захоронении обеспечивало изменение окислительных условий на восстановительные. Вследствие этого растворимость фосфатов и карбонатов изменялась по описанному выше механизму: фосфаты в восстановительной зоне осадка частично растворялись и мигрировали вверх, где переотлагались в поверхностном окислительном горизонте осадка. Карбонаты кальция в восстановительных условиях осадка в том или ином количестве осаждались и доломитизировались. Таким образом, при сохранении в течение длительного времени рассмотренных условий в зоне фосфатонакопления фосфаты при диагенезе из нижних восстановительных слоев осадка стягивались и концентрировались в зоне, прилегающей к границе раздела осадок–придонная вода.

Петрографические особенности формировавшихся фосфоритов и фосфоритовых руд во многом контролировались характером гидродинамики придонных вод. Так, гравелитовые фосфориты формировались в волноприбойной зоне. Глубже (20–50 м), в условиях умеренной гидродинамической активности, обусловленной донными течениями и эпизодическими взмучиваниями осадков при особо сильных штормах и землетрясениях формировались оолитовые и оолитово-микрозернистые фосфориты. Еще дальше в сторону моря, в условиях влияния только донных течений умеренной силы образовались микрозернистые фосфориты. В самых глубоководных участках зоны фосфатонакопления при низкой гидродинамической активности придонных вод формировались пелитоморфные (афанитовые) фосфоритовые руды, массивные или с тонкими прослоями карбонатов (типа хубсугульских), а также фосфатные кремнистые и карбонатно-кремнистые сланцы. При очень низкой гидродинамической активности и полном прекращении карбонатной и терригенной седиментации на карбонат-

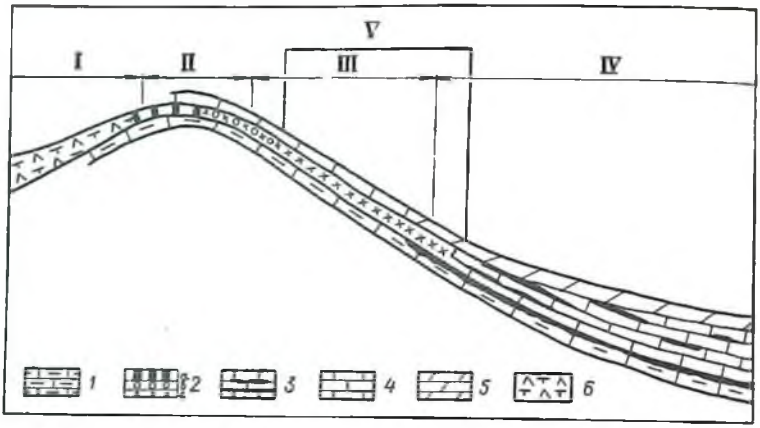


Рис. 2. Обобщенная геолого-генетическая модель месторождений зернистых фосфоритовых руд кызылкумского подтипа.

Фациальные зоны: I – периодического осолонения (непродуктивная), II – прибрежно-баровая (низкой продуктивности), III – мелководная с донными течениями (наибольшей продуктивности), IV – относительно глубоководная с донными течениями (низкой продуктивности), V – компактного сложения и максимальных мощностей залежей фосфоритовых руд.

1 – известняки глинистые, мергели (верхняя часть подстилающего комплекса); *2* – фосфоритовые руды: *а* – фосфатная галька, гравий, *б* – оолитово-зернистые руды, *в* – биоморфные зернистые руды; *3* – переслаивание тонких прослоев фосфоритов с фосфатными мергелями и известняками, *4* – мелоподобные известняки, мергели (нижняя часть перекрывающего комплекса), *5* – глины известковистые, мергели, *6* – доломиты, карбонатные глины с прослоями гипсов

ном субстрате формировалась поверхностная фосфатная корка типа хардрок.

Месторождения зернистых фосфоритовых руд кызылкумского подтипа (рис. 2) формировались из фосфатных осадков в условиях аридного климата. Фон осадконакопления – терригенно-карбонатный и карбонатный. Наличие зоны восстановительных придонных вод, богатых фосфором, а также физико-химический механизм осаждения фосфатов и фосфатизации карбонатов аналогичны таковым для рассмотренных ранее месторождений каратауского подтипа. Следует отметить, однако, что в более частных деталях между этими бассейнами имеется, пожалуй, больше различий, чем сходства.

Бассейны формирования месторождений каратауского подтипа были глубоководными (несколько километров), линейно вытянутыми на многие сотни километров, трогового характера, в то время как бассейны формирования месторождений кызылкумского подтипа были сравнительно небольшими по размерам, изометричными по форме и мелководными (не более 0,7–1,0 км), без резкой температур-

ной стратификации, что обусловило почти полное отсутствие кремнистой фауны и флоры и вследствие этого кремнистых пород в фосфоритоносном горизонте.

В регрессивную фазу многие бассейны центрально-кызылкумского типа в окраинных частях характеризовались типично лагунными условиями с осолоненными до стадии садки сульфатов кальция водами. При взаимодействии таких вод с фосфатсодержащими восстановительными водами повышенное содержание кальция играло роль еще одного дополнительного фактора в осаждении фосфатов.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что разрез осадков в рассматриваемых бассейнах, представленный чередованием хорошо проницаемых фораминиферовых песков и водоупорных карбонатно-глинистых (мергельных) и глинистых осадков, при диагенезе благоприятствовал интенсивному перераспределению иловых вод на значительные расстояния. Богатые фосфором иловые растворы отжимались из водоупорных горизонтов в хорошо проницаемые горизонты фораминиферовых песков, и при наличии сверху водоупорного горизонта под влиянием литостатической нагрузки перекрывающих этот горизонт осадков выжимались по направлению минимальной мощности последних. Этим обстоятельством определялась локализация областей разгрузки фосфатсодержащих иловых вод на положительных формах рельефа и склонах с минимальной мощностью перекрывающих осадков. Фосфатизация фораминиферовых песков и преобразование их в зернистые фосфориты, таким образом, осуществлялись не только на поверхности осадка в процессе осадконакопления, но и в диагенетическую стадию преобразования сформировавшегося осадка.

Ограниченные размеры бассейнов фосфатонакопления, их мелководность, отсутствие резкой температурной стратификации и другие особенности обусловили небольшую интенсивность фосфатонакопления, его рассредоточенность на значительной площади и другие особенности, характерные для месторождений центрально-кызылкумского подтипа по сравнению с месторождениями зернистых фосфоритов других подтипов.

Месторождения желваковых фосфоритовых руд формировались в условиях гумидного или полуаридного (рис. 3) климата на фоне терригенной или карбонатно-терригенной седиментации. С гумидным типом литогенеза связаны месторождения егорьевского подтипа, с полуаридным – месторождения чилисайского подтипа. Верхнеюрско-меловые бассейны фосфатонакопления представляли собой мелководные эпиконтинентальные водоемы с высокой биологической продуктивностью. Процессы образования месторождений желваковых фосфоритовых руд можно разделить на три основных этапа: накопление фосфатных осадков, перераспределение фосфора и образование стяже-

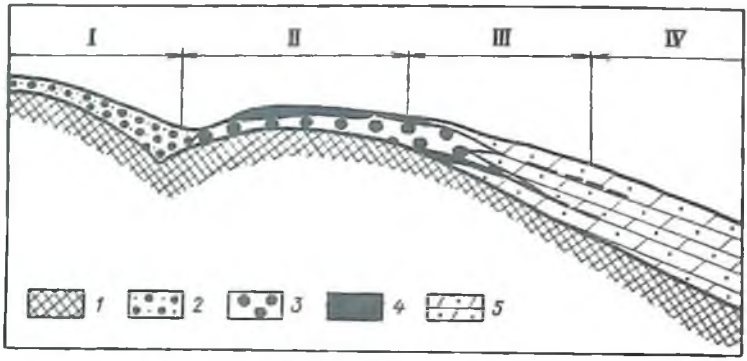


Рис. 3. Обобщенная геолого-генетическая модель месторождений желваковых фосфоритовых руд чилисайского подтипа.

Фациальные зоны: I – прибрежная (низкой продуктивности или непродуктивная), II – подводных отмелей (наибольшей продуктивности), III – переходная к относительно глубоководной (низкой продуктивности с рудами повышенной карбонатности), IV – относительно глубоководная (с непромышленной фосфатизацией).

1 – пески (подстилающий комплекс); *2* – глауконит-кварцевые и кварцевые пески с редкой фосфатной галькой и желваками; *3* – сгруженные фосфатные желваки в кварцевых и глауконит-кварцевых песках; *4* – фосплита; *5* – песчанистые мергели, мергели

ний фосфата кальция в диагенезе и, наконец, образование залежей фосфоритовых руд при перемывах. Возникновение значительных концентраций фосфора в осадках обусловлено наличем фосфатного резерва, созданного ранее на регрессивной фазе позднетриасово-волжского макроцикла. Прилегающая суша, сильно заболоченная в условиях гумидного литогенеза, имела равнинный сильно сглаженный рельеф. Фосфор вносился в водоем с континента в виде железистых фосфорсодержащих соединений с поверхностным и подземным стоками. На трансгрессивной фазе развития бассейна создавался дополнительный резерв фосфора в наиболее глубоких его горизонтах в моменты периодически возникающих там стагнированных зон (например, в волжское время).

Основная масса фосфора поступала в осадок в составе биогенного детрита и гидроксидов железа, которые являлись интенсивными сорбентами фосфора из морских вод. В прибрежной зоне бассейна при окислении железа и воздействии соленых морских вод гидроксиды коагулировали и, сорбируя фосфор, постепенно осаждались на дно. На поверхности осадка сорбция фосфора, высвобождающегося из разлагающихся органических остатков, продолжалась. Для чилисайского подтипа существенную роль играло поступление фосфора в осадки и с остатками отмерших организмов.

При захоронении фосфатсодержащих (1–5 % P_2O_5) гидроксидов

железа в осадках, железо в условиях рассматриваемых бассейнов расходовалось на образование более стабильных соединений – глауконита, пирита, сидерита. При этом содержащийся в них фосфор переходил в раствор и связывался, главным образом, в составе фосфатов кальция группы апатита.

Необходимо отметить, что фосфоритоносные отложения вверх по разрезу и по латерали переходят нередко в глинистые породы, а иногда и чередуются с ними, причем мощности осадков достаточно сильно меняются. Эти обстоятельства обусловливали перераспределение иловых фосфатсодержащих вод в горизонтальном направлении и концентрацию фосфатов в областях их разгрузки и на геохимических барьерах.

На стадии раннего диагенеза в условиях полузамкнутой системы в составе илового слоя, содержащего коллоидные выделения фосфата кальция, алюможелезистые гели глауконита и другие соединения, под влиянием остатков органического вещества обстановка на отдельных участках становилась восстановительной. Это обусловливало в илах резкую неравномерность физико-химических параметров и энергичное диагенетическое перераспределение фосфата и сопутствующих ему компонентов с образованием сгустков и стяжений фосфата. На стадии позднего диагенеза происходила постепенная консолидация и литификация этих сгустков с образованием желваков и конкреций. Условия в иловых средах становились более стабильными, отвечающими закрытой системе с восстановительной обстановкой. Процессы минералообразования резко замедлялись и сводились в основном к выпадению из остаточных растворов микрокристаллического фосфата, глауконита, пирита и других минералов.

Заключительный этап фосфоритообразования – возникновение рудных залежей – является результатом аккумуляции фосфоритовых конкреций в процессе перемывов и переотложений осадков, связанных с трансгрессивно-регрессивными фазами развития бассейна. Начало формирования залежей совпадает с началом крупных трансгрессий, во время которых в результате перемыва более древних отложений образовывались гравийно-галечные накопления. В гумидных условиях понижение уровня морских и грунтовых вод в период регрессивного этапа развития бассейна позволяло вовлечь в размыв залежи болотных фосфатов на прилегающей суше, которые становились дополнительным источником фосфора и железа в бассейне фосфатонакопления. Гидроксиды железа вместе с сорбированным фосфатом выпадали в прибрежной зоне и на мелководье. В диагенезе они, как было описано выше, перераспределялись с образованием глауконита и фосфата кальция. Активизация гидродинамического режима в прибрежно-мелководной и мелководной фациальных зонах, особенно в регрессивную стадию, способствовала сгруживанию и концентрации

рудного материала в слои и горизонты. На этой фазе развития бассейна возникали обычно желваковые и плитные фосфоритовые слои.

Высокопродуктивные залежи в бассейнах егорьевского подтипа сосредоточены в пределах сравнительно прогнутой части мелководно-морской зоны с расчлененным рельефом дна и мобильным гидродинамическим режимом. Залежи месторождений чилисайского подтипа формируются на подводных платообразных возвышенностях, банках-отмелях, отделенных ловушками-впадинами от источников терригенного материала. Здесь в условиях замедленной и даже отрицательной седиментации образуется компактная залежь галечно-желваково-плитного типа. В сторону глубокой части моря она переходит постепенно в маломощные желваковые слои, а затем в биогенные мергельные и меловые отложения с рассеянными желваками фосфоритов.

Месторождения ракушняковых фосфоритовых руд (рис. 4) формировались в условиях переходного от гумидного к аридному климата в мелководных зонах (глубины до первых десятков метров) окраинных платформенных морей. Формирование фосфатных осадков происходило в основном биогенным путем за счет образования фосфатных раковин беззамковыми брахиоподами, которые, осуществляя филь-

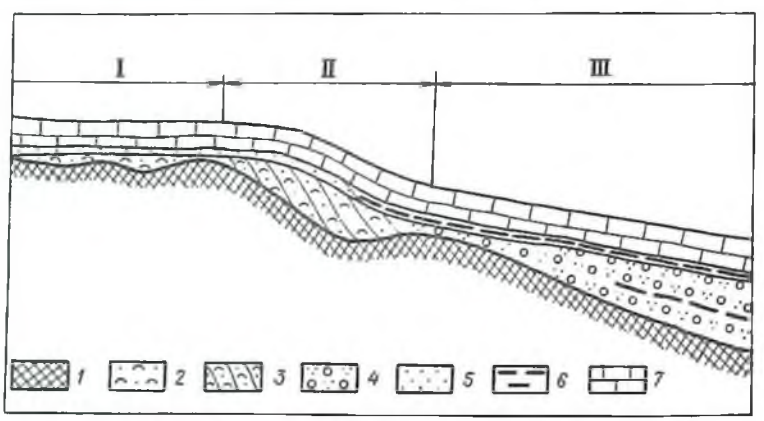


Рис. 4. Обобщенная геолого-генетическая модель месторождений ракушняковых фосфоритовых руд.

Фациальные зоны: I — подводных отмелей, банок (в локальных углублениях могут формироваться мелкие месторождения), II — склонов подводных отмелей (зона максимального сгущивания фосфатного детрита с образованием крупных месторождений), III — относительного глубоководная со слабым, временами застойным гидродинамическим режимом (низкой продуктивности с непромышленной фосфатизацией).

1 — аргиллиты, глины; *2* — грубозернистые пески с фосфатным детритом; *3* — грубо- и среднезернистые косослоистые пески с фосфатным детритом и цельми раковинами; *4* — мелкозернистые пески, алевриты с редкими раковинами; *5* — кварцевые и глауконитово-кварцевые пески и песчаники; *6* — керогеновые аргиллиты; *7* — песчанистые и глинистые доломитовые известняки и доломиты

трацию морской воды, усваивают фосфор планктонных организмов и тонкодисперсных взвесей, а возможно, и в растворенной форме. Благоприятные условия для их бурного развития складывались в хорошо аэрируемых, богатых кислородом подвижных поверхностных водах при высокой биологической продуктивности фотосинтезирующих планктонных организмов и замедленном привносе терригенного материала. Такие условия складывались, в частности, на обширных платообразных подводных поднятиях типа банок, покрытых песчаными осадками, которые периодически взмучивались. Фосфатные раковины отмирающих оболид накапливались в осадке, а мягкие ткани, разлагаясь, обогащали наддонные и иловые воды биогенными элементами, поддерживая развитие планктонных организмов и высокую биологическую продуктивность. Окислительная среда и интенсивное потребление органического вещества оболидами обеспечивали расходование подавляющей части фотосинтетической биопродукции в водной толще и на поверхности осадка.

Необходимо отметить, что, во-первых, при существовании довольно большой группы организмов, строящих наружный скелет из фосфатно-хитинового вещества, все известные промышленные концентрации фосфоритовых руд биогенного происхождения образованы преимущественно только за счет раковин оболид. Во-вторых, хотя время существования оболид растянуто от позднего кембрия по настоящее время, особо благоприятные обстановки для их существования, видимо, наблюдались только в очень короткий временной интервал, соответствующий тремадокскому ярусу, в отложениях которого практически целиком сосредоточены промышленные запасы ракушняковых фосфоритовых руд.

В диагенетическую стадию хитиновое вещество захороненных в песчаном осадке раковин оболид замещалось скрытокристаллическим фосфатом. Затем, по мере уменьшения связи с наддонной водой, окислительная обстановка сменялась восстановительной, в результате чего происходили пиритизация фосфатных раковин и образование кальцито-доломитовых и доломитовых конкреций в песчаном осадке. Второй этап доломитизации наблюдался позднее, в стадию эпигенеза, когда под влиянием просачивающихся по зонам нарушений растворов происходила массивная цементация с образованием литифицированных блоков и зон.

Образование богатых залежей ракушняковых фосфоритовых руд происходило за счет перемывов песчаного осадка в условиях активного гидродинамического режима и периодических небольших колебаний уровня моря на фоне общего трансгрессивного развития бассейна. При этом происходили механическая сортировка более крупного по размерам фосфатного материала раковин и их детрита и перераспределение его со сгруживанием в локальных впадинах-ловушках неболь-

Таблица 6

Критерии прогноза и поисков месторождений фосфоритовых руд

Прогнозно-поисковые критерии		Основные типы фосфоритовых руд			
основные	уточняющие	микрозернистые	зернистые	желваковые	ракушняковые
Формационные	Продуктивные формации	Кремнисто-карбонатная, кремнисто-сланцево-карбонатная	Терригенно-карбонатная, терригенно-кремнисто-карбонатная	Глауконит-терригенная	Органогенно-терригенная
	Вмещающие формации	Подстилающая – вулканогенно-карбонатно-терригенная; перекрывающая – карбонатная или терригенно-карбонатная	Подстилающая – терригенная (пестроцветная), терригенно-карбонатная; перекрывающая – карбонатная, терригенно-карбонатная	Подстилающая – терригенная; перекрывающая – терригенная, карбонатная (меловая), кремнисто-терригенная (опоковая)	Подстилающая – терригенная; перекрывающая – карбонатная
Стратиграфические		Венд, кембрий, пермь	Верхний мел, палеоген, неоген	Верхняя юра, мел	Нижний и средний ордовик
Структурно-тектонические		Перикратонные впадины, в их пределах – конседиментационные поднятия (преимущественно склоны)	Краевые прогибы древних платформ или консолидированных орогенов. Продуктивные горизонты приурочены к местам сокращенной мощности фосфоритоносной формации, наиболее богатые фосфатные осадки – к подводным поднятиям, банкам или их пологим склонам	Древние, реже молодые платформы. Склоны внутриплатформенных антеклиз и смежных с ними синеклиз. Крупные месторождения приурочены к осложняющим крылья синеклиз конседиментационным структурам обоих знаков	Пологие крылья отрицательных палеоструктур I и II порядков
Фациально-палеогеографические		Мелководные зоны, характеризуемые высокой биологической продуктивностью, в проливах и заливах, на шельфе и склонах линейно вытянутых глубоководных морских бассейнов трогового характера	Краевые части мелководных изометричных морских бассейнов, заливы и лагуны, осолоненные до садки сульфатов кальция. Латеральное положение фосфатной фации между зонами мелководной эвапоритовой и глубоководной карбонатной седиментации на участках замедленного осадконакопления	Прибрежные мелководные зоны эпиконтинентальные морских бассейнов с трансгрессивно-регрессивными циклами осадконакопления и высокой биологической продуктивностью, в их пределах – подводные поднятия и их склоны	Обширные подводные поднятия мелководных заливообразных водоемов, расположенных на окраине материка и имеющих периодическую связь с застойными морскими бассейнами
Литологические		Преимущественно кремнисто-карбонатный состав вмещающих толщ при подчиненном значении терригенных пород в разрезе продуктивной серии	Преимущественно терригенно-карбонатный или терригенно-кремнисто-карбонатный состав вмещающих толщ при подчиненном значении терригенных пород в разрезе продуктивной серии. Фосфоритоносные горизонты приурочены к смене пород в разрезах (снизу вверх): терригенных, карбонатно-терригенных – карбонатными или кремнисто-карбонатными	Терригенные комплексы пород в зоне перехода (по латерали и вертикали) от слабо известковистых глинистых отложений к бескарбонатным глинам и пескам или от песчано-глинистых к карбонатным и терригенно-карбонатным (мел, мергель, сильно известковистые глины) отложениям	Зона перехода (по вертикали) от бескарбонатных песчано-алевритовых кварцевых пород к глинисто-глауконит-песчаным и карбонатным отложениям; наличие в разрезе и в кровле фосфатоносной толщи маркирующих горизонтов керогенных аргиллитов (сланцев)
Минера-		Фосфат-кремнисто-(хал-	Фосфат-глинисто-кальцит-	Основная ассоциация	Основная ассоциация

Продолжение табл. 6

Прогнозно-поисковые критерии		Основные типы фосфоритовых руд			
основные	уточняющие	микрозернистые	зернистые	желваковые	ракушняковые
логические		цедон)-кальцит-доломитовая ассоциация с примесью кварца и глинистых минералов	доломитовая ассоциация с примесью пирита, местами фосфат-опал-халцедон-глинистая	фосфат-глауконит-кварцевая, наложенная – гидрогетит-кальцит-сидерит-пиритовая, повышенные содержания глауконита (до 45 %) или кварца (до 70 %), постоянная примесь кальцита (от 5–7 до 28 %)	фосфат-кварцевая, наложенная – доломит-пирит-гидрогетитовая; в богатых рудах фоновые (до 2–3 %) содержания доломита, пирита и гидроксидов железа
Геофизические	–	Радиометрические и гамма-спектрометрические аномалии урановой, реже – торий-урановой природы	Радиометрические и гамма-спектрометрические аномалии урановой, редко–торий-урановой природы	Радиометрические и гамма-спектрометрические аномалии урановой природы, обусловленные фосфатными породами и фосфоритовыми рудами (γ-акт. в 2–3 раза выше, чем у вмещающих пород)	Радиометрические и гамма-спектрометрические аномалии урановой природы, обусловленные фосфатными породами и фосфоритовыми рудами (γ-акт. в 2–3 раза выше, чем у вмещающих пород)
Геохимические	–	Повышенные против кларка содержания урана, редких земель, ванадия, марганца, бария	Повышенные против кларка содержания урана, редких земель, стронция	Повышенные концентрации в фосфоритовых рудах урана, стронция, редких земель	Повышенные концентрации в фосфоритовых рудах урана, стронция, редких земель

шой амплитуды на платообразной части подводных банок или в продольных понижениях на их склонах. Продуктивны в основном разнозернистые (крупно- и среднезернистые) косослоистые песчаные осадки. В небольших по размерам впадинах-ловушках на платообразной части подводных поднятий формировались большей частью мелкие месторождения с рудами небольшой мощности (продуктивность 0,3–0,6 т P_2O_5/м²). В понижениях, на пологих склонах подводных поднятий в отдельных случаях при стечении благоприятных гидродинамических и палеоструктурных условий образовывались наиболее крупные месторождения с богатыми рудами большой мощности (месторождение Кабала). В центральных частях более глубоких впадин-котловин в периодически застойных восстановительных придонных водах в это время формировались более тонкозернистые осадки с непромышленной примесью фосфатных раковин и их детрита и с прослоями обогащенных органическим веществом керогеновых аргиллитов.

Из приведенных ранее теоретических и фактических данных об условиях образования и важнейших признаках – характеристиках месторождений фосфоритовых руд – следуют закономерности размещения последних. Эти закономерности, в краткой форме приведенные в табл. 6, являются научной основой прогнозирования и поисков. Используемые для целей прогнозирования и поисков закономерности размещения и признаки месторождений выступают в функции прогнозно-поисковых критериев, направленных на повышение эффективности геологоразведочных работ.

Калийные соли

Главные геолого-промышленные типы месторождений

Калийные минералы, крупные скопления которых представляют интерес для промышленности, – сильвин (KCl), карналлит ($KCl \cdot MgCl_2 \times 6H_2O$), каинит ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$), лангбейнит ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$), полигалит ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot CaSO_4 \cdot 2H_2O$), наряду с которыми в некоторых соляных толщах большие скопления образует бишофит ($MgCl_2 \times 6H_2O$), небольшие – кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$).

Из многих десятков галогенных формаций, известных на территории СССР, калийные соли встречены лишь в 23 [35]. При этом крупные, удовлетворяющие требованиям промышленности по качеству и условиям залегания, продуктивные тела калийных руд выявлены в девяти – в кембрийской Суриндо-Гаженского прогиба (Восточная Сибирь), франской и фаменской Припятского, ассельско-сакмарской Днепровско-Донецкого авлакогена, артинско-кунгурской Прикаспийской синеклизы, кунгурской Соликамской впадины, кимеридж-титонс-

кой Средней Азии, аквитан-бурдигалской (воротыщенской) и нижнетортонской (калушской) Предкарпатского прогиба. Крупные залежи сульфатных калийных пород известны только в двух последних и в артинско-кунгурской. По минерагенической специализации калиеносные галогенные формации подразделяются на хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный типы.

Среди калийных руд по характеру их основных породообразующих калийных и калийно-магниевых минералов различают: 1) хлористые – сильвиниты, карналлитовые, карналлит-сильвинитовые и сильвинит-карналлитовые; 2) сульфатные – каинитовые, лангбейнитовые, лангбейнит-каинитовые, каинит-лангбейнитовые и полигалитовые. Сильвиниты – сырье для производства хлористых, сульфатные калийно-магниевые руды – остро дефицитных сульфатных калийных удобрений. Калийные породы представляют собой сырье и для выработки многих других химических продуктов. В настоящее время добываются сильвиниты и (в Предкарпатье) руды, основные полезные компоненты которых – каинит и лангбейнит, в небольшом количестве – карналлитовые руды. Создана технология переработки на бесхлорные калийные удобрения полигалитовых руд.

Калийные месторождения по составу руд делятся, как и вмещающие их формации, на три основных типа: хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. Месторождения первого типа (Непское в Иркутской области, Верхнекамское в Пермской, Петриковское и Старобинское в Белоруссии, Карабильское и Карлюкское в Туркмении, Тюбегатанское в Узбекистане) заключают залежи хлористых калийных пород, второго типа (Жилянское и Индер в Казахстане) – как хлористых, так и сульфатных (обычно полигалитовых), третьего (Стебникское и Калуш-Голынское на Украине) – залежи, породообразующие минералы которых – каинит и лангбейнит.

Требования к качеству калийных руд, предъявляемые промышленностью, обусловлены рядом геологических, геолого-экономических и технологических факторов. Совокупность и степень значимости их для каждого месторождения вполне конкретны, что определяет и конкретность требований кондиций к рудам этих месторождений [35]. Полезными компонентами руд являются: сильвинитов – хлористый калий, сульфатных калийных – сульфатные калийные минералы. К числу вредных компонентов относятся: у сильвинитов – хлористый магний, не находящий применения и загрязняющий окружающую среду, всех типов руд – трудно- и нерастворимые в воде примеси (ангидрит, кизерит, глинисто-карбонатный и терригенный материал), отрицательно воздействующие на технологические процессы их переработки.

Исходя из типа вмещающей (продуктивной) галогенной формации, особенностей строения и состава руд калийные месторождения подраз-

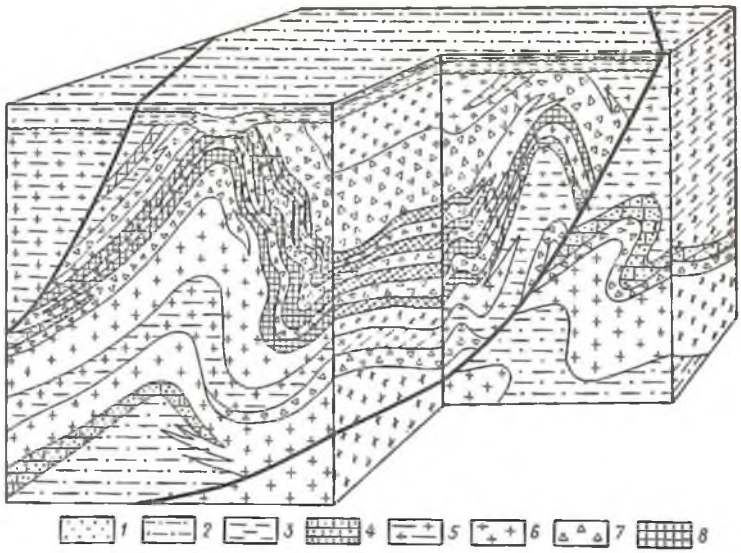


Рис. 5. Модель месторождений калийных солей. Построена на основе материалов по месторождениям Боярославское, Стебникское и др.
Отложения: *1* – глинисто-терригенные, *2* – терригенно-глинистые, *3* – глинистые, *4* – терригенно-карбонатные, *5* – глинисто-соленосные, *6* – каменной соли, *7* – соленосная брекчия, *8* – каинит-лангбейнитовые

деляются на пять главных геолого-промышленных типов (табл. 7). Наибольший интерес как источник сырья для производства бесхлорных калийных удобрений представляют третий и особенно пятый типы (рис. 5).

Обстановка формирования вмещающей (продуктивной) галогенной формации, определяющая тип калийных месторождений, контролируется палеотектоническими, палеогеографическими и другими факторами, положенными в основу построения генетических моделей калийных месторождений хлоридного, сульфатно-хлоридного и сульфатного типов (рис. 6–8). Характерные представители сульфатно-хлоридного типа – Жилянское, сульфатного – Стебникское месторождения.

Первое из них принадлежит Прикаспийскому бассейну и размещается в артинско-кунгурской галогенной формации. Смятая в складки соляная толща образует на месторождении брахиантиклиналь почти меридионального простирания. В центральной части месторождения кровля соляной толщи находится на глубинах 200–300 м, калиеносной – 320–675 м. Последняя заключает два калийных гори-

Таблица 7

Главные геолого-промышленные типы месторождений калийных солей

Геолого-промышленный тип (Т), подтип (ПТ), примеры месторождений	Продуктивная формация	Основные промышленные (а) и минеральные (б) типы руд	Средние содержания главных рудообразующих компонентов в рудах, %
IT, Ia ПТ. Старобинское, Соликамский и Березниковский участки Верхнекамского	Хлоридная галогенная	а – сильвинитовые, карналлит-сильвинитовые; б – сильвинит-карналлитовые, карналлитовые, галит-сильвинитовые, галит-карналлитовые и др.	KCl 16–46
IT. Iб ПТ. Непское, Балахонцевский и Дурыманский участки Верхнекамского	То же	То же	KCl 16–40
IIT. Карлюкское, Тюбегатанское	» »	» »	KCl 20–30
III T. Жилянское	Сульфатно-хлоридная галогенная	а – сильвинитовые, карналлит-сильвинитовые, полигалитовые; б – сильвинит-карналлитовые, карналлитовые, галит-полигалитовые и др.	KCl 20–35; полигалит 55–70
IV T. Индер	То же	То же	KCl 16–45; полигалит 55–70
V T. Калуш-Голынское, Стебникское	Сульфатная галогенная	а – каинитовые, лангбейнитовые, лангбейнит-каинитовые, каинит-лангбейнитовые; б – сильвинитовые, полигалитовые и др.	Каинит + лангбейнит 45–60

Попутные компоненты — основные и (в скобках) обыкновенно присутствующие	Выдержанность качества руд	Форма, тектоническое строение и размеры рудных тел	Масштабы месторождений
(Гипс, ангидрит)	Выдержанное	Пластовые залежи горизонтального или слабо нарушенного пликативной тектоникой залегания, слабо затронутые соляной тектоникой, выдержанной мощности (до первых десятков м), протяженностью в десятки км	Весьма крупные, крупные, средние
То же	То же	То же, но с пологой линейной или прерывистой, осложненной соляной тектоникой складчатостью	То же
» »	»	Пластово-линзообразные залежи горизонтального залегания или с умеренной линейной и прерывистой складчатостью, выдержанной мощности (до первых десятков м), протяженностью до нескольких км	Крупные, средние, мелкие
(Гипс, ангидрит)	Выдержанное	Пластово-линзообразные залежи с умеренной или интенсивной прерывистой складчатостью, выдержанной мощности (до первых десятков м), протяженностью до нескольких км	Средние, мелкие
Каинит, лангбейнит, бишофит (кизерит, гипс, ангидрит)	Обычно невыдержанное	Пластово-линзообразные и линзообразные залежи изменчивой морфологии, сильно затронутые соляной тектоникой, изменчивой мощности (до десятков м), протяженностью до нескольких км	Крупные, средние, мелкие
Кизерит, гипс, ангидрит	Невыдержанное, в отдельных линзах сравнительно выдержанное	Линзообразные залежи с интенсивной изоклинальной складчатостью, с надвигами и разрывными нарушениями или с интенсивной приразломной складчатостью, изменчивой мощности (до десятков м), протяженностью до 2 км	Мелкие, редко средние

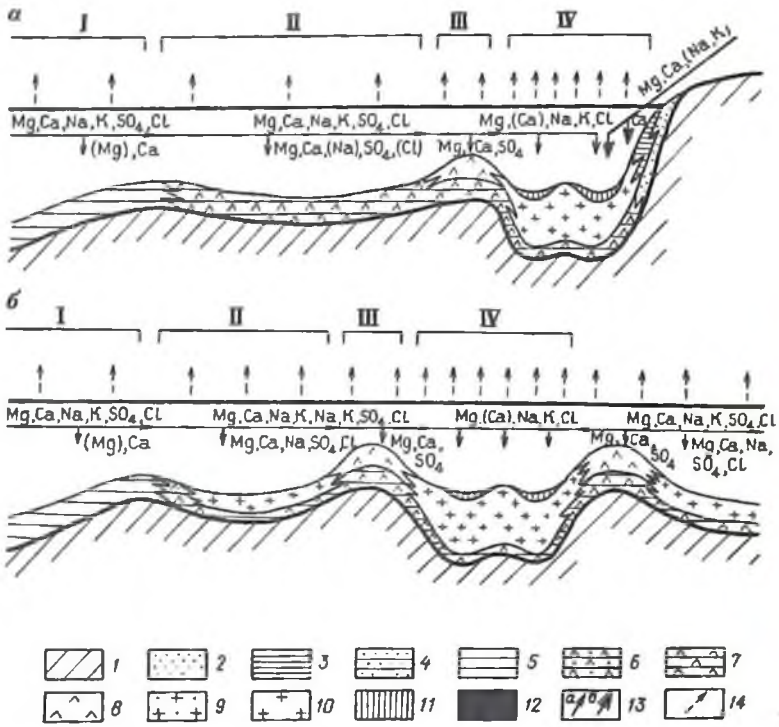


Рис. 6. Генетические модели калийных месторождений хлоридного типа.

Варианты, характерные для обстановки формирования месторождений в бассейнах калийной седиментации типа Верхнекамского кунгурского (*а*) и Непского позднекембрийского (*б*).

I — открытое море, II — подготовительный бассейн, III — зона соединения подготовительного бассейна с тупиковым, IV — тупиковый бассейн.

Отложения: *1* — подстилающие или вмещающие галогенные формации и обнажавшиеся в эпоху калиенакопления на континенте, *2* — терригенные, *3* — глинисто-карбонатные, *4* — карбонатно-терригенные, *5* — карбонатные, *6* — карбонатно-сульфатно-терригенные, *7* — карбонатно-сульфатные, *8* — в основном сульфатные (ангидритовые валы), *9* — терригенно-галитовые, *10* — в основном галитовые. *11* — хлористые калийные и галитовые, *12* — сульфатные калийные и галитовые (терригенно-галитовые), *13* — направления движения морских (*а*) и континентальных (*б*) вод, поставлявших в бассейны компоненты, исходные для образования основных соляных минералов (компоненты, выпадавшие в осадок или поступившие в бассейн обычно в небольших количествах, помещены в скобках), *14* — испарение с поверхности бассейнов

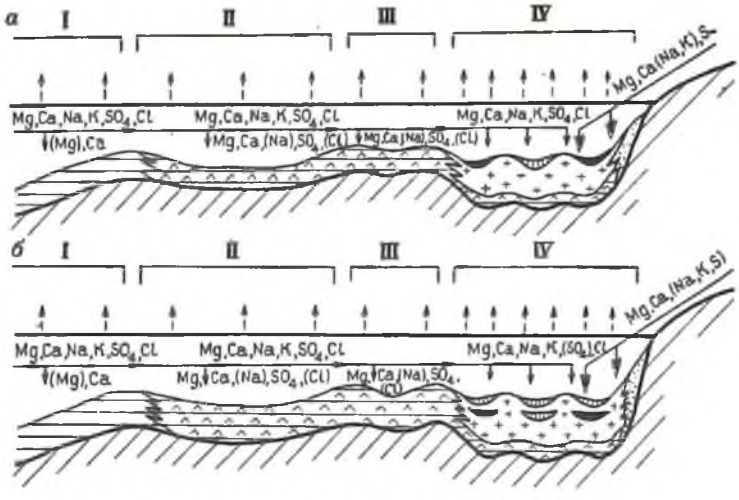


Рис. 7. Генетическая модель месторождений хлоридно-сульфатного типа для начала (*а*) и конца (*б*) эпохи калиенакопления. Построена на примере обстановки, характерной для условий формирования месторождений в бассейнах калийной седиментации типа Прикаспийского кунгурского. Усл. обозначения см. на рис. 6.

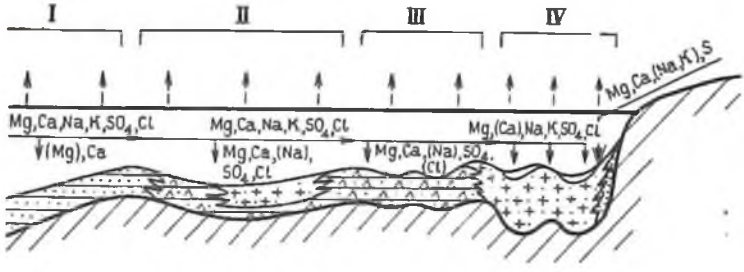


Рис. 8. Генетическая модель калийных месторождений сульфатного типа. Построена на примере обстановок, характерных для условий формирования месторождений в бассейнах калийной седиментации типа Предкарпатских миоценовых. Усл. обозначения см. на рис. 6.

зонта. Верхний (средняя мощность 125 м) состоит из двух сильвинитовых пачек, разделенных каменной солью (до 160 м) с пластами песчаников, глин и мергелей. Верхняя пачка (10–60 м) развита на площади 6х0,5–1 км и расщеплена на две–три сильвинитовые залежи (состав верхней на севере карналлит-сильвинитовый). На западном крыле структуры она представлена двумя пластами карналлит-сильвинитовой породы (5,6–14 м). Нижняя пачка (до 40 м) на восточном крыле структуры, где развита на площади 6х0,5–2 км, расщеплена на две–три сильвинитовые залежи (средняя мощность 23,7 и 9,5 м) протяженностью до 2 км, а на западном состоит из трех сильвинит-карналлитовых пластов (средние мощности 7,7–29 м). Нижний горизонт отделен от верхнего ангидрит-галитовым горизонтом мощностью на севере до 350 м, на юге выклинивающимся, и включает три полигалитовые пачки – верхнюю, состоящую из северной и южной линз, среднюю, простирающуюся с севера на юг на 14 км, и южную, протягивающуюся на 18 км. Их средние мощности соответственно 36,9; 27,8 и 25,3 м, максимальные (в ядре антиклинали) – до 130 м.

Стебникское месторождение Предкарпатского бассейна приурочено к аквитан-бурдигалской (воротыщенской) галогенной формации и объединяет большую группу обособленных калийных залежей. Соленосная толща месторождения разбита на три основных блока – Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный – и сильно смята в сложную систему складок. Продуктивные объекты – линзы и пластообразные залежи сравнительно простого строения (пласты 7, 9, Зигмунд, 19) либо пачки из трех-шести сближенных слоев (пласты 13, 16-бис, Основной и др.). Они располагаются на крыльях складок, осложненных надвигами и сбросо-сдвигами, будучи приурочены к верхней части формации (к верхневоротыщенской свите). В трех калиеносных горизонтах заключено 14 залежей, представленных каинитовыми, лангбейнит-каинитовыми, лангбейнитовыми породами и породами более сложного состава. В последних, наряду с галитом, каинитом и лангбейнитом, присутствуют сильвин, полигалит, кизерит и др. Верхний горизонт на Центральном поле месторождения включает пласты 2 и Зигмунд (их мощность до 80 м), сложенные лангбейнит-каинитовыми, частично лангбейнитовыми породами. Средний горизонт на Центральном и Юго-Восточном полях охватывает залежи пластов 6, 7, 9, 16, 16-бис, представленные преимущественно лангбейнит-каинитовыми породами, а на Северо-Западном – пласт Основной и другие залежи, образованные преимущественно породами смешанного состава с преобладанием сильвина и карналлита (мощность залежей до 60 м). Нижний горизонт на Центральном поле заключает залежи пластов 13, 13-бис, 19, а на Северо-Западном – 10, 11 и 14. В пределах Северо-Западного поля залежи представлены в основном сильвинит-каинитовыми или смешанными калийными породами, на двух других

полях (мощность их до 100 м) почти исключительно каинит-лангбейнитовыми. Друг от друга горизонты отделены соленосными глинистыми и песчано-глинистыми брекчиями (мощность брекчий между верхним и средним горизонтами до 200 м, между средним и нижним 120–210 м) с многочисленными пачками и слоями глинистой каменной соли. Аналогичными брекчиями (мощность 100–250 м) галогенная формация и венчается. В наиболее погруженной части обширной синклинальной зоны (Стебникского синклинория), находящейся на северо-востоке, имеются еще два калиеносных горизонта, связанных с нижневоротыщенской свитой. Размеры калийных залежей в этой зоне от 100–300х700 до 2000–4000 м, а мощности их до 150 м.

Комплекс прогнозно-поисковых критериев месторождений калийных солей

Основные задачи прогнозных и поисковых работ на калийные соли – выявление находящихся в благоприятных горно-технических и геолого-экономических условиях крупных месторождений сильвинитов с высококачественными рудами и месторождений остродефицитных сульфатных калийных солей, желательно крупных, с рудами, близкими по качеству к рудам эксплуатируемых сульфатно-калийных месторождений. Решение их возможно лишь с применением аргументированных прогнозно-поисковых критериев. Изучение галогенных формаций и приуроченных к ним калийных месторождений, осуществлявшееся А.А. Ивановым, М.П. Фивегом, М.Г. Валяшко и другими исследователями, позволило им разработать целый ряд разноплановых критериев такого рода. Однако, исключая несколько сводных работ [11], в литературе обычно рассматриваются лишь отдельные критерии и их группы, причем четкие формулировки критериев, как правило, не даны. К тому же анализ современных теоретических представлений и вновь полученных материалов позволяет выдвинуть новые прогнозно-поисковые критерии месторождений калийных солей, в частности, сульфатных. Все это потребовало, на основе учета закономерностей локализации и образования крупных скоплений калийных солей, обосновать известные критерии и дать краткое описание вновь выдвигаемых, четко сформулировав как первые, так и вторые.

Историко-геологический критерий (1). Крупные скопления калийных солей формировались лишь в тупиковых бассейнах, принадлежавших системам бассейнов эвапоритовой седиментации [36], которые возникали на завершающих этапах развития весьма значительных по размерам и длительно (несколько веков и даже эпох) существовавших эпиконтинентальных морей. Только в водах таких морей в благо-

приятной (аридной) климатической обстановке, при условии ограниченности их связи с океаном и сокращавшегося оттока вод, вначале в невысоком, а по мере усиления изоляции от океана во все более ускоренном темпе могли накапливаться огромные ресурсы растворенных солей. Последние, начиная со времени преобразования моря в систему бассейнов эвапоритовой седиментации, но, в основном, во время развития и отмирания системы, выпадали в осадок, образуя мощные толщи эвапоритов, в том числе (в тупиковых бассейнах) крупные скопления калийных солей.

Палеоклиматический критерий (2). Галогенные формации и связанные с ними скопления калийных солей могли возникать только в аридных условиях. Но палеоклиматические карты для прогноза калийных месторождений оказывают мало пользы, ибо именно наличие эвапоритов – одно из главных оснований для выделения на них аридных областей. К тому же образование галогенных формаций и фаций в пределах таких областей отнюдь не обязательно (галогенез мог реализовываться лишь в благоприятной тектонической, географической и ландшафтной обстановке). Тем не менее нахождение исследуемой территории во время формирования изучаемой осадочной толщи в аридной зоне, особенно если в этой толще соленосные отложения пока что не известны, обязательно заслуживает внимания.

Стратиграфические критерии (3–6). Месторождения либо крупные породообразующие скопления хлористых калийных солей известны в нижнем кембрии, в среднем (эйфель) и верхнем девоне, верхнем карбоне, перми, триасе, верхней юре, нижнем мелу, палеогене, миоцене, на территории СССР – в ангарской свите нижнего кембрия (Непский калиеносный бассейн), франском и фаменском (Припятский бассейн), сакмарском (Днепрово-Донецкий), кунгурском (Верхнекамский, Верхнепечорский, Прикаспийский), титонском (Среднеазиатский) ярусах. Месторождения или крупные скопления сульфатных калийных солей известны в перми и миоцене, в пределах СССР – в кунгурском ярусе (Прикаспийский бассейн), аквитан–бурдигале и нижнем тортоне (Предкарпатский бассейн). В четвертичных соленосных толщах, лучше изученных по сравнению с дочетвертичными, крупные скопления калийных солей не выявлены. Породообразующие, но непромышленные скопления их встречены лишь в двух толщах этого возраста, размещенных: в Цайдамской впадине в КНР (карналлит) и Данакильской депрессии в Эфиопии (сильвин и каинит).

Скопления калийных минералов промышленной значимости локализуются в галогенных формациях в определенных, как правило, узких стратиграфических интервалах, а во многих формациях, особенно в четко выраженных полициклических, размещаются многоярусно, но также в определенных интервалах.

Тектонические прогнозно-поисковые критерии калийных место-

рождений – геотектонические, палеотектонические, структурные – рассматриваются А.А. Ивановым [11] и др. в числе ведущих. Первые отображают приуроченность галогенных формаций, в частности калиеносных, к определенным типам структур земной коры, вторые – тектоническую обстановку образования формаций и связанных с ними скоплений калийных солей, третьи – закономерности приуроченности последних к тем или иным современным структурам формаций, фиксируемым как в объемном выражении, так и на маркирующих поверхность этих формаций.

Геотектонический критерий (7). Скопления калийных солей промышленной значимости установлены только в галогенных формациях, контролируемых крупными отрицательными структурами – авлакогенами, внутриплатформенными и краевыми синеклизами, прогибами и впадинами [11].

Палеотектонические критерии (8–11). Размещение галогенных формаций, в том числе калиеносных, в крупных отрицательных структурах объясняется тем, что эти формации могли образовываться лишь в стабильной ландшафтно-тектонической обстановке, причем данная обстановка должна была быть свойственна как области, занятой тупиковым бассейном, так и зоне, где осуществлялась связь его с подготовительным. Такая стабильность могла быть обеспечена следующим:

1. Наличием еще до галогенеза или синхронном ему формированием в области, занятой тупиковым бассейном, природного резервуара, размеры которого были бы достаточны для приема мощной, быстро накапливающейся толщи осадков. Реализовывался этот фактор или в результате создания в тупиковой части моря еще до эпохи галогенеза относительно глубоководной зоны, или вследствие значительного конседиментационного прогибания дна указанной части моря, причем такого, амплитуда которого была почти постоянно (за некоторым исключением) больше или примерно равна мощности осадков, накапливающихся там. Следовательно в области, занимаемой тупиковым бассейном, должна была располагаться либо крупная выраженная в рельефе дна некомпенсированная отрицательная, либо крупная мобильная структура, испытывавшая значительное погружение с начала эпохи галогенеза. Отображение реализации данного фактора – наличие в пределах структуры соляной толщи мощностью не менее 400–500 м.

2. Длительным и устойчивым сохранением в зоне, где осуществлялась связь тупикового бассейна с подготовительным, тектонического режима, благоприятного для поддержания положительного солевого баланса (си. ниже) тупикового бассейна. Реализовывался этот фактор путем создания и длительного сохранения в указанной зоне мелководных проливов, обширных отмелей, далеко вдающихся в

море полуостровов, гряд и архипелагов островов, баров, барьерных и других рифов, строматолитовых построек, ангидритовых валов и иных геоморфологических элементов, препятствовавших оттоку вод высокой минерализации из тупикового бассейна в подготовительный (промежуточный).

Преобразование эпиконтинентальных морей в системы бассейнов эвапоритовой седиментации или отчленение от этих морей самостоятельных полуизолированных тупиковых бассейнов эвапоритовой седиментации осуществлялось в эпохи крупных морских регрессий – воздымания материковых плит, что наиболее ярко проявлялось на завершающих этапах крупных геотектонических циклов. Воздымания обусловливали как осушение обширных территорий, так и возникновение упомянутых выше зон мелководий, отмелей и т.д. Последнее и вело к расчленению морей на системы в той или иной мере изолированных друг от друга бассейнов, один или несколько из них превращались в тупиковые. В бассейнах, при прочих благоприятных условиях, в первую очередь начинался и прогрессировал процесс галогенеза, на завершающих стадиях которого в остаточных, нередко обширных мелководных лагунах шла садка калийных солей. Локализация лагун четко контролировалась, как правило, наиболее погрузившимися к началу эпохи галогенеза (наиболее существенно погружавшимися в данную эпоху) структурами, что зафиксировано максимальными седиментационными мощностями развитых в соответствующих тектонических зонах пород галогенных формаций.

Поступательное развитие галогенеза, переход от одной его стадии к другой, вплоть до эвтонической, обусловливалось прогрессирующим повышением минерализации вод эвапоритовых бассейнов с одновременным осаждением из них все более растворимых компонентов. В идеальном случае, если процесс не нарушался какими-либо привходящими факторами (увеличение поступления в бассейн менее соленых морских или континентальных вод и т.д.), соли кристаллизовались из рапы в такой последовательности: гипс–галит–сильвин–карналлит–бишофит. Присутствие в рапе сульфат-ионов определяло образование в осадках, накопившихся на послегалитовой стадии, сульфатных калийных, калийно-магниевых и магниевых минералов, при этом образование полигалита было возможно лишь при поступлении в соляный осадок кальция. Изменения в условиях седиментации, вызванные изменениями водно-солевого баланса бассейна, температурного режима среды осадконакопления и т.д., приводили к нарушению стадийности, что обусловливало образование полициклических галогенных толщ.

Галогенные формации обычно подразделяются на морские и континентальные, т.е. на те, которые возникли за счет растворенных веществ, поставлявшихся морскими (первые) или континентальными

(вторые) водами и наряду с растворенными солями приносили в эвапоритовые бассейны то или иное количество глинисто-терригенного материала. В зависимости от размеров, глубин и конфигурации бассейна он либо осаждался в основном в прибрежных зонах, либо, разносился по акватории бассейна, повсеместно примешиваясь к галогенным осадкам. Определенную роль в доставке растворимых и нерастворимых веществ играли ветры.

В формировании химического состава рапы в подготовительную стадию, до начала садки легко растворимых солей существенную роль играла, как известно, метаморфизация рассолов – прямая и обратная. При прямой метаморфизации минерализованные воды теряют вначале наименее устойчивые анионы CO_3 и HCO_3, затем более устойчивый SO_4; в результате происходит их десульфатизация. Основное участие принимают в ней реакции катионного обмена между рассолами и тонкодисперсным глинистым (алюмосиликатным) материалом, двойного обмена между солями рассола и поступающими в бассейн растворов, биохимические процессы. Поэтому привнос в эвапоритовый бассейн терригенного материала и, вероятно в составе бикарбоната кальция водами суши (поверхностного и подземного стока), а также карбонатной пыли эоловым путем играл в метаморфизации вод главнейшую роль. Реализация данного процесса, имевшего особенно большие масштабы в подготовительных бассейнах, была обязательна для создания условий, благоприятствующих образованию в тупиковых бассейнах крупных скоплений хлористых калийных солей. Обратная метаморфизация, особо важное влияние оказывавшая на галогенез в солеродных бассейнах, обусловливалась обогащением рассолов менее устойчивыми в природных водах компонентами и способствовала образованию скоплений сульфатных калийных солей.

В результате прямой метаморфизации в подготовительных бассейнах шло обессульфачивание рассолов, направлявшихся из них в тупиковые бассейны с компенсационными течениями, возникавшими вследствие интенсивного испарения вод. Однако никоим образом нельзя полагать, что процесс обессульфачивания происходил в подготовительных бассейнах до конца. К тому же при кратковременных улучшениях связи этих бассейнов с открытым морем, а тупиковых с подготовительными, в первые и даже во вторые могли поступать, включая эпохи калийной седиментации, особенно начальные их отрезки, и относительно слабо метаморфизованные океанические воды.

Следовательно месторождения сульфатных калийных солей могли возникать при условии поступления в бассейн калийной седиментации не до конца метаморфизованных, содержащих сульфат-ионы вод открытого моря. Но этому должны были способствовать и любые другие источники серы. Особого внимания заслуживает в данном

отношении сера, входившая в состав твердых веществ, приносившихся поверхностными континентальными водами и, значительно меньшем количестве, ветрами, а также сульфат-ионы, приносимые континентальными водами поверхностного и, в меньшей мере, подземного стока. Значительные массы растворенных и твердых веществ, в том числе кальция, магния, калия, сульфат-ионов, серы в составе твердых компонентов, во всяком случае способные повлиять на галогенез, могли в аридной обстановке, приносится лишь реками и временными потоками, стекавшими с гор (если они имелись на побережьях тупиковых бассейнов), так как в горах, где проявлялась высотная климатическая зональность, в больших количествах, чем на равнинных побережьях, выпадали атмосферные осадки.

Кальций и магний содержались в континентальных водах в значительном количестве при наличии на суше, близ побережий, обнажавшихся карбонатных толщ. Особенно заметные количества калия эти воды поставляли при условии развития в питающей провинции пород, богатых им, тем более, если последние обнажались в высокогорной гумидной зоне, где интенсивно шло химическое выветривание. Сульфат-ионы и сера (а с ними кальций) в существенных количествах приносились с побережий, где обнажались карбонатно-сульфатные и заключающие большие массы органической серы угленосные толщи. Важную роль играло при этом опять-таки вхождение какой-то части прибрежных пространств в гумидную зону или наличие горных прибрежных районов, что определяло возможность произрастания (в гумидных обстановках) пышной флоры и следовательно привноса в тупиковые бассейны серы с остатками растений. Свою долю в питание указанных бассейнов вносили подземные воды, в небольшом объеме разгружавшиеся у равнинных пустынных побережий и в достаточно большом – у горных. Ветрами в эти бассейны заносилось то или иное количество пыли (карбонатной, гипсовой и пр.).

Учитывая нереальность завершенности процесса прямой метаморфизации океанических вод в подготовительных бассейнах, нельзя считать, что формирование во многих тупиковых бассейнах скоплений, особенно весьма крупных, исключительно хлористых калийных солей связано с прямой метаморфизацией этих вод только в подготовительных (и промежуточных) бассейнах. Дополнительная, но очевидно решающая причина полного обессульфачивания рапы, поступавшей в указанные тупиковые бассейны, – возникновение в зонах соединения их с подготовительными геохимических барьеров, в пределах которых рапа полностью или практически полностью освобождалась от сульфат-ионов и кальция, а осаждавшийся гипс формировал мощные, протяженностью до многих десятков километров толщи, известные ныне как ангидритовые валы.

Наиболее благоприятные условия для формирования скоплений, особенно крупных, сульфатных калийных солей создавались естественно в солеродных ваннах, заполненных рапой, богатой калием, и расположенных вблизи районов поступления в тупиковый бассейн не полностью обессульфаченных морских вод (у зоны его соединения с подготовительным), а также вблизи участков разгрузки богатых сульфат-ионами и органической серой континентальных вод, особенно в ваннах, находившихся в области влияния обоих (поставлявших нередко и кальций) источников привноса в тупиковый бассейн серы. В аналогичных ваннах последнего, но удаленных от указанных источников или изолированных от их влияния, могли одновременно формироваться залежи почти исключительно хлористых калийных солей.

На основе вышеизложенного можно выдвинуть целую группу прогнозно-поисковых критериев разного плана [10, 16, 17, 35, 36, 37, 38], обоснование большинства из них приводится далее.

Зоны максимальных прогибаний, проявлявшие себя в пределах тех или иных крупных отрицательных тектонических структур в эпоху галогенеза, включая его калийную стадию, что в данном случае особенно важно, с течением времени могли смещаться по латерали. Учет отмеченного более всего необходим при прогнозе и поисках калийных месторождений в полициклических формациях – с калиеносными толщами, состоящими из ряда седиментационных циклов, в большинстве своем заключающих горизонты с калийной минерализацией. Такова, в частности, верхнефаменская формация Припятского авлакогена, площади развития калийных залежей которой, размещенных в разных циклах, не всегда совпадают в плане. Расположение этих залежей контролируют синклинали. Указанное несоответствие свидетельствует, по В.З. Кислику и др., что прогибание разных синклиналей происходило в разные отрезки времени существования бассейна калийной седиментации. Следовательно поиск конседиментационно развивавшихся структур должен быть сужен в Припятском калиеносном бассейне до выявления структур, проявлявших себя во время формирования конкретного цикла мелкого порядка.

Структурный критерий (12). Погружениям кровли соляной толщи упомянутой выше формации обычно отвечают синклинальные залегания внутрисолевых горизонтов, причем такие участки совпадают в плане, как правило, с конседиментационными синклиналями, к которым и приурочены калийные залежи. Правда, закономерность эта иногда нарушена последующей инверсией структур, изменением рельефа поверхности толщи в результате подземного растворения солей и т.д. Но в западных районах развития формации связь рельефа поверхности соляной толщи с ее структурами достаточно четкая.

Структурные критерии применимы, как правило, по отношению лишь к конкретным формациям. С учетом специфики строения оса-

дочной толщи они могут быть разработаны для большинства калиеносных формаций и даже определенных их частей.

Четкие структурные критерии могут быть сформулированы для калийных месторождений того или иного геолого-промышленного типа. Определяясь тектоническим строением месторождений, они тем самым обусловливаются тектоникой изучаемой соляной толщи.

Палеогеографические критерии (13–18). Основная масса галогенных отложений накопилась в бассейнах эвапоритовой седиментации, питавшихся как океаническими водами, так и континентальными. Доля первых и вторых в водносолевом питании этих бассейнов в каждом конкретном случае была далеко не одинакова. Соотношение морского и континентального питания зависело от конкретного характера связи бассейна с океаном и возможностей стока в него с континента – от палеогеографической обстановки. Существовали (и существуют) полностью изолированные от открытого моря эвапоритовые бассейны, питавшиеся исключительно водами суши. Однако все известные соляные толщи, обладающие крупными скоплениями калийных солей, возникли в бассейнах, которые имели связь с океаном, что в полной мере присуще толщам, заключающим их скопления промышленной значимости.

Условия, максимально благоприятные для соленакопления, а тем более для развития галогенеза до эвтоники, могли создаваться лишь в тупиковых бассейнах, причем в тех из них, в которые морские воды поступали пройдя далекий путь через подготовительные и промежуточные бассейны, преобразовавшись в ходе миграции в той или иной мере обессульфаченные, но с большим содержанием легко растворимых компонентов, богатые калием и магнием рассолы. Естественно, что огромные ресурсы калия, необходимые для формирования крупных, а тем более весьма крупных калийных месторождений, могли сконцентрироваться лишь в рапе, заполнявшей тупиковые бассейны крупных систем бассейнов эвапоритовой седиментации, включавших в состав обширнейшие подготовительные бассейны.

Локализацию в тупиковых бассейнах зон калийной седиментации и минеральный состав солей, накопившихся в данных зонах, в существенной мере определяли наличие, степень выраженности, размещение и характер источников поступления в эти бассейны калия, магния, кальция, сульфат-ионов, серы и других компонентов в составе растворов и твердых веществ. Весьма важными для образования скоплений только сульфатных или только хлористых солей калия были наличие и возможность функционирования источников поступления в упомянутые бассейны сульфат-ионов и (или) серы.

Палеогеография контролировала также размещение источников, путей транспортировки и районов поступления в тупиковые бассейны глинисто-терригенного вещества, разубоживающего калийные руды и

существенно ухудшающего их технологические свойства. Основные его источники – обнажавшиеся на побережьях этих бассейнов толщи, в состав которых входили породы с высоким содержанием указанного материала. Привносу его в тупиковые бассейны способствовали, естественно, наличие и близость к берегам последних обнажений упомянутых пород, особенно находившихся в гумидных зонах. Необходимо однако иметь в виду, что если у самого побережья располагалась четко выраженная в рельефе морского дна тектоническая депрессия (предгорный прогиб, впадина), а зона калийной седиментации находилась в удаленной от берега ее части или за депрессией, основная масса указанного выше материала могла осадиться не достигнув упомянутой зоны.

Литологические критерии (19–30). Главные и в определенной мере достоверные критерии такого рода – прямые признаки калиеносности галогенных формаций, наблюдаемые в обнажениях и горных выработках. Однако наличие их у исследуемого объекта еще не означает безусловного присутствия в нем скоплений калийных солей промышленной значимости. Необходимо к тому же учитывать, что выходы легко растворимых калиеносных пород на дневную поверхность могут сохраняться главным образом в областях, где невелико количество атмосферных осадков.

Принимая во внимание отмеченное и большие, как правило, глубины залегания калиеносных толщ, следует подчеркнуть, что весьма ценную информацию дают сведения о наличии в изучаемом объекте калийных солей, получаемые при бурении скважин различного назначения. Хотя большинство скважин проходит соленосные отложения без отбора керна, интерпретация материалов промыслово-геофизических исследований скважин (ГИС) и кавернометрии позволяет установить не только наличие и положение в разрезе пластов калийных и калиеносных пород, но и их минеральный состав и даже содержание в них полезного и вредных компонентов.

Зернистая каменная соль образуется в процессе высаливания, поэтому повышенное ее количество в соляной толще – свидетельство относительно высокой степени осолонения бассейна, в котором толща возникла; типичная разновидность осадков, накапливавшихся на конечных отрезках галитовой стадии галогенеза, непосредственно предшествовавших калийной, – пористая соль, большое количество которой отмечается в пластах каменной соли, подстилающих калиеносные толщи (и в покровных соляных толщах); присутствие в исследуемом соляном разрезе только перекристаллизованной каменной соли – показатель относительно невысокой степени минерализации рапы бассейна, в котором накапливались изучаемые отложения.

В верхнедевонских галогенных формациях Припятского авлакогена, в их стратиграфических интервалах, вмещающих калийные

горизонты (заключают хлористые калийные соли), отмечается каменная соль, окрашенная в красные, бурые, оранжевые цвета, а иногда с зеленоватым оттенком. В этих формациях, в приуроченных к склонам палеоподнятий зонах выклинивания калиеносных горизонтов, развитых в палеосинклиналях, наблюдается вкрапленность хлористых калийных солей, а изредка прослои псевдосильвинита (каменная соль высаливания, образующаяся в зонах замещения продуктивных пластов и часто сохраняющая окраску сильвина). В.З. Кисликом с соавторами установлен критерий [24] возможного наличия в изучаемой соляной толще калийных руд с низким содержанием нерастворимого остатка. Исходя из аналогичных закономерностей могут быть сформулированы и критерии месторождений калийных руд с низкими содержаниями других вредных компонентов.

Состав карбонатных парагенезов галогенных формаций зависит от степени метаморфизованности рапы бассейнов, в которых формации возникли. Присутствие в карбонатной составляющей подсолевой толщи формации значительных количеств магнезита свидетельствует о сохранении в рапе, заполнявшей бассейн, в котором толща возникла, т.е. на предгалитовой стадии галогенеза, больших количеств магния, а следовательно, о низкой степени метаморфизованности поставлявшихся в бассейн рассолов. Но поэтому возникает вероятность поступления в бассейн не до конца метаморфизованных рассолов и в дальнейшем, включая время реализации калийной стадии галогенеза. Следует вывод о сохранении в указанных рассолах существенных количеств сульфат-ионов, необходимых для образования сульфатных калийных минералов.

Маломощность или нарушенность (трещиноватость и пр.) толщи покровной каменной соли создает возможность преобразований и растворения (карстования, подземной эрозии – вплоть до уничтожения) нижележащей калиеносной, в первую очередь охватывающих калийные и калиеносные породы [11], из чего следует критерий (27).

В элювиальных надсолевых толщах, развитых в частности на Старобинском калийном месторождении, на некоторых локальных участках Верхнекамского, на среднеазиатских месторождениях хлоридного типа наблюдаются прослои (до 2 м и более) серых карбонатно-глинистых пород с вишнево-красными, красными и красно-бурыми прослойками, линзами и пленками гематита. Они отмечаются в местах выходов к кровле соляной толщи калиеносных горизонтов и являются остаточными продуктами подземного растворения пород этих горизонтов, будучи стратиграфическими аналогами последних и залегая на их продолжении. Это следует учитывать при изучении районов, где шло подземное растворение соляных пород.

На соляных структурах Прикаспийской синеклизы в местах выходов к соляному зеркалу калийных пластов мощность покровной

сульфатной толщи (элювия) больше, чем в местах выходов некалиеносных соляных пластов. Причина состоит в том, что в калийных и калийно-магниевых породах указанных структур количество нерастворимого остатка в несколько раз превышает таковое в соляной толще, их вмещающей. В итоге на ряде куполов выходы калиеносных горизонтов к соляному зеркалу отображены в погребенном рельефе покровной толщи положительными формами (возвышенностями, грядами, валами, курганами) с относительными превышениями над остальными формами рельефа в 20–140 м. На основании изложенного М.Д. Диаровым и др. выдвинут критерий (29), достоверность которого подтверждена результатами поисков на куполах Сатимола и Матенкожа.

Определяемый характером элювия соленосных толщ критерий разработан М.Д. Диаровым и для сульфатных калийных месторождений Предкарпатья. Развитые здесь калийные породы заключают меньше нерастворимых примесей (терригенно-глинистого материала), чем вмещающие их соленосные. В итоге в участках, где к подошве элювиальной толщи выходят последние, элювий представлен глинистой шляпой (песчаники, аргиллиты, рассланцованные глины), имеет относительно большую мощность, в рельефе его поверхности наблюдаются положительные формы (гряды, валы, сопки). Иной состав имеет элювий в местах выходов к его подошве калиеносных горизонтов: на Калуш-Голынском месторождении, калийные породы которого содержат примесь полигалита, и иногда ангидрита, развита гипсово-глинистая шляпа, имеющая среднюю мощность (30 м), почти вдвое меньшую, чем таковая (51,4 м) в аналогичных участках Стебникского месторождения (полигалит-шенитовая, шенит-мирабилитовая, глазерит-мирабилитовая, мирабилит-глазеритовая). Предполагается, что лощинам и впадинам рельефа элювиальной толщи соответствуют выходы к кровле коренной соляной толщи калиеносных зон, поскольку породы последних менее насыщены нерастворимыми продуктами, чем их вмещающие. Кроме того, на ряде участков Стебникского месторождения местам выходов калиеносных пород к подошве элювиальной толщи отвечают понижения рельефа и кровли коренных соленосных, так как калийные соли растворимее галита.

Литолого-фациальные критерии (31–36). В их основе – приуроченность калийных залежей к наиболее соленасыщенным частям галогенных формаций и литолого-фациальным комплексам, включающим отложения, накопившиеся на конечных стадиях галогенеза.

Размещение литолого-фациальных комплексов галогенных формаций в плане имеет обычно в общих чертах концентрический характер. Калиеносные формации в периферийных зонах представлены бессолевыми комплексами, во внутренних – соляными [14]. Первые в наиболее полных латеральных литолого-фациальных рядах включают

последовательно сменяющие друг друга вглубь территории распространения формации терригенные, терригенно-карбонатные и терригенно-карбонатно-сульфатные комплексы, ширина, степень и характер извилистости полос развития которых, выпадение одних и появление других, в том числе переходных комплексов определяются особенностями (рельефом, составом обнажавшихся пород) области сноса, прилегавшей к бассейну эвапоритовой седиментации, тектоническим строением и следовательно рельефом дна бассейна. Калиеносные комплексы находятся, как правило, внутри зоны распространения галитового (ангидрит-галитового). Но в случаях, если зона калийной седиментации контролировалась впадиной, располагавшейся близ берега тупикового бассейна, эти комплексы могут прилегать непосредственно к несоляным. Наблюдаемая в таких случаях асимметрия в размещении калиеносных комплексов определяется следовательно местонахождением либо наиболее четко выраженной в рельефе дна бассейна отрицательной структуры, либо его зон, которые, контролируясь аналогичными структурами, были максимально удалены от источников поступления в бассейн рассолоняющих морских и континентальных вод, либо обоими факторами.

Наиболее крупные по количеству ресурсов полезного ископаемого калийные залежи сконцентрированы обычно в одном–двух или группе сближенных калиеносных горизонтов, имеющих максимальное территориальное развитие; в периферийных зонах распространения этих горизонтов (и остальных) наблюдается, как правило, лишь рассеянная калийная минерализация; калиенасыщенность разрезов галогенных формаций и их седиментационных циклов возрастает по мере увеличения их соленасыщенности и мощности.

При подразделении калиеносных галогенных формаций на хлоридные, сульфатно-хлоридные и сульфатные С.М. Кореневским [14] отмечено, что в хлоридных формациях внутри галитового литолого-фациального комплекса развит сильвин-галитовый, а внутри последнего (но не всегда) – карналлит-галитовый. В сульфатно-хлоридных периферийным (из калиеносных) является полигалит-галитовый комплекс, вглубь области распространения калиеносной толщи сменяющийся последовательно полигалит-сильвин-галитовым (сильвин-галитовым, кизерит-галитовым), карналлит-сильвин-галитовым и бишофит-карналлит-сильвин-галитовым. Сульфатным формациям присущи каинит-галитовый (местами сильвин-каинит-галитовый), лангбейнит-каинит-галитовый комплексы и комплексы с более пестрым набором калийных солей (с породами типа хартзальц и др.); зональность их размещения выражена менее четко, так как эти формации возникали обычно в узких вытянутых бассейнах.

Значительные скопления полигалита наблюдаются в сульфатно-хлоридных формациях в нижних частях их существенно калиеносных

толщ, отсутствуя, как правило, в средних, а тем более в верхних. Обусловлено это тем, что сульфат-ионы, органическая сера и кальций, необходимые для образования полигалита, могли поступать в тупиковые бассейны в сравнительно больших количествах лишь на ранних этапах калийной стадии галогенеза, когда относительно чаще и длительнее, чем в последующем, осуществлялась их связь с открытым морем, а климат регионов соленакопления еще не достигал крайней степени аридности, т.е. сохранялись условия для поступления в тупиковые бассейны больших масс не до конца метаморфизованных океанических, а также несших растворенные и взвешенные вещества континентальных вод.

Палеогеохимические критерии (37, 38) исходят из представлений о существовании в определенных условиях в зоне соединения тупикового бассейна с подготовительным (промежуточным) геохимического барьера, препятствовавшего поступлению в первый сульфат-ионов и кальция.

Геохимические критерии (37–40), выдвинутые О.И. Петриченко, весьма весомы. Использование методики исследований, положенной в основу их разработки, позволяет получить конкретные и объективные сведения о концентрации калия и других компонентов в рапе эвапоритового бассейна во время накопления изучаемой части галогенной формации и о минеральном составе прогнозируемых в последней калийных руд. Базируются эти критерии на результатах изучения химического состава растворов, находящихся в газово-жидких включениях в кристаллах галита, – захваченной ими в процессе кристаллизации маточной рапы. Поскольку в генетическом отношении такие законсервированные растворы – реликты рапы древних солеродных бассейнов, содержание в них калия, магния, сульфат-ионов и других компонентов всецело зависит от стадии сгущения рассолов бассейна, на которой образовались вмещающие данные включения кристаллы. В качестве объекта исследования с получением достоверной информации могут быть использованы, по данным Б.А. Головина и Г.А. Московского, кристаллы галита из шлама соляных пород, выносимого с буровым раствором при бескерновой проходке скважин.

Сравнительное изучение с применением указанной методики калиеносных (в том числе хлоридных и сульфатных) и некалиеносных формаций позволило разработать О.И. Петриченко и др. вполне конкретные критерии (30 и 40). Было отмечено, кроме того, что содержание калия в газово-жидких включениях 20–30 г/л свидетельствует лишь о возможном присутствии в изучаемой толще калийных минералов, а в количестве, меньшем 15–20 г/л, – об отсутствии их.

Гидрохимические критерии (41–43) обычно относят к числу главных, причем ведущим признается критерий 41. В их обоснование и

совершенствование основной вклад внесли М.Г. Валяшко и И.К. Жеребцова, а характеристики и методики применения даны С.М. Кореневским, В.М. Тарасовым, А.А. Ивановым. Использование этих критериев способствовало открытию Верхнекамского, Индерского, среднеазиатских, предкарпатских (Моршинское, Тростянецкое, Тура Великая) месторождений, Непского калиеносного бассейна.

Для выявления геохимических показателей наличия на исследуемой территории калиеносных соляных отложений используются сведения о химическом составе вод природных соляных источников, соленых ручьев, речек и озер, питание которых осуществляется в основном за счет подземных минерализованных вод, разгружающихся в руслах потоков и в эрозионных долинах, а также о химическом составе вод, не имеющих выхода на поверхность (вскрываемых скважинами, колодцами и др.).

Прогноз калиеносности может быть дан лишь по характеру солевого состава вод повышенной (с суммой солей более 1 г/л) минерализации, ибо чем последняя выше, тем больше оснований связывать ее с растворением соленосных отложений. Следует отметить, что пресные (с суммой солей менее 1 г/л) воды обычно обладают повышенным содержанием калия (повышенным значением отношения содержания его к содержанию суммы солей), но появляется он в них преимущественно за счет разложения калийно-натриевых алюмосиликатов. Более того, даже не все минерализованные воды с повышенным содержанием калия – безусловный показатель присутствия на глубине калиеносной толщи. Дело в том, что в земной коре заключены рассолы двух основных генетических типов – седиментационные и выщелачивания. Первые, – как правило, рапа древних солеродных бассейнов, захороненная в их осадках, т.е. маточные рассолы; они обладают хлоридным магниевым, хлоридным кальциевым либо смешанным катионным составом, высоким содержанием брома и магния, минерализация их 400 г/л и более. Вторые – продукт растворения подземными или инфильтрационными водами погребенных солей; химический состав их полностью определяется составом последних, причем содержание брома и магния ничтожно, минерализация не превышает 400 г/л.

Повышенные содержания калия в седиментационных водах достоверным показателем наличия во вмещающей их соляной толще калийных залежей не являются. Если это маточные рассолы, сформировавшиеся на стадии развития эвапоритового бассейна, непосредственно предшествующей началу стадии садки калийных солей, то они уже по своей природе должны заключить большое количество калия, ибо концентрация хлористого калия в морской воде при достижении ею минерализации, при которой начинает кристаллизоваться галит, составляет (при сумме солей 27–28 %) 0,4–0,5 %. Если же это вода, прошедшая дальний и длительный путь миграции, то отнюдь не обязательно, чтобы калий (во всяком случае большая его часть) попал в нее на конечном участке миграции, близ места обнаружения рассола. Следовательно надежные показатели наличия калийных солей в изучаемом объекте могут быть получены только при изучении рассолов выщелачивания. Но отличить их от седиментационных удается далеко не всегда, так как применяемые для этого методы не дают, как правило, результатов, позволяющих сделать однозначные выводы.

Рассмотрение и сравнение вод и рассолов, различающихся по составу и концентрации растворенных в них компонентов, принято осуществлять не по абсолютному содержанию в них тех или иных ионов, а по относительному – по величине коэффициентов, характеризующих отношение содержания одного иона к содержанию другого или суммы ионов. Вывод о формировании химического состава рассола за счет растворения калийных солей может быть сделан, если значения этих коэффициентов, по сравнению со значениями соответствующих коэффициентов высокоминерализованных морских вод, аномальны (оценка информативности полученных данных должна быть при этом комплексной).

Обычно анализируются показатели коэффициентов $Cl \cdot 1000/Br$, $Br \cdot 1000/Cl$, $K \cdot 1000/\Sigma$ ионов, $Mg \cdot 1000/Cl$. При оценке объектов, возможно заключающих сульфатные калийные руды, желательно учитывать и значение коэффициента $SO_4 \cdot 100/Cl$. С уверенностью заключить о том, что солевой состав анализируемых вод (рассолов) сформировался в результате растворения калиеносных пород, позволяют значения хлор-бромного коэффициента менее 1200, бром-хлорного – 0,83–17,5, калийного – более 10, магний-хлорного – 1,25–34,5, менее уверенно – соответственно 1200–1500; 0,67–0,83; 6–10; 1,0–1,25. О формировании их солевого состава за счет растворения пород, содержащих сульфатные калийные минералы, свидетельствуют значения сульфатно-хлорного коэффициента, на 1,5–2 единицы превышающие показатели его, характерные для растворов хлористого натрия, насыщенных сульфатом кальция.

Чувствительный индикатор на воды и рассолы, растворяющие соляные компоненты калиеносных отложений, – калий-бромный. Содержание брома и калия в галите незначительно, как правило, по 0,01–0,1 %, калий-бромное отношение для галита равно 0,7–3. В связи с этим воды, растворяющие породы некалиеносных соляных толщ, также имеют низкие, порядка 1–3, его значения. Сравнительно невелики, но в целом намного выше значения данного коэффициента для маточных рассолов, образовавшихся на самых разных (от исходной до эвтонической) стадиях сгущения морской воды. Они могу достигать 8, хотя нередко составляют 0,1 и менее, а для маточных рассолов, высадивших калийные соли, не превышают 1. В растворах выщелачивания, если их солевой состав формируется при растворении калиеносных

пород, содержание калия быстро растет, а брома содержится в солях во много раз меньше, чем в маточных рассолах и его количество возрастает очень медленно. Все это вызывает быстрое увеличение в водах,растворяющих калийные соли, калий-бромного отношения. В итоге рассолы их выщелачивания имеют существенно более высокие (намного более 8) значения рассматриваемого отношения, чем значения, характерные для маточных рассолов, обогащенных калием.

Следует иметь в виду, что отсутствие положительных гидрохимических показателей калиеносности известной в исследуемом районе соляной толщи отнюдь не исключает вероятности наличия в ней калийных месторождений, ибо причиной тому может быть отсутствие калийных солей на путях миграции подземных вод.

Геоморфологический критерий (44). Геоморфологические прогнозно-поисковые критерии калийных месторождений в связи, как правило, с глубоким залеганием калиеносных толщ проявлены слабо и весьма ограничены по набору. Они выражены только в районах, где данные толщи близко подходят к дневной поверхности. Наибольший интерес из этих критериев представляет геоморфологическая выраженность соляного карста. При прохождении подземных вод по кровле соляной толщи растворение пород, заключающих калийные минералы, протекает активнее и приводит к более заметным результатам, чем растворение каменной соли. А это отражается на степени закарстованности различных участков гипсовых шляп соляных куполов, а также покровных сульфатных толщ галогенных формаций, не охваченных или слабо затронутых соляной тектоникой. Участки с высокой степенью закарстованности, соответствующие местам, где соляное зеркало срезает калиеносные горизонты, хорошо выделяются на общем фоне рельефа дневной поверхности, обычно представляя собой понижения, часто вытянутые, или цепочки карстовых провалов.

Таблица 8

Критерии прогноза и поисков месторождений калийных солей

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
1	I	Наличие в геологическом прошлом в исследуемом регионе существовавшего в течение нескольких эпох или ряда веков обширного эпиконтинентального моря с затрудненным оттоком из него вод в океан, постепенно преобразовывавшегося в систему бассейнов	2

Продолжение табл. 8

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
2	I	Расположение исследуемой территории во время накопления изучаемой осадочной толщи в зоне аридного климата	2
		Принадлежность изучаемой соляной толщи к галогенной формации:	
3	I	дочетвертичного возраста (в планетарном плане)	2
4	I	кембрийского, позднедевонского, сакмарского, кунгурского, кимериджтитонского или миоценового возраста (в пределах СССР)	1
5	I	кунгурского или миоценового возраста (в пределах СССР)	3
6	IV	Наличие в соляной толще изучаемого района ее развития стратиграфических подразделений низкого порядка (горизонтов, пачек, циклов), заключающихся в других, ранее изученных районах распространения толщи крупные скопления калийных солей	2
7	I	Приуроченность изучаемой галогенной формации к весьма крупной или крупной отрицательной тектонической структуре, претерпевшей длительную историю развития – авлакогену, внутриплатформенным или краевым синеклизе, прогибу, впадине	2
8	I	Размещение изучаемой галогенной формации в отрицательной тектонической структуре, испытавшей значительное погружение в эпоху, предшествовавшую эпохе галогенеза, или интенсивно и глубоко погружавшейся во время галогенеза, свидетельство чего – мощность соляной формации, превышающая 400–500 м	2
9	II	Размещение изучаемой соляной толщи в отрицательной тектонической структуре (синклинали, прогибе и др.), принадлежавшей в эпоху галогенеза к числу наиболее погруженных (погрузившихся) зон более крупной отрицательной структуры, контролировавшей бассейн, в котором образовалась вмещающая эту толщу формация, свидетельство чего – максимальная или близкая к таковой для соляных толщ	2

Продолжение табл. 8

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
		формации мощность изучаемой толщи	
10	II	Приуроченность изучаемой соляной толщи, принадлежащей галогенной формации, которая возникла в крупной отрицательной тектонической структуре, к структуре более низкого порядка (синклинали, прогибу и др.), являвшейся в эпоху галогенеза погруженной (погружавшейся в эту эпоху) и находившейся в зоне наибольшего влияния на галогенез серы, поступавшей в солеродный бассейн в составе сульфат-ионов и (или) растительных остатков	3
11	IV	Размещение изучаемого разреза конкретного седиментационного цикла калиеносной толщи в районе развития этого цикла максимальной или близкой к ней седиментационной мощности	3
12	IV	Приуроченность изучаемого участка развития соляной толщи к структурному понижению ее поверхности	1 (в верхнефаменской толще Припятского прогиба)
		Принадлежность изучаемой соляной толщи к галогенной формации, возникшей:	
13	I	в бассейне, имевшем связь с океаном (открытым морем)	2
14	I	в тупиковом бассейне, входившем в состав системы бассейнов эвапоритовой седиментации	2
15	I	в тупиковом бассейне крупной системы бассейнов эвапоритовой седиментации, имевшей обширный подготовительный бассейн (бассейны)	2 (весьма крупных и крупных)
16	I	в тупиковом бассейне, окаймленном в эпоху калиенакопления антидритовым валом ибо по всему периметру, либо по значительной его протяженности, но в последнем случае своей краевой зоной, лишенной вала, прилегавшего к континенту, на котором толщи с высоким содержанием серы (угленосные, карбонатно-сульфатные) не обнажались или интенсивно не выветривались и отсутствовала или являлась	1

Продолжение табл. 8

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
		весьма скудной растительность	
17	I	Размещение изучаемой соляной толщи, принадлежащей галогенной формации, образовавшейся в тупиковом бассейне, в зоне соединения которого с подготовительным ангидритовый вал отсутствовал, в участке, находившемся в эпоху калийной седиментации в зоне, тяготевшей к тем побережьям этого бассейна, на которых обнажались толщи с высоким содержанием серы и (на полигалитовые месторождения) кальция (угленосные, карбонатно-сульфатные) и (или) произрастала пышная растительность	3
18	II	Приуроченность изучаемой соляной толщи к той части галогенной формации, которая образовалась на удалении от побережья континента, где в эпоху калиенакопления обнажались породы, при выветривании которых могли возникать (высвобождаться) большие массы глинисто-терригенного вещества	2 (с низким содержанием нерастворимого остатка)
		Наличие на исследуемой территории выходов на дневную поверхность и (или) присутствие в разрезах буровых скважин либо других горных выработок:	
19	II	хлористых калийных пород или каменной соли с хлоридной калийной минерализацией	1
20	II	сульфатных калийных пород или каменной соли с сульфатной калийной минерализацией	3
		Наличие в изучаемой соляной толще:	
21	III	горизонтов, сложенных зернистой или пористой каменной солью	2
22	III	стратиграфических интервалов, заключающих каменную соль красных, бурых, оранжевых цветов или с зеленоватым оттенком	1
23	IV	приуроченный к палеосинклинали, стратиграфического горизонта (горизонтов), заключающего на своде или склоне прилегающего к ней палеоподнятия вкрап-	1

Продолжение табл. 8

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
		ленность хлористых калийных солей либо прослои псевдосильвинита	
		Приуроченность изучаемой соляной толщи к участку, в направлении которого во всей калиеносной толще или в конкретном продуктивном ее пласте уменьшается количество:	
24	III	нерастворимого остатка	2 (с низким содержанием Н.О.)
25	II	хлористого магния при возрастании количества хлористого калия	1 (с низким содержанием хлористого магния)
26	II	Наличие в карбонатных, а особенно в ангидритовых породах изучаемой галогенной формации значительных количеств магнезита	3
27	IV	Наличие в установленном (предполагаемом) участке развития калиеносной толщи мощной ненарушенной водозащитной толщи (покровной каменной соли или иной)	2
28	II	Наличие в элювии, образовавшемся при древнем подземном растворении пород изучаемой соляной толщи, гематитовых прослоев, линз и пленок	1
29	IV	Наличие в изучаемом участке развития соляной толщи ее элювия – покровной сульфатной толщи, – имеющего мощность, повышенную по сравнению с мощностью его в соседних участках, и выраженного в погребенном рельефе покровной толщи в виде положительной формы	2 (в соляных куполах Прикаспийской синеклизы)
30	IV	Наличие в изучаемом участке развития соленосной толщи ее элювия типа гипсово-глинистой или соляной шляпы, который обособляется на фоне поля распространения элювия типа глинистой шляпы, имеет повышенную, по сравнению с мощностью последнего, мощность, выражен в рельефе поверхности элювиальной толщи в виде отрицательной формы и размещен в понижении рельефа кровли соленосной толщи	3 (в миоценовых толщах Предкарпатского прогиба)
31	II	Наличие в изучаемой галогенной форма-	2

Продолжение табл. 8

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
		ции литолого-фациальных комплексов, возникших на высоких стадиях галогенеза, – гипс–ангидрит–галитового, галитового, а тем более галитового с проявлениями калийных солей – калиеносного	
32	III	Приуроченность изучаемой соляной толщи к району, в направлении которого появляются литолого-фациальные комплексы, образовавшиеся на все более высоких стадиях осолонения бассейна, в котором возникла вмещающая ее галогенная формация	2
33	III	Наличие в изучаемой соляной толще калиеносного горизонта (горизонтов), пользующегося в данной галогенной формации максимальным латеральным развитием и наиболее продуктивного в ранее изученных районах распространения формации	2
34	II	Предпочтительная приуроченность изучаемой соляной толщи, принадлежащей хлоридной калиеносной галогенной формации, к периферийной зоне развития ее существенно калиеносной толщи	1 (с низким содержанием хлористого магния)
		Приуроченность изучаемой части сульфатно-хлоридной калиеносной галогенной формации:	
35	II	к периферийной зоне ее существенно калиеносной толщи	3 (полигалита)
36	II	к низам ее существенно калиеносной толщи	То же
		Принадлежность изучаемой соляной толщи к галогенной формации, возникшей в тупиковом бассейне, в зоне соединения которого с подготовительным (промежуточным) геохимический барьер, препятствовавший поступлению из второго в первый сульфат-ионов и кальция:	
37	I	имелся, что отражено в наличии в зоне сочленения формаций, возникших в этих бассейнах, ангидритового вала	1
38	I	отсутствовал, что отражено в отсутствии	3

Продолжение табл. 8

№ п/п	Категория по значимости*	Прогнозно-поисковые критерии	Рекомендуется для использования при прогнозе и поисках месторождений калийных солей**
		в зоне сочленения формаций, возникших в этих бассейнах, ангидритового вала	
		Наличие в изучаемой соляной толще кристаллов галита, растворы газово-жидких включений в которых содержат калий в количестве более 30–35 г/л	
39	II	при отсутствии сульфат-ионов	1
40	II	а также сульфат-ионы	3
41	II	Наличие в изучаемой осадочной толще водоносных горизонтов с солоноватыми или соленными водами, содержащими калий в количестве, превышающем его концентрацию в морской воде (0,3875 г/л)	2
42	II	Наличие в изучаемой соляной толще высокоминерализованных (до 400 г/л) рассолов выщелачивания, характеризующихся аномально высокими значениями калиевого (более 10) и калий-бромного (намного более 8) коэффициентов при относительно низких бром-хлорного (до 17,5) и магний-хлорного (до 34,5)	2
43	II	Наличие в изучаемой соляной толще высокоминерализованных (400–600 г/л и более) маточных рассолов, характеризующихся высокими значениями калиевого и калий-бромного коэффициентов	2
44	IV	Возможное соответствие в исследуемом районе неглубокого залегания калиеносной толщи вытянутых карстовых понижений и цепочек карстовых провалов, выраженных на дневной поверхности, выходам калиеносных горизонтов к соляному зеркалу	2

*I – обязательные, II – характерные, III – дополнительные, IV – частные.
**1 – хлористых, 2 – хлористых и сульфатных, 3 – сульфатных.

Использование комплекса прогнозно-поисковых критериев (табл.8), в большинстве случаев обоснованных новейшими теоретическими представлениями, в практике геологоразведочных работ на калийные соли позволит существенно повысить их эффективность.

Серосодержащее сырье

Взаимоотношение месторождений самородной серы и сероводородсодержащих газов

Основные закономерности строения и размещения месторождений самородной серы впервые были установлены А.С. Соколовым и в последующем получили развитие в работах И.И. Алексенко, А.И. Отрешко, Е.С. Парникеля и др. К важнейшим из них относится приуроченность залежей самородной серы к галогенным формациям на участках их неполного развития (в районах отсутствия пластов каменной соли) [3], и локализация в карбонатных пластах (преимущественно в известняках, в меньшей степени доломитах и мергелях), контактирующих с сульфатными горизонтами или перемежающихся с ними.

В зависимости от литологического состава пород, служащих в качестве покрышки, месторождения самородной серы четко подразделяются на две группы: 1) серные залежи с глинистым типом покрышки, 2) с сульфатным. К первому типу относятся крупные месторождения, характеризующиеся высоким (24–26 %) содержанием серы в руде (предкарпатский тип), ко второму – небольшие месторождения, которые из-за низкого содержания серы в руде (обычно не более 3–5 %), как правило, не имеют промышленного значения. Исключение составляет Гаурдак-Кугитангский район, где в качестве покрышки выступает сульфатная толща. Но и в этом районе при появлении в разрезе каменной соли интенсивность проявления серной минерализации заметно снижается, как это наблюдается на структуре Ходжаикан.

Серные месторождения локализуются в карбонатно-сульфатных толщах вдоль границ относительно приподнятых и опущенных геоструктурных элементов. Отдельные залежи самородной серы контролируются относительно приподнятыми блоками, ограниченными дизъюнктивными нарушениями (Предкарпатский бассейн) или локальными поднятиями (Средневолжский бассейн). Характерная особенность приподнятых блоков, к которым приурочены серные залежи, – их гипсометрическая выраженность в эпоху накопления карбонатно-сульфатных комплексов. Так, в Предкарпатском бассейне большинство месторождений самородной серы контролируется поднятиями, сформировавшимися в нижнетортонское время, т.е. к началу накоп-

ления карбонатно-сульфатного комплекса верхнего тортона, с которым связаны все месторождения бассейна. В Гаурдак-Кугитангском районе наблюдается, по данным А.А. Байкова с соавторами, С.К. Кропачевой и других, такая же картина.

Аналогичные закономерности наблюдаются в строении и размещении месторождений сероводородсодержащих газов, которые также приурочены к галогенным формациям, причем наиболее крупные из них по запасам и содержанию H_2S в газах (до 26 %) связаны с разрезами с глинистым типом покрышки (Астраханское месторождение). В тектоническом отношении скопления сероводородсодержащих газов тоже контролируются конседиментационными положительными структурами, гипсометрически выраженными уже до начала образования сульфатно-карбонатных комплексов и развивающимися унаследованно, по крайней мере, до перекрытия их глинистыми или соленосными отложениями, служащими в качестве покрышки (Оренбургское, Астраханское, Среднеазиатские и другие месторождения).

Важная закономерность размещения месторождений самородной серы – связь со скоплениями нефтегазовых углеводородов. Все залежи самородной серы располагаются в краевых частях нефтегазоносных бассейнов.

По характеру взаимоотношения сероносных бассейнов с нефтегазоносными можно выделить две группы парагенетических моделей с латеральным и вертикальным типами. С латеральным типом связаны практически все месторождения самородной серы в слабо дислоцированных галогенных отложениях карбонатно-сульфатного состава (Предкарпатский прогиб, Гаурдак-Кугитангский район), с вертикальным – в карбонатно-сульфатных кепроках соляных куполов.

А.С. Соколов, И.И. Алексенко, Н.П. Юшкин и другие исследователи считают, что связь между месторождениями самородной серы и сероводородсодержащих газов обусловлена генетическими причинами. Роль углеводородов заключается в непосредственном взаимодействии с сульфатами при участии сульфатредуцирующих бактерий с образованием сероводорода, который в последующем окисляется кислородсодержащими водами до самородной серы.

Образование самородной серы при микробиальном восстановлении сульфатов нефтегазовыми углеводородами подтверждается и изотопными исследованиями серы серных месторождений (А.П. Виноградов с соавторами, В.А. Гриненко, Р.Г. Панкина и др.), в результате которых было установлено, что самородная сера руд по отношению к вмещающим сульфатным породам изотопно облегчена. Однако степень обогащения самородной серы легким изотопом в различных месторождениях неодинакова. Так, для промышленных серных руд степень изотопного облегчения самородной серы по отношению к вмещающему сульфату минимальна и не превышает 8–10 % (средне-

волжские и предкарпатские месторождения, Гаурдак и др.), а для минеральных находок самородной серы эта разница достигает 15–29 ‰ (серопроявления Днепровско-Донецкой впадины) [31]. Согласно экспериментальным данным коэффициент изотопного фракционирования серы зависит от концентрации сульфатов в водах и скорости протекания реакций их восстановления. Чем меньше количество сульфатов из имеющихся в растворе подвергается биогенной сульфатредукции, тем большая степень обогащения легким изотопом наблюдается у восстановленных форм серы. Такой же эффект достигается при медленном течении этих реакций. Соответственно остаточные сульфаты обогащаются тяжелым изотопом серы. Следовательно, по мере вовлечения в процесс сульфатредукции в закрытых системах все новых порций сульфатов образующийся сероводород все более изотопно утяжеляется. Так как при окислении H_2S до серы изотопное соотношение практически не изменяется, происходит образование кристаллов серы со все более возрастающей долей изотопно тяжелой формы серы ^{34}S. При полном и быстром восстановлении сульфатов изотопный состав самородной серы становится идентичным изотопному составу материнских сульфатов.

Между изотопным составом серы H_2S и количеством сероводорода в газах также отмечается четкая зависимость. Изотопно более тяжелые газы резко обогащены сероводородом по сравнению с малосернистыми газами.

Приведенные данные позволяют сделать вывод об общности условий формирования месторождений самородной серы и сероводородсодержащих газов, и соответственно возникает вопрос – в каких генетических или парагенетических взаимоотношениях они находятся. Решение этого вопроса имеет не только теоретическое, но и практическое значение, так как позволит обосновать, наряду с общими, и отдельные критерии прогноза для каждого из них как на региональном, так и локальном уровнях.

Проявления самородной серы того или иного масштаба отмечаются на территории СССР практически во всех провинциях и областях сероводородсодержащих газов. В зависимости от характера размещения месторождений самородной серы и зон серной минерализации по отношению к скоплениям сероводородсодержащих газов можно выделить четыре типа их взаимоотношений:

1. Зоны развития серной минерализации и серные месторождения смещены по отношению к залежам сероводородсодержащих газов к краевым наиболее приподнятым участкам нефтегазоносных провинций и областей, если сероносность (сероводород в газах и серное оруденение в породах) связана с одним и тем же сульфатно-карбонатным комплексом. Так, в пределах Средне-Волжской нефтегазоносной области в верхнепермском сульфатно-карбонатном комплексе залежи

сероводородсодержащих газов располагаются на востоке, а месторождения самородной серы сосредоточены в наиболее приподнятой западной части. Аналогичная картина размещения серных и сероводородсодержащих залежей наблюдается в верхнеюрских сульфатно-карбонатных отложениях Амударьинской и Северо-Кавказско-Мангышлакской провинций, в палеогеновых отложениях Ферганской впадины и т.д.

2. В пределах нефтегазоносных провинций и областей, где продуктивными (сероводородоносными или сероносными) являются несколько разновозрастных сульфатно-карбонатных комплексов, зоны серной минерализации или скопления самородной серы обычно локализуются в верхнем из них. Например, в Камско-Бельской области присутствие сероводорода в попутных и свободных газах установлено в нижне- и среднекаменноугольных сульфатоносных карбонатных образованиях, а многочисленные серопроявления непромышленного значения локализуются в вышележащих сульфатно-карбонатных породах нижней перми; в Северо-Волжской области залежи сероводородсодержащих газов и нефтей приурочены к отложениям нижнего и среднего карбона, а промышленные месторождения самородной серы и многочисленные серопроявления – к казанским отложениям верхней перми. Аналогичная картина наблюдается и в пределах Афгано-Таджикской впадины. Здесь сероводородсодержащие газы выявлены в отложениях верхней юры (Андыген, Боянгора), а все известные серопроявления и мелкие серные залежи тяготеют к палеогеновому сульфатно-карбонатному комплексу и т.д.

3. Серная минерализация, обычно непромышленного значения, часто встречается в коллекторах сероводородсодержащих газов, независимо от глубины их залегания. Так, в коллекторах Астраханского месторождения серопроявления установлены на глубине 4530 м, в Иркутском амфитеатре – в нижнекембрийском сероводородоносном комплексе на глубинах 1674–2758 м, в Предуральском прогибе – до глубин 1700 м и т.д.

4. Серная минерализация представлена в виде растворенной элементарной серы в жидких углеводородах (нефтях и конденсатах), сопровождающих залежи сероводородсодержащих газов. Например, присутствие растворенной элементарной серы установлено в конденсатах месторождения сероводородсодержащих газов Учкыр (Амударьинская впадина), в нефтях сероводородсодержащих залежей Предуральского прогиба, Иркутского амфитеатра, Средне-Волжской области и ряда других регионов.

Исходя из приведенных типов взаимоотношения зон серного оруденения и сероводороднакопления в газах можно сделать следующие выводы:

1. Промышленные месторождения самородной серы размещаются

на участках ограниченного присутствия углеводородов.

2. Серная минерализация, встречающаяся в коллекторах сероводородсодержащих газов в виде отдельных проявлений или растворенной в нефти и конденсате элементарной серы, отмечалось до формирования в них нефтегазовых залежей. Этот вывод в полной мере согласуется с учением о цикличности процессов нефтегазообразования. Согласно этому учению циклы нефтегазообразования связаны с определенными этапами осадконакопления и в разрезе осадочных бассейнов могут неоднократно повторяться. Как отмечает С.П. Максимов с соавторами, на определенных участках нефтегазоносных бассейнов, наряду с латеральной миграцией, наблюдаются перетоки нефтегазовых углеводородов по разломам или диффузионный перенос их из отложений, уже вовлеченных в Главную зону нефтеобразования, в осадки вышележащих комплексов, где процессы нефтегазообразования еще не прошли. При миграции нефтегазовых углеводородов в сульфатно-карбонатные комплексы вполне вероятным представляется формирование в них зон серной минерализации на любых этапах геологического развития нефтегазоносных бассейнов, а не только в неоген-четвертичное время.

Следовательно, исходя из положения о цикличности процессов нефтегазообразования и характера взаимоотношения месторождений самородной серы и сероводородсодержащих газов можно предположить, что процессы серообразования в пределах тех или иных нефтегазоносных бассейнов протекали неоднократно.

В связи с этим важно решить вопрос о масштабах серного оруденения на древних этапах гипергенного преобразования сульфатно-карбонатных комплексов. Так как генезис самородной серы большинство исследователей (А.С. Соколов, И.И. Алексенко, Н.П. Юшкин и др.) связывают с процессами восстановления сульфатов углеводородами при участии сульфатредуцирующих бактерий, решение этого вопроса сводится к определению балансовой стороны данных процессов, а именно – достаточно ли было углеводородов относительно ранних генераций для формирования зон серной минерализации или месторождений на древних этапах гипергенного преобразования сульфатно-карбонатных толщ.

Для образования самородной серы и парагенного ей метасоматического кальцита необходимо, чтобы процессы окисления углеводородов протекали до стадии CO_2. Поэтому количество углеводородов, необходимое для образования самородной серы, подсчитывалось согласно реакциям восстановления сульфатов, в которых конечные продукты – CO_2 и H_2S.

В качестве восстановителя сульфатов были использованы углеводороды метанового, нафтенового и ароматического ряда, уравнения реакций которых приведены ниже:

$$7CaSO_4 + 4C_2H_6 = 7CaCO_3 + 7H_2S + 5H_2O + CO_2$$
$$5CaSO_4 + 2C_3H_8 = 5CaCO_3 + 5H_2S + 3H_2O + CO_2$$
$$13CaSO_4 + 4C_4H_{10} = 13CaCO_3 + 13H_2S + 7H_2O + 3CO_2$$
$$4CaSO_4 + C_5H_{12} = 4CaCO_3 + 4H_2S + 2H_2O + CO_2$$
$$19CaSO_4 + 4C_6H_{14} = 19CaCO_3 + 19H_2S + 9H_2O + 5CO_2$$
$$31CaSO_4 + 4C_{10}H_{22} = 31CaCO_3 + 31H_2S + 13H_2O + 9CO_2$$
$$9CaSO_4 + 2C_6H_{12} = 9CaCO_3 + 9H_2S + 3H_2O + 3CO_2$$
$$15CaSO_4 + 4C_6H_6 + 3H_2O = 15CaCO_3 + 15H_2S + 9CO_2$$

Расчеты масс компонентов, участвующих в реакциях серообразования, показывают, что на образование 1 т сероводорода, окисляющегося под воздействием кислорода до самородной серы, требуется около 0,5 т углеводородов независимо от их молекулярной массы. Например, для формирования месторождения самородной серы с запасами 50 млн т достаточно 26,5 млн т углеводородов типа C_5H_{12}. Если в качестве восстановителя сульфатов выступает соединение ($C_{10}H_{22}$), то для образования серной залежи с теми же запасами требуется 27 млн т. Для этана эта цифра составляет 24 млн т. Следовательно, для формирования зон серного оруденения любого масштаба, которые отмечаются в настоящее время в различных сероносных бассейнах, было необходимо весьма ограниченное количество углеводородов. Этот вывод можно распространить и на древние эпохи серообразования. Так как процессы нефтегазообразования в различных осадочных бассейнах протекали неоднократно и масштабы генерации углеводородов были весьма значительными (по сравнению с процессами серообразования) логично предположить, что недостатка углеводородов при формировании зон серного оруденения в сульфатно-карбонатных комплексах на древних этапах их гипергенного преобразования не существовало.

Избыточное количество углеводородов играет отрицательную роль при формировании промышленных серных руд, что наиболее ярко выражено на месторождении Стоктон (США). Серная залежь разъединяется на два рудных тела зоной низкой серной минерализации. Характерная особенность этой зоны – резкая обогащенность сероносных известняков нефтяными битумами. Высокое структурное положение данной зоны способствовало, по-видимому, подтоку избыточного количества углеводородов, в результате чего процессы сульфатредукции, а соответственно и серообразования, были заторможены. Это связано с тем, что углеводороды, особенно в большом количестве, создают резко восстановительные условия в пласте, при которых окислительно-восстановительные реакции, приводящие к образованию самородной серы, проявляются в ограниченном масштабе.

Нефтегазовые углеводороды участвуют не только в процессах серообразования, но и в дальнейшем преобразовании серных руд при

миграции их в залежи самородной серы. В зависимости от фазового состояния углеводородов и их количественного соотношения с самородной серой происходит формирование следующего генетического ряда серосодержащих: битуминозные серные руды – сернистые нефти – сероводородсодержащие газы.

Наиболее отчетливо влияние углеводородной фазы на преобразование серных руд выражено на серных месторождениях Средне-Волжского бассейна. На основе изучения серных руд Воднинского месторождения можно выделить два типа взаимоотношения нефтяных битумов с кристаллами серы: 1) битумы целиком пропитывают кристаллы серы; 2) битумы выполняют трещины в кристаллах серы. Последнее свидетельствует о миграции углеводородов в серные залежи Средне-Волжского бассейна после их образования, на что ранее обратил внимание А.И. Отрешко. Характерная особенность битуминозных разностей руд – большая обогащенность их полезным компонентом (самородной серой) по сравнению с небитуминозными рудами. Например, на Водинском месторождении перекристаллизованные сильно- и среднебитуминозные руды содержат 23–25 % элементарной серы, а слабо- и небитуминозные разности – 19–22 %. Обогащенность битуминозных руд самородной серой, а также их лучшая перекристаллизованность могут быть объяснены тем, что нефтяные углеводороды пострудного этапа миграции играли роль дисперсной среды при перекристаллизации мелких частичек скрытокристаллической серы (дисперсная фаза). Благодаря хорошей растворимости серы в нефтяных углеводородах в серных залежах создавались условия, благоприятные для переноса рассеянных частичек элементарной серы и образования крупных кристаллов самородной серы. Соответственно происходило вторичное обогащение сильно- и среднебитуминозных руд самородной серой. В ходе этого процесса битумы, в свою очередь, обогащаются серой, при этом в значительной степени элементарной. Так, по данным Л.М. Миропольского, в битумах серных руд Сюкеевского месторождения при содержании общей серы 8,1 % на элементарную приходится 2,6 % или 32 % от всей серы. Следовательно, миграция небольших количеств нефтяных углеводородов в серные залежи способствует обогащению их самородной серой.

При миграции в серные залежи или зоны развития серной минерализации больших объемов углеводородов в них может раствориться и прореагировать вся самородная сера с последующим образованием, в зависимости от фазового состояния углеводородов, сернистых нефтей или сероводородсодержащих газов.

В случае преобладания жидкой фазы углеводородов преимущественное значение имеют процессы вторичного осернения нефтей. Характерные особенности нефти, осерненной в результате взаимодействия с самородной серой, следующие: 1) присутствие непрореагиро-

вавших остатков самородной серы; 2) обогащенность легких фракций общей серой; 3) повышенная ароматизированность светлых фракций. Подобные нефти встречены в Предкарпатском (месторождения Судовая Вишня и Кохановка) и Предуральском (нижнепермские залежи рифовой зоны) прогибах, Иркутском амфитеатре (сернистые нефти осинского горизонта) и т.д.

Миграция в зоны серного оруденения значительных объемов газообразных (газоконденсатных) углеводородов приводит к формированию сероводородсодержащих газов. Газообразные углеводороды, в частности, гомологи метана, менее активны по отношению к сере, чем жидкие. Исключение составляет конденсат, присутствующий в газах многих сероводородсодержащих месторождений. С одной стороны, он обладает химической активностью по отношению к сере как жидкая фаза, а с другой, находясь в газообразном состоянии, – способствует выделению новообразованного сероводорода сразу в газовую залежь, так как раздела фаз между конденсатом и газом не существует. Следовательно, роль конденсатной фазы, в отличие от жидкой, заключается в том, что она является тем инструментом, с помощью которого происходит концентрация вновь образованного сероводорода в свободной газовой фазе. Именно эти свойства конденсата обусловливают приуроченность большинства залежей сероводородсодержащих газов к данному типу углеводородов. К газоконденсатному типу относятся Оренбургское месторождение, залежи Амударьинской впадины, Астраханского свода, Предуральского прогиба и др.

На ряде месторождений сероводородсодержащих газов (Баренбург, Бухгорст, Дусте в ФРГ, Окотокс, Пинчер-Крик и др. в Западной Канаде) в составе газов обнаружена растворенная элементарная сера в количестве 1,5–2 г на 1 м^3 газа. Характерной особенностью газов этих месторождений является отсутствие или очень низкое содержание гомологов метана и конденсата при сравнительно высоких концентрациях сероводорода (до 40 %). Образование сероводородсодержащих газов с растворенной элементарой серой обусловлено, по-видимому, недостаточным количеством активной по отношению к сере углеводородной фазы, вследствие чего избыток элементарной серы переходит в газовый раствор.

На основании приведенных данных образование сероводорода в углеводородных газах в результате взаимодействия углеводородов с самородной серой представляется вполне реальным. Если эти процессы протекали в действительности, логично предположить, что они должны найти отражение в компонентном составе сероводородсодержащих газов и особенно сопровождающих конденсатов и нефтей.

Как известно, элементарная сера хорошо растворяется и достаточно активно взаимодействует с углеводородами с дегидрированием последних до образования ароматических соединений. Соответственно

можно предположить, что конденсаты и нефти, сопутствующие сероводородсодержащим газам, должны характеризоваться повышенной сернистостью (иногда и присутствием остатков непрореагировавшей серы) и ароматизированностью.

Это подтверждается составом нефтей и конденсатов, сопровождающих залежи сероводородсодержащих газов. Так, по данным И.С. Старобинца и И.Д. Чапалы, конденсаты залежей сероводородсодержащих газов Амударьинской впадины являются сернистыми (0,9–1,12 % серы), а по групповому составу относятся к метаново-ароматическому типу. Относительно высокими содержаниями серы и повышенной ароматизированностью легких фракций характеризуются также конденсаты Оренбургского месторождения (серы – 1,02 – 1,13 %, ароматических углеводородов во фракции НК – 150 °С – 15,4–17,4 %). Аналогичные примеры можно привести по нефтям и конденсатам сероводородсодержащих залежей Предуральского прогиба, Прикаспийской впадины, Иркутского амфитеатра и другим нефтегазоносным провинциям и областям.

Таким образом, приведенные материалы по особенностям строения и размещения месторождений самородной серы и сероводородсодержащих газов, а также характер их взаимоотношения показывают, что они генетически связаны между собой, и сероводород в углеводородных газах представляет собой продукт преобразования самородной серы древних эпох серообразования на более поздних этапах развития нефтегазоносных бассейнов и областей. Соответственно при выделении критериев сероносности как по отношению к самородной сере, так и к сероводородсодержащим газам необходимо учитывать не только общие предпосылки, приводящие к их образованию и локализации, но и специфичные, характерные только для каждого из этих видов сырья.

Статические, динамические модели и прогнозно-поисковые критерии месторождений серосодержащего сырья

В зависимости от строения серных залежей, связанных с галогенными формациями, масштабов оруденения, формы и размеров рудных тел на территории СССР можно выделить четыре основных геолого-промышленных типа (табл. 9), среди которых наибольшее значение как источник серы имеют два: предкарпатский и гаурдакский. Параметры месторождения, определяющие его геолого-промышленный тип, контролируются целым рядом факторов, положенных в основу построения статических моделей серных месторождений.

Серные залежи предкарпатского типа располагаются в зоне сочленения платформ с прогибами, где они приурочены к тектонически приподнятым блокам, ограниченным разрывными нарушениями

Таблица 9

Основные геолого-промышленные типы месторождений самородной серы

Геолого-промышленный тип, примеры месторождений	Основной тип руд		Содержание $S_{эл}$ в рудах, %
	промышленный	минеральный	
Предкарпатский (Язовское, Немировское, Роздольское и др.)	Массивный, вкрапленный, гнездовый, прожилковый и их комбинации в известняках	Серно-кальцитовый	25–30
Средневолжский (Водинское, Сырейско-Каменнодольское)	Вкрапленный, гнездовый, прожилковый и их комбинации в доломитизированных известняках и мергелях	Серно-кальцитовый, серно-доломитовый, серно-глинистый, серно-гипсовый	12–14
Гаурдакский (Гаурдакское)	Вкрапленный, гнездовый и их комбинации в известняках и гипсах	Серно-кальцитовый, серно-гипсовый	25–40
Прикаспийский (солянокупольный)	Вкрапленный, гнездовый, прожилковый и их комбинации в известняках	Серно-кальцитовый	20–25

Предкарпатского сброса северо-западного простирания (рис. 9). Серо-носными являются известняки, залегающие на гипсоангидритах тирасской свиты неогена. В зонах тектонических нарушений известняки в большинстве случаев не несут промышленного серного оруденения.

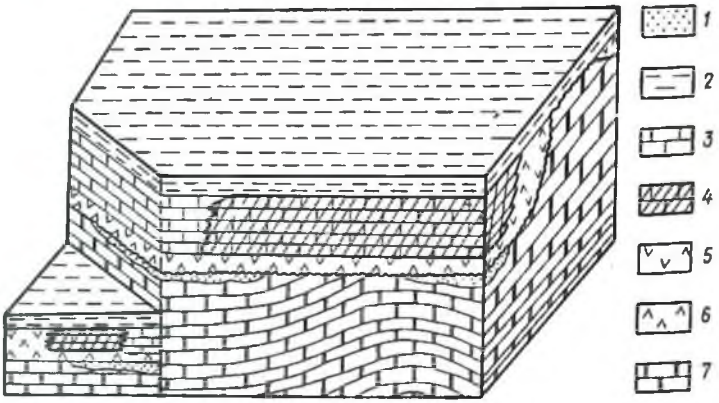


Рис. 9. Структурная модель серного месторождения предкарпатского типа.
1 – песчаники; *2* – глинистые образования; *3* – метасоматические известняки; *4* – серонос-ные известняки; *5* – гипсы; *6* – ангидриты; *7* – доломитизированные известняки

Попутные компоненты	Форма рудных тел	Размеры рудных тел		Ориентировочные запасы серы в наиболее крупных месторождениях зарубежных стран, млн т
		длина по простиранию и падению, км	мощность, м	
Стронций, барий	Пластовая и линзообразная	От 1–3 до 5–10	От 2 до 25	400 (Тарнобжег)
				83 (Мишрак)
Стронций, битумы, гипс	Пластовая и линзообразная	От 0,5–1,0 до 1–3	От 1,0 до 14	20 (Стоктон, США)
Стронций, барий, свинец	Линзовидная, в виде штоков, рудных столбов, неправильных тел	От 0,1–0,3 до 1–3	От 2 до 125	Аналогов нет
	Линзообразный, в виде неправильных тел	От 0,3–0,5 до 1–3	От 2 до 70–80	60 (Растлер-Хилз, США)

Залежи серы имеют пластообразную форму, залегание продуктивных горизонтов практически горизонтальное. В плане они вытянуты вдоль тектонических нарушений и характеризуются извилистыми контурами. Содержание серы в рудах довольно постоянное (24–28 %) при колебании мощностей сероносных пластов от 2 до 25 м. Глубина залегания продуктивных горизонтов изменяется от 19 до 600 м и более во

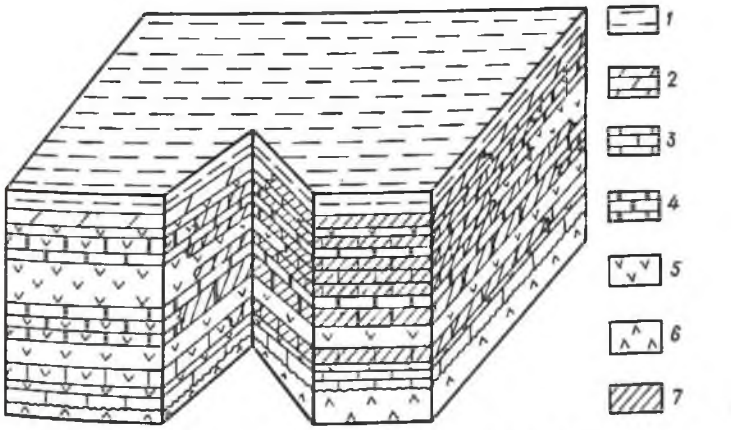


Рис. 10. Структурная модель серного месторождения средневолжского подтипа.
1 – глинистые образования; *2* – мергели; *3* – известняки; *4* – доломитизированные известняки и доломиты; *5* – гипсы; *6* – ангидриты; *7* – сероносные горизонты

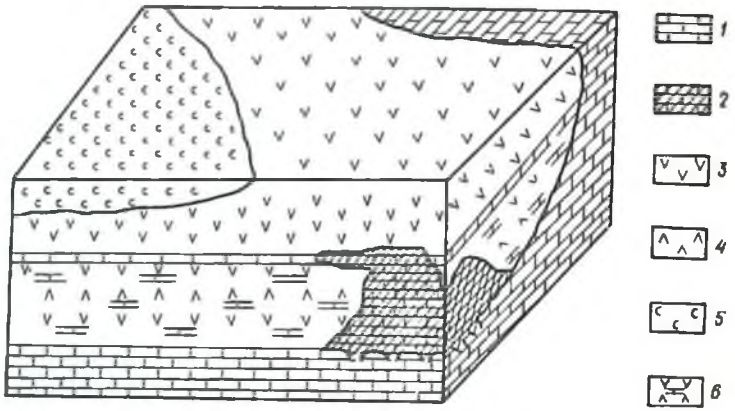


Рис. 11. Статическая модель серного месторождения гаурдакского подтипа.
1 – известняки; *2* – серная залежь; *3* – гипсы; *4* – ангидриты; *5* – каменная соль; *6* – карбонатно-сульфатные отложения

Внешней зоне Предкарпатского прогиба. Характерная особенность локализации серных залежей предкарпатского подтипа – наличие вблизи них выходов дотирасских отложений, которые представляют собой своеобразные эрозионные „окна" для подтока кислородсодержащих вод. Другая особенность заключается в том, что в большинстве случаев размещение серных залежей контролируется древними поднятиями, которые являлись ловушками, благоприятными для подтока нефтегазовых углеводородов.

Серные залежи средневолжского типа располагаются на древних платформах, где они контролируются малоамплитудными поднятиями, характеризуются наличием в разрезе нескольких продуктивных горизонтов (рис. 10). Сероносными являются известняки и их доломитизированные разности, а также мергели, переслаивающиеся с пластами гипсов и ангидритов казанского яруса верхней перми. Число сероносных горизонтов достигает семи, но промышленное значение имеют верхние четыре. Мощности отдельных сероносных пластов изменяются от 1 до 3 м, редко 7–12 м. Содержание серы в рудах невысокое и составляет 10–14 %, глубина залегания сероносных горизонтов изменяется от дневной поверхности до 300 м. Форма серных залежей пластообразная, в плане они имеют неправильные очертания с извилистыми контурами. Специфика серных руд этого подтипа – значительная примесь нефтяных битумов, вследствие чего руды приобретают коричневатый оттенок. Над некоторыми залежами отмечается развитие карстовых форм рельефа.

Серные залежи гаурдакского типа обычно располагаются на эпиплатформенных поднятиях, где они приурочены к зонам тектонического дробления, проявляющимся в подстилающих серные залежи оксфордских известняках верхней юры в виде смещения отдельных блоков относительно друг друга на 5–20 м (рис. 11). Сероносными являются известняки гаурдакской свиты юры, в меньшей степени гипсы. Форма серных залежей весьма разнообразная – в виде штоков, рудных столбов, жилоподобных и неправильной формы тел и линз. Рудные тела со всех сторон обрамлены гипсоангидритами. Размеры серных залежей изменяются от нескольких сотен метров до 2 км в длину при ширине 100–300 м, редко больше. Мощность сероносных пластов изменяется в широких пределах – от 2 до 125 м, составляя в среднем 20–40 м, содержание серы в рудах высокое – 25–33 %. Глубина залегания сероносных пластов колеблется от дневной поверхности до 400 м. Характерная особенность в размещении серных залежей гаурдакского подтипа – локализация вблизи крупного эрозионного „окна", в пределах которого на дневную поверхность выходят подстилающие сульфатные породы и известняки оксфордского яруса. Другая особенность заключается в том, что серное оруденение практически полностью исчезает в зонах развития каменной соли, перекрывающей сульфатные породы гаурдакской подсвиты.

Серные залежи прикаспийского типа располагаются в перикратонных синеклизах, где они контролируются солянокупольными структурами прорванного типа. Сероносными являются известняки, залегающие на сульфатных породах кунгурского яруса нижней перми. Чаще всего серное оруденение локализуется на крыльях куполов. На территории СССР крупные месторождения этого подтипа пока не выявлены, однако по аналогии с впадиной Мексиканского залива можно полагать, что и в Прикаспийской солянокупольной области будут обнаружены месторождения самородной серы. Мощность сероносных известняков во впадине Мексиканского залива изменяется от 6 до 90 м, содержание серы в рудах – от 18 до 25 %, достигая в отдельных пропластках и участках 60 %. Глубина залегания сероносных пород колеблется от 200 до 750 м. Форма серных залежей пластообразная, но чаще в виде неправильных линзообразных тел. Наиболее крупные месторождения – Гранд-Айл и Болинг-Доум с запасами серы 30–35 млн. т. Как видно из краткой характеристики основных геолого-промышленных типов месторождений самородной серы и их статических моделей, кроме региональных факторов, локализация зон промышленного серного оруденения контролируется локальными факторами, в качестве которых выступают структурно-тектонический, литологический и др.
кий и др.

Роль структурного фактора выражается в приуроченности серных залежей к локальным положительным структурам – тектонически приподнятым блокам, ограниченным дизъюнктивными нарушениями (предкарпатский тип), к малоамплитудным поднятиям (средневолжский тип), к зонам дробления подстилающих отложений (гаурдакский тип), к соляным куполам прорванного типа (прикаспийский тип).

Древние поднятия, существовавшие уже в эпохи накопления потенциально сероносных карбонатно-сульфатных пород, являлись своеобразными аккумуляторами нефтегазовых углеводородов, которые могли мигрировать через ослабленные зоны в сульфатные осадки уже на ранних стадиях их образования. Исходя из приуроченности серных залежей к палеоподнятиям, можно сделать вывод, что время формирования серных руд незначительно отличается от возраста сульфатных толщ, по которым прошли процессы серообразования.

Роль литологического фактора выражается в локализации серных залежей в карбонатно-сульфатных комплексах галогенных формаций вблизи участков, где отсутствуют серые материнские сульфатные породы (эрозионных „окон"), которые представляют собой области питания кислородсодержащих вод, мигрирующие в зоны преобразования сульфатных пород, окисляют образующийся сероводород до самородной серы.

Рудоконтролирующие факторы следует рассматривать в качестве предпосылок, способствующих протеканию процессов серообразования. Наряду с ними, при выделении перспективных на самородную серу площадей важное значение имеют поисковые признаки, свидетельствующие о реально прошедших процессах образования самородной серы. К ним относится наличие: 1) серной минерализации в карбонатно-сульфатных отложениях, а также в перекрывающих и подстилающих образованиях; 2) парагенного самородной сере комплекса минералов – метасоматического (по гипсу или ангидриту) кальцита, целестина, минералов кремнезема (халцедон, кварцин), пирита, шпатового гипса, реже барита; 3) карбонатно-сульфатной толщи в зонах выхода на дневную поверхность вторичных минералов, характерных для зоны сернокислотного выветривания (крупнокристаллический гипс, квасцы и др.); 4) ореолов повышенной сульфидной минерализации в глинистых толщах, перекрывающих карбонатно-сульфатные отложения; 5) сероводорода в водах карбонатно-сульфатной толщи и выхода сероводородных источников на дневную поверхность; 6) карстовых форм рельефа на участках неглубокого залегания сульфатных пород.

Приведенный комплекс геологических предпосылок и поисковых признаков позволяет оценивать степень перспективности тех или

вательность прогнозных построений на эти виды сырья можно проследить площадей лишь на качественном уровне (высокоперспективные, перспективные и т.д.). Существующие количественные методы оценки перспективных площадей также базируются на косвенных данных (степень аналогии с уже известными месторождениями, балльная оценка критериев по их значимости и т.д.) и не позволяют однозначно ответить на вопрос о вероятности обнаружения в их пределах промышленно значимых месторождений. В этом отношении наибольший интерес представляют исследования изотопного состава серы серных руд и проявлений и вмещающих их сульфатных пород. Как показали исследования Б.И. Сребродольского, серные руды наиболее крупных месторождений характеризуются изотопным составом серы, наиболее близким к составу серы вмещающих сульфатных пород, серопроявления минералогического значения – облегченным по отношению к сульфатным породам изотопным составом. Соответственно по степени близости изотопного состава серы серных руд или проявлений, вскрытых единичными скважинами или горными выработками, можно судить о вероятных масштабах серного оруденения на тех или иных перспективных площадях.

Весьма серьезным конкурентом самородной сере в последние годы являются сероводородсодержащие углеводородные газы, крупные месторождения которых обнаружены в Урало-Поволжье (Оренбургское месторождение), Прикаспийской впадине (Астраханское, Карачаганское), Амударьинской впадине (Уртабулак, Денгизкуль-Хаузак и др.) и некоторых других регионах страны.

Как уже было показано, скопления сероводородсодержащих газов можно рассматривать как древние серные месторождения, в которых самородная сера трансформировалась под воздействием углеводородов в сульфидную форму. Необходимыми условиями для реализации этих процессов являются вовлечение участков с древней серной минерализацией на последующих этапах развития осадочных бассейнов в зоны нефтегазонакопления, наличие высоких пластовых температур и конденсатный характер углеводородов.

Вследствие общности строения месторождений самородной серы и сероводородсодержащих газов геологические предпосылки формирования месторождений обоих типов в значительной степени совпадают. Однако в связи с тем, что скопления сероводородсодержащих газов представляют собой результат преобразования бывших серных залежей, в качестве предпосылок для их образования выступают дополнительные факторы, среди которых следует указать на следующие: 1) региональная нефтегазоносность (преимущественно газоносность) территории при преобладающем газоконденсатном типе скоплений углеводородов; 2) повышенные пластовые температуры.

Показателями реальности прохождения процессов сероводоро-

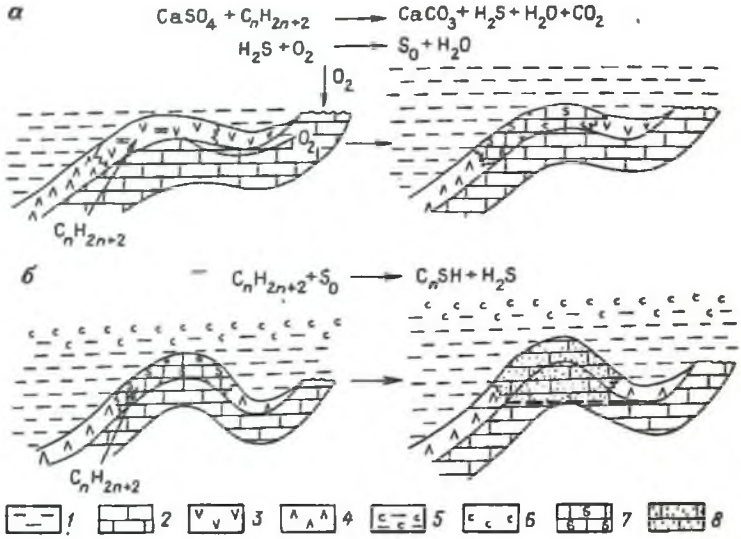


Рис. 12. Динамическая модель формирования месторождений самородной серы (*а*) и сероводородсодержащих газов (*б*).
1 — глинистые образования; *2* — известняки; *3* — гипсы; *4* — ангидриты; *5* — соленосные глины; *6* — каменная соль; *7* — залежь самородной серы; *8* — залежь сероводородсодержащих газов

дообразования в углеводородных газах являются: 1) наличие в углеводородных газах сероводорода в любых концентрациях; 2) присутствие сероводорода в водорастворенных газах на больших глубинах; 3) наличие в газоносных пластах рассеянной серной минерализации, а также метасоматического (по ангидриту) вторичного кальцита; 4) высокая сернистость нефтей и конденсатов, сопровождающих углеводородные газы; 5) наличие в нефтях и конденсатах, сопровождающих углеводородные газы, растворенной элементарной серы; 6) ароматический характер углеводородных газов.

Прогноз месторождений сероводородсодержащих газов целесообразно подразделять на два этапа. На первом основной задачей является выявление в пределах нефтегазоносных бассейнов участков, благоприятных для протекания процессов серообразования на древних этапах развития осадочных бассейнов, исходя из критериев прогноза месторождений самородной серы. На втором — на площадях, где могли ранее протекать процессы серообразования, прогноз должен осуществляться уже на основании геологических предпосылок, способствующих образованию сероводорода в углеводородных газах.

Наиболее отчетливо генетическую взаимосвязь залежей самородной серы и сероводородсодержащих газов, а соответственно и последо-

дить на динамической модели их формирования (рис. 12). Использование статических моделей серных месторождений в сочетании с динамическими моделями их формирования, как и разработанных на их основе прогнозно-поисковых критериев (табл. 10) в практике геологоразведочных работ на серосодержащее сырье, должно существенно повысить их эффективность.

Таблица 10

Критерии прогноза и поисков месторождений самородной серы

Геологические предпосылки	Поисковые признаки		Выраженность критериев
	косвенные	прямые	
Структурно-тектонические	–	–	Размещение в зоне сочленения относительно приподнятых и опущенных крупных тектонических элементов (платформ с прогибами) или на внутриплатформенных поднятиях. Наличие приподнятых блоков, ограниченных дизъюнктивными нарушениями, или малоамплитудных поднятий, зон дробления, а в пределах солянокупольных областей – куполов прорванного типа. Существование локальных поднятий, выраженных на догалогеновой поверхности в эпохи накопления карбонатно-сульфатных комплексов
Палеогеографические	–	–	Наличие локальных участков отсутствия карбонатно-сульфатных комплексов (эрозионных „окон")
Литологические	–	–	Наличие карбонатно-сульфатных галогенных формаций
Парагенетические	–	–	Размещение в краевых частях нефтегазоносных бассейнов, а в пределах последних – наличие региональной нефтегазоносности в нижележащих (под карбонатно-сульфатными комплексами) образованиях
Гидрогеологические	–	–	Размещение в зоне замедленного водообмена. Повышенная сульфатность пластовых вод
–	Геоморфологические	–	Наличие карстовых форм рельефа на участках неглубокого залегания сульфатных пород
–	Минерало-	..	Присутствие парагенного само-

Продолжение табл. 10

Геологические предпосылки	Поисковые признаки		Выраженность критериев
	косвенные	прямые	
	гические		родной сере комплекса минералов – метасоматического (по гипсу или ангидриту) кальцита, целестина, минералов кремнезема (халцедон, кварцин) пирита, шпатового гипса, реже барита. Наличие в зонах выхода карбонатно-сульфатных пород на дневную поверхность вторичных минералов, характерных для зоны сернокислотного выветривания (крупнокристаллический гипс, квасцы и др.). Присутствие в разрезе сульфатной толщи пластов известняков метасоматической природы увеличенной мощности
–	Геохимические	–	Наличие ореолов повышенной сульфидной минерализации в глинистых толщах, перекрывающих карбонатно-сульфатные комплексы
–	Гидрохимические	–	Наличие сероводорода в водах карбонатно-сульфатного комплекса, выходы сероводородных источников на дневную поверхность
–	–	Минералогические	Наличие серной минерализации в карбонатно-сульфатном комплексе, а также в подстилающих и перекрывающих отложениях

Вулканогенно-осадочные бораты

Геолого-промышленные типы борных месторождений

В зависимости от состава устойчивых минеральных ассоциаций, формирующихся в близких геологических условиях, выделяются четыре борнорудные формации: железорудно-борная, борная, редкометально-борная и калийно-магниево-борная. Основные запасы борного сырья в СССР сосредоточены в скарновых месторождениях, обра-

зующих железорудно-борную и борную формации, а также в галогенных месторождениях калийно-магниево-борной формации, за рубежом – в вулканогенно-осадочных месторождениях редкометально-борной формации. Промышленные месторождения железорудно-борной формации связаны с магнезиальными скарнами в абиссальной (Сино-Корейский, Алданский щиты), магнезиальными и апомагнезиально-известковыми – в гипабиссальной фациях (Забайкалье, Джугджур, Верхоянье), борной – с известковыми скарнами (Приморье, Памир, Кавказ). Наибольшее промышленное значение имеют в магнезиальных скарнах боратовые, в известковых – боросиликатные руды (табл. 11).

Галогенные месторождения калийно-магниево-борной формации включают, в соответствии с генетической классификацией В.И. Смирнова, две группы месторождений: осадочную и выветривания, первая из которых представлена классом химических, вторая – инфильтрационно-остаточных месторождений. Химические месторождения приурочены к морским соленосным отложениям, сложенным каменной и калийно-магниевыми солями сульфатного типа. Инфильтрационно-остаточные месторождения связаны с гипсовыми шляпами соляных куполов (Прикаспийская и Северогерманская впадины). Наибольшее промышленное значение имеют среди коренных боратов соляной толщи калиборитовые, преображенскит-борацитовые, калиборит-борацит-ашаритовые и борацит-джинорит-хильгардитовые руды, среди элювиальных боратов гипсовых шляп ашаритовые, гидроборацитовые, колеманитовые и улекситовые руды. Вулканогенно-осадочные месторождения редкометально-борной формации, в отличие от галогенных, относятся к одной группе – осадочной и к одному классу – вулканогенных. Все они приурочены к озерным туфогенно-глинистым отложениям, включающим прослои мергелей, хемогенных известняков, реже ангидрита, гипса и каменной соли, или к континентальным эвапоритам, сложенным троной, галитом, тенардитом (Большой бессточный Бассейн, Пуна, Анатолийское плато). Наибольшее промышленное значение имеют в туфогенно-глинистых отложениях иньоит-колеманитовые, улекситовые и бура-тинкалконит-кернитовые руды, в континентальных эвапоритах – в основном бура-тинкалконитовые (с кернитом) руды.

Вулканогенно-осадочные месторождения боратов отличаются большими запасами, высоким содержанием бора в руде, благоприятными горнотехническими условиями эксплуатации, сравнительно несложной технологией переработки и другими параметрами, определяющими их высокую рентабельность. Вулканогенно-осадочные месторождения боратов находятся на западе Северной (США) и Южной (Аргентина, Боливия и др.) Америки, в Малой (Турция) и Центральной (Индия, КНР) Азии. Суммарные запасы борных руд, сосредоточенные в

Таблица 11

Геолого-промышленные типы месторождений бора

Геолого-промышленный тип (Т) и подтип (ПТ) месторождений	Генетическая группа (Г) и класс (К) месторождений	Промышленный тип руд	Минеральный тип руд
Скарновый Т	Скарновая Г		
Магнезиально-скарновый ПТ в абиссальной фации	Магнезиально-скарновый К	Скарново-боратовый	Людвигитовый, суанитовый, людвигит-ашаритовый, ашаритовый
Магнезиально-скарновый ПТ в гипабиссальной фации	–	То же	Котоитовый, суанитовый, людвигитовый, ашаритовый
Апомагнезиально-известково-скарновый ПТ	–	– " –	Курчатовит-сахаитовый с роуитом, федоровскитом
Известково-скарновый ПТ	Известково-скарновый К	Скарново-боросиликатный	Датолитовый, данбуритовый, датолит-данбуритовый
Галогенный Г	Осадочная Г	Коренные руды	Калиборитовый, преображенскит-борацитовый, калиборит-борацит-ашаритовый, борацит-джинорит-хильгардитовый
Галогенно-осадочный ПТ	Химический К		
Галогенно-остаточный ПТ	Выветривания Г	Элювиальные бораты	Ашаритовый, гидроборацитовый, колеманитовый, утлекситовый
	Инфильтрационно-остаточный К		
Вулканогенно-осадочный Т			
Вулканогенно-глинистый ПТ	Осадочная Г	Вулканогенно-глинисто-боратовый	Иньоит-колеманитовый, улекситовый, бура-тинкалконит-кернитовый
	Вулканогенный К		
Вулканогенно-соленосный ПТ	Осадочная Г	Вулканогенно-соленосно-боратовый	Бура-тинкалконитовый (с кернитом)
	Вулканогенный К		

месторождениях Северной Америки, в пределах Большого бессточного Бассейна, оцениваются, по данным М.Б. Хьюлитта (M.B. Xuleatt), в 220–240 млн т с содержанием B_2O_3 в руде 25 %, в Южной Америке, на территории высокогорного плато Пуна – 100 млн т с содержанием B_2O_3 в руде 20 %. Запасы боратов, локализованные в месторождениях Малой Азии, превышают, по данным Т. Диксона и А. Эдитора (T. Dickson, A. Editor), 2 млрд т при содержании B_2O_3 в руде более 30 %.

В Малой Азии месторождения сосредоточены на Анатолийском плоскогорье, которое, наряду с Большим бессточным Бассейном и

Площадь рудных тел	Мощность рудных тел	Среднее содержание B_2O_3 в руде, %	Попутные компоненты
Длина по простиранию и падению сотни метров	Десятки метров	4–20	Магнетит, во вскрышных породах известняк, поделочный, облицовочный и строительный камень
Длина по простиранию от десятков до сотен, по падению до сотен метров	От единиц до десятков метров	6–16	
Длина по простиранию и падению сотни метров	От единиц до десятков метров	4–16	
Длина по простиранию сотни или тысячи, по падению сотни метров	От десятков до сотен метров	6–12	Во вскрышных породах, волластонит, известняк, поделочный, облицовочный и строительный камень
Длина по простиранию сотни или тысячи, по падению сотни метров	До 50 м	2–6	Калийно-магниевые соли, магнезит, бром
Длина по простиранию и падению сотни метров	До 25 м	2–20	Гипс, сера
Площадь от 0,4x0,8 до 1x2 км	От единиц до 90 м	20–50	Бентониты, цеолиты, сера, мышьяк, сурьма, стронций, лигниты, германий
Площадь от 0,5x6 до 3x12 км	От единиц до 24 м	10–38	Сода, тенардит, галит, сера, литий, вольфрам, фосфор

высокогорным плато Пуна, представляет собой крупнейшую в мире борнорудную провинцию. В озерных комплексах, распространенных на западе Анатолийского плато, уже давно были известны месторождения боратов Султан-Чаир и Кестелек. В последние годы в этих же отложениях были обнаружены новые богатые месторождения боратов Эспей-Килик, Хизарчик, Кырка-Сарикайа, Гогенолук, Хамамкоу, Харманкауа, Искелекей, Бегендиклер и др. Открытые в Турции месторождения боратов сосредоточены большей частью в четырех борнорудных районах: Кемальпаша провинции Бурса, Эмет провинции Кютахья, Кырка провинции Эскишехир и Бигадич провинции Балыкесир. Месторождения Султан-Чаир и Кестелек расположены в борнорудном районе Кемальпаша на южном побережье Мраморного моря (первое – в 60 км к югу от порта Бандырма, второе – в 20 км к северо-западу). Месторождения Эспей-Килик и Хизарчик находятся в борнорудном районе Эмет (в 60 км западнее г. Кютахья) в верховьях р. Кирмасти,

Кырка-Сарикайа и Гогенолук – в борнорудном районе Кырка (в 60 км южнее г. Экишехир) в верховьях р. Сейит, Искелекей и Бегендиклер – в борнорудном районе Бигадич (в 30 км юго-западнее г. Балыкесир) в верховьях р. Симав.

В результате выявления в Турции новых месторождений суммарные запасы борной руды возросли в десятки и сотни раз. Так, если в 1965 г. общие запасы боратов в Турции не превышали 20 млн т, то уже в 1975 г. они достигли огромной величины – 600 млн т. В 1985 г. запасы боратов составили 2006 млн т. При этом цены на колеманит возросли в 4 раза, на буру – примерно вдвое. Суммарные запасы боратов в борнорудном районе Кемальпаша на месторождении Кестелек оцениваются в 7,102 млн т, в борнорудном районе Эмет на месторождениях Эспей-Килик, Хизарчик и других в 544,008 млн т (в основном колеманит) при содержании B_2O_3 в руде 35–40 %, в борнорудном районе Кырка на месторождении Кырка-Сарикайа и Гогенолук в 520,102 млн т (бура, кернит, отчасти колеманит) при содержании B_2O_3 в руде 20–35 %, в районе Бигадич, на месторождениях Искелекей, Бегендиклер и других в 935,034 млн т (преимущественно улексит) при содержании B_2O_3 в руде 30–40 %. Общие запасы боратов Турции примерно на порядок больше запасов, выявленных в странах Северной и Южной Америки.

В настоящее время из вулканогенно-осадочных месторождений во всем мире ежегодно добывается около 3 млн т боратов, в том числе в Турции 1,74 млн т. К 2000 году добыча возрастает примерно вдвое и достигнет, по данным Горного бюро США, 6 млн т.

Сведения о турецких месторождениях боратов появились в печати сравнительно недавно. Наиболее интенсивная информация о них содержится в работах А. Венделя, К. Инана и др., Г.А. Атамана и др., обобщенных в монографии [23], а также работах [42, 43], опубликованных позже.

Особенности строения, состава и генезис наиболее крупных месторождений Турции приводятся ниже. Наибольшего внимания среди них заслуживают месторождения Эспей-Килик. Кырка-Сарикайа и Искелекей.

Месторождение Эспей-Килик борнорудного района Эмет приурочено к озерным отложениям, залегающим в депрессии протяженностью в несколько десятков километров при ширине 5–6 км (рис. 13). В окрестностях депрессии развиты гранитоидные интрузии и палеоген-неогеновые лавы, представленные дацитами, липаритами, трахитами, которые, наряду с древними осадочно-метаморфическими породами (мраморами, известковыми, слюдяными и хлоритовыми сланцами), подстилают озерные отложения. Залегание последних меняется от почти горизонтального до слабо наклонного (не более 20–30°). В северо-западной части депрессии они слабо дислоцированы. Во многих местах озерные отложения нарушены разломами (сбросами и сдвига-

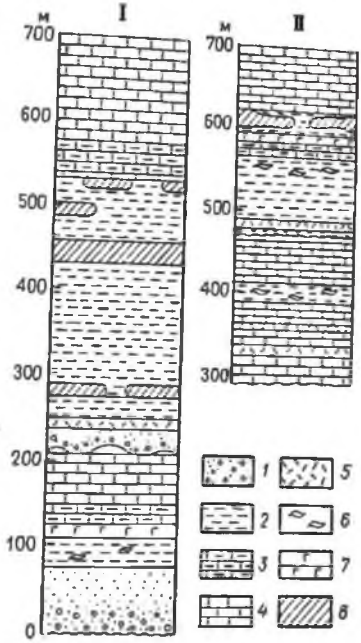


Рис. 13. Схематические геологические разрезы месторождений Эспей-Килик (I) и Хизарчик (II) борнорудного района Эмет, Турция. *По А. Венделу с дополнениями.*
1 – конгломераты, песчаники; *2* – глины; *3* – мергели; *4* – известняки; *5* – вулканические туфы; *6* – линзы лигнита; *7* – прослои гипса; *8* – кальциевые бораты

ми), по которым вертикальные и горизонтальные перемещения продолжались вплоть до настоящего времени. Один из разломов, простирающийся через борнорудный район Эмет вдоль р. Кока-Кей, отделяет грабен, вмещающий бороносные отложения, от горста, на котором последние эродированы. Некоторые из разломов все еще остаются активными. К зонам сбросов приурочены термальные источники, откладывающие травертины и серу.

В отличие от А. Вендела, У. Вюрцбургера и др., датирующих озерные отложения как плиоценовые, К. Хелваси и Р. Фирман относят их к олигоцену. Несмотря на это, Г. Атаман и О. Байзал в более поздних работах по-прежнему рассматривают бороносные отложения как неогеновые. Однако в последующих исследованиях, опубликованных в 1984 г., К. Хелваси подтверждает и уточняет их возраст как среднеолигоценовый. Этот вывод имеет большое значение для расширения стратиграфического интервала поисков залежей боратов не только в Турции, но и на прилегающей к ней территории СССР.

Озерные отложения формировались в условиях высокой вулканической активности, отмечавшейся на протяжении всего палеогена и неогена. Извержения дацитов и липаритов, подстилающих озерные

отложения, продолжались и во время осаждения боратов, чередуясь с излияниями лавовых потоков андезитов и трахиандезитов, которые позже, уже после осаждения боратов, сменились излияниями андезитовых базальтов. По данным К. Хелваси, содержание B_2O_3 в вулканических породах, окружающих бороносные отложения, очень высокое: в дацитах – 0,32 %, в липаритах – 0,36 %, в андезитах – 0,24 %. В озерных отложениях, связанных с вулканическими породами, содержатся прослои лав и туфов дацитового, липаритового и андезитового состава. В средней части разреза озерных отложений количество и мощность прослоев лав и туфов резко возрастает. Содержание B_2O_3 в туфах и глинах, переслаивающихся с пластами боратов, составляет соответственно 0,18–0,27 % и 0,93–4,08 %.

Озерно-континентальные комплексы среднего олигоцена суммарной мощностью 600–800 м представлены сверху вниз известняком, красновато-бурыми конгломератами, песчаниками и глинами с прослоями мергеля, известняка, линзами вулканического туфа, скоплениями лигнита и гипса („красноцветная серия"), которые выше по разрезу переходят в серо-зеленые глины, мергели и известняки, переслаивающиеся с пластами боратов („зеленая серия"). Бороносные отложения перекрыты массивным, плотным, местами окремнелым верхним известняком, содержащим прослои глин, мергеля и кремнистых сланцев. Литологический состав глинисто-карбонатных отложений „зеленой серии" постепенно меняется от существенно песчаного и глинистого у края бассейна до преимущественно мергелистого и известкового в его центре. Глины этой серии, известные как суконвальные, представлены разностями типа „кил". Они состоят в основном из монтмориллонита с примесью сепиолита, местами иллита, и включают в себя большое количество кремнистых прослоев. В средней части разреза в сепиолитах содержится до 2,5 % выщелачиваемых солей натрия, в верхней – включения гипса. В горизонтах вулканических туфов часто встречается хлорит. Большая часть глинистых минералов образовалась в процессе подводного изменения вулканических пеплов на стадии диагенеза.

Пласты колеманита, местами достигающие мощности 6 м, распространены в верхней толще, где они приурочены к зоне переслаивания глин, мергелей и известняков мощностью от 40 до 100 м. Борная руда примерно наполовину состоит из агрегатов колеманита размером 0,5–1 м в поперечнике, сложенных его радиально расположенными кристаллами. В центре агрегатов колеманита нередко содержатся жидкие включения. Наряду с колеманитом, представленным несколькими генерациями, в небольших количествах также присутствуют бороарсенаты канит и теруггит, а из боратов встречены инноит, мейергофферит, улексит, гидроборацит, пандермит, танеллит и витчит.

Агрегаты иниоита и мейергофферита, также имеющие радиально-лучистое строение, встречаются в тесной ассоциации с колеманитом, но значительно реже, чем он. По-видимому, основная масса этих минералов в процессе дегидратации, сопровождающейся уменьшением их объема, перешла в колеманит. В результате этого в агрегатах колеманита и возникли пустотки, выполненные жидкостью, иногда канитом.

Улексит образует желваки белого или серого цвета, которые, подобно агрегатам колеманита, залегают в глине и часто содержат в составе ее примесь. Кристаллы гидроборацита обычно встречаются в прорастании с колеманитом. Образование гидроборацита связано с замещением в колеманите кальция под воздействием магнийсодержащих растворов, циркулирующих в сепиолитовых глинах. Канит находится в ассоциации с кальцитом и колеманитом внутри его агрегатов и на поверхности слагающих их кристаллов, иногда совместно с теруггитом в виде картофелеобразных желваков белого или светло-коричневого цвета, сложенных игольчатыми или волокнистыми кристаллами радиальной структуры. Часто он обволакивает кристаллы колеманита или находится внутри его желваков. Теруггит обнаружен в одном из глинистых горизонтов в ассоциации с канитом и колеманитом в виде рыхлых картофелеподобных желваков чисто белого цвета от 2 до 10 см в диаметре, состоящих из мелких призматических кристаллов. В желваках нередко наблюдаются мелкие включения канита, которые отличаются от окружающих его кристаллов теруггита коричневатым оттенком. Танеллит встречается в ассоциации с колеманитом и улекситом в очень небольшом количестве в виде отдельных бесцветных или прозрачных кристаллов, достигающих 1–5 см в длину, имеющих четко выраженную слоистость, и напоминает мусковит. Нередко он образует также небольшие желваки белого цвета с радиальной структурой. Витчит обычно присутствует в ассоциации с колеманитом в виде включений и желваков от 0,5 до 6, реже до 10 см в диаметре, состоящих из мелких игольчатых кристаллов белого цвета. В желваках часто содержится примесь глинистого материала.

Содержание B_2O_3 в руде 45–49,5 %. Разведанные запасы боратов оцениваются в 100 млн т. В бороносных глинах, как и в самих боратах, присутствуют самородная сера, реальгар и аурипигмент, образующие на поверхности ярко-оранжевые охры, а также целестин, в карбонатных породах – стронционит. Бороносные отложения перекрыты массивными плотными известняками мощностью до 50 м, на отдельных участках – вулканическими туфами.

Осаждение боратов происходило в двух (северном и южном) озерных водоемах, возможно, связанных между собой. Бораты выделялись в осадок вместе с кластическим и пирокластическим материалом, в зоне между песчано-глинистыми отложениями окраин бассейна и карбонатными отложениями его середины. Питание обоих бассейнов

бором осуществлялось, как полагают К. Хелваси и Р. Фирман, отчасти поверхностными водами, поступающими из областей развития вулканических пород, но в основном гидротермальными растворами, разгружавшимися по глубинным разломам. Содержание бора в гидротермальных растворах в период вулканической активности, синхронной с осаждением боратов, было, очевидно, значительно выше, чем в настоящее время. Осаждение одновременно с боратами гипса, образующего в бороносных отложениях линзы и прослои, свидетельствует о нахождении озерных бассейнов в зоне с полузасушливым и засушливым климатом. Относительно высокое значение Fe_2O_3/FeO (равное 3,85) предполагает существование в них окислительной обстановки.

Поступление в озерные водоемы соединений кальция, натрия, а также стронция и отчасти серы, мышьяка и бора могло происходить в результате выветривания горных пород, распространенных на окружающих водосборах, кальция и стронция, кроме того, – в процессе разложения вулканического пепла. Основное количество серы (в составе сероводорода), мышьяка, бора и, возможно, стронция, очевидно, поступало из термальных источников.

Основной тенденцией осадконакопления в обоих бассейнах является смена карбонатной седиментации на боратовую, а последней снова на карбонатную. На фоне этой тенденции в каждом из бассейнов обнаруживаются свои особенности. В отличие от колеманита и гидроборацита, которые установлены в бороносных отложениях обоих бассейнов, мейергофферит, улексит, витчит и танеллит обнаружены лишь в отложениях северного бассейна. Целестин и сера заметно преобладают, а гипс и теруггит встречаются исключительно в отложениях южного бассейна.

По данным К. Хелваси, осаждение главной массы колеманита ранней генерации происходило на стадии седиментации одновременно с отложением туфов и глины на границе раздела раствор–осадок. Рост кристаллов, вероятно, продолжался на стадии диагенеза. За счет иниоита и мейергофферита в процессе их дегидратации на стадии эпигенеза образовалось незначительное количество колеманита. Осаждение из растворов в озерных бассейнах района Эмет не иниоита, а колеманита, по-видимому, свидетельствует о повышенной температуре среды минералообразования.

Кристаллизация некоторой части колеманита, а также мейергофферита, улексита и теруггита, судя по их спорадическому появлению в бороносных отложениях, происходила, по-видимому, лишь на отдельных участках – в местах разгрузки гидротермальных растворов, образование танеллита – в глинистых осадках на стадии диагенеза. При изменении колеманита на стадии диагенеза кристаллизовались гидроборацит, реже канит и витчит. Гидроборацит в свою очередь

замещался колеманитом поздней генерации. Образование гидроборацита за счет колеманита происходило, как уже отмечалось, при замещении кальция магнием, кристаллизация канита, обычно в тесном парагенезисе с кальцитом – при повышении содержания в растворах мышьяка, образование витчита – при повышении содержания в растворах стронция.

Таким образом, осаждение боратов происходило в осолоняющихся озерных бассейнах, питаемых как поверхностными водами, так и термальными источниками. Растворы содержали высокие концентрации кальция и бора при относительно меньшем количестве натрия, стронция, серы и мышьяка. Вслед за осаждением кальцита и гипса произошла садка сначала кальциевых, затем кальций-натриевых, наконец, стронциевых боратов. Осаждение боратов завершилось отложением кальцита.

В зоне выветривания на расстоянии 10 м от земной поверхности колеманит целиком замещается кальцитом с образованием псевдоморфоз. В отличие от перекрывающих бороносные отложения массивных плотных известняков, в тектонических нарушениях и в зоне выветривания развиты рыхлые пористые известняки с кристаллами вторичного кальцита, часто чуждой им кристаллографической формы. Нельзя не отметить, что как колеманит, так и замещающий его кальцит в ультрафиолетовых лучах дают отчетливую желто-белую окраску. Люминесценция продолжается после прекращения облучения в течение 30 с, причем по сравнению с колеманитом образующийся из него кальцит фосфоресцирует сильнее.

Месторождение Кырка-Сарикайа борнорудного района Кырка расположено в 100 км к востоку от г. Эмет. Характеризуется уникальными запасами буры, кернита и представляет собой самую крупную в мире залежь (рис. 14). Приурочено к плиоценовым озерным отложениям, выполняющим депрессию, образованную в результате вертикальных движений, которые происходили по сбросам север-северо-восточного и юго-юго-западного простирания. В окрестностях депрессии развиты малые интрузии и неогеновые экструзии трахиандезитов и трахилипаритов.

Озерные отложения, вмещающие бораты, суммарной мощностью около 400 м занимают площадь, приблизительно равную (4–6)х2 км^2. Представлены карбонатно-глинистыми породами, содержащими пласты вулканического пепла. Нижняя и верхняя части разреза озерных отложений, как и периферийные их части, сложены преимущественно известняками и мергелями с прослоями сине-зеленых сукновальных глин, обогащенных магнием и состоящих примерно на 80 % из Mg-монтмориллонита, центральная – такими же глинами, состоящими из Mg-монтмориллонита с примесью смешаннослойных, местами опала. В глинах содержатся прослои неразложившегося

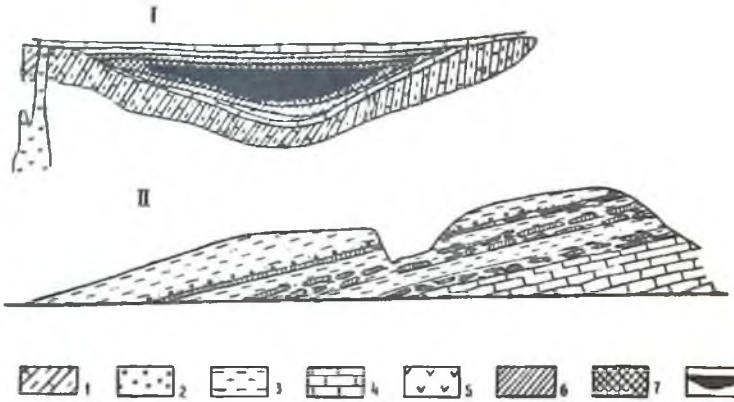


Рис. 14. Схематические геологические разрезы месторождений Сарыкайа (I) и Гогеолук (II) борорудного района Кырка, Турция. *По К. Инану и др.*
1 – породы фундамента; 2 – конгломераты, песчаники; 3 – глины; 4 – известняк; 5 – экструзивные тела; 6 – кальциевые бораты; 7 – натрий-кальциевые бораты; 8 – натриевые бораты

вулканического пепла трахитового состава. Конкреции и пласты колеманита, в ассоциации с которым находятся иниоит, мейергоффе-рит и танеллит, приурочены к зоне переслаивания мергелей и глин мощностью до 160 м. Наряду с названными боратами, в верхней и периферийных частях месторождения среди сине-зеленых глин встречаются включения идиоморфных кристаллов индерборита, гидроборацита, курнаковита и индерита. Ближе к центральной части месторождения распространен улексит. И, наконец, в центральной его части среди монтмориллонитовых глин, переслаиваясь с ними, залегает главное рудное тело, сложенное вверху бурой, а внизу кернитом.

Колеманит – самый распространенный на месторождении кальциевый борат. Преобладает в нижней и верхней части месторождения. Его конкреции имеют размер от долей сантиметра до 0,5 м в диаметре, пласты – мощностью до 1 м, а иногда и больше. Они состоят из бесцветных, розовых или серых кристаллов призматической формы. Внутри конкреций и пластов иногда наблюдаются реликты иниоита и мейергоффе-рита, а также небольшие пустотки, заполненные жидкостью. Их образование связано с изменением объема конкреций при переходе иниоита и мейергоффе-рита в колеманит. Иниоит встречается значительно реже, обычно в виде отдельных бесцветных или белых кристаллов размером от долей сантиметра до 5 см или небольших пропластков, по которым местами развивается мейергоффе-рит. Танеллит присутствует в глинах в очень небольших количествах в виде единичных бесцветных кристаллов, обладающих высокой спайностью, или их

агрегатов. По внешнему виду напоминает мусковит. Улексит распространен повсеместно, преобладает в нижней и верхней частях месторождения, окружая зону развития буры и кернита. Находится в виде конкреций, состоящих из произвольно ориентированных белых или серых кристаллов длиной до 5 см. Конкреции иногда имеют вид хлопковых коробочек. Они обычно залегают в виде слоев мощностью до нескольких метров.

Бура залегает в виде пластов, переслаивающихся с глиной. Образует бесцветную и прозрачную зернистую массу, местами окрашенную в розовый, серый или оранжевый цвет, сложенную идиоморфными и субидиоморфными кристаллами размером от 1 мм до 1 см. На отдельных участках бура, как и вмещающая ее глина, брекчированы. Близ поверхности раздела бура–глина вокруг нее часто наблюдается каемка из улексита. Во многих местах на поверхности кристаллов отмечается тонкая пленка тинкалконита, образующаяся в результате ее дегидратации в условиях сухого и жаркого климата. С глубиной бура переходит в кернит.

Среднее содержание B_2O_3 в главном рудном теле 27 %, местами оно достигает 42 % или, в пересчете на минерал, соответственно 70 и 90 % буры. Разведанные запасы буры и кернита оцениваются в 500 млн т. В борных рудах отмечаются повышенные концентрации мышьяка (от 6 г/т до 3,7 кг/т), стронция (6–18 кг/т), меди (16–28 г/т) и цинка (54–118 г/т). Бороносные отложения перекрыты массивными плотными известняками мощностью до нескольких десятков метров.

Образование боратов происходило в бессточных впадинах в условиях активного эксплозивного вулканизма в результате разгрузки по зоне сбросов бороносных гидротермальных растворов. Как и в борнорудном районе Эмет, основной тенденцией осадконакопления в озерных бассейнах, расположенных в борнорудном районе Кырка, является смена карбонатной седиментации на боратовую. В одних бассейнах вслед за карбонатами из бороносных растворов осаждались сначала кальциевые бораты (в основном колеманит с примесью магниевых боратов) в ассоциации с карбонатным и пеплово-монтмориллонитовым материалом, затем – натрий-кальциевые (улексит) и натриевые (бура), переслаивающиеся с пеплами и глинами. В других бассейнах вслед за карбонатами осаждались в основном кальциевые бораты.

Озерные водоемы с боратовой седиментацией при выделении в осадок кальциевых боратов характеризовались невысокой концентрацией сульфатов, хлоридов и значением Na^+/Ca^{2+}, близким к единице, которое возрастало во время кристаллизации улексита и буры. В постседиментационный период большая часть иниоита превратилась в колеманит, буры – в кернит.

Месторождения Искелекей и Бегендиклер борнорудного района

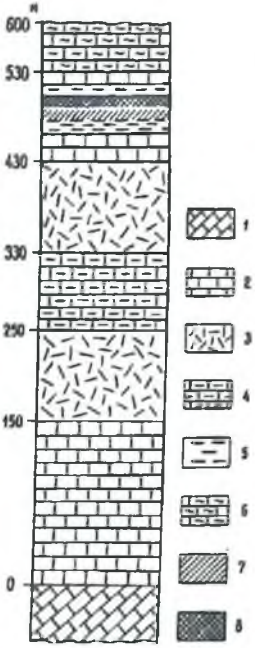


Рис. 15. Схематический геологический разрез месторождений борорудного района Бигадич, Турция. *По Г. Атаману и др.* *1* – палеозойские мраморы; *2* – нижний известняк; *3* – вулканические туфы; *4* – мергелистые известняки; *5* – туфогенные глины; *6* – окремнелый известняк; *7* – кальциевые бораты; *8* – натрий-кальциевые бораты

Бигадич расположены в 100 км к западу от г. Эмет. Первое из них характеризуется широким развитием улекситового оруденения и интенсивно разрабатывается. Оба месторождения приурочены к озерным отложениям (рис. 15). В отличие от ранее проведенных исследований, согласно которым эти отложения датируются как плиоценовые, М. Гюндоглу и С. Гексен относят большую часть толщи бороносных отложений к миоцену, рассматривая их в целом как среднемиоценовые – верхнеплиоценовые.

На месторождении Искелекей озерные отложения расчленяются на две толщи суммарной мощностью около 500 м. Нижняя толща, залегающая на палеозойских мраморах, сложена липаритами и обсидианами, местами известняками, сменяющимися пластами липаритового туфа. Верхняя толща в основании сложена мергелистыми известняками и липаритовым туфом, выше – тонкопереслаивающимися пропластками известняков, мергелей, вулканических туфов и сукновальных глин мощностью 100 м, которые перекрываются плотными, местами окремненными известняками. В зоне переслаивания мергелей и глин содержатся пласты боратов, в которых в свою очередь присутствуют прослои глин мощностью 4–6 см. Глины, вмещающие бораты, состоят в основном из монтмориллонита с примесью вермикулита, стевенсита и включают в себя большое количество кремнистых прослоев.

Среди боратов наибольшее распространение имеет улексит, образующий серию пластов мощностью до 2 м, реже небольшие прожилки, секущие прослои монтмориллонитовых глин. С улекситом переслаиваются колеманит и иниоит, первый из которых образует пласты мощностью 1–3 м, а второй – тонкие выдержанные прослои мощностью не более 2 см. В последних нередко наблюдаются переходы иниоита в колеманит с образованием псевдоморфоз. С колеманитом и

инноитом в тесной ассоциации находится мейергоффелит. Кроме того, установлено присутствие гидроборацита в виде отдельных желваков размером от 5 до 30 см в диаметре, а также хаулита, танеллита (по трещинкам в улексите), стронциоджинорита, индерборита, терчита и пандермита.

Содержание B_2O_3 в руде 40 %. Разведанные запасы боратов оцениваются в 40 млн т.

Бороносные отложения перекрыты массивными плотными известняками мощностью до 100 м. В тех случаях, когда пласты колеманита выходят на поверхность, они полностью замещаются кальцитом на глубину 10–30 м.

На месторождении Бегендиклер подстилающие эффузивы представлены потоками андезитов и липаритов. Отмечается присутствие малых интрузий и неогеновых экструзий трахиандезитов и трахитов. Озерные отложения имеют мощность около 100 м и занимают площадь 3x1 км^2. Представлены известняки прослоями вулканических туфов и монтмориллонитовых глин. Пласты колеманита мощностью 2–3 м, местами до 6 м залегают среди глин, переслаиваясь с ними. В ассоциации с колеманитом находится улексит. В бороносных глинах присутствуют реальгар и аурипигмент. Первый образует игольчатые кристаллы длиной до 1 мм или присутствует в боратах в качестве пигмента, второй – округлые желваки до 30 см в диаметре.

Месторождения борнорудного района Бигадич, вероятно, являются самыми крупными в мире. Суммарные запасы боратов в нижних горизонтах, вскрытых в последние годы в толще миоценовых отложений на глубине 400 м и более, приближаются к 1 млрд т. Садка боратов в их пределах происходила в озерных водоемах одновременно с осаждением вулканических пеплов при значениях pH около 9. Питание водоемов осуществлялось в основном термальными водами, разгружающимися по глубинным разломам.

Особенностью неогеновых бороносных отложений Малой Азии, отличающей их от аналогичных отложений, распространенных на западе Американских континентов, является широкое развитие в их составе хемогенных известняков. Они не только переслаиваются с пластами боратов, но и подстилают и перекрывают их, образуя надежный водонепроницаемый экран месторождений, многие из которых находятся в речных долинах, преимущественно в их верховьях.

В Центральной Азии месторождения находятся на Тибетском плоскогорье. Из соляных озер, расположенных в пределах названного региона, преимущественно в зоне Индского шва, издавна велась добыча буры: в долине Пуга (шт. Кашмир, Индия), на соляных озерах Хундес, Маминму-Тсале и др. Совсем недавно на территории КНР в донных осадках подобных озер были обнаружены новые перспективные месторождения боратов.

Центральная Азия представляет собой самую древнюю борнорудную провинцию. Еще во времена Марка Поло борное сырье отсюда поставлялось караванными путями во многие страны Европы и Азии. Одни месторождения разрабатывались в далеком или недавнем прошлом, в других (расположенных в Цайдамской впадине) бораты добываются и в настоящее время, но в небольшом количестве. Вулканогенно-осадочное месторождение буры, расположенное в долине Пуга, эксплуатировалось до конца XIX века, когда после открытия месторождений в США и Турции оно стало нерентабельным. Его детальное обследование, выполненное в 1962–1973 гг., показало, что ежегодное пополнение запасов буры на изученных участках составляет 1250 т. Это обстоятельство, как и возможность открытой разработки руды в значительно улучшенных транспортных условиях, благоприятствует возобновлению разработки месторождения. Некоторые из месторождений буры, связанных с соляными озерами, также эксплуатировались в течение многих лет, хотя и в ограниченных масштабах.

Сведения о месторождениях боратов, известных в Индии и КНР, довольно скудные. Наиболее полная информация о них содержится в работах В.Г. Хлопина, А.Н. Чоудри и В.К. Ганда, Р.Л. Кашкари и др., обобщенных в монографии [23], а также в работах [47, 48], опубликованных позже.

Особенности строения, состава и генезис наиболее крупных месторождений Индии и КНР приводятся ниже. Наибольшего внимания среди них заслуживают залежи буры в долине Пуга и недавно открытые месторождения боратов, богатые литием. Наряду с ними, в неоген-четвертичных отложениях, распространенных во внутренних районах КНР, известно еще несколько месторождений боратов. В этих отложениях, представленных озерными комплексами, сложенными засоленными глинистыми и карбонатными породами часто с прослоями гипса, бораты образуют пласты, состоящие либо из иниоита, улексита, пробертита, курнаковита, индерита, пинноита, карбоборита и гидрохлорборита, которые встречаются в ассоциации с гипсом, либо преимущественно из гидроборацита, совместно с желваками улексита и включениями хунчжаоита в ассоциации с макаллистеритом. В одном из внутренних районов КНР разрез озерных отложений представлен чередующимися слоями гипса и глины: на слое белого гипса с индеритом залегают слои коричневого гипса и серой глины с улекситом, которые покрыты соляной коркой, содержащей хунчжаоит. В соляной корке, покрывающей бороносные глинистые породы, также обнаружен гидрохлорборит.

На Тибетском плоскогорье наибольший интерес среди месторождений боратов представляют залежи буры в долине Пуга, расположенные в зоне глубинного разлома, выполненного серпентинизированными ультрабазитами. В районе месторождения отмечается очень

высокий геотермический градиент. По бортам и на дне долины широко распространены источники термальных вод, имеются соляные озера и болота. В составе термальных вод, наряду с бором (40–160 мг/кг), содержатся высокие концентрации сероводорода, а также лития (5,9 мг/кг), рубидия (0,9 мг/кг) и цезия (10,5 мг/кг). В рапе соляных озер и болот, питаемых источниками термальных вод, содержание бора выше 400 мг/кг. Трещины в зоне разлома выполнены самородной серой, а в устьях источников находятся конусообразные возвышения травертина кремнисто-карбонатного состава. Бура в ассоциации с серой залегает вокруг куполов травертина, а также по берегам и на дне соляных озер и болот, образуя корку (мощность от 1 мм до 15 см), которой покрыта площадь протяженностью более 1 км при ширине около 0,5 км. Под действием солнечных лучей в условиях сухого и жаркого климата бура претерпевает дегидратацию, превращаясь в кернит и, по-видимому, в тинкалконит. Совместно с бурой и серой в корке содержится примесь NaCl, Na_2CO_3, Na_2O_4, KCl, NH_4Cl. Среднее содержание B_2O_3 в корке составляет 9,32 %. Отмечаются исключительно высокие концентрации (в г/т): лития – 4500, рубидия – 350 и цезия – 2150.

В какой-то мере аналогичная картина наблюдается к северу от Лхасы (КНР). Бура также накапливается там около устья термальных источников и в расположенных поблизости небольших озерках.

На месторождениях в соленых озерах Мапинму-Тсале, Бан-го, Хундес и других, расположенных в южной части Тибета, бораты находятся либо по их берегам, либо в донных осадках. На первом из них бура залегает в виде сплошного покрова по берегам озера, дно которого выстлано галитом. На озере Бан-го она находится в виде включений и гнезд в глинистых осадках, содержащих прослои мирабилита и галита. Бороносные глины перекрыты слоем песчанистых глин мощностью около 1 м, содержащих крупные кристаллы мирабилита, и соляной (мирабилит-галитовой) коркой мощностью 2–3 см. Концентрация бора в рассолах озера составляет 300–800 мг/кг, содержание буры в глинистых осадках – 0,5–1 %, в обогащенных участках – 5–7 %. На оз. Хундес бура вместе с галитом образует по берегам соляную корку. На оз. Амесунбамацзян бура встречается в глинистых осадках в виде крупных кристаллов размером 1,5–20 см. Содержание буры в глинистых осадках достигает 6 %.

Все эти озера бессточные. Их питание осуществляется за счет термальных источников.

Недавно открытые месторождения боратов, богатые литием, расположены в районе пересыхающих соляных озер. Залежь боратов приурочена к позднечетвертичным соленосным отложениям, сложенным алевролитами, глинами и мирабилитом. Магниевые бораты, обогащенные литием, находятся в террасах и на дне современных высыхающих

озер. Бораты, представленные в основном пинноитом, курнаковитом и индеритом, слагают пласты мощностью до 2 м. Высокие концентрации лития установлены как в соленосных породах, так и в сульфатных рассолах (до 1200 мг/кг). Месторождения относятся к новому генетическому типу комплексных борно-литиевых руд и могут быть источником получения не только бора, но и лития. Наибольший интерес среди комплексных месторождений подобного типа вызывает залежь боратов в соляном озере Жа-Буйе, расположенном в краевой части вулканической области. Озеро имеет тектоническое происхождение. В донных осадках в ассоциации с бурой, галитом, мирабилитом, троной, сильвином и газеритом находятся литиевые карбонаты. В сильноминерализованных рассолах отмечается высокое содержание калия, фтора, бора, мышьяка, лития, рубидия и цезия. Присутствуют бактерии, поглощающие калий и выделяющие натрий.

Генетические модели, поисковые предпосылки и признаки вулканогенно-осадочных месторождений боратов

Все известные вулканогенно-осадочные месторождения боратов расположены в областях с позднекайнозойской континентальной корой, в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского окраинно-континентальных вулканических поясов. Их образование происходило в завершающую стадию альпийского цикла. Все крупные вулканогенно-осадочные месторождения боратов, расположенные в пределах названных поясов, сформировались в условиях орогенного режима, фиксируемого верхней молассой, в составе которой они приурочены к олигоцен-неогеновым озерным отложениям. Образование вулканогенно-осадочных месторождений боратов в областях с позднекайнозойской континентальной корой на завершающей стадии альпийского цикла не исключает возможность их нахождения в областях с более древней континентальной корой среди отложений, отвечающих аналогичным стадиям других циклов, если в дальнейшем эти отложения не были подвергнуты тектонической переработке. В связи с этим в качестве перспективных рассматриваются в областях с позднепалеозойской континентальной корой нижнепермские, с позднемезозойской – верхнемеловые озерные отложения, к которым также могут быть приурочены залежи боратов, хотя и не такие крупные, как в олигоцен-неогеновых.

Важной особенностью окраинно-континентальных орогенных вулканических поясов, выделяемых в качестве глобальных борнорудных, является преобладающее развитие среди вулканических пород щелочно-калиевой и андезитовой серий при широком распространении

в их составе пирокластического материала, а также повышенная бороносность вулканических пород и связанных с ними магматических эксгаляций и гидротермальных растворов. В отличие от скарновых месторождений, которые могут быть встречены на всем протяжении борнорудных поясов, вулканогенно-осадочные месторождения находятся лишь в аридных зонах, характеризуемых присутствием в озерно-континентальных отложениях хемогенных известняков, а местами также соляных пород. Аридные зоны борнорудных поясов при наличии в их пределах промышленных месторождений бора выделяются в качестве борных (рудных) провинций (Северо- и Южноамериканская, Мало- и Центрально-Азиатская), при отсутствии месторождений – в качестве потенциально бороносных провинций, к которым относятся в окраинно-континентальном Евразийском орогенном поясе Джунгаро-Балхашская, в Монголо-Охотском – Забайкальская провинции и т.д. В пределах Альпийско-Гималайского пояса, в непосредственной близости от Мало-Азиатской провинции, располагаются Кавказская и Карпато-Балкано-Динарская, в непосредственной близости от Центрально-Азиатской – Памирская и Афганская.

Самые крупные месторождения бора располагаются в местах перекрытия окраинно-континентальными орогенами срединно-океанических хребтов и трансформных разломов, которые выделяются в качестве борнорудных узлов. В Тихоокеанском поясе, на территории Северо-Американской борной провинции, обособляется один из крупнейших борнорудных узлов, расположенный в Большом бессточном Бассейне (США), в Альпийско-Гималайском поясе, на территории Мало-Азиатской борной провинции, – не менее крупный борнорудный узел, расположенный на западе Анатолийского плато (Турция).

В окраинно-континентальных орогенных вулканических поясах, в частности на Анатолийском плато в Турции, месторождения боратов находятся на срединных массивах, которым в современном рельефе отвечают обширные депрессии с осложняющими их локальными грабенами. Залежи боратов приурочены к позднеорогенному этажу вулканогенно-осадочного чехла, заполняющему эти депрессии и грабены. Месторождения боратов связаны с глубинными разломами, ограничивающими срединные массивы, и локализованы в их краевых частях: некоторые – непосредственно в зоне разлома, другие – на незначительном удалении от них в пределах или на „осколках" срединных массивов. Глубинные разломы часто прослеживаются по выходам на поверхность серпентинизированных ультрамафитов, присутствие которых является благоприятным признаком при поисках залежей боратов.

Наиболее крупные месторождения боратов парагенетически связаны с вулканическими породами щелочно-калиевой и андезито-

вой серий (латитами, трахитами, андезитами, дацитами и их туфами), характеризующимися высоким содержанием бора (до 800–1200 г/т), генетически – с ювенильными флюидами, обогащенными летучими соединениями бора, и гидротермальными растворами, служившими основным его источником в озерных бассейнах. При окислении флюидов, наряду с образованием борокислородных комплексов, происходило выделение энергии, вызывавшее усиление теплового потока и тем самым способствовавшее интенсификации процессов испарения, необходимого для массовой садки боратов. Решающая роль гидротермальных растворов, разгружавшихся по глубинным разломам в процессах вулканогенно-осадочного рудообразования бора, позволяет использовать в качестве поискового критерия связь между проявлением борной минерализации в приразломных зонах и в озерных отложениях. Нахождение в местах с глубоким эрозионным срезом трубок турмалиновых брекчий или скарнов с борным оруденением свидетельствует о возможности выявления на близрасположенных площадях залежей боратов среди залегающих выше озерных отложений.

Наряду с экструзивными и эффузивными магматическими породами, в окрестностях месторождений широко распространен пирокластический материал, который, как и продукты его переработки – монтмориллонитовые глины, является неотъемлемой составной частью бороносных отложений. Синхронное поступление в седиментационные бассейны пирокластического материала и гидротермальных растворов при одновременном усилении теплового потока, приводившее к накоплению бора, вместе с тем обусловливало возникновение в этих бассейнах щелочной среды, необходимой для осаждения боратов.

Основной концентратор бора в экструзивных, эффузивных и пирокластических породах – стекло. Чем больше бора содержится в остаточном расплаве, а это находит отражение в степени его концентрации в вулканическом стекле, тем больше оказывается его в газово-жидких дифференциатах, дающих начало гидротермальным растворам, и поэтому повышенное содержание бора в стекловатой фазе вулканитов – благоприятный признак при поисках его месторождений.

Бороносные озерные отложения обычно представлены переслаивающимися пластами вулканических (лавы, туфы) и осадочных пород, среди которых обычно преобладают туфогенные глины, мергели и хемогенные известняки, местами с прослоями гипса, реже – континентальные эвапориты: галит, трона и другие соли. В составе озерных глин, известных как сукновальные, преобладает монтмориллонит; совместно с ним встречаются цеолиты, а также сепиолит и палыгорскит.

Озерные бороносные комплексы обычно занимают небольшую площадь (от 3x1 до 6x2 км²). В подстилающих их отложениях распространены лигниты, в перекрывающих – массивные плотные известняки, предохраняющие бораты от разрушения. Бороносные отложения обычно находятся в долинах рек. Однако благодаря водонепроницаемой покрышке руда в них остается сухой.

Образование залежей боратов происходило в аридных зонах, главным образом, на высокогорных плато в бессточных или слабопроточных мелководных осолоняющихся озерных бассейнах. Борта и дно депрессий, вмещающих озерные отложения, часто выстланы лавами и туфами. Процессы рудообразования бора протекали в условиях интенсивной эксплозивной деятельности при разгрузке по разломам в эти бассейны гидротермальных растворов. Специфическая особенность озерных бассейнов с боратовой седиментацией заключалась в их небольших размерах при большой мощности (около 400–800 м) озерных отложений.

Основную роль в образовании залежей боратов играют гидротермальные растворы. При их разгрузке образуются купола и покровы травертина. Вместе с карбонатами кальция, слагающими основную массу травертина, осаждаются гидроксиды марганца с медью и вольфрамом, мышьяк сурьма, стронций, германий, литий и другие малые элементы, подвижные в гидротермальном процессе. В условиях резко аридного климата в периферийных частях куполов и покровов травертина встречаются включения, линзы или прослои улексита, скопления соды, галита и других легкорастворимых солей натрия в ассоциации с бурой, а в кальците и арагоните – газово-жидкие включения, обогащенные бором. Выделяющийся в осадок, особенно на последних этапах травертинообразования, парагенный комплекс элементов и минералов весьма характерен и для озерных отложений, содержащих залежи вулканогенно-осадочных боратов. Это позволяет рассматривать травертины, как и связанный с ними комплекс элементов (мышьяк, сурьма, стронций, литий, германий, цинк) и минералов (реальгар, аурипигмент, антимонит, черстлеит, стронцианит, целестин), присутствующий в озерных отложениях, в качестве важных индикаторов бороносности этих отложений.

В процессе регионального геологического изучения территории СССР и сопровождавшего его регионального прогнозирования в борных провинциях выделены потенциально бороносные зоны, отвечающие обширным депрессиям, расположенным на срединных массивах, с вулканогенно-осадочным чехлом, сложенным вулканическими породами щелочно-калиевой и андезитовой серий и континентальной молассой, тесно ассоциирующими с телами ультрамафитов, в пределах бороносных зон – потенциально бороносные районы, отвечающие отдельным депрессиям и осложняющим их локальным грабенам,

расположенным в краевых частях срединных массивов в непосредственной близости от ограничивающих на глубинных разломов и характеризуемым присутствием в составе молассы озерных карбонатно-глинистых или соленосных отложений. Так, например, в качестве потенциально бороносных ограничиваются в Джунгаро-Балхашской провинции Токрауская и Илийская зоны (первая включает Обалы, Керегетас, Жан-Тау, Каракия и другие районы, вторая – Сары-Озекский и Панфиловский), в Забайкальской провинции – Джида–Уда-Витимская зона (с Курбино-Еравнинским районом). В Кавказской и Памирской провинциях выделяются Малокавказская и Южнопамирская зоны. В их пределах на Малом Кавказе обособляются северная и южная краевые части Среднеараксинской депрессии, на Южном Памире – Аличурский (Сассык-Кульская котловина) и Кзыл-Рабатский (оз. Шоркуль Ю.–В.) районы. В борных районах оконтуриваются потенциально бороносные поля, в обрамлении или в пределах которых, наряду с экструзивными, эффузивными и пирокластическими породами щелочно-калиевого и андезитового типов, характеризуемых повышенным содержанием бора, серпентинизированными и десерпентинизированными ультрамафитами, присутствуют гидротермально-измененные породы, а в составе озерных отложений – туфогенные, в основном монтмориллонитовые с примесью цеолитов, глины с пластами хемогенных известняков (в Среднеараксинской депрессии – участок в низовьях р. Арпы, в Кызыл-Рабатской – около оз. Шоркуль). К озерным отложениям, вмещающим бораты, приурочены геофизические (гравитационные аномалии с плотностью около 2 г/см^3 и электрические – высоко- и низкоомные типа сухих и сырых солей) и геохимические аномалии (повышенные содержания элементов, характерных для гидротермально-осадочного процесса).

При геологосъемочных работах масштаба 1:200 000, как и при геологической съемке масштаба 1:50 000, основное внимание уделялось скарновым и галогенным месторождениям (тогда как за рубежом главным объектом поисковых работ являлись месторождения боратов вулканогенно-осадочного типа). Из-за ограниченной информации и отсутствия критериев прогноза и поисков борные месторождения вулканогенно-осадочного типа при геологической съемке практически оставались вне поля зрения геологов-поисковиков. В связи с этим при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 потенциально бороносные поля почти нигде не были оконтурены. Поэтому при геологической съемке масштаба 1:50 000, сопровождающейся общими поисками, необходимо вернуться к выделению потенциально бороносных полей с последующим обособлением на основе анализа геофизических (гравитационных, магнитных, электрических аномалий) и геохимических данных (повышенное содержание бора в вулканических и сопутствующих ему малых элементов в осадочных породах)

конкретных участков, перспективных для выявления залежей боратов.

В зависимости от стратиграфической приуроченности и литологического состава вмещающих отложений месторождения боратов вулканогенно-осадочного типа подразделяются на вулканогенно-глинистые, размещающиеся в олигоценовых и неогеновых, преимущественно туфогенно-глинистых отложениях, и вулканогенно-соленосные, приуроченные в основном к четвертичным отложениям. Вулканогенно-глинистые месторождения отличаются большими запасами (до 2 млрд т руды), при высоком содержании B_2O_3 в руде, тогда как вулканогенно-соленосные характеризуются небольшими

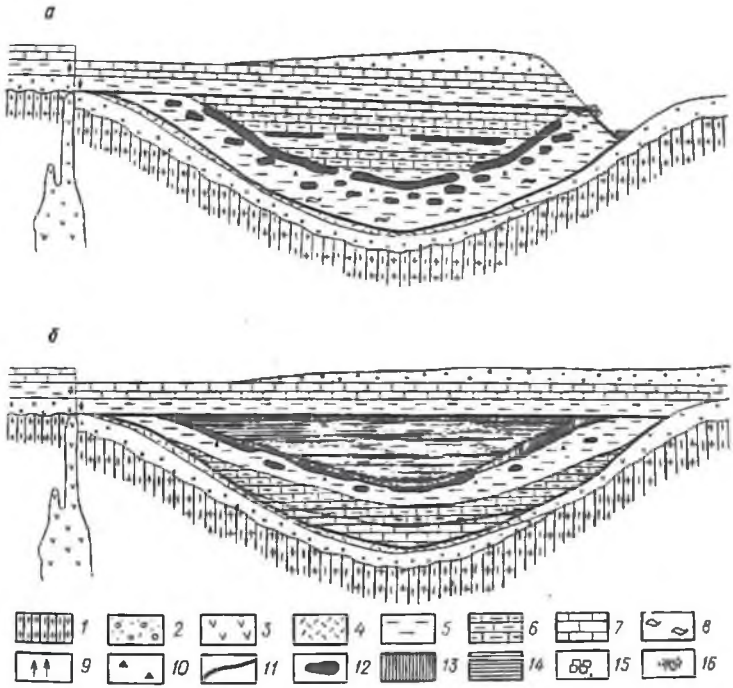


Рис. 16. Модель вулканогенно-осадочного месторождения боратов с инъонит-колеманитовым (*а*) и бура-тинкалконит-кернитовым (*б*) типами руд.
1 – магматические и метаморфические породы фундамента; *2* – конгломераты, песчаники; *3* – экструзивные и эффузивные породы щелочно-калиевой и андезитовой серий; *4* – вулканический туф; *5* – туфогенные глины; *6* – мергели; *7* – известняки; *8* – линзы лигнита; *9* – линии сброса; *10* – включения реальгара, аурипигмента и антимонита; *11* – граница распространения бороносных отложений; *12* – конкреции и пласты кальциевых боратов; *13* – пласты улексита; *14* – главное рудное тело, сложенное натриевыми боратами; *15* – псевдоморфозы кальцита и гипса по боратам; *16* – улекситовая „вата"

запасами, обычно измеряемыми десятками или сотнями тысяч тонн руды, при невысоком содержании B_2O_3 в руде.

Залежи боратов образуют горизонтальные или пологозалегающие тела (пласты, линзы) площадью до 2 км² и мощностью до 30–90 м (рис. 16). Промышленные руды в основном представлены либо кальциевыми боратами иниоитом и колеманитом, либо кальций-натриевым – улекситом, либо натриевыми – бурой, тинкалконитом и кернитом. В ассоциации с колеманитом и иниоитом находятся мейергофферит, реже курнаковит, индерит, гидроборацит, танелит, витчит, пандермит, индерборит и джинорит. Совместно с улекситом чаще всего встречаются пробертит, колеманит и иниоит. В ассоциации с бурой, тинкалконитом и кернитом находятся улексит и пробертит. По преобладанию двух-трех или одной разновидности боратов выделяют иниоит-колеманитовый, улекситовый и бура-тинкалконитовый с кернитом типы руд. Среднее содержание B_2O_3 в руде разных месторождений изменяется в пределах 20–50 %. Из сопутствующих боратам полезных ископаемых значительный интерес представляют бентониты и цеолиты, мышьяковая и сурьмяная руды, самородная сера, стронцианит и целестин.

Колеманит находится в известняках, мергелях или в глинистых сланцах в ассоциации с кальцитом в виде обособленных конкреций размером от долей сантиметра до 0,5 м, крупных агрегатов размером от 0,5 до 1 м в поперечнике, сложенных его радиально расположенными кристаллами с жидкими включениями в центре линзообразных прослоев или выдержанных пластов мощностью до 1–3 м. Кристаллы колеманита бесцветные, розового или серого цвета, призматической формы.

Улексит образует округлые желваки („хлопковые коробочки"), состоящие из иглообразных волокон, расположенных радиально, или выдержанные прослои мощностью до 30 см, состоящие из тончайших волокон, расположенных перпендикулярно к плоскостям напластования. Нередко желваки состоят из произвольно ориентированных кристаллов длиной 1–5 см. Желваки белого или серого цвета. Они залегают в глине, иногда образуя пласты мощностью до нескольких метров.

Бура образует серии пластов, разделенных тонкими слоями вулканического туфа или монтмориллонитовой глины. Пласты буры выдержаны по простиранию и всегда залегают согласно слоистости. Сложены призматическими кристаллами размером от долей до 25 мм, имеющими вид зернистой массы, обычно бесцветной или прозрачной, но местами окрашенной в розовый или серый цвет. Местами кристаллы покрыты аурипигментом и реальгаром, окрашивающим буру в ярко-оранжевый цвет. На поверхности кристаллов буры часто наблюдается тинкалконит в виде белых налетов и корок.

Кернит образует скопления неправильной формы, секущие слоистость. Тела кернита состоят из сильно раздробленных кристаллов, чаще прозрачных, но иногда окрашенных из-за присутствия глины, аурипигмента или реальгара.

Характерная особенность бороносных отложений – зональный характер распределения в них различных по составу боратов. Желваки и пласты колеманита мощностью до 1–3 м залегают среди известняков, мергелей или глин в самых нижних и верхних частях месторождения. Совместно с колеманитом в виде включений встречаются иниоит, мейергофферит, танелит, реже курнаковит, индерит и индерборит. Улексит и ассоциирующий с ним пробертит приурочены к зонам переслаивания мергелей и глин, которые подстилают и перекрывают мощные залежи натриевых боратов, расположенные в центральной части месторождений. Залежи боратов сложены пластами буры и кернита, чередующимися с прослоями туфогенных глин.

Таким образом, для вулканогенно-осадочных месторождений характерна последовательная смена от периферийных к центральным частям кальциевых и натрий-кальциевых боратов натриевыми. Зона распространения кальциевых боратов намного шире, чем натриевых, у которых она обычно не более 2 – 3 км². Поэтому вероятность обнаружения в ходе поисковых работ желваков или пластов колеманита намного больше, чем залежей буры. Открытие большинства месторождений боратов начиналось с выявления отдельных желваков или пропластков колеманита. Именно так были обнаружены крупнейшие в мире месторождения натриевых боратов Крамер в США и Кырка-Сарикайа в Турции. Сначала были вскрыты отдельные желваки и прослои колеманита, образующие ореолы вокруг главного рудного тела, затем более мощные его пласты, позже – конкреции и слои улексита и, наконец, уникальные по запасам и качеству сырья залежи буры и кернита. Выявление в толще озерных туфогенно-глинистых отложений, содержащих пласты хемогенных известняков, отдельных прослоев или желваков боратов позволяет рассматривать эти отложения в качестве перспективных на поиски промышленных залежей боратов.

В процессе выветривания бораты на глубину до 10–30 м либо полностью замещаются кальцитом или гипсом, либо целиком растворяются, а сопутствующие боратам сульфиды окисляются с образованием вторичного гипса в ассоциации с ярозитом и/или лимонитом. Но и при полном замещении бораты оставляют „следы" в виде псевдоморфоз, нередко образующих прослои рыхлой пористой породы, состоящей из кристаллов кальцита или гипса чуждой им кристаллографической формы. Высвобождающиеся при растворении боратов кальций, натрий и бор идут на формирование переотложенных скоплений гипса, тенардита и улексита, которые залегают на склонах или у подножия

холмов, под делювиальными наносами в виде хлопьев „улекситовой ваты", иногда – около трещин в базальтах, перекрывающих бороносные отложения, создавая весьма своеобразные вторичные ореолы рассеяния боратов. По таким „следам", имеющим большое поисковое значение, был открыт ряд месторождений на западе США (Фернис-Крик и другие).

Поиски вулканогенно-осадочных месторождений боратов, обычно занимающих площадь не более 1–2 км^2 и перекрытых с поверхности алевролитами, известняками и песчано-галечным материалом, а в естественных обнажениях полностью разрушенных, вызывают большие трудности, которые могут быть преодолены лишь при использовании всего арсенала прогнозных критериев (табл. 12) и рациональном комплексировании поисковых методов. Для обеспечения максималь-

Таблица 12

Критерии прогноза и поисков вулканогенно-осадочных месторождений бора

Геологические предпосылки	Поисковые признаки		Выраженность критериев
	прямые	косвенные	
Тектонические	–	–	Срединные массивы с осложняющими их локальными грабенами и офиолитовые швы, глубинные разломы, в чехле массивов – континентальная моласса
Магматические	–	–	Совместное нахождение различных по составу экструзивных, эффузивных и эксплозивных пород преимущественно щелочно-калиевой и андезитовой серий (латиты, трахиты, андезиты, дациты и т.д., их туфы), серпентинизированных и десерпентинизированных ультраосновных пород. Гидротермальные изменения, купола и покровы травертина
Стратиграфические	–	–	В основном олигоценовые и неогеновые отложения
Литологические	–	–	Озерные комплексы площадью от 3 до 12 км^2 и мощностью 400–800 м, представленные туфогенными глинами, мергелями, хемогенными известняками, иногда с прослоями ангидрита, гипса или галита. В подстилающих бораты отложениях лигнит, в перекры-

Продолжение табл. 12

Геологические предпосылки	Поисковые признаки		Выраженность критериев
	прямые	косвенные	
			вающих – массивные плотные известняки
Литологические	–	Геоморфологические	Обширные депрессии, обычно в долинах небольших рек
	–	Геофизические	Гравитационные (плотность около 2 г/см^3), электрические (высоко- или низкоомные типа сухих или сырых солей) и магнитные аномалии
	–	Минералогические	Проявление борной минерализации в зоне глубинных разломов (трубки турмалиновых брекчий, скарны с боросиликатным оруденением и т.д.). Распространение в озерных отложениях в составе туфогенных глин монтмориллонита в ассоциации с цеолитами, сепиолитом и палыгорскитом, серы, минералов мышьяка (реальгара и аурипигмента, образующего на поверхности ярко-оранжевые охры) и сурьмы (антимонита), стронция (стронционита, целестина) и лития (черстлеита)
	–	Геохимические	Повышенное содержание в вулканических породах бора (до 800–1200 г/т), в озерных отложениях мышьяка, сурьмы, стронция, лития, германия и других малых элементов, подвижных в гидротермальном процессе
	–	Биогеохимические	Возрастание содержания борь в растениях (в десятки раз) над неглубоко залегающими месторождениями боратов
	–	Геоботанические	Появление плешей, лишенных растительности (непосредственно над выходами борных руд), которые далее сменяются зонами интенсивного роста растений, отличающихся темно-зеленой листвой
	–	Гидрохимические	Повышенное содержание бора в грунтовых и подземных водах, разгружающихся в местах

Продолжение табл. 12

Геологические предпосылки	Поисковые признаки		Выраженность критериев
	прямые	косвенные	
			глубоких эрозионных врезов
Литологические	–	Газогеохимические	Повышенное содержание бора и его спутника мышьяка в атмосфере над выходами на поверхность бороносных отложений благодаря высокой летучести названных элементов в их молекулярных соединениях (сассолине и реальгаре)
	Минералогические	–	В озерных отложениях желваки и прослойки кальциевых боратов (в основном колеманита), характерные для периферийных частей залежи, конкреции и слои натрий-кальциевых боратов (улексита) и пласты натриевых боратов (буры, кернита), характерные для центральной ее части
	Литологические	–	В естественных обнажениях – прослои рыхлой пористой породы, состоящей из псевдоморфоз кальцита или гипса по колеманиту, образующих кристаллы чуждой им кристаллографической формы
	Минералогические	–	На склонах или у подножья холмов под наносами – скопления гипса, тенардита и улексита в виде хлопьев „улекситовой ваты"
	Минералогические	–	Около трещин в базальтах – скопления тех же минералов в ассоциации с монтмориллонитом и анальцимом

ной результативности поисков одновременно с использованием космогеологических данных, в частности результатов спектрозональной съемки, необходимо выполнить широкий комплекс опережающих подготовительных исследований: аэрофотосъемку, радиолокационную, тепловую и другие дистанционные съемки, морфоструктурный анализ (для выделения локальных грабенов, вмещающих залежи боратов), стратиграфические, петрографические, литологические исследования, а затем уже маршрутное исхаживание, геофизические

(гравиметрия, магнитометрия, электроразведка) и геохимические (по первичным и вторичным ореолам) работы в сочетании с поисками электрогеохимическим, биогеохимическим, геоботаническим, гидрохимическим, газогеохимическим и кинологическим методами. Поиски залежей вулканогенно-осадочных боратов в ходе геологического картирования по естественным обнажениям и горным выработкам необходимо дополнить глубинным геологическим картированием, которое осуществляется по завершении опережающих космоаэрогеологических, геофизических и геохимических исследований путем бурения картировочных скважин. Для изучения состава озерных отложений, заполняющих отдельные локальные грабены, выявления природы перспективных геофизических и геохимических аномалий производится бурение поисковых скважин глубиной до 200 м, а также единичных геологически обоснованных поисковых скважин глубиной до 400–600 м. Бурение скважин в сочетании с их нейтронным каротажем является основным видом работ. С помощью буровых работ были открыты крупнейшие в мире месторождения боратов Крамер, Кырка-Сарикайа и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с концепцией плитной тектоники в ее усовершенствованном варианте, учитывающим тектоническую расслоенность литосферы, в геологической истории установлен ряд крупных циклов, в каждом из которых выделяется несколько последовательных стадий. В зависимости от времени и стадии формирования земной коры изменялись строение и состав слагающих ее структурно-вещественных комплексов, минерагеническая специализация не только магматических, но и осадочных формаций, возможность нахождения в их составе определенных видов полезных ископаемых и/или определенных типов их месторождений.

В областях с докембрийской континентальной корой к структурно-вещественным комплексам, слагающим фундамент древних платформ, приурочены крупные магматические и карбонатитовые месторождения апатита с содовой минерализацией, магматические месторождения колчеданной серы, грейзеновые и гидротермальные – флюорита, скарновые (контактово-метасоматические) – боратов.

В областях с более молодой корой на смену магматическим месторождениям апатита приходят осадочные месторождения фосфоритов. В областях с палеозойской континентальной корой в связи со структурно-вещественными комплексами, возникшими в процессе ее формирования, залегают крупные месторождения микрозернистых фосфоритов, с мезозойской – преимущественно их афанитовые разности, с кайнозойской – крупные месторождения зернистых фосфоритов.

В областях с кайнозойской континентальной корой, наряду с месторождениями зернистых фосфоритов, находятся залежи калийных солей сульфатного типа. В отличие от пермских месторождений калийных солей сульфатного типа, приуроченных к платформенному (осадочному) чехлу, неогеновые месторождения связаны со структурно-вещественными комплексами, сформированными в процессе трансформации океанической коры в континентальную.

На смену постмагматическим проявлениям содовой минерализации в областях с мезозойской и кайнозойской корой приходят ее отдаленные или камуфлированные вулканогенно-осадочные месторождения. С процессами зарождения новой коры связано современное вулканогенно-осадочное рудообразование соды. На смену магматическим месторождениям колчеданной серы в областях с фанерозойской континентальной корой приходят ее гидротермально-метасоматические, вулканогенно-осадочные или комбинированные месторождения. В областях с палеозойской континентальной корой в составе структурно-вещественных комплексов, возникших в процессе ее формирования, залегают месторождения колчеданной серы, с мезозойской –

наряду с ними, появляются месторождения самородной серы. В областях с кайнозойской континентальной корой они занимают доминирующее положение. Инфильтрационно-остаточные месторождения самородной серы, как правило, залегают в зоне сочленения областей с древней и молодой континентальной корой.

При переходе от областей с докембрийской к областям с фанерозойской континентальной корой крупные грейзеновые и гидротермальные месторождения флюорита, скарновые – боратов сменяются в областях с палеозойской континентальной корой сравнительно небольшими месторождениями. В областях с мезозойской и особенно в областях с кайнозойской континентальной корой ресурсы руд фтора и бора заметно увеличиваются, причем в областях с кайнозойской континентальной корой, наряду с постмагматическими, появляются уникальные по запасам и качеству сырья вулканогенно-осадочные месторождения флюорита и боратов.

Эволюция земной коры, определявшая основные черты характера эволюции как магматогенного, так в значительной мере и осадочного рудообразования неметаллов, обусловила не только направленный, но и цикличный его характер. Поскольку при формировании земной коры соотношение объемов и состав продуктов магматической и связанной с ней газово-гидротермальной деятельности в течение тектонического цикла существенно менялись, структурно-вещественным комплексам, отвечающим каждой стадии цикла, присуща четко выраженная минерагеническая специализация.

Начальная, рифтогенная стадия характеризуется проявлением мантийного магматизма, представленного толеит-базальтовой и щелочной сериями. Возрастание щелочности происходит с переходом от магматизма трещинного типа к центральному, особенно при замещении расплавами магнезиальных пород коры – мраморов, доломитов и т.п. Условия для развития в рифтогенную стадию содовой и серной минерализации реализуются в зонах глубинных разломов с трапповым магматизмом, предшествующим рифтогенезу, и во внутриконтинентальных рифтах, не перешедших в дальнейшем в океанические структуры, главным образом при их реактивизации, с образованием стратиформных залежей давсонита, вулканогенно-осадочных месторождений серы, крупных залежей колчеданной и небольших проявлений самородной серы. Условия для развития колчеданного оруденения сохраняются и в океаническую стадию, при раскрытии океанов, с образованием гидротермально-метасоматических, вулканогенно-осадочных и комбинированных месторождений.

С комплексами щелочных интрузивных пород во внутриконтинентальных рифтах связаны крупные магматические и метасоматические месторождения апатита. Многие из этих месторождений сопровождаются мощными (до 2 км) зонами развития щелочного метасома-

тоза (фенитизации, карбонатизации и т.п.) с проявлением апатитовой, стронциевой и редкометальной минерализации.

Извержение щелочных эффузивных пород, как и их интрузивных аналогов, по-видимому, могло сопровождаться поступлением в седиментационные бассейны значительных количеств фосфора. Поэтому внутриконтинентальные рифты при их разрастании, вероятно, выступали в качестве структур, благоприятных для фосфатонакопления, не только из-за проявления в них динамического апвеллинга, но и в связи с поступлением по глубинным разломам в морские бассейны постмагматических флюидов и гидротермальных растворов. При активизации вулканической деятельности фосфор мог поступать в мелководные зоны, расположенные в пределах или вблизи внутриконтинентальных рифтов, в результате разгрузки гидротермальных растворов по глубинным разломам, ограничивающим или пересекающим рифты, а из срединно-океанических хребтов – с морскими течениями. Вместе с фосфором в мелководные зоны с фосфоритовой седиментацией в составе гидротермальных растворов поступали магний, необходимый для образования сепиолита, палыгорскита и доломита (обычно не характерного для гумидного климата), а также мышьяк, ртуть и другие металлы, которые, будучи биологическими токсинами, вызывали массовую гибель организмов, приводившую в итоге к образованию фосфоритов.

Значительная часть фтора, отделяющегося от мантийной магмы, переходит в газообразную фазу. При взаимодействии с ювенильными или метеорными водами магматические флюиды дают начало щелочным гидротермам, из которых в приповерхностных или поверхностных условиях отлагается флюорит.

Основная масса бора, отделяющегося от мантийной магмы, расходуется в процессе серпентинизации ультрамафитов, слагающих нижние горизонты коры. Вследствие этого его концентрация в „остаточных" гидротермах резко падает и поэтому во внутриконтинентальных рифтах бораты не осаждаются даже в условиях сильного осолонения.

Для завершающей, континентальной стадии типично проявление как корового, так и мантийного магматизма, представленного соответственно андезитовыми и щелочно-калиевыми сериями. Возрастание щелочности происходит с увеличением глубины залегания зоны Заварицкого–Беньофа в основном за счет калия.

Условия для развития серной минерализации возникают в переходную стадию, во время которой образуются гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения колчеданной и самородной серы, а также залежи калийных солей сульфатного типа, и сохраняются в континентальную, во время которой на окраинно-континентальных орогенах образуются гидротермально-метасомати-

ческие и вулканогенно-осадочные, а в прилегающих к ним краевых прогибах – инфильтрационно-метасоматические месторождения самородной серы. Условия для развития содовой минерализации реализуются в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов.

Существенное возрастание содержания фосфора с увеличением глубины залегания сейсмофокальной поверхности способствует образованию в зонах асимметричного спрединга, расположенных в тыловых частях островных дуг и окраинно-континентальных орогенов, карбонатитовых месторождений апатита, вулканогенно-осадочных апатит-магнетитовых руд, а в окраинных морях в составе вулканогенно-терригенно-карбонатных и терригенно-карбонатных отложений – залежей фосфоритов.

Повышение концентрации фтора и бора в вулканических продуктах и гидротермальных растворах приводит при благоприятных условиях к образованию в морских или озерных бассейнах залежей флюорита и боратов. Однако полигенная природа минерального вещества в месторождениях фтора и бора предъявляет весьма жесткие условия к их формированию, требующие сочетания, как минимум, двух рудоконтролирующих факторов. Наряду с интенсивным проявлением вулканической деятельности, необходимым условием для выделения фтора и бора в осадок является испарение вод седиментационных бассейнов. Поэтому формирование месторождений оказывается возможным лишь при нахождении вулканических областей вблизи или в пределах аридных зон. Все это предопределяет не только цикличный, но и неравномерно-прерывистый характер эволюции процессов рудоотложения фтора и бора.

Особого внимания при прогнозе месторождений заслуживают стратиграфические интервалы, отвечающие смене тектонических циклов в том случае, когда континентальная стадия сразу же по завершению орогенного этапа, фиксируемого молассами, переходит в рифтогенную, минуя платформенный этап. Не меньшее значение имеют структурно-вещественные комплексы, формирующиеся при наложении различных циклов. В тектоническом отношении смене циклов, как и наложению их различных стадий друг на друга, отвечают места тройного сочленения плит, в частности зоны сочленения внутриконтинентальных рифтов с островными дугами, наружными или тыловыми частями окраинно-континентальных орогенов, а также зоны перекрытия ими срединно-океанических хребтов, характеризуемые присутствием разнообразных по составу, усложненных или контрастных, серий вулканических пород. К местам пересечения или сочленения различных структурных элементов земной коры приурочены месторождения фосфоритов, соды, боратов, флюорита и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анализ* закономерностей размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых с позиций геодинамики: Обзор/А.А. Озол, Н.Т. Шитовкин, Э.Г. Дистанов и др. – М.: 1986 (ОНТИ ВИЭМС).

2. *Валитов Н.Б.* Связь месторождений сероводородсодержащих газов с зонами минерализации//Геология нефти и газа, 1982, № 9. С. 48–52.

3. *Валитов Н.Б., Филиппов С.А.* Роль литолого-фациального фактора в формировании месторождений самородной серы//Прогноз месторождений горнохимического, горнорудного и строительного сырья. – Казань, 1981. С. 49–53.

4. *Генетические* типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР/Н.В. Кирсанов, М.А. Ратеев, А.А. Сабитов и др. – М.: Недра, 1981.

5. *Геология* месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков/Под ред. А.С. Зверева и Р.М. Файзуллина. – М.: Недра, 1980.

6. *Геология* месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков/Под ред. А.С. Зверева и А.С. Михайлова. – М.: Недра, 1980.

7. *Геолого*-технологические модели месторождений фосфоритовых руд/ /В.С. Бойко, М.И. Карпова, А.С. Михайлов, Ю.П. Журавлев. – М.: Недра, 1986.

8. *Геохимия* глубинных вулканических пород и ксенолитов/И.Н. Говоров, И.П. Илупин, А.Д. Харькив и др. – М.: Наука, 1980.

9. *Горно-химическое* сырье Северного Прикаспия и основные направления поисковых работ: Обзор/А.А. Озол, Ф.А. Закирова, И.Н. Тихвинский и др. – М.: 1984 (ОНТИ ВИЭМС).

10. *Закономерности* формирования континентальной коры в фанерозое/ /А.П. Пейве, А.Л. Книппер, М.С. Марков и др.//Труды 27 Международн. геолог. конгресса. Т. 7. Тектоника. Секция С.07. – М.: Наука, 1984. – С. 3–9.

11. *Иванов А.А.* Региональные и локальные закономерности размещения ископаемых месторождений калийных солей. – Л.: Недра, 1979.

12. *Карпов И.К.* Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Новосибирск: Наука, 1981.

13. *Классификация* соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения/М.А. Жарков, В.В. Благовидов, Т.М. Жаркова и др.//Основные проблемы соленакопления. – Новосибирск, 1981. – С. 3–22.

14. *Кореневский С.М.* Закономерности зонального размещения литокомплексов калиеносных формаций//Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. – Новосибирск, 1983. – С. 16–18.

15. *Кропачева С.К.* Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. – М.: Недра, 1981.

16. *Лисицын А.Е., Малинко С.В.* К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора//Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1982. – № 3. – С. 91–99.

17. *Ломова О.С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. Труды ГИН. Вып. 336. – М., Наука, 1979.

18. *Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В.* Изотопный состав бора в природных боратах и боросиликатах как индикатор условий их образования.//Докл. АН СССР, – 1982. – Т. 267, – № 2. – С. 253–256.

19. *Маркушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). – М.: Наука, 1979.

20. *Митчел А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. – М.: Мир, 1984.

21. *Михайлов А.С.* Цеолиты стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений.//Природные цеолиты. – М.: 1980. – С. 53–59.

22. *Овчинников Л.Н.* Рудообразование с участием сернистого газа//Металлогения и минеральные месторождения. – М.: 1980. – С. 107–117.

23. *Озол А.А.* Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. – М.: Наука, 1983.

24. *Озол А.А.* Эволюция экзогенного минералообразования бора и основные эпохи его рудоотложения//Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. – М.: 1984. – С. 189–194.

25. *Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича//Проблемы тектоники земной коры. – М.: 1981. – С. 7–13.

26. *Рамберг И.Б., Пейман Э.Р.* Системы палеорифтов//Континентальные рифты. – М.: 1981. – С. 13–19.

27. *Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменения климата в позднем мезозое и кайнозое//Литология и полезные ископаемые. – 1981. – № 5. – С. 118–136.

28. *Свальнов В.Н., Матвеенков В.В.* Некоторые особенности фосфатизации на подводных горах Тихого океана//Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1986. – № 10. – С. 111–121.

29. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории.//Труды 27 Международн. геол. конгресса. Т. 12. Металлогения и рудные месторождения. Секция С.12. – М.: Наука, 1984. – С. 3–10.

30. *Соколов А.С.* Классификация и закономерности размещения месторождений фосфатов//Труды 27 Международн. геол. конгресса. Т. 15. Неметаллические полезные ископаемые. Секция С.15, – М.: Наука, 1984. – С. 48–58.

31. *Сребродольский Б.И.* Генетическое значение вариаций изотопного состава самородной серы//Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 246. – № 3. – С. 713–715.

32. *Строение* и эволюция земной коры Сибири на основе поэтапного тектонического районирования/А.Л. Яншин, К.В. Боголепов, Н.П. Лаверов и др.//Труды 27 Международн. геол. конгресса. – Т. 7. Тектоника. Секция С.07. – М.: Наука, 1984. – С. 10–15.

33. *Таусон Л.В.* Магматизм и рудообразование – М.: Наука, 1979.

34. *Тектоника* Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000)/А.В. Пейве, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер и др. – М.: Наука, 1980.

35. *Тихвинский И.Н.* Калийные и калийно-магниевые соли//Неметаллические полезные ископаемые. – М.: 1984. – С. 45–62.

36. *Тихвинский И.Н.* Галогенные формации, их системы и системы бассейнов галогенной седиментации//Общие проблемы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С. 24–35.

37. *Филько А.С.* Минерально-сырьевая база отраслей промышленности СССР, использующих неметаллические полезные ископаемые. Обзор. – М.: 1983 (ОНТИ ВИЭМС).

38. *Хераскова Т.Н., Дагидавы З.* Кремнисто-фосфатные эксплозивные брекчии.//Докл. АН СССР. – 1986. I. 288. – № 2. – С. 450–452.

39. *Яншин А.Л., Жарков М.А.* Фосфор и калий в природе. – Новосибирск: Наука, 1986.

40. *Яншин А.Л., Ильин А.В., Гланов З.А.* Основные проблемы древнего

фосфатонакопления.//Труды 27 Международн. геол. конгресса. – Т. 15. Неметаллические полезные ископаемые. Секция С.15. – М.: Наука, 1984. – С. 95–103.

41. *Busson J., Cornee A.* La sedimention phophatee d'age Cretace Superiur–Eocene des Cosins cotiers africano–atlantiques: reflexions et hypothese sur une interpretation globale. – C.r. Acad. Sci., 1985. Ser.2.–301.–N6.–P. 421–426.

42. *Jundogdu M.N., Yokcen S.L.* Primary sedimentary structures in the Bigadic lacustrine basin of Neogene. – Verbilimled; 1983. – 10. – P. 89–93.

43. *Helvaci C.* Occuttence of Rare Borate Minerals: Veatchite A, Tunellite, Teruggite ana Cahnite in the Emet Borate Deposits, Turkey.//Mineralium Deposita. – 1984. – 19. – P. 217–226.

44. *Mende J.M.* Some modelind problems in reflection seismology.//JEEE ASSP Mag. – 1986. – 3. – N 2. P. 4–17.

45. *Oliver J.,* Probing the structure of the Gepp Continental Crust.//Science. – 1982. – Vol. 216. – N 4547. – P. 689–695.

46. *Riggs S.R.* Tectonic model of phosphate genesis – In: Fertilizer mineral potential of Asia and the Pacific. Hopoluly: E.–W–Resource Syst. Inst., – 1980. – P. 159–190.

47. *Zheng* Mianping, Liu Wengao. Открытие в районе Сицзан–Изычжицюй (Тибет) богатого литием местоождения магнезиальных боратов.//Geol. Rev.,– 1982. – 28. – N 3. – P. 263–266.

48. *Zheng* Mianping, Liu Wengao, Xiang Gun. Nem discoveries at Zha Buye Saline Lake, Tibet.//Тр. Международн. геол. конгресса. – Т.7. Неметаллические полезные ископаемые. Секция 15. – М.: Наука, 1984.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *А.А. Озол* 3

Состояние минерально-сырьевой базы агропромышленного комплекса СССР и основные направления ее развития. *А.С. Филько* 6
Тектоника плит как теоретическая база исторической и специальной минерагении неметаллов. *А.А. Озол* 13
Геохимическая обстановка на раздвигаемых и поглощаемых окраинах плит. *А.А. Озол* 23
Места тройного сочленения плит как минерагенические узлы. *А.А. Озол* 43
Геодинамический анализ закономерностей размещения и образования месторождений горно-химического сырья как основа их регионального прогноза. *А.А. Озол* 45
Нетрадиционные виды агрохимического сырья 46
Фосфатное сырье 55
Минеральные соли 63
Серные руды 73
Фторное сырье 81
Борное сырье 87
Генетические модели месторождений горно-химического сырья как основа их локального прогноза 102
Фосфоритовые руды. *А.С. Михайлов* 107
Калийные соли. *И.Н. Тихвинский* 141
Серосодержащее сырье. *Н.Б. Валитов* 171
Вулканогенно-осадочные бораты. *А.А. Озол* 188

Заключение. *А.А. Озол* 216

Список литературы 220

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Озол Альфред Альфредович,
Михайлов Александр Семенович,
Тихвинский Индрик Николаевич
и др.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский*
Редактор издательства *Л.С. Цаплина*
Обложка художника *Б.К. Силаева*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технический редактор *Ю.В. Втехина*
Корректор *Е.С. Глуховская*
Оператор *О.М. Карабанова*
ИБ № 7868

Подписано в печать с репродукцируемого оригинал-макета 07.02.90. Т – 07337.
Формат 60x88 $^{1}/_{16}$. Бум. офсетная № 2. Гарнитура Пресс-роман. Печать офсетная.
Усл.-печ.л. 13,72. Усл.кр.-отт. 13,96. Уч.-изд.л. 15,43. Тираж 780 экз.
Зак. № 1189 /2003–2. Цена 75 коп.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена „Знак Почета" издательство „Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Госкомитета СССР по печати.
109033, Москва, Волочаевская ул.,40

75 коп.

НЕДРА