

Д. П. Сердюченко

**Биогенно-
эвапоритовые
рудные
месторождения
и породы
докембрия**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Д.П. Сердюченко

БИОГЕННО-
ЭВАПОРИТОВЫЕ
РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
И ПОРОДЫ
ДОКЕМБРИЯ

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *Л.Н. Овчинников*



МОСКВА
"НАУКА"
1985



4403

Д.П. Сердюченко. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. — М.: Наука, 1985.

На основе многолетних полевых и камеральных работ автора и критического анализа отечественной и зарубежной литературы дается характеристика наиболее важных месторождений докембрия — железорудных, флогопитовых, апатитовых и турмалин-людвигитовых, лазуритовых и марганцевых, а также вмещающих пород с акцессорной редкоземельной минерализацией (главным образом ортитовой и монацитовой). Рассмотрены парагенезисы минералов и характерные изоморфные замещения; дано подробное обоснование метазвапоритового образования руд и пород и показана важная генетическая роль органического вещества.

Табл. 11. Библиогр. 66 назв.

Рецензенты:

С.М. Кравченко, И.П. Кушнарв

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой геологам и другим естествоиспытателям книге "Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия" на многочисленных примерах архейских, протерозойских и отчасти нижнепалеозойских пород и полезных ископаемых показана важная, а часто — решающая генетическая роль живого и отмершего органического вещества, а также процессов засоления и солеобразования в древних осадочных толщах, впоследствии радикально изменивших свой облик и состав под влиянием регионального метаморфизма, дислокаций и магматических внедрений. Именно с этими геолого-генетической и минералого-петрографической проблемами на протяжении почти 60 лет были связаны исследования автора, в основе которых лежат его полевые и камеральные работы на месторождениях Украины, Северного Кавказа, Коми АССР, Южной Якутии, Белоруссии, Прибалтики, Кольского полуострова, Приполярного Урала, Забайкалья и Средней Азии.

Изучение архейских графитоносных толщ Украины и установление в 1927—1930 гг. их биогенно-осадочного происхождения, заменившее бытовавшие до этого пневмато-магматогенные теории, послужили отправной точкой для последующих по этой "углеродистой" теме работ автора и других геологов, ставших на позиции биогенно-осадочного генезиса. Исследования в Южной Якутии архейских железных руд и вмещающих их и переслаивающихся с ними карбонатных, людвицитовых, турмалиновых, скаполито-графитовых и силлиманитовых пород послужили основой для разработанной автором в 1952—1955 и 1956—1963 гг. концепции происхождения всех этих и им подобных глубоко метаморфизованных толщ за счет различных материнских, в разной степени засоленных и соленосных осадков.

Хронологически после наших публикаций этих лет в отечественной и зарубежной литературе появилось много работ о метаэвапоритовом генезисе ряда древних пород и руд.

Исследования приазовского железорудного комплекса на Украине (1968—1979 гг.) дали нам возможность реставрировать генетические и палеогеографические условия раннего архея для этого региона.

В предлагаемой работе систематизированы также результаты наших многолетних исследований по химической конституции, особенностям состава и изоморфизма слюд, пироксенов, турмалинов, аксинитов, титанитов, ортитов, монацитов, апатитов и других минералов. В частности, рассматриваются впервые установленный в 1948 г. изоморфный ряд флогопит—биотит—мусковит; разработанные в 1956 г. вопросы слюдообразования и непосредственно связанной с ними кристаллизации скаполита и плагиоклаза в метаэвапоритах; и, наконец, изученная в 1967 г. способность бора замещать гидроксил в боратах и силикатах.

При работе над монографией, естественно, был привлечен и критически рассмотрен обширный отечественный и зарубежный литературный материал с содержащимися в нем фактическими данными по близким к биоген-

ному или эвапоритовому типу породам и месторождениям. При этом подтверждалась и уточнялась прежняя или обосновывалась новая для них (биогенная или эвапоритовая) генетическая концепция. И хотя при рассмотрении генезиса у геологов почти всегда остаются неясные и спорные вопросы, мы надеемся, что наши изыскания и анализ фактического материала (в пределах охваченной в работе проблематики) существенно приблизят нас к истине и будут полезным вкладом в научные знания о рудообразовании в самом раннем периоде в истории земной коры.

В монографии упоминаются около 300 русских и иностранных работ; в списке литературы, помещенном в конце книги, даны ссылки на 66 статей и монографий; фамилии остальных авторов, сопровождаемые годом издания работ, приводятся в тексте.

Автор также надеется, что приведенные в книге материалы могут оказаться полезными и в практическом отношении. Они, несомненно, привлекут внимание геологов к некоторым недостаточно изученным или пока малоизвестным на территории СССР типам месторождений, а разрабатываемая автором концепция их осадочно-метаморфогенного происхождения будет способствовать более успешному проведению прогнозных и поисковых работ.

ВВЕДЕНИЕ

Значение осадочно-метаморфических толщ и связанных с ними пространственно и генетически разнообразных многочисленных, и часто крупных, месторождений рудных полезных ископаемых, как известно, очень велико.

Многие геологи и в нашей стране и за рубежом считают, что подкорковые (ювенильные) магмы являются главным источником эндогенной рудной минерализации не только в отложениях древнейших геологических периодов (катархей, архей, протерозой), но и в палеозойских и даже мезокайнозойских отложениях.

Однако к настоящему времени довольно разносторонне разработаны теоретические основы металлогении осадочно-метаморфических пород, базирующиеся на результатах полевых и лабораторных исследований, а также на расчетных данных и экспериментах в большом диапазоне температур, давлений и составов горных пород, минералов и руд.

Регламентированные теорией и практикой метаморфогенного рудообразования методологические подходы и методические приемы помогли выявить ряд новых рудных объектов, понять механизм образования многих уже известных месторождений, уточнить их запасы и практические перспективы, вести обоснованное прогнозирование и поисково-разведочные работы, научно распознать, выделить и практически освоить неизвестные ранее генетические типы месторождений.

Интересно отметить, что в течение последних двух десятилетий геологическая наука, неуклонно преодолевая сопротивление и тяжесть традиций, возвращается уже на новом, более высоком уровне к многим старым, но геологически обоснованным генетическим представлениям прошлого века. Например, в течение полувека со времени открытия (1857—1905 гг.) железные руды в докембрийских толщах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси правильно рассматривались американскими геологами — Китчеллом, Вольфом, Насоном как метаморфизованные осадки, одновременно с вмещающими парагнейсами. Однако с появлением в 1905 г. работы Спенсера, пропагандировавшей новые (и вскоре ставшие модными) идеи о контакт-метасоматическом с магматическим привнесом образовании рудных месторождений, эти архейские руды стали неправильно относить к магматогенным.

На примере многих элементов (Fe, Cu, S, B, P, Cl, C и др.) автором настоящей работы в 1935 г. и в 1953—1970 гг. было показано, что металлогения главной части сиалической земной коры обусловлена составом осадочно-метаморфических, преимущественно докембрийских толщ. При этом одни осадочные рудные концентрации в зоне метаморфизма сохранились (испытав изоминеральную или изохимическую перекристаллизацию и более или менее значительные текстурно-структурные преобразования), а другие были разубожены или совсем рассеяны и уничтожены; третьи впервые (метаморфогенно!) возникли в результате концентрации рассеянного ранее в осадочных или метасадочных толщах рудного материала под влиянием гидротерм, динамотермальной активизации поровых,

пленочных и трещинных вод и контакт-инъекционных воздействий; четвертые представляют собою регенерированные образования, перемещенные по напластованию или вертикально, из одного структурного яруса в другой, с помощью гидротерм, интрузивных и вулканических внедрений и сопряженных с ними контакт-метасоматических процессов, нередко уже с образованием при этом анатектических (плутоно-вулканических) рудных магм (магнетитовых, апатитовых, карбонатных и др.) и парагенетически сопряженных с ними гранитоидных, щелочных и других силикатных магм; пятые представляют собою специфические (например, редкометалльные) месторождения, происхождение которых обусловлено первичным накоплением рудных элементов в эвапоритовых и метазвапоритовых бассейнах и депрессионных морских водоемах, а также активной (прижизненной) или пассивной геохимической ролью отмершей органики; шестые обязаны своим возникновением обильным и долгодействующим кислым и щелочным растворам в зонах древних кор выветривания тектонических напряжений и палингенеза, выносящим впереди фронта и на флангах щелочного метасоматоза и гранитизации редкие, малые, цветные и другие элементы, освобожденные из изоморфного, сорбционного и механически-дисперсного рассеяния в осадочно-метаморфических толщах и образующие свои собственные минералы [29, 35, 39].

В геологическом времени одни и те же осадочно-метаморфические месторождения, сохраняя тот же осадочный вещественный фонд, минералогически и морфологически эволюционируют и усложняются в результате воздействия поздних геологических факторов и наложения новых генетических черт, затемняющих и изменяющих их прежний облик и характер, подобно полиметаморфизму, хорошо известному для гнейсо-сланцевых областей.

Естественно, что некоторые продукты такой метаморфической (гидротермальной, метасоматической, ультраметаморфической, контакт-метаморфической, инъекционной, вулканической и т.д.) переработки метасадочных пород, минералов и руд в силу явлений конвергенции не только по ряду деталей, но и в своем общем облике, вещественном составе и строении часто очень близки или аналогичны магматическим рудным продуктам и сопутствующим им жильно-гидротермальным (первичным или эпигенетическим) и метасоматическим образованиям, характерным и для наблюдаемых в природе и для экспериментально моделируемых ювенильно-магматических процессов. Известно, что месторождения одного и того же структурно-морфологического и минералогического типа могут формироваться разными путями, т.е. являются полигенетическими (конвергенция).

Из ряда вопросов и проблем осадочно-метаморфического рудообразования остановимся на металлогеническом значении древних биогенных, главным образом углеродистых, карбонатных и соленосных пород, а также на рудотранспортирующей и рудоконцентрирующей роли летучих веществ (агентов-минерализаторов) осадочного происхождения.

Наряду с "типичными карбонатами", которые многие геологи считают метасоматическими продуктами гидротермально-магматических процессов или обособлениями ультраосновных—щелочных магм, связанных с верхней мантией в материковой земной коре, безусловно имеются и, по видимому, господствуют, часто трудно отличимые от указанных выше, "карбонатитоподобные" образования осадочного происхождения, впервые выделенные и охарактеризованные Бейли в 1961 г. и нами в начале 60-х годов. Они возникли в результате тектоно-гидротермальной и анатектической переработки относительно легкоплавких пластовых или линзовидно-стратифицированных известняково-доломитовых толщ, почти всегда

содержащих флюсовые добавки в виде фтористых минералов (флюорит, фторапатит) или сопряженных с ангидритами и хлористыми солями натрия, калия, магния.

Их нередко интрузивный характер связан с пластическими деформациями и выжиманием в седлах складок, в трещинных зонах осадочных известняков и доломитов, подвергшихся термальному и динамическому воздействию с образованием диапироподобных структур и будинакструктур и жильно-гидротермальных тел, часто, однако, сохраняющих пространственную и геохимическую связь с карбонатными и сопровождающими их осадочными сериями (Н.З. Евзикова и др., 1964, 1965 гг.; С.С. Ильенок, 1964 г.). Углекислые, фтористые и хлористые метаморфогенные гидротермы вызывали при этом мобилизацию, перетолжение и концентрацию не только редкометалльных (редкоземельных, тантало-ниобиевых, титано-ванадиевых, циркониевых и др.), но и бариевых и стронциевых, а также фосфатных (апатит) и железистых (магнетит) минералов. Соответствующий материал поступал при этом из самих карбонатных толщ и извлекался из вмещающих гнейсов и сланцев. Геохимический характер окружающих "карбонатиты" пород имеет громадное значение для их минерализации. Так, карбонатитоподобные образования на Алдане, пространственно и генетически связанные с архейскими кальцифирами, сопряженными с магнетитовыми рудами, людвигитовыми и редкоземельными рудопоявлениями, сами наследственно содержат концентрации магнетита и выделения редкометалльных минералов и людвигита [45]. С вторгшимися в архейские граниты карбонатитами ультраосновного-щелочного комплекса Палабора в Южной Африке Хайнрих в 1970 г. связал уникальные и совсем необычные для этих пород промышленные месторождения меди, главным образом в виде халькопирита и борнита; в них имеются значительные выделения магнетита и апатита, но нет минералов ни ниобия, ни редких земель. Экспериментально Таттлом и Уилли в 1960 г. был получен карбонатный легкоподвижный расплав при температуре 675° и давлении 1000 бар или 640° и 4000 бар, но температура плавления сильно снижается при добавлении в систему фтора или магния, т.е. очевидна возможность выплавки и дифференциации природной многокомпонентной палингенной карбонатной магмы на кальцитовую, доломитовую, сидеритовую.

В системе глубинных разломов и рифтовых зон, которые могут служить путями продвижения к поверхности мантийного материала, карбонатиты отсутствуют на огромных пространствах дна Индийского океана и широко развиты вдоль восточноафриканских разломов, где карбонатные осадочные породы широко распространены и вовлечены в динамотермальную переработку с образованием даже карбонатных лав (Кения и др.). В частности, в рифтовой зоне, протянувшейся с юго-запада на северо-восток в бассейне р. Замбези в Зимбабве, имеются как неизменные, так и "интрузивные" известняки и связанные с ними пластические и гидротермально переработанные образования в районах Кишиа, Мквизи, а также "типичные" карбонатиты и сопряженные с ними щелочные сиениты. Последние, описанные Бейли в 1961 г., очевидно, генетически связаны с ассимиляцией гранитоидами осадочного карбонатного материала или являются щелочными выплавками из пород, богатых карбонатами и фтором.

Очень интересны в генетическом и практическом отношениях апатитоносные карбонатитоподобные породы на Чадобецком поднятии в Сибири, где рифейские отложения, состоящие из глинистых сланцев, песчаников, различных алевролитов, глинистых известняков, битуминозных и водорослевых доломитов, содержат отдельные слои и пачки фосфатизи-

рованных (до 10% P_2O_5) глинистых сидеритов, песчаников с фосфатным цементом, линзочки магнезита и конкреции песчанистого фосфорита с примесью глауконита и пирита. Секущие эту рифейскую осадочную толщу слюдястые перидотиты и пикритовые порфириты из серии кимберлитоподобных пород в своих зальбандах содержат апатитовые и флогопит-пироксеновые оторочки, генетически явно связанные с составом прорванных ультраосновной магмой фосфатизированных осадочных пород. Ассимиляция карбонатных осадочных толщ привела на последних этапах магматического и постмагматического процессов к аутометасоматической карбонатизации секущих жильных ультрабазитов, особенно в их апикальных зонах, и к образованию на их продолжении в итоге мобилизации осадочного карбонатного материала гидротермальных жил типа карбонатитов, содержащих кальцит, доломит, альбит, кварц, апатит, флогопит, барит, сфалерит, а также пирохлор и другие аксессуарные редкометалльные минералы [48].

Существовавший традиционный взгляд на эти минерализованные жилы как на типичные магматогенные карбонатиты был в 1969 г. скорректирован в итоге изотопного анализа углерода С.В. Багдасаровым, Э.М. Галимовым и др. Ими было установлено, что в чадобецких "карбонатитах" значительно больше изотопа ^{13}C , чем в карбонатитах из других провинций, а во вмещающих карбонатных пластах содержание ^{13}C существенно снижено по сравнению с содержаниями (средним) в осадочных породах, т.е. карбонатитоподобные жилы Чадобецкого поднятия заимствовали карбонатный материал из известняков и доломитов. К этому же выводу пришли и мы на основании геолого-минералогических и геохимических методов исследования [48].

Рассматривая условия формирования фосфоритов и апатитов в осадочно-метаморфических толщах земной коры, на конкретных геологических примерах удается проследить эволюционный генетический ряд месторождений — осадочных, метаморфических, гидротермальных и палингенных [31, 33].

Интересно, что на Алдане и в Прибайкалье на контактах с гранитами происходит собирательная перекристаллизация мелких и микроскопических кристалликов апатита, а в зальбандах пегматит-аплитовых жил и в краевых участках самого гранита формируются его крупные и гигантские кристаллы.

Апатитсодержащие (в среднем 15% апатита) магнетитовые древние руды Центральной и Северной Швеции Ландергрэн в 1948—1949 гг. обоснованно рассматривал как палингенные. Эти руды обычно сопровождаются щелочными сиенитами, но геологическая связь между ними вторична — гранитная магма вплавила богатый железом и карбонатами (Са и Mg) осадочный материал, что и привело к парагенезису рудной и нерудной фракций.

Знаменитые хибинские девонские апатитовые месторождения [31, 33] образовались, по-видимому, также в результате глубинного выплавления богатого фтором фосфатно-карбонатного материала из вмещающих силикатных осадочных пород или при инъекции гранитов в зону мощных, богатых фтором и стронцием фосфоритов, сочетавшихся, как и во многих других районах мира, с известняками и доломитами (Г.И. Бушинский, 1969 г.; Кубо, 1971 г. и др.).

Присутствие в апатит-нефелиновых и сопутствующих им щелочных породах редких элементов и битуминозных веществ связано, очевидно, с материнской фосфоритоносной осадочной толщей, содержавшей обычные примеси — глауконит, пирит, органический углерод.

Подобно фосфору, редкие земли на разных стадиях метаморфического преобразования вмещающих осадочных пород проходят свой химико-минералогический эволюционный путь. Так, например, серые лепешковидные европиевые и обычно бесториевые монациты низких ступеней метаморфизма в зонах палингенеза, гранитоидных инъекций и пегматитообразования замещаются цериево-ториевыми желтыми субидиоморфными кристаллическими зернами.

Исследования архейских метаосадочных толщ иенгрской серии Алданского щита, проведенные автором в 1955—1975 гг., привели к выводу, что развитие среди этих толщ диопсидовые и скаполитсодержащие доломитовые мраморы и кальцифиры, скаполит-диопсидовые или плагиоклазовые породы и скаполит-диопсид-роговообманковые гнейсы образуются в итоге метаморфизма соленосных карбонатно-сульфатно-хлоридных древних осадков. При этом в скаполите фиксируются основные солевые компоненты — Na, Cl, SO_3 , CO_2 , F [27]. В условиях хорошей герметизации пластов скаполит и гастингсит как бы продолжают метаморфогенную кристаллизацию плагиоклазов и пироксенов при понижении температуры и накоплении в породе избытка “летучих” веществ осадочного происхождения.

В некоторых кальцифирах, диопсидо-плагиоклазовых и преимущественно скаполито-плагиоклазовых и диопсидо-скаполито-полевошпатовых породах федоровской продуктивной свиты В.А. Каргатьевым в 1970 г. найдены на Алдане вкрапления и прослойки сингенетичного сиренево-розового ангидрита, а изотопный состав серы из минералов иенгрских пород показал (Ф.В. Чухров, В.И. Виноградов и др., 1968 г.) ее изначально сульфатный характер и биогенное изотопное фракционирование. Это дает основание считать, что в архее здесь существовали прибрежно-морской и лагунный режимы и шло накопление боронсодержащих солей и органики, которая обусловила и сульфатредукцию и метаморфогенное образование магнетитовых руд за счет гидроокисных, хлоритовых и сидеритовых железистых осадков.

К настоящему времени по разновозрастным породам Прибайкалья, Скандинавии, Канадского и Австрало-Мадагаскарского щитов получены данные, свидетельствующие о правильности этой генетической концепции и говорящие о существовании и развитии карбонатно-сульфатно-соленосных формаций еще в раннем архее (более 3 млрд. лет назад) на обширных континентальных платформах Америки, Евразии и Гондваны [35].

Термодинамические (метаморфические) преобразования, как известно, вызывают прежде всего вынос из осадочных пород с переходом в подземные воды легкорастворимых солей. При этом, как показали эксперименты, при повышении температуры выше $60^\circ C$ из смеси хлоридов щелочей преимущественно растворяется KCl, и обогащенные калием рассолы обособляются от хлор-натриевых. В связи с этим отметим, что на Южном Мадагаскаре некоторые пироксениты содержат аутигенный флогопит с кальцитом и скаполитом или с битовнитом, а иногда также ангидрит, апатит, флюорит и сульфиды. Местами (в районе Ампандрандава и др.) флогопитоносные пироксенитовые пласты образуют залив, закрывающийся на севере, на дне которого кулисообразно расположены месторождения флогопита, как отмечает Нуазе в 1970 г., — “типичной засоленной фации”.

Таким образом, засоление исходных осадков обусловило не только ресурсы натрия и связанные с этим процессы дальнейшей аутигенной или метасоматической скаполитизации и альбитизации, но и ресурсы калия и связанные с ним (помимо глубинных и биогенных источников) процессы сингенетичного метаморфогенного флогопито- и биотитообразования

и эпигенетической флогопитизации и микроклинизации, которые особенно активизировались термодинамическими и магматическими факторами.

В связи с процессом древнего солеобразования на определенных стадиях и в соответствии с геохимической спецификой отдельных провинций в лагунах и остаточных морских бассейнах, в осадках и подземных рассолах концентрировались не только Na, K, Mg, Cl и F, но и редкие и малые элементы — Be, Cs, W, Sn, B, Li. На дальнейших этапах геологического развития под влиянием гидротерм, трещинной тектоники, интрузий, деятельности организмов, сорбции, изменений окислительно-восстановительного режима и т.д. происходило их перераспределение и в ряде случаев — достижение промышленных содержаний. Можно отметить, например, пространственно связанные с пегматоидными выплавками или инъекциями или не имеющие никакой пространственной и генетической связи с изверженными породами содержащие редкие элементы слюдиты Трансвааля, Бразилии, Урала, Саян, Дальнего Востока, описанные Б.Б. Беяковой и М.М. Мареевой в 1963 г.; Л.Н. Овчинниковым и В.А. Хвостовой в 1973 г.; Ю.Н. Размахниным и Э.М. Размахниной в 1969 г. и др.

Большое значение, очевидно, имели докембрийские соленосные отложения и связанные с ними рассолы (3,2 — 1,7 млрд. лет и менее) при формировании стратиформных свинцово-цинково-медных месторождений, размеры которых возрастали с переходом от древних к более молодым отложениям. Месторождения Брокен Хилл и другие в Австралии, Сулливан в Канаде являются осадочными. Первые обособились вдоль краев континента, нередко в обстановке пересыщенных соляных растворов, второе образовалось в докембрийской рифтовой зоне в условиях, сходных с теми, которые преобладают в областях горячих рассолов современного Красного моря, т.е. при обилии хлоридов и сульфатов, необходимых для переноса через биогенную сульфатредукцию и служащих источниками серы (Р.Э. Фолинсби, 1972 г.; А.Д. Щеглов, 1978 г.; Кэмпбелл, 1978 г.).

В связи с изложенным важно отметить, что вскрытый глубокой скважиной в долине Империял (Калифорния) высокотемпературный хлоридный натриево-кальциевый рассол (270°С) с высокими содержаниями калия, лития, марганца, никеля, меди, свинца, цинка, серебра, бора, бария, стронция и содержащий также золото, бериллий, мышьяк, висмут, галлий, сурьму и другие элементы, как убедительно показал в 1967 г. С.И. Смирнов, отнюдь не является рудоносным магматическим флюидом, а по всем геохимическим и геолого-генетическим показателям ничем не отличается от рассолов соленосных седиментационных бассейнов и связан с эвапоритами, обогащенными калием и тяжелыми элементами.

Масштабы распространенности метасоленосных пород в архейских толщах Земли очень велики. В Алданской и Байкальской областях плагиоклазы и скаполитсодержащие гнейсовые породы занимают по несколько тысяч квадратных километров, суммарные мощности их достигают сотен метров, а при содержании всего 2% Cl "общие запасы" этого летучего компонента будут исчисляться миллиардами тонн. В районе горы Айза в Северо-Западном Квинсленде (Австралия) в полосе скаполитоносных метаосадочных пород протяженностью 8 км ресурсы хлора составляют около 500 млн.т. Занимаемая скаполитовыми породами площадь, только в провинциях Квебек, Онтарио, Нью-Йорк достигает более 250 тыс. км². Почти во всех эндогенных месторождениях включения рудообразующих растворов содержат кроме CO₂ хлористый натрий и фтористый кальций. Таким образом, участие метаосадочного хлора (или натрия, калия) в архейском рудо- и минералообразовании очень значительно, равно как и их количество и в "захороненной", подземной атмосфере, и в минерализованных водах и рассо-

лах. Рассеянные ("свободные") и даже уже зафиксированные в метаосадочных скаполитах, амфиболах и слюдах галоиды и щелочи под влиянием метаморфизма и гранитизации вновь могли мигрировать и поступали в фонд активных агентов-минерализаторов, которые концентрировали рудный материал (Б.Б. Польшов, 1934 г.; Д.П. Сердюченко, 1956 г.; Н.Ю. Икорникова, 1962 г.; Д.И. Павлов, 1964 г.; А.В. Щербак. 1968 г.; А.М. Блох, 1969 г. и др.).

Фтор, кроме того, часто связан с карбонатными (известняково-доломитовыми) и сульфатно-галогенными толщами и их метаморфическими производными. В морских лагунах и реликтовых бассейнах фторсодержащие рассолы, опережая немного садку доломита, выделяют дисперсные фазы флюорита или фторапатита (очень редко с вагнеритом или изокитом). Вот почему доломиты, реже ангидриты и еще в меньшей степени растворимые соли содержат рассеянную вкрапленность или прерывистые прослойки фтористых минералов. Следующие за седиментацией этапы диагенеза, тектоно-магматической активизации, палингенеза и гидротермальной деятельности вызывали мобилизацию, собирательное, возрастающее на каждой новой геологической стадии перераспределение фтора, вплоть до формирования в благоприятных структурных условиях почти сплошных линзовидно-гнездовых тел, штокверков или жил фторсодержащего минерала — флюорита или фторапатита. В платформенных и геосинклинальных зонах широко образовывались легкоподвижные фторсодержащие металлические комплексы, которые после перемещения и концентрации таких, например, элементов, как редкие земли, олово, бериллий и др., распались, а фтор вновь в виде фтористого кальция сохранился почти на той же самой территории, проявляя своеобразную геохимическую оседлость. Как указывали Л.В. Пустовалов в 1937 г., Петерс в 1958 г. и Я.П. Самсонов в 1971 г., осадочные геологические формации (например, Анды, Калифорния, Казахстан, Дальний Восток и др.) могли быть и были фторосодержащими еще задолго до развития в них гидротермальной рудной минерализации.

Как отмечали Гейжер в 1960 и 1961 гг. и автор в 1967 и 1971 гг., с рудо-транспортующей ролью фтора, очевидно, следует связать образование таких пневмато-гидротермально-метасоматических месторождений фтор-карбонатов редких земель, как район Бастнез в центральной Швеции. Здесь фтор, очевидно, способствовал переносу редких земель, извлекая их из вмещающих гнейсов и сланцев, где редкие земли находились в виде ортита, сфена или монацита. Вторичная, уже промышленная концентрация редких земель в зоне Бастнез—Риддархиттан представлена метасоматическим фтористым Mg-ортитом и главным образом бастнезитом и другими фтор-карбонатами редких земель.

Трудно сомневаться в участии фтора осадочного происхождения и в формировании восточносибирских редкометалльных месторождений в зонах разломов, смятия, щелочного метасоматоза и широких проявлений палингенных процессов на стыке протерозойских и архейских метасадочных пород (В.В. Архангельская, 1968 г.; Д.П. Сердюченко, 1972 г.). Кроме минералов циркония и гафния, тантала и ниобия, хлора и йода, здесь встречены и бериллиевые (берилл и гадолинит), но генетически показательное присутствие на разных стадиях минералообразования фтористых соединений — криолита, фтор-апатита, флюорита, фтор-пирохлора, бастнезита, иттро-флюорита, флюоцерита, гагаринита и др. (Н.Е. Залашкова и др., 1972 г.).

Надо указать еще одну минеральную форму нахождения и концентрации фтора в докембрийских осадочно-метаморфических толщах. Это топаз

$[Al_2SiO_4(F, OH)_2]$, содержащий более 10 мас.% фтора и входящий в число первичных породообразующих минералов силлиманит-топазовых или топазовых кварцитов и сланцев, отчетливо стратифицированных и широко распространенных на территории Танзании и Кении, где они прерывисто прослежены на протяжении почти 200 км. Количество топаза в отдельных слоях и пачках, регионально метаморфизованных в гранулитовой фации докембрийских кремнисто-глинистых осадков, обогащенных фтором, колеблется от нескольких до 70%, причем, как отмечал Кемпе в 1967 г., топазсодержащие породы согласно залегают и переслаиваются среди графит-силлиманит-альмандиновых, силлиманитовых или кианитовых сланцев и кварцитов, обнаруживая резкие или постепенные переходы к бестопазовым разностям седиментогенных пород.

В метаморфических породах архея приблизительное отношение $F/Cl = 1/4$. При широком распространении фторосодержащих пород мы получим громадные количества агента—минерализатора фтора, поступавшего (вместе с хлором, бором и др.) изначально или из первичной коры и верхней мантии, или из сконденсировавшегося из паров и химически сложных дымов раннегеологической атмосферы Земли. Это положение подтверждается работами А.П. Виноградова в 1964 г.; А.Б. Ронова в 1964 и 1972 гг.; автора в 1967 г.

Еще большую роль в качестве главной и составной части рудных флюидов в земной коре играет вода, присутствующая в минералах в конституционной и кристаллизационной формах, в составе гелей труднорастворимых соединений Si, Al, Fe, в порах осадочных и метаморфических толщ. Количество она составляет половину вод мирового океана. Вместе с осадочными породами вода погружается в недра земной коры и там, в условиях метаморфизма пород, активно участвует в эндогенных гидротермальных и метасоматических процессах, приобретая характер терм и восходящих водных флюидов на сравнительно небольших глубинах (4–12 км), где находятся погребенные водоносные горизонты и куда проникают нисходящие поверхностные воды, вадозная природа которых, по данным В.Г. Кушева за 1975 г., подтверждается в последние годы и многочисленными изотопными анализами кислорода. Если поровые воды отжимаются на стадии литификации пород, то гидратные — полностью остаются и участвуют в процессах метаморфизма: в породах амфиболитовой фации сохраняется до 3% и даже в толщах гранулитовой фации еще остается 0,5% H_2O .

При описании метасоматитов неоднократно отмечалась неодинаковая перемещаемость компонентов исходных пород под влиянием фильтрующихся растворов. Наиболее сильно перекристаллизуются и перемещаются рудные компоненты — магнетит, гематит, борные минералы, богатые щелочами и летучими соединениями. Силикаты обычно проявляют значительную устойчивость или местные перемещения и постепенно эволюционируют, давая, например, ряд пироксен—роговая обманка—актинолит—флогопит—биотит—мусковит. Людвигит-ашаритовые осадочные прослои под влиянием согласных и секущих гранитоидов метасоматически (количественно умеренно) перемещаются на Алдане вдоль пласта или вверх по трещинам, укрупняясь при этом и освобождаясь от минеральных примесей. В результате работ ряда исследователей (Н.А. Елисеева, А.П. Никольского, В.Г. Кушева, И.К. Баженова, А.А. Глаголева, М.Н. Дэви, В.А. Бороныгина и др.), проводившихся в 1961–1983 гг., установлено, что железистые тонкополосчатые кварциты в результате контакто-метасоматического процесса дают местные линзовидные тела массивных магнетитовых руд в Кривом Роге [10], в Западных Саянах, в Чаро-Токкинском районе на западе Алданского щита.

Характерной особенностью почти всех докембрийских осадочно-метаморфических месторождений является их тесная (явная или завуалированная химическими, главным образом восстановительными процессами) генетическая связь с живой или отмершей органикой. Это — литологический парагенезис с углеродистыми, "черными" графитовыми сланцами, создание восстановительных или (у живых организмов) окислительных условий и химико-минеральных форм, обеспечивших миграцию, концентрацию или осаждение (седиментацию) часто ранее рассеянного минерального вещества. Во многих докембрийских даже раннеархейских месторождениях железа, марганца, фосфора и др. удастся установить древнейшие клетки (индивиды) простейших рудообразующих организмов или геохимически обоснованно связать генезис руды с участием органики. На моделях палеозойских и мезозойских месторождений и современных природных и искусственных концентраций все шире и убедительнее выявляются "специализированные" организмы (бактерии, водоросли и др.), избирательно при жизни концентрирующие медь, свинец, цинк и другие металлы даже из их очень слабых природных растворов — в источниках, изолированных или полуотшнурованных водоемах, прибрежных или донных депрессиях морей и т.д.

Глубоко преобразованные биогенные и метазвапоритовые породы и руды среди эндогенных комплексов раннего докембрия имеют большое научное и практическое значение. В мощных метаосадочных толщах очень важную петрогенную и металлогеническую роль играют метазвапоритовые комплексы. Характерные первичные осадки этого типа (карбонаты, сульфаты, растворимые соли), соседствующие с мергелисто-глинисто-кремнистыми и углеродистыми пачками и прослоями, дают основной материал для формирования парагенезисов, сланцев и кальцифиров.

В зависимости от степени герметизации метаморфизируемых засоленных и соленосных осадков образуются скаполитовые, скаполит-плаггиоклазовые или плаггиоклазовые породы, часто в парагенезисе с ортитом. Местами они переходят в кварциты или метаосадочные плаггиоклазиты [27, 30, 35, 36, 38]. Обширные скаполит-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые гнейсы и сланцы Сибири, Восточно-Русской платформы, Скандинавии, Северной Америки, Австралии и др. произошли при метаморфизме осадков засоленных неглубоких эпиконтинентальных или прибрежно-морских бассейнов. По наблюдениям В.Л. Барсукова и др. в 1982—1983 гг. в результате накопления калия и магния под влиянием пневматогидротерм на протопланетарной стадии развития поверхностных лейцитовых базальтов и в дальнейшем, при обособлении K-Mg-рассолов в конце садки солей в водоемах или на первых стадиях растворения соляных залежей накапливались (главным образом в докембрии) осадки, давшие при метаморфизме флогопитовые месторождения или биотитовые, в том числе литиеносные, слюдиты. Такие месторождения есть в Канаде, Сибири, на Кольском полуострове, Мадагаскаре и др., о чем свидетельствуют работы автора в 1975—1982 гг., Нуазе в 1970 г., Л.Н. Овчинникова, В.А. Хвостовой, А.А. Кременецкого в 1975—1982 гг., А.М. Заседателева в 1975 г.

Сульфатные осадки иногда сохраняются в древних гнейсах или составляют минеральные реликты ангидрита. Их отдаленным признаком является также изоморфная примесь сульфат-аниона, присутствующего во многих апатитах (особенно типа вилкеита) и сульфат-монацитах, которые в большинстве случаев не имеют никакой пространственной и генетической связи с карбонатами и др.

Растворимые соли и древние засоленные осадки, несомненно, играли роль плавней (флюсов) при последующем внедрении гранитоидов и асси-

миляционном или палингенном образовании гранитов и щелочных магматических пород, что хорошо иллюстрируется открытием в последние годы обильной и разнообразной водно-растворимой щелочной минерализации (NaCl , Na_2CO_3 и др.) на глубоких уровнях Хибинского и Ловозерского массивов [7]. В этой связи важно отметить модель Коршуновского месторождения в Ангаро-Илимском районе, где на дне мульды между железорудными "трубками" отложился слой поваренной соли, покрытый целестинсодержащими хомогенными осадками. Пластовая перемежаемость людвиговитовых, турмалин-дюмортьеритовых, магнетитовых, карбонатных, биотитовых, апатитовых, силлиманитовых и др. пород архейских метаосадочных комплексов отразилась и на металлогеническом характере поздних магматических инъекций и гидротерм, которые, в частности, перераспределяют — концентрируют или рассеивают полезные минеральные компоненты, извлекаемые из прорываемых осадочных серий, вызывают их собирательную перекристаллизацию и сами эндоконтантно ими обогащаются.

Вулканическая деятельность с древнейших времен создавала благоприятные температурные условия для обильного развития микроорганизмов — специализированных рудообразователей черных и цветных металлов, фосфора и других элементов. Древнейшая флора была также концентратом калия (метаболизм), ресурсы которого обусловили инъекционную и палингенную микроклинизацию плагиоклазовых и других гнейсов и гранитоидов.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КРЕМНИСТЫЕ И СИЛИКАТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

ВОЗРАСТНЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ОТНОШЕНИЯ ДРЕВНИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ, ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Несмотря на то что огромные запасы древних, главным образом докембрийских, железных руд известны на всех континентах, в течение последних десятилетий открыты новые крупные месторождения. Выходы джеспилитов обнаружены недавно в западных районах Гренландии. В Восточной Антарктиде советскими геологами открыта крупная железорудная провинция, где в толще ритмично переслаивающихся слюдисто-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев залегают чередующиеся кварц-магнетитовые, магнетит-кварцевые и магнетит-карбонатные слои, в которых содержание магнетита и гематита, по данным М.Г. Равича, Д.С. Соловьева и О.А. Тарутина за 1977 г., колеблется от 10 до 80%.

Кроме новых и уже эксплуатируемых докембрийских железных руд, на Кольском полуострове (Оленегорск) и в Карелии (Костомукша) глубинным геологическим картированием установлено широкое распространение железорудной формации типа КМА на территории Белоруссии. Там же в 1971—1982 гг. А.С. Махначем и Д.А. Доминиковской обнаружены магнетито-титаномагнетито-ильменитовые руды, сопряженные с габбро-норитовыми интрузиями, как на Подолыи и Волыни.

На Северо-Востоке СССР также недавно открыты и изучаются железные руды в кристаллических породах фундамента на правом берегу р. Колымы, в верховьях р. Омолон, представленные мощными и протяженными залежами магнетитовых кварцитов. Вместе с уже давно известными здесь мелкими проявлениями железных руд этого типа они охватывают Омолонский массив, Приколымское поднятие и Аньюско-Олойский блок [9]. Тонкопосчатые руды, помимо магнетита (55—65%) и кварца (35—45%), имеют постоянную примесь апатита и актинолита, образующих псевдоморфозы по характерным для древних (архейских?) сланцев пироксену и бурозеленой роговой обманке.

Кроме исследования новых продуктивных территорий, во всем мире ведутся работы по уточнению стратиграфического положения горизонтов, уточнению их состава, палеогеографических и геохимических условий образования и по определению абсолютного возраста.

По-видимому, основная масса железных руд в Кривом Роге, КМА, Хамерсли (Австралия), в месторождениях Лабрадора, района оз. Верхнее, а также во многих формациях верхнего структурного яруса в Южной Африке отложилась в течение единой растянутой эпохи между 1,9 и 2,5 млрд. лет назад.

В архейское время длительность железонакпления была также в основном обусловлена прерывистостью самого процесса мобилизации и отложения рудного вещества. Филлитовые кварц-гематит-магнетитовые серии Фиг Три и Онвервахт (Трансвааль), как указывал Раймер в 1967 г.,

имеют возраст метаморфизма более 3,3 млрд. лет и возраст седиментации, превышающий 3,5 млрд. лет; возраст конкских грюнерит-альмандин-биотит-магнетитовых кварцитов и сланцев, переслаивающихся с metabазитами и парасланцами в пределах нижней, наиболее древней части конкско-белозерской железной формации, по материалам В.Д. Ладиевой за 1967 г., В.С. Домарева за 1969 г. и В.И. Коваленко за 1976 г., находится в интервале 3–3,5 млрд. лет. По возрасту им близки магнетитовые руды Восточного Приазовья, представленные главным образом магнетитовыми кварцитами с феррогиперстеном, геденбергитом—фассаитом и гранатом, входящие в состав метаосадочной толщи, метаморфизованной в условиях гранулитовой фации [15, 40]. Такой же состав, как в 1976 г. отмечал Наганна, имеют и наиболее древние (более 3 млрд. лет) силикатно-магнетитовые кварциты, например из слоистой толщи железорудной формации Карнатака в Индии.

Месторождение полосчатых магнетит-грюнерит-сидеритовых железняков с кварцем, стильпноmelаном, кальцитом и хлоритом в Исуа (Гренландия), очевидно, одно из наиболее древних — 3,76 млрд. лет (Мурбат и др., 1973 г.; Аллаарт, 1976 г.). Примерно в 150 км северо-восточнее горы Готхоб, у кромки материкового ледяного покрова в районе Исуа серия главным образом основных пород содержит в себе также полосчатые железняки — джеспилиты — и другие породы супракрустального происхождения. Вся эта толща включена в гранитогнейсы, возраст которых, определенный рубидий-стронциевым методом, равен 3700 ± 140 млн. лет, что соответствует возрасту гнейсов на площади Амитсог вблизи Готхобского фиорда.

Степень метаморфизма гнейсов из обоих районов и пород железистой формации определяется сейчас в пределах от верхней зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Суммарная мощность супракрустальных пород варьирует от 2 до 3 км. Нижняя их часть сложена кварцитами и метагравакками, на которых залегают гранато-хлоритовые сланцы и полосчатослоистая железистая формация, включающая магнетитовые и сидеритовые слои и пачки. Верхняя часть разреза состоит из зеленосланцевой фации metabазитов. Имеются предположения, что супракрустальный комплекс Исуа представляет собой мелководную шельфовую фацию. Возрастные отношения гранито-гнейсов и полосчатых железняков не ясны, так как вследствие интенсивных деформаций эти породы имеют структурно-согласные контакты.

Свинцово-изохронным методом исследовались: несколько типичных образцов из полосчатых переслаивающихся и деформированных железистых тонкозернистых пород, в том числе слои из магнетита и грюнерита с примесью кварца, а также монофракции магнетита и силиката; слои магнетита и грюнерита с подчиненным количеством Fe-хлорита, кварца и кальцита; сидеритовый слой с рассеянным магнетитом и аксессуарными грюнеритом и хлоритом.

Породы этого типа распространены среди многих докембрийских отложений и обычно рассматриваются, в частности Джеймсом в 1966 г., как химические осадки. В породах юго-западной части Гренландии отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ показали очень хорошую сходимость и дали обоснованную возможность определить абсолютный возраст железорудных пород и минералов из Исуа в 3,76 млрд. лет. Этот возраст является, судя по опубликованным данным, наиболее древним для несомненно водно-осадочных отложений.

Более молодой (3,7 млрд. лет) возраст для гранито-гнейсов Исуа и Амитсог следует, скорее всего, рассматривать как время их магматичес-

кого (инъекционного) замещения, а из этого следует, что железистые породы были более ранними и даже подверглись термальному метаморфизму под влиянием этих внедрений. Очень показательно наличие повторающихся на разных участках ясных возрастных этапов для этих двух очень различных пород (железистая формация и гранито-гнейсы). К тому же в Амйтсоге гнейсы содержат в себе многочисленные фрагменты более древних пород, по составу близких к развитым в районе Исуа супракrustальным породам (включая метаосадочные полосчатые железняки).

Гренландские месторождения, по данным Уилсона и Андерхилла (1971 г.), по-видимому, геологически родственны древним железистым кварцитам п-ова Мелвилл на востоке арктической части Канады. Рудосадочная метаосадочная формация там сильно дислоцирована и прорвана интрузиями основных и более поздних гранитоидных пород; отдельные магнетит-гематит-Fe-силикатные рудные залежи мощностью от 90 до 390 м содержат железа от 23 до 38%.

МНОГОЭТАЖНОСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Алданский щит. Древнейшим месторождениям Западной Гренландии и Южной Африки близки по возрасту силикатно-борат-магнетитовые свиты с редкими землями и апатитом на Алдане — их возраст 3,5–3,7 млрд. лет [8,42].

Однако кроме этих комплексных нижнеархейских центрально-алданских месторождений, на юго-западной окраине Алданского щита имеются еще малоизученные нижнепротерозойские магнетит-гематитовые, а главным образом магнетитовые малосиликатные и куммингтонитовые, кварциты Чара-Токкинского железорудного района (месторождения чарской группы), расположенные в пределах субмеридионального сильно дислоцированного синклиория общей протяженностью более 50 км и шириной в среднем 10 км [11]; от наиболее древних руд Сивагли-Таежинского района их отделяет временной интервал почти в 1 млрд. лет. Наиболее крупные месторождения этой области приурочены к позднеархейским и раннепротерозойским грабенам, положение которых контролируется уже установленными зонами разломов, как отмечали в 1976 г. А.Ф. Миرونюк и А.Ф. Петров.

В центральной части Алданского щита, пространственно и генетически подчиненной контактам среднекембрийских доломитизированных известняков и верхнеюрских сиенит-порфирировых и кварц-сиенитовых лакколитов, имеются еще небольшие гнездовидные магномагнетитовые тела разных размеров и форм, иногда сопровождаемые крупнокристаллическим апатитом или магнезио-людовигитом. Эти тела представляют собой третий пространственно-генетический тип регенерированных метасоматических концентраций. Возникновение этих концентраций обусловлено переносом железа, фосфора и бора из раннеархейских силикатно-магнетитовых и боратовых слоев с апатитом под воздействием позднемезозойских интрузий, которые сопровождалась активной деятельностью магнезиальных (как и в Центральной Швеции) растворов, что и было установлено Д.П. Сердюченко и др. в 1958–1963 гг.

Украинский щит район Курской магнитной аномалии (КМА). Здесь хорошо известны два метасоматически перекристаллизованных железорудных яруса, богатых органикой, а местами сингенетично засоленных или пропитанных более поздними вадозными рассолами — глубоко метаморфизованный в гранулитовой фации архейский, преимущественно магнетитовый с эвлизитовыми и гондитовыми прослоями, и умеренно



4403

метаморфизованный в амфиболитовой фации протерозойской, преимущественно гематитовый. Протерозойский ярус в северных и восточных районах Криворожья содержит обширные участки магнетит-гематитовых силикатно-рудных слоев с обильным содержанием сингенетичных, но частично претерпевших метасоматическую перекристаллизацию и перемещение щелочных амфиболов (рибекита, родузита, арфведсонита и др.) и пироксенов (эгирина, эгирин-авгита и др.), принимавшихся многими геологами (В.И. Лучицким в 1947 г., Н.А. Елисеевым и др. в 1961 г. и др.) за результат магматического щелочного метасоматоза, но скорее всего свидетельствующих об эвапоритовых условиях древнего рудообразования, что подтверждалось и Н.И. Свительским, Ю.И. Половинкиной, Э.К. Фуксом в 1932 г. и Д.П. Сердюченко в 1960 г.

Детальное минералого-петрографическое и структурно-стратиграфическое изучение рудоносных толщ и вмещающих пород нижнепротерозойской железисто-кремнисто-сланцевой курской серии и раннеархейской железисто-кремнисто-гнейсовой обоянской серии КМА, выполненное Н.А. Плаксенко и И.Н. Щеголевым (1965–1978 гг.), показало, что эти толщи и вмещающие породы относятся к разным комплексам, различающимся по возрасту и степени метаморфизма, по распространенности и размерам железорудных тел и продуктивных площадей, по минеральному составу и степени раскристаллизованности руд и боковых пород. В первом комплексе преобладают кварц, магнетит, гематит, местами с примесью сидерита и других карбонатов, свительскита (морфолого-генетическая модификация селадонита), апатита, пирита, пирротина, хлоритов, гриналита, талька, иногда амфиболов и пироксенов; во втором — кварц, магнетит, пироксены, амфиболы, гранат, биотит, плагиоклазы с примесью карбонатов, ильменита, титаномагнетита, апатита, сульфидов железа, монацита.

Кроме того, метаморфизованные слоистые толщи курской серии по данным многолетних исследований многих авторов хорошо коррелируются с нижнепротерозойскими образованиями криворожской, в основном сланцевой кварц-гематитовой рудоносной серии на Украине; однако и эти последние существенно отличаются от подстилающих их на значительных глубинах магнетит-силикатных и магнетит-силикатно-кварцевых, в основном гнейсовых, пород. Сопоставление этих наиболее древних разрезов (работы М.А. Ярошюка и др. в 1976–1981 гг.) Криворожья с породами обоянской серии КМА и центрально-приазовской нижнеархейской серией (работы Н.П. Семененко и др. в 1978 г.; Я.Н. Белевцева и др. в 1978 гг.; Н.А. Плаксенко и И.Н. Щеголева в 1974 г.; Л.Я. Ходюша и В.И. Коваленко в 1966–1972 гг.) обоснованно показывает, что все эти разрезы по основным геологическим признакам идентичны и явно относятся к раннеархейским образованиям [15, 40]. Равным образом комплексы обоянской и центрально-приазовской серий хорошо коррелируются с архейскими разрезами Среднего и Южного Побужья и верховьев р. Рось, где, в частности, развиты не только однотипные карбонатные и силикатно-карбонатные породы, но и графитовые (органогенные) и высокоглиноземистые гнейсы, а также магнетитовые силикатные кварциты, эвлизиты и другие высокожелезистые пироксено-амфиболо-слюдяные парароды, описанные В.И. Лучицким в 1930 г.; Д.П. Сердюченко в 1930, 1935, 1975 гг.; И.С. Усенко, М.Д. Царовским, Н.П. Щербаком и др. в 1970–1974 гг.

Протерозойские железисто-кремнистые, содержащие магнетит и сингенетичный сидерит, руды Криворожья и КМА еще в докембрии и в раннем палеозое подвергались гипергенному разложению с образованием местами

мощных площадных и линейных кор выветривания, когда выщелачивался кремнезем, окислялись магнетит и сидерит, в результате чего в этих районах, как и на аналогичных месторождениях Северной и Южной Америки, Африки, Индии и Австралии, образовались богатые и довольно трещиноватые или рыхлые гематитовые руды со значительным содержанием пористого мартита и пылевидного гематита (Н.А. Корнилов, 1970 г; Н.М. Страхов, 1947 г. и др.). В Михайловском, Лебедянском и других районах КМА эти коры выветривания перекрыты девонскими, каменноугольными, юрскими породами, седиментация которых включает, в частности, среднедевонский железорудно-бокситовый оолитовый цикл, а также многочисленные озерно-болотные железозносные водоемы и охватывает обширные территории Европы, Африки и Азии, где распространены, например, осадочные руды лан-дильского типа, которые, как отмечалось нами в 1958 г., ошибочно принимались некоторыми геологами за продукты вулканической деятельности. В этих именно условиях, как указывали А.П. Никитина и В.И. Сиротин в 1965 г., А.П. Булгакова в 1967, 1975 гг. и др., кора выветривания, сформировавшаяся на протерозойском железорудном "этаже" КМА, была эпигенетически магнетитизирована, шамозитизирована или сидеритизирована (соответственно геохимической обстановке в донных водах и илах поверхностных бассейнов) в результате заполнения пустот в пористо-трещиноватой и брекчированной гематитовой руде выделениями из десцензионных железистых растворов, проникавших из вышележащих девонских и других по возрасту водоемов. Это — "инфильтрационная кора выветривания", впервые выделенная нами в 1952—1953 гг. как особая сложная формация на среднеюрских хром-никелевых железных рудах на р. Малка на Северном Кавказе и оказавшаяся широко распространенной в различных осадочных и метаосадочных рудных и нерудных образованиях разного возраста.

Таким образом, в метаморфической толще Криворожья и КМА имеется три возрастных железорудных уровня (этажа) — архейский, протерозойский и наложенный инфильтрационный палеозойский.

Карелия и Кольский полуостров. Большое промышленное значение в Западной Карелии имеет Костомукшское железорудное месторождение, подчиненное толще глубоко метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород архейского возраста (3,2—2,7 млрд. лет). Здесь, на восточной окраине Балтийского щита, на различных биотито-гранато-плагиоклазовых гнейсах, гранито-гнейсах и сланце-кварцитах, обычно сильно мигматизированных и пронизанных жилами и дайками ультраосновных, основных и кислых пород, залегают вулканогенно-осадочные слои (амфиболиты, слоистые туфы и туффиты), содержащие маломощные прослойки магнетитовых сланцев и кварцитов, а также тонкие прослои слюдисто-углеродистых сланцев с вкрапленностью и прожилками пирротина, пирита и халькопирита [12]. Непосредственно на них лежат отложения типично осадочной железорудной костомукшской свиты, открытые в 1945 г. при аэромагнитной съемке.

Свита делится на две подсвиты. В нижней подсвите силикатные железистые кварциты составляют 75% общей мощности. Это преимущественно рибекитовые или магнезиорибекитовые с актинолитом, грюнеритом, биотитом, роговой обманкой или смешанные рудные разновидности, перемежающиеся с прослоями углеродсодержащих и слюдястых ритмично-слоистых сланцев. В основании подсвиты расположены базальные полимиктовые конгломераты мощностью 0—80 м, отражающие состав подстилающих ультраметаморфических и мигматизированных гнейсов; мощность всей железозносной толщи, которая имеет сложно-синклиналиную

структуру, варьирует от 30 до 420 м. Верхняя подсвита мощностью 50—720 м состоит из примерно равнообъемного переслаивания магнетитовых кварцитов, главным образом грюнеритовых, отчасти биотитовых и рогово-обманково-биотитовых и ритмичнослоистых слюдястых сланцев флишевого типа с гранатом и ставролитом и графитистых сланцев.

В рудной осадочной толще выделяется несколько циклов, причем в каждом из последующих циклов возрастает роль железорудного компонента — магнетита, так что наиболее богатые и мощные (до 200 м) рудные пачки расположены в верхней части разреза, где находится и характерный для Костомукшского месторождения и его восточных аномальных зон "богатый" пласт железистых кварцитов.

Железорудная свита перекрывается биотито-кварцевыми сланцами с высокоглиноземистыми минералами (андалузитом, ставролитом, гранатом) и очень редкими прослоями магнетитсодержащих кварцитов и слюдястых сланцев.

Таким образом, можно заключить, что западнокарельские руды по возрасту и составу могут быть сопоставлены с рудами нижних (архейских) свит КМА, а также с рудами месторождений северного Приозовья, где, однако, господствуют пироксеновые разности магнетитовых кварцитов. Общими для них являются присутствие углеродистых пород и минералого-геохимические признаки засоления исходных осадков, а также большая генетическая роль органического вещества.

По данным Е.А. Гедовиуса, рудное поле уже разведанного месторождения имеет длину около 15 км, ширину 0,7—1,8 км, мощность железистых кварцитов составляет 40—360 м. Однако возможно открытие новых рудных полей, поскольку уже сейчас известно значительное число сравнительно маломощных и менее выдержанных по простиранию рудных пачек. Разведочными скважинами руды прослежены на глубину более 350—400 м; при этом на всех участках развиты тонкополосчатые руды, в которых магнетитовые и безрудные слойки имеют ширину от долей миллиметра до 10—15 мм, изредка достигая 20 и даже 30 мм. Содержание рудных минералов в рудных слойках колеблется от 30 до 90%, причем в них, кроме магнетита, имеется заметное количество гематита и незначительная примесь сульфидов.

Следует отметить, что по последним данным В.Я. Горьковца, М.Б. Раевской, Е.Ф. Белоусова и К.А. Ининой за 1981—1983 гг. Костомукшское железорудное месторождение относится к гимольской осадочно-метаморфической серии, а подстилающие его вулканогенные, существенно metabазитовые отложения конкской серии имеют возраст более 3,2 млрд. лет, определенный по циркону ксеноновым нейтронно-активационным методом; на этих породах обнаружены ясные признаки развития древнейшей коры химического выветривания.

С карельскими во многом сходны железистые кварциты Кольского полуострова. Они также согласно залегают среди докембрийских (катархейских—протерозойских) метаосадочных пород, переслаиваясь с рогово-обманковыми или биотитовыми гнейсами с гранатом, ромбическим или моноклинным пироксеном, кальцито-доломитовыми кальцифирами, местами со значительным содержанием скаполита или кварца, высокоглиноземистыми гнейсами с силлиманитом, ставролитом и кианитом, глубоко измененными и перекристаллизованными пластообразными метавулканитами кислого (лептиты) и ультраосновного (жедрититы) состава и др. Метаосадочные плотные черные микрослоистые турмалиновые сланцы местами образуют линзы (0,8—3,0 м в длину) в глиноземистых гнейсах в непосредственной близости от некоторых пластов железистых кварцитов.

Магнетитовые тонкополосчатые кварциты составляют главную часть кондиционных руд Кольского полуострова. Магнетит-гематитовые кварциты имеются не во всех месторождениях и играют подчиненную роль. Магнетит-силикатные грубополосчатые кварциты (амфиболовые, биотит-гранат-амфиболовые, гранат-диопсидовые) образуют тонкие слои почти в каждом рудном теле, но особенно характерны они для маломощных нерудных прерывистых прослоев. По наблюдениям П.Н. Чирвинского в 1935 г., М.С. Точилина в 1970 г., В.Н. Макарова и П.М. Горяинова в 1970 и 1976 гг. и А.А. Полканова в 1935 г. в качестве незначительных примесей в кварцитах встречаются карбонат и апатит, пирротин количественно нередко равнозначен магнетиту, а местами даже преобладает.

Состав амфиболов в магнетитовых кварцитах варьирует от куммингтонитов до актинолитов, но, по-видимому, изначально это были главным образом грюнериты, частично замещенные вторичным магнетитом (подобно развитию мартита в гематит-магнетитовых кварцитах). Возможно, по мнению П.Н. Чирвинского, что образовавшийся из железисто-кремнистого осадка при метаморфизме грюнерит потом, при охлаждении, окислении и гидратации распался на кварц и магнетит, дав в итоге с первичным более сложным метасиликатом Fe, Ca, Mg и R¹⁻ трехфазную систему: кварц—магнетит—роговая обманка. Роговая обманка в железистых кварцитах Кольского полуострова представлена двумя генерациями — синезеленой и бесцветной. Изначальная роль грюнерита иллюстрируется наличием безрудных грюнеритовых кварцитов.

Железисто-кварцитовые метаосадки широко развиты в центральной и северо-западной частях Кольского полуострова, простираясь и на территорию Норвежской Лапландии. В краевых частях многих рудоносных тел, пачек или пластов железистых кварцитов, вдоль тектонических трещин и разломов можно наблюдать наложенные метасоматические преобразования и местное скарнирование, связанные с метаморфизмом на границе различных по составу пород, воздействием поздних гранитоидов, внедрением даек, мигматизацией и т.д.

Самые крупные месторождения железистых кварцитов приурочены к Примандровской зоне (севернее оз. Имандра), где расположено и наиболее крупное из известных разведанных месторождений — Оленегорское. Его протяженность около 4 км, а мощность варьирует от 20—30 м на флангах до 300 м в центре. В этом линзовидном теле наиболее богатые руды (более 27% Fe) сосредоточены главным образом в центральной верхней части линзы, сменяясь по латерали (т.е. к берегам древнего водоема) и в глубину (т.е. к донной зоне сероводородного заражения бассейна) бедными силикатными рудами (около 20—27% Fe) и безрудными (менее 20% Fe) сульфидными, главным образом пирротитовыми кварцитами.

В 8 км от г. Оленегорска, на юго-восточном фланге рудных тел, находится Комсомольское месторождение. Это месторождение имеет протяженность около 3 км при мощности от 10—30 м на юго-востоке до 100—150 м на северо-западе; на месторождении сверху вниз происходит смена зон: магнетитовая, магнетит-силикатная, сульфидная, кварцевая.

Далее на юго-восток находится Печегубское месторождение, еще недостаточно изученное и разведанное. Промышленная перспективность этого месторождения определяется большой мощностью гнейсо-железородной толщи, которая составляет от 700—800 до 1500 м, причем в основной части разреза находятся два пласта железистых кварцитов, прослеженные по простиранию в настоящее время уже на 2 км.

Железородная толща Оленегорского месторождения, по последним данным [22], имеет отчетливую аутигенно-минералогическую зональ-

ность и расчленяется на семь рудных горизонтов, в которых ясно прослеживается переход (с юго-востока на северо-запад) магнетит-силикатной фации в смешанную магнетит-гематит-силикатную и далее — в гематит-силикатную, что указывает на перспективность разведки глубоких горизонтов в западном направлении. Первично-осадочный генезис железистых кварцитов колской серии имеет много общих черт с генезисом железных руд Криворожья и КМА.

Уральские железоносные толщи. На восточной окраине Русской платформы, к западу от меридионально-осевой зоны Урала, докембрийские, в том числе нижнеархейские магнетитоносные гнейсы и сланцы установлены в крупной, погруженной до 2 км и более, положительной структуре, известной под названием Татарского свода, вскрытого скважинами в районе Елабуги и Сулеевской площади.

В кернах установлены:

а) магнетит-амфиболовые полосчатые парагнейсы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, сингенетичного магнетита, кварца и биотита, с акцессорными апатитом, ортитом, цирконом, пиритом;

б) магнетит-гранат-пироксеновые сильно окварцованные гнейсы, содержащие первичные гиперстен, моноклинный пироксен типа диопсида, сингенетичный магнетит, гранат, иногда вторичный по пироксенам амфибол типа гастингсита или буровато-зеленый биотит с апатитом и пиритом;

в) магнетит-пироксеновые гнейсы без граната, состоящие из андезина, гиперстена и диопсида, сингенетичного, испытавшего только местные перемещения и концентрации в микролинзочках, магнетита и пирита.

Ни окварцевание, ни процессы микроклинизации плагиоклазов не связаны с привнесом железа, они только активизировали его вынос из участков микроклинизированных гнейсов и собирательную его перекристаллизацию, что отмечалось Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой в 1962 и 1965 гг. По справедливому утверждению этих авторов, появление значительного количества магнетита в архейских гнейсах Татарского свода связано с метаморфизмом первично железистых материнских осадочных пород.

Подобно Украинскому щиту и Русской платформе, на Урале, на восточных и западных склонах его южной части, особенно в зоне тектонических нарушений, обнажаются или вскрыты буровыми скважинами участки "двухъярусной" докембрийской железорудной формации — архейской железорудно-гнейсовой и протерозойской железорудно-сланцевой. Тараташский нижнеархейский (более 3,3 млрд. лет) комплекс мощностью около 2 км, по наблюдениям М.И. Гараня в 1943 г., Л.Н. Овчинникова в 1964 г., Н.А. Чеботаревой в 1974 г. и многих других, выходит на поверхность в виде тектонического блока площадью более 400 км² в ядре Башкирского антиклинория. Сложен он (снизу вверх) инъецированными и очковыми гнейсами, полосчатыми биотитовыми, гранат-биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами и мигматитами, двупироксеновыми сланцами, вмещающими в разрезе Куватальской толщи несколько горизонтов магнетитовых кварцитов и гиперстен-магнетитовых руд, переслаивающихся (и перекрываемых ими на отдельных уровнях) с ритмичнослоистыми плагиоклазовыми и глиноземистыми, в том числе содержащими силлиманит, и силлиманит-кордиеритовыми гнейсами и сланцами (Т.А. Смирнова, Г.А. Смирнов, 1948, 1956 г. и др.). Многие пластовые или линзовидные рудные тела протяженностью от первых десятков метров до 100—1200 м, как отмечали В.И. Ленных и В.И. Петров в 1974 г., залегают среди метабазитов и переслаиваются с ними, как это имеет место и в нижнем железорудном ярусе докембрия на Украине.

Приуроченность этих железорудных тел к определенным стратиграфическим уровням, их участие в складкообразовании вместе с вмещающими метасадочными породами, тонкая полосчатость рудоносных горизонтов, имеющая характер ритмической слоистости, магнетито-пироксено-слюдистый и магнетито-кварцитовый состав руд тараташского комплекса сближают его с раннеархейскими железорудными толщами Украины и Кольского полуострова и позволяют большинству исследователей относить эти рудоносные толщи к первично-осадочным образованиям (М.И. Гарань, 1946 г.; Г.А. Глушкова, Г.А. Кейльман, 1977 г.; и др.), подвергшимся глубокому региональному метаморфизму, магнезиально-кальциевому метасоматозу и гранитизации. В связи с этим магнетит в рудоносных толщах относится к четырем поколениям, подобно нескольким поколениям магнетита в алданских рудах [42].

Помимо тараташского комплекса, имеющего "монокристаллический, глыбовый" характер, восточнее него расположен уже многоэтапно и многообразно метаморфизованный, сильно разгнейсованный и мигматизированный уфалейский комплекс в ядре северной части Уралтауского антиклинория. Как отмечал Г.А. Кейльман еще в 1963 г., на нижнем (раннеархейском?) структурном этаже (мощностью более 2,5 км) уфалейской свиты комплекс этот состоит из гранито-гнейсов, гнейсовидных амфиболитов, биотитовых гнейсов с прослоями слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов, но это "гнейсовое ядро" окаймляется породами верхнедокембрийского структурного этажа, отделенными от ядра серией крупных разрывных нарушений и состоящих главным образом из биотит-мусковитовых, местами с гранатом кварцевых сланцев, разных (в том числе графитовых) кварцитов, альбит-актинолитовых и кварц-серицит-альбитовых сланцев, нередко с хлоритом.

Небольшие месторождения и проявления железных руд в гнейсовом ядре уфалейского комплекса не подчинены стратиграфическому контролю, располагаясь в различных частях разреза; в окаймляющих ядро сланцах рудные тела также встречаются в породах верхнего протерозоя, венда, верхнего ордовика. Следует также отметить, что подавляющая часть месторождений приурочена к границе гнейсового ядра со сланцевым обрамлением, а в породах этого последнего большинство месторождений и рудопроявлений находится в пределах крупных разрывных дислокаций. Кроме того, контакты всех железорудных тел с вмещающими породами резкие и кажутся согласными, однако, в действительности, по наблюдениям Г.А. Глушковой и Г.А. Кейльмана в 1977 г., они секут кристаллизационную сланцеватость и полосчатость вмещающих пород. Вся толща уфалейского комплекса на разных стадиях своего образования была сильно и многократно интродуцирована перидотитами и пироксенитами, габброидами и гранитоидами, особенно в зонах структурных швов и разрывных нарушений.

На основании всех этих геологических особенностей железных руд уфалейского гнейсового комплекса Г.А. Глушкова и Г.А. Кейльман пришли к выводу об их метасоматической природе и установили, что локализация этих руд была, в частности, связана и с диапироидным перемещением гнейсового ядра.

Анализ по меньшей мере двухъярусного железного оруденения в древних, главным образом архейских толщах Советского Союза (от западных границ до Тихого океана), позволяет сделать обоснованный вывод, что в протерозойское, вендское, ордовикское время и на разных временных этапах фанерозоя происходили интенсивная мобилизация железорудного материала, сосредоточенного в архейских и нижнепротерозойских

метаосадочных толщах, и переотложение его в условиях глубокого метаморфизма и палингенеза, тектонических разрывных и пликвативных деформаций и магматических внедрений в верхние докембрийские, палеозойские и даже мезозойские структурные этажи с образованием в них разных по размерам, в том числе крупных, метасоматических и регенерированных железорудных месторождений.

Еще раньше контактово-метасоматические месторождения железных (а также медных и марганцевых) руд на Северном и Среднем Урале очень детально были описаны в монографии Л.Н. Овчинникова в 1960 г., в которой, на основании личных многолетних исследований и суммирования данных более ранних работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Н.Н. Яковлева, А.К. Болдырева, В.И. Станкевича, Г.А. Соколова, И.А. Зимина и многих других, показано, что железорудные месторождения Гороблагодатской и Высокогорской группы связаны с меридиональным дорудным разломом, по которому и вдоль его субпараллельных ответвлений интродировала сиенитовая (контаминированная гранитоидная?) магма, генетически связанная с габбро-перидотитовой формацией и вызвавшая инфильтрационно-метасоматическое скарнирование и магнетитовое (с гематитом) оруденение переслаивающихся с вулканитами среднедевонских известняков. Пострудные тектонические процессы сильно дробили и смещали первоначальные тела. Л.Н. Овчинников отмечает, что локализация месторождений определялась в первую очередь связью с материнскими интрузивами, а во вторую очередь — связью с тектоническими структурами, обусловленными глубинными разломами. Вокруг рудных залежей ряда месторождений вулканогенные породы значительно осветлены, что обусловлено выносом железа из этих пород. Это свидетельствует об определенной роли местного железа в формировании магнетитовых руд. В концентрации и обособлении "местного" железа в виде магнетита существенную роль играли и ассимиляционные процессы, связанные с поглощением гранитной магмой содержащих железо известняков и силикатных пород (сланцев, вулканитов).

Опираясь на имеющийся фактический материал при обсуждении генетических проблем, можно прийти к выводу, что источником главной массы рудного вещества для контакто-метасоматических месторождений Урала были, очевидно, древние (докембрийские) залегающие на глубине и только местами поднятые к поверхности магнетито-гематитовые кварциты и железорудные сланцы и гнейсы, а трещинные линейно расположенные гранитоидные инъекции, сыгравшие основную роль в метасоматическом переносе железа и в рудонакоплении, были фактором мобилизации железа из докембрийских осадочно-метаморфических толщ.

Очень важное значение для понимания закономерностей в пространственном размещении и многоэтажности железных руд на Урале имеет то обстоятельство, что Уфалейский антиклинорий, имеющий складчато-блоковую структуру, отделен от Тараташского антиклинория на западе серией крупных тектонических разрывов, а на востоке Главным Уральским разломом сопрягается со среднепалеозойскими осадочно-вулканогенными комплексами Тагильско-Магнитогорского прогиба (Г.А. Глушкова, Г.А. Кейльман, 1977 г.). Таким образом, устанавливается инфильтрационно-метасоматическая связь между архейскими и протерозойскими железорудными материнскими свитами и среднепалеозойскими скарновыми регенерированными месторождениями гор Магнитной, Высокой, Благодати и др.

Дополнительно отметим, что в докембрийских метаморфических толщах Восточно-Уральского мегаантиклинория давно уже были известны

разрозненные естественные и искусственные обнажения сильно дислоцированных древних пород, содержащих полосчатые железисто-силикатные кварциты, что отмечено, в частности, Г.Н. Вертушковым в 1961 г. Результаты бурения, проведенного Уральским геологическим управлением в Уфалейском районе, показали, что среди гнейсо-сланцевых пород были и темно-зеленые слоисто-полосчатые пироксен-амфиболовые хлоритизированные магнетитовые кварциты. Специальное описание древней восточнourальской железорудной толщи, сделанное В.Н. Лукошковым в 1970 г., содержит уже геолого-петрографические и химические сведения о 29 рудопроявлениях железистых кварцитов, сходных с образованиями этого типа в древних толщах Украинского щита, КМА и других регионов. Сопоставление метаморфических пород восточного и западного склонов и осевой зоны Урала показывает их сходство и дает основание заключить, что нижний (докембрийский) ярус Урала повсюду содержит породы железорудной формации. Они, как и вся метаморфическая толща, подверглись мощным и повторным тектоно-магматическим воздействиям. Для наиболее глубоких деформированных участков характерны ультраметаморфизм и развитие мигматов, описанных Л.М. Минкиным в 1969 г., а уральские граниты в большинстве случаев имеют регенерационный характер, т.е. образовались за счет переплавления гранито-гнейсового субстрата и ассимиляции вмещающих пород. Легко представить, что при ассимиляции этими палингенными (анатектическими) гранитами фанерозойских известняков происходила их сиенитизация, и в этой именно щелочной обстановке протекала регенерационная концентрация мобилизованного и перемещенного из нижнего структурного яруса вдоль тектонических трещинных зон и разломов железорудного метаосадочного материала, обладавшего, особенно при повышенных давлениях и температуре в условиях гранитоидных инъекций, высокой миграционной способностью.

Ряд исследователей магнетитовых руд Урала на основании геолого-петрографических, минералого-геохимических, структурных данных пришли к выводу, что скарново-магнетитовые месторождения Урала, приуроченные к ордовик-нижнекарбовым осадочно-вулканогенным толщам, имеют четко выраженный стратиформный облик и вместе с вмещающими породами подвержены складчатости и дизъюнктивным нарушениям. Для рудных залежей типичны седиментогенный слоистый облик, присутствие псевдоморфоз магнетита по сидериту, наличие в магнетитах и гранатах включений более раннего гематита, широкое развитие мушкетовита, образующего в сплошных массивных рудах слои, полосы, линзы. Региональный метаморфизм первичных рудоносных осадков преобразовал их в скарново-магнетитовые залежи, а контактовый метаморфизм вызвал частичную регенерацию рудного вещества [4]. Все эти интересные данные не исключают, однако, более широкой, отмеченной выше генетической связи нижнепалеозойских скарново-магнетитовых руд Урала с докембрийскими тонкослоистыми железняками, как одним из важных источников рудного материала, мобилизованного при сложном и длительном геологическом развитии региона.

Тургайский прогиб. Вдоль восточных структур Южного Урала протягивается в субмеридиональном направлении на 800–1000 км при ширине 150–200 км тургайский "магнетитовый пояс", который вместе с однотипными рудами Урала образует единую провинцию. Судя по его тектоническим и минерально-сырьевым особенностям, он относится к намеченному еще А.Е. Ферсманом в 1932 г. поясу "уралид", простирающемуся от Урала к орогенным зонам Тянь-Шаня.

Магнетитовые руды Тургайского прогиба мало отличаются от одно-

типных уральских месторождений магнитогорского типа. Особенно это относится к рудам из нижних горизонтов Качарского, Соколовского и Сарбайского месторождений. Эти месторождения расположены гипсометрически ниже уральских и менее размыты; для тех и для других характерны содержания железа более 50% и повышенные количества V, P, Co, S. Приуроченные к валерьяновской свите (карбон) осадочных пород, содержащих местами вулканогенные прослои, линзы и мелкие инъекции, руды Тургай многими исследователями считаются контакто-метасоматическими, генетически (по источнику рудного материала) связанными, в основном, с малоизученными или предполагаемыми интрузиями соколовско-сарбайского магматического комплекса; дополнительным фондом считается железо, мобилизованное постмагматическими растворами из вмещающих пород, в том числе и вулканических. Этому противоречат наличие в рудах тонкополосчатых осадочных текстур, существование доинтрузивных магнетитовых тел, разнообразие форм рудных залежей и т. д.

Все это говорит о том, что главными факторами растянутого во времени рудообразования на Тургае были, с одной стороны, местный синхронный процесс отложения железистых осадков валерьяновской свиты, а с другой — инфильтрационно-метасоматическая наложенная магнетитизация, генетически связанная с мобилизацией и переносом железа из подстилающих толщ, под влиянием плутоно-вулканических внедрений и активизированных ими хлор-натриевых вадозных погребенных рассолов.

Эксплуатируемые сейчас кустанайские месторождения, как показывают новые геолого-геофизические исследования, представляют собой только "верхний этаж" магнетитового оруденения, а на глубинах около 1 км и более выявляются крупные магнетитовые залежи "нижнего этажа", отдельные тела которого были уже ранее вскрыты буровыми работами на Качарском, Соколовском, Сарбайском и других месторождениях. Скважинная магнитометрия указывает на признаки и возможность обнаружения таких руд и на соседних территориях Тургайского прогиба [19]. В этом и других подобных случаях мы, очевидно, имеем дело с первичными метаморфизованными железорудными залежами осадочного, в том числе эвапоритового, происхождения в докембрийских толщах, т.е. на нижнем структурном этаже. Местами эти руды из-за интенсивной складчатости и наличия тектонических трещин и разломов (помимо извлечения железа из вмещающих осветленных пород) были мобилизованы как с помощью нагретых метасадочных рассолов глубокого залегания, так и под влиянием поздних изверженных пород, вторгшихся в древние рудоносные и карбонатно-эвапоритовые толщи и генетически связанные с ними рассолы [20]; при этом активизированные железосные рассолы и минерализованные гидротермы магматического происхождения могли регенерационно и метасоматически переотлагать докембрийские осадочные железные руды уже с наблюдаемыми сейчас хлоридно-щелочными минеральными ассоциациями — скаполитом, альбитом, дашкесанитом, рибекитом и другими среди осадочно-слоистых толщ верхнего (в данном случае среднепалеозойского) структурного яруса. На наиболее крупных месторождениях Тургайского прогиба (Соколовском, Сарбайском, Качарском, Сорском и др.) широкое распространение скаполитовой и ангидритовой минерализации наблюдали Г.А. Соколов и Д.И. Павлов в 1964 г., Н.М. Беляшов и К.Р. Плехова в 1965 г. и др.; и скаполит, и ангидрит представлены несколькими генерациями. При этом, как подчеркивал Н.М. Беляшов в работах 1978 и 1983 гг., железорудное накопление валерьяновской свиты происходило в разных, в том числе в лагунных, условиях, т.е. скаполит и ангидрит могли быть унаследованы и от соленосных осадков. Однако, как

отмечала А.С. Поспелова в 1976 г., в рудовмещающей валерьяновской свите среднего карбона не обнаружено повсеместного распространения литологических и палеогеографических признаков усыхающего морского бассейна, и ангидритовая минерализация здесь часто несет все признаки гидротермального процесса — по изотопному составу (В.И. Виноградов: $\delta^{34}\text{S} = \text{от } +12 \text{ до } +14\%$) исследованный сульфат относится, однако, к осадочному циклу, т.е. источником хлоридных компонентов в скаполите и сульфатных в гидротермальных растворах были не только местные и синхронные, но и мобилизованные эвапоритовые осадки и рассолы, в том числе древние и погребенные.

Как следует из многочисленных новых исследований многих авторов, особенно из работ Н.М. Беляшова за 1978 г., седиментация верхнедевонских—нижнекарбонных толщ и заключенных в них рудоносных осадков Тургая, судя по фациально-литологическому характеру пород, происходила в мелководных бассейнах — в зоне открытого моря, в прибрежно-морских условиях среди островов и проливов, в типичных лагунах. В визе-ямурской продуктивной формации стратиформные железные руды сочетаются, с одной стороны, с известняковыми толщами, местами содержащими доломит известняков, а с другой — с продуктами субмаринной плутоно-вулканической деятельности (андезитовые и андезито-базальтовые лавы, туфы, интрузии габброидов, дайковые тела диабазовых порфиров и гранит-порфиров). Слабый (зеленосланцевый) метаморфизм рудоносной валерьяновской зоны был в срединных частях рудных полей усложнен и усилен вплоть до скарнирования (пироксен-гранат, биотит, скаполит) локальными контакто-метаморфическими и метасоматическими процессами в связи с магматизмом, особенно вследствие извержений вулканов центрального типа.

По данным О.М. Чугуевской за 1969 г., И.П. Новохатского и Н.М. Беляшова за 1971 г., Г.М. Тетерева, А.М. Дымкина, А.И. Ивлева, Н.М. Беляшова и др. за 1975 г., пластовые и линзовидные рудные тела Тургая залегают согласно с вмещающими породами и участвуют во всех складчатых деформациях вплоть до плейчтатости. Руды общо тонкозернистые, часто ритмично-тонкослоистые за счет последнего распределения в них магнетита, пирита и нерудных минералов. Иногда имеются гнезда, прослойки и прожилки сидерита и псевдоморфозы по нему магнетита; иногда встречающиеся седиментогенные сульфиды представлены послойно-вкрапленными пиритом и пирротинном.

Характерно, что руды Тургая не обнаруживают генетической связи с плутоно-вулканическими процессами. Чаще всего интрузивы и их апофизы секут магнетитовые руды кустанайских месторождений, нередко руды залегают над интрузивами или перекрыты ими, а в ряде случаев они представляют собой крупные или мелкие ксенолиты в интрузивных массивах, которые внедрялись, следовательно, позже рудообразования. Вблизи некоторых железорудных месторождений магматических пород совсем не обнаружено.

Кроме этих осадочно-метаморфизованных, исходных руд, на Соколовском, Сарбайском, Качарском и других участках Тургая имеются еще более поздние — метасоматические, регенерированные, главным образом пироксен-скаполит-магнетитовые руды, перемещенные из главной первичной (валерьяновской) рудной серии в стратиграфически более высокие горизонты как железоносных, так и молассовых и пестроцветных отложений, где они образуют субсогласные и секущие линзовидные и неправильные по форме залежи, включающие реликты ритмично-тонкослоистых руд и вмещающих их пород.

Особый, но непромышленный тип самых поздних (пермо-триасовых) пегматоидных крупнозернистых апатит-пироксен-магнетитовых или апатит-актинолит-магнетитовых регенерированных руд парагенетически связан с дайками диабазов и плагиогранит-порфиоров и представлен жилами и гнездами, секущими все другие рудные залежи и вмещающие их породы.

Таким образом, как показали работы Д.П. Сердюченко в 1952, 1955, 1959 и 1972 гг. и В.И. Смирнова в 1970 г., кустанайские железорудные месторождения образовались в итоге многоэтапной седиментации, осложненной подчиненным участием вулканизма. Образовавшиеся осадки подверглись потом региональному и контактному метаморфизму, скарнированию и частичной регенерации, подобно архейским первично осадочным рудам Алдана под воздействием более поздних тектоно-магматических процессов [42]. Мнение Н.М. Беляшова в 1963 г. о многоэтапности магнетитового оруденения на Качарском и других месторождениях Тургай является обоснованным в смысле наличия там не только первичных (валерьяновских) осадочно-метаморфизованных, но и неоднократно регенерированных (магматических, метасоматических и жильных) руд, которые, однако, все имеют указанный единый осадочный источник. Убедительных доказательств наличия на Тургае первично-магматических (плутонических или вулканических) железных руд нет, т.е. кроме исходной осадочной концентрации железа в этой связи нельзя утверждать, что на участке рудонакопления происходило поступление рудного вещества из различных источников [6]. Отмечаемая некоторыми авторами зависимость объемов магнетитовых руд от мощностей вулканитов может зависеть от мобилизующей роли последних и от того, что и руды и лавы накапливались и заполняли прежде всего донные участки мутьеобразных впадин и водоемов. Кроме того, вулканическая деятельность создавала благоприятную экологическую (прежде всего, температурную) обстановку для бурного развития железоконцентрирующих растительных и простейших животных организмов, как это уже было нами аргументировано [61, 61]. К представлениям Н.М. Беляшова следует добавить вполне реальную возможность поступления в каменноугольные мелководные моря (с помощью интрузий и вулканической деятельности, нагретых вадозовых и магматических хлор-натриевых и других растворов и рассолов) того железа, которое находилось в докембрийских глубоко залегающих толщах и было перемещено вдоль тектонических — ослабленных и проницаемых зон.

Изучение формационных особенностей Качарского магнетитового месторождения на новых, охваченных разведкой площадях и возросших почти втрое (до 1700 м) глубинах многое уточнило и детализировало, но не привнесло ничего принципиально нового в существовавшие генетические представления. Руды и комплексы сопровождающих их пород залегают пластообразно, подчиняясь осадочной стратификации. Наличие известняковых и ангидритсодержащих (67% всей продуктивной толщи) пород, рассеянного скаполита, сидерита, флюорита, альбит- и ортоклазсодержащих околорудных прослоек и оторочек свидетельствует о хемогенном, первично-эвапоритовом происхождении. Разнообразные и повторные вулканические внедрения, секущие дайки порфиритов, излияния и туфопепловые выбросы, сопровождавшие дизъюнктивно-пликативные тектонические катаклизмы, сильно усложнили строение месторождения и всего валерьяновского комплекса, но отнюдь не стерли однозначных признаков его осадочного происхождения. На месторождении в последние годы, помимо магнетитовых и гематитовых руд, обнаружены также медные и полиметаллические руды, установлены концентрации алунита, молибдена,

кобальта и никеля. Борнитовое стратиформное оруденение представлено чередованием кремнистых, карбонатных и ангидритовых слоев, в которых борнит и халькозин замещают пирит и халькопирит.

Таким образом, на Качарском участке имеется вулканогенно-осадочный рудный комплекс, связанный с накоплением рудного материала в озерно-лагунных условиях и с его частичным перераспределением наложенными вулканическими процессами. Эти стратифицированные полиминеральные руды на Тургае в геолого-генетическом плане во многом напоминают рудоносную зону Атасу в Центральном Казахстане (М.М. Каюпова, 1974 г. и др.), комплексные месторождения северо-восточной Индии, магнетито-кобальтовые руды Дашкесана в Закавказье и др.

Железистые кварциты Саян и их метасоматическое переотложение. Нагретые рудоносные рассолы могут мигрировать не только в субвертикальном направлении, но и перемещаться и переносить железо и другие металлы вдоль пластов, имеющих то крутое, то пологое падение.

И.К. Баженов в 1963 г. описал в Западном и Восточном Саянах выходы пород на поверхность и керны из скважин с железистыми тонкослойными магнетит-гематитовыми кварцитами, залегающими в виде стратифицированных слоев, подчиненных мощной кембрийской или докембрийской толще серицито-хлоритовых сланцев, содержащих прослойки известняков, песчаников. Эти сланцы согласно перекрыты песчано-глинистыми отложениями. Сланцы и железистые кварциты сильно дислоцированы. На участках наиболее сильного метаморфизма сланцы переходят в амфиболиты и даже гнейсы, а в железистых кварцитах возрастает роль магнетита за счет мелкочешуйчатого гематита. Содержание железа колеблется от 10 до 38%. Местами серицито-хлоритовые сланцы обогащаются альбитом, а по р. Большой Анзас имеется долгоживущая зона разлома северо-восточного простирания с почти вертикальным падением на юго-восток. Здесь синхронно с обильным образованием скаполита и альбита формировались и богатые железные руды, которые были связаны с переносом и концентрацией железа NaCl-растворами, проникавшими с глубины по разлому и зонам трещиноватости и дробления. Эти растворы в течение длительного времени пульсационно (в связи с тектоническими подвижками) извлекали железо из железистых кварцитов и переотлагали его в зоне приуроченного к серицит-хлоритовому горизонту Анзасского месторождения. В парагенезисе с рудными минералами при этом образовывались не только скаполит и альбит, но и несколько типов хлорсодержащих, близких к дашкесаниту амфиболов, а также разные генерации титанита, эпидота, карбонатов, кварца. В генетическом отношении важно отметить, что в этих же кернах были найдены явные признаки переработки железистых кварцитов растворами-рассолами и обеднения их железом.

Подобное влияние рассолов наблюдается и на месторождении в верховьях р. Сыды в Восточном Саяне, где в кварцитах прослойки магнетита и гематита утолщены, а прослойки кварца утончены. Влияние инъекционных гранитоидов на железистые кварциты проявляется в их окварцевании.

Анзасское магнетитовое месторождение в Хакасии в минералогическом и генетическом аспектах детально было изучено в 1964 г. Д.И. Павловым, использовавшим в своей работе и результаты геолого-съемочных и разведочных работ, выполненных Л.И. Каньгиным. Рудные тела представлены на месторождении несколькими крутопадающими вдоль тектонических разломов линзами, которые залегают среди альбитизированных сланцевых (главным образом серицито-хлоритовых) и отчасти вулканогенных пород, реликты которых местами сохранились и ясно распознаются. Это — кварц-альбитовые (с актинолитом или

биотитом, иногда с андалузитом), альбитовые (с эпидотом, хлоритом и актинолитом) сланцы, амфиболиты, кварциты.

В тесном контакте и переслаивании со сланцами находятся мраморизованные известняки с постоянной вкрапленностью сингенетического, регионально-метаморфического скаполита подобно тому, как это имеет место в архейских толщах Алдана [27] или Южной Австралии (Уайт, 1959 г.). Можно предполагать, поэтому, что щелочной хлор-натриевой метасоматоз, сильно проявившийся на Анзасском месторождении, был связан не только с деятельностью поднимающихся по трещинам и зонам смятия погребенных рассолов, но и определялся составом самих железоносных кварцито-сланцевых и карбонатно-эвапоритовых докембрийских пород.

Более поздние (посткаледонские) внедрения габброидов и хорошо дифференцированных натриевых сиенитов и альбитит-порфиоров, пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами (с преобладанием натрия над калием), характеризуются как необычные и являются, скорее всего, гибридными, ассимилировавшими кремнисто-натриевый материал вмещающих осадочно-метаморфических толщ. С этой гибридно-ассимиляционной концепцией и существенной ролью нагретых трещинных рассолов согласуется и связанный с внедрением жильных габброидных дериватов исключительно интенсивный и широкий по масштабам проявления в железных рудах и вмещающих породах щелочной (хлор-натриевой) метасоматоз. Он привел к образованию альбитовых и скаполитовых метасоматитов, а также собирательно перекристаллизованных железных руд.

Ультраметаморфическим или ассимиляционно-магматическим индикаторами соленосных пород или рассолов, генетически связанных с анзасскими рудами, подвергшимися в зоне разлома внедрению габбровой интрузии, являются широко развитые на месторождении дайковые альбитсодержащие породы, в том числе альбитофиры и магнетитовые альбитофиры, имеющие переходы к порфировидным и, далее, к тонкозернистым альбит-магнетитовым рудам. Последние, по данным С.С. Долгушина (1974 г.), часто имеют зональное строение, причем почти совсем отсутствуют явления разъедания альбита магнетитом; оба минерала иногда образуют пойкилитовые сростки, что говорит об их одновременной кристаллизации. Главная масса руд связана с альбитсодержащими метасоматитами, меньшую роль играют более ранние и глубже расположенные скаполитовые метасоматиты, детально изучавшиеся Ю.В. Индукаевым в 1976 и 1980 гг.

Во всем этом проявилась активная геохимическая деятельность хлора. Это следует из наличия сопутствующих руде хлорсодержащих минералов и подтверждается экспериментальными исследованиями, проведенными Н.И. Хитаровым в 1954 г., М.Ю. Икорниковой в 1962 г. и другими исследователями. Перенос железа и других металлов соленосными и метасоленосными растворами, активизированными магматическими внедрениями, происходил не только в виде элементоорганических соединений, но главным образом в виде хлоридов — FeCl_3 и FeCl_2 , их фтористых аналогов, соединений типа NaF или NaCl , в виде хлоридно-щелочных комплексов — двойных солей типа $\text{Na}(\text{Fe}^{3+}\text{Cl}_4)$ и $\text{Na}_2(\text{Fe}^{2+}\text{Cl}_4)$, а также хлорадиоксидных комплексов. Последние, по данным Д.В. Калинина за 1961 г., Л.Н. Овчинникова, Д.С. Шляпникова и др. за 1964 г. и др., способствуют, с повышением температуры, переходу железа в газовую фазу раствора. Фторадиоксидные комплексы, очевидно, также играют (в зависимости от локальных и региональных геохимических обстановок) существенную роль в переносе рудных компонентов и в формировании регенерированных месторождений высокотемпературными растворами (В.В. Золотухин, 1974 г.). В этой связи отметим многократные в период 1952—1963 гг. наши обоснованные выводы

о том, что перемещение и обогащение вдоль слоистости или по секущим трещинам метасадочных железных, борных, фосфатных и редкоземельных концентраций происходили на Алдане под влиянием безрудных, но мобилизирующих рудные элементы аляскитовых докембрийских гранитов и их жильных фаций и газо-водных растворов. Напомним также мнение Н.Г. Судовикова (1955 г.) о возможности перераспределения интрузиями и сопряженными с ними агентами гранитизации рассеянных во вмещающих толщах рудных минералов и их концентраций, но без всякой рудопроизводящей роли магмы.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Железисто-кремнистые формации с точки зрения геолого-палеогеографической, физико-химической и генетической у нас и за рубежом изучены достаточно широко, о чем свидетельствуют работы Н.И. Свистальского, Н.П. Семененко, Я.Н. Белевцева, Н.А. Плаксенко, Ю.П. Мельника, В.Д. Ладиевой и многих других. Однако остается еще немало сложных и неясных вопросов. В частности требуют детализации и уточнения многочисленные вопросы по изучению железисто-силикатных и других некремнистых железорудных формаций (фосфатных, боратовых, редкоземельных), впервые выделенных нами [25, 29, 30, 41–43] среди архейских толщ Южной Якутии. Позже кремнисто-силикатные, реже силикатные, некремнистые магнетитовые с сульфидами и сидеритом руды были описаны Е. Зимнох в 1961 г., Л.Я. Ходушем и В.И. Коваленко в 1969 г., А.И. Стрыгиным в 1978 г. в докембрийских толщах Украины, Польши, Чехословакии и других регионов [46].

Несмотря на разнообразие суждений и взглядов на палеогеографические и геохимические условия формирования кремнисто-железистых и силикатно-кремнисто-железистых осадков, есть все основания считать, что эти осадки в большинстве случаев накапливались в обширных мелководных или чашеобразных бассейнах с повышенной соленостью вод при длительно сохранявшемся режиме. Месторождения некремнистых железных руд в архее, протерозое и нижнем палеозое обнаруживаются значительно реже, чем кремнистые полосчатые железняки, и обычно имеют меньшие размеры, хотя некоторые из них (например, южно-якутские месторождения) очень велики. Некремнистые железняки занимают то более ранние, то более поздние стратиграфические уровни, то полностью или частично окаймляют близкие по возрасту или одновозрастные джеспилитовые руды, соответствуя их прибрежным фациям. Часто древнейшие железорудные серии находятся в непосредственной или большой близости к плутоно-вулканическим основным и ультраосновным породам или к более кислым гнейсовидным толщам "первозданной земной коры" и продуктам их гипергенного разложения (например, в Приазовье, в Гренландии, на Алдане). Однако эта связь магматитов с рудами часто проявляется не прямо, а через развитую на первых кору химического выветривания.

Особенно хорошо обнажена и доступна для изучения наиболее глубинная часть земной коры в юго-западной Гренландии, где мощная (около 3 км) базито-ультрабазитовая толща представляет собой многослойное чередование плутонических пород, основных гнейсов и гранито-гнейсовых пачек [59]. Отсюда, очевидно, как из первоисточника, прошедшего стадию гипергенного корообразования, поступали огромные массы железа, а также марганца и редких элементов, образовавшие архейские и

раннепротерозойские осадочные стратиформные месторождения. В свою очередь эти последние, бесспорно, были источником рудного материала для многих эпигенетических (регенерированных и жильных) месторождений более поздних (палеозойского и мезозойского) геологических периодов (верхний карбонный этаж тургайских руд в Урало-Тяньшаньском поясе, магнетито-людовигит-апатитовые окаймления позднеюрских сиенитовых лакколлитов на Алдане и др.).

Все эти явления концентрации и последующего перемещения рудного материала из более глубоких, нередко околомантийных зон в вышележащие толщи с помощью тектоно-магматических импульсов или при участии пневмато-гидротермальных процессов (ювенильного, вадозного и смешанного происхождения) относятся к широко распространенному, нормальному в геологических и литолого-петрографических условиях земной коры типу геохимической наследственности, закономерности которой во многом подчиняются не только руды, но и осадки, проходящие в своем развитии, связанном с вариациями физико-химических условий, путь от первичных магм к осадочным и метаморфическим и, далее, к палингенным, т.е. вторично-магматическим породам [33].

В связи с линейными тектоническими структурами в прибрежных зонах протоматериков были, по-видимому, расположены разные по размерам, обычно удлиненные заливы и лагуны с обильными, пропитанными рассолами, богатыми живой и отмершей органикой осадками. Эти осадки были обогащены дисперсными железом и марганцем, а местами — прослойками и оолитовыми скоплениями окислов этих металлов. На метаморфическом этапе эти отложения были преобразованы в различные силикатные (пироксено-амфиболовые, скаполито-плаггиоклазовые, биотито-флогопитовые и др.), боро-силикатные и боратные породы и руды, а также в обогащенные сульфидами железа, графитом или апатитом кальцифиры и сланцы, в слои и линзы магнетитовых руд и нежелезистых карбонатных и силикатных парапород с апатитом и редкоземельными минералами.

Конечно, на ранних этапах геологического развития земной коры отмеченные выше ультраосновные и основные интрузии и лавы, распространенные среди нижнедокембрийских парапород, содержали в себе относительно много железа, вынесенного из мантии. Богаты железом и мощные трещинные и пластовые трапповые излияния, связанные с глубинными разломами и, очевидно, с мантией. Тем не менее окислы и гидроокислы железа, выделявшиеся при поверхностном выветривании этих пород, в осадочно-метаморфической оболочке Земли следуют общим геохимическим законам распределения элементов на разных этапах седиментации и метаморфизма. Так, специфический докембрийский тип железорудного накопления — магнетит-гематитовые кварциты, железистые роговики, джеспилиты — является, скорее всего, результатом ритмического раздельного осаждения коллоидальных окисей железа и кремния в относительно удаленных от берегов зонах мелководных, слабоминерализованных эпиконтинентальных морей. Местами засоленность таких водоемов значительно повышалась, но типично эвапоритовые условия образования были свойственны главным образом некремнистым железным рудам.

В прибрежных фациях этих же древних морей шло образование оолитовых гетито-хлорито-сидеритовых (местами и магнетитовых, и сульфидно-железных) руд; главным источником их железа также были древнейшие коры выветривания и только отчасти — вулканическая деятельность. Этот тип оказался устойчивым в истории земной коры и был развит во все последующие геологические эпохи, вплоть до антропогена. Как отмечалось в работах Вагнера за 1928 г., Н.М. Страхова за 1947 г., Шнейдер-

хена за 1958 г., Шварца за 1962 г. и ряда других авторов, в архейских толщах Верхнего озера и Лабрадора (Северная Америка) и Нама-Трансваала (Южная Африка) имеются не только оолитовые железные руды, но и железистые роговики и джеспилиты, которые или переслаиваются между собой, располагаясь на разных стратиграфических горизонтах, или чередуются по простиранию [54].

В условиях слабого метаморфизма руды этого типа обычно сохраняют свои характерные структурно-текстурные особенности, но минералогически трансформируются — в них за счет гетита образуется гематит, а за счет железистых хлоритов и сидерита — магнетит. Сопровождаются эти руды породами низких ступеней метаморфизма — глинистыми и кремнистыми яшмовидными сланцами, слабометаморфизованными песчаниками и кварцитами, слабоаморфизованными известняками и доломитами.

В зонах сильного метаморфизма и ультраметаморфизма, среди архейских осадочных пород, превращенных в различные гнейсы, сланцы и кварциты амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (биотито-гранатовые, биотито-графитовые, роговообманко-пироксеновые, силлиманито-кордиеритовые, двупироксеновые кристаллические сланцы и кварциты, мраморы, кальцифилы и др.), известны магнетитовые согласные пластовые тела, резко или постепенно переходящие в боковые породы и содержащие в виде примесей те же силикаты и алюмосиликаты, которые являются породообразующими во вмещающих метаосадочных толщах. Такие магнетитовые месторождения, хорошо известные в Сибири, Центральной Швеции и США, мы выделили в особый тип глубокометаморфизованных первичноосадочных (гетит-хлорит-сидеритовых) руд [54, 59].

Позже, в 1961 г., Зимнох при микроскопическом исследовании докембрийских, глубокометаморфизованных полосчатых и массивных магнетито-гематитовых руд Ковары-Герликовичской зоны в Польше и Чехословакии удалось обнаружить ясные реликты оолитовых структур.

С изложенным выше созвучны представления Н.И. Голивкина (1977 г.) о том, что первоначальная мобилизация железа связана с дифференциацией "протовещества Земли", с возникновением основных магматических пород и развитием на них кор химического выветривания. С появлением в позднем архее и раннем протерозое водных бассейнов образовались крупнейшие стратиформные месторождения железистых кварцитов Русской платформы, итабиритов Бразилии, таконитов Северной Америки, железистых кварцитов Индии, Австралии и Южной Африки. Однако, судя по слоисто-полосчатым кремнисто-силикатным (переходным) и некремнистым железорудным формациям нижнего докембрийского яруса (Южная Якутия, Южная Африка, Западная Гренландия и др.), водные бассейны и связанные с ними железорудные отложения появились уже в раннем архее.

К древним некремнистым прибрежно-морским осадочным рудам относится и "главный пласт" плотной, слабо полосчатой магнетитовой руды с тонкой оолитовой структурой в системе Нама-Трансвааль, описанный Вагнером еще в 1928 г. как один из наиболее устойчивых и величайших железорудных пластов в мире, простирающийся почти на 500 км и содержащий огромные запасы руды. Обычно он состоит из двух или трех параллельных слоев, разделенных небольшими пропластками пустых пород; суммарная мощность руды колеблется от 5 до 30 м. Рудные оолиты многослойны, магнетито-шамозито-гематитового состава. Среди них нередко встречаются отдельные неправильные зерна кварца и магнетита; и все это сцементировано шамозитом, магнетитом, иногда сидеритом. Наблюдаются фациальные переходы этих мелководных прибрежно-морских руд,

с одной стороны, в более глубоководные, удаленные от берегов полосчатые железистые кварциты, а с другой — в темные, часто углеродистые тонкослоистые глинистые сланцы, аргиллиты, кремнистые сланцы и песчаники, метаморфизованные соответственно в хлоритовые, серицитовые, графитовые сланцы и кварциты. Во многих месторождениях этого района имеются прослои яшм и роговиков, а в рудоносных породах — кремнистые, фосфатные, пиритовые или сидеритовые конкреции. Местами в этой формации наблюдаются или переслаивание рудоносных пачек с основными лавами, или наличие вулканических продуктов в соседней фациальной зоне, что, однако, не имело прямого генетического значения, а играло местную и косвенную (транспортную, экологическую) роль при рудообразовании, которое происходило био-седиментогенно в полуизолированных от открытого моря узких и протяженных бассейнах, унаследовавших свою конфигурацию от ранних тектонических деформаций.

Глава II

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЭВАПОРИТЫ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОБРАЗОВАНИИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЩЕЛОЧЕЙ В РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Так как эвапоритовый процесс практически почти всегда начинается карбонатообразованием, существенный интерес представляют результаты изучения Баттоном в 1976 г. "доломитовой серии" в трансваальском разрезе южноафриканского докембрия (возраст около 2,3 млрд. лет). Здесь на черных углеродистых породах кварцитовой серии лежат мощные, преимущественно химические осадки, которые имеют циклическое строение и подразделяются на нижние и верхние доломиты и полосчатые кремнистые железняки, имеющие между собой "переходные зоны". Последние состоят из перемежающихся и невыдержанных в разрезе различных по составу пород — карбонатных, кварцитовых и углеродисто-глинистых, железистых и марганцовистых слоев и выклинивающихся линз, местами имеющих явные признаки прибрежно-морского образования (брекчиевидные или оолитовые текстуры, гнездовидные или полосчатые скопления остатков древних водорослей). Некоторые слои первичных чистых (не магнезиальных и не железистых) известняков, особенно вблизи прибрежно-морских "переходных" пород, подверглись доломитизации, сопровождаемой их сидеритизацией, в связи с чем содержание железа в породе возрастает от 1 до 13%. Процесс доломитизации шел, очевидно, под воздействием нисходящих (инфильтрационных) тяжелых, богатых магнием и железом рассолов, накапливавшихся на известняках в прибрежно-морских, богатых органикой лагунах. В связи с периодическими (сезонными) вариациями pH и Eh бассейновых вод и изменением концентрации и состава растворенных в них солей создавалась обогащенная сидеритом карбонатная фация, иногда содержащая грюнерит и другие железистые силикаты. Местами карбонатная фация содержит кремнистые прослойки и плоские линзы и представляет собой своего рода "предшественницу" кремнисто-железистой рудной формации. В дальнейшем в верхней части этой южноафриканской (трансваальской) докембрийской оса-

дочной толщи, в районах Пендж, Куруман и др., сформировались полосчатые кремнистые железяки. Таким образом, можно сделать вывод, что во многих случаях в связи с сезонно-пульсационными изменениями физико-химических (рН, Eh) и биологических условий и концентраций Fe, Al, Si, Ca, Mg, щелочей, и других компонентов в эпиконтинентальных водоемах, в разной степени изолированных от открытого моря, а также в частично отшнурованных прибрежно-морских бассейнах могло идти эволюционно направленное и циклическое отложение осадочного материала с последующим (на стадиях диагенеза, катагенеза и метаморфизма) образованием мраморизованных карбонатных пород и кальцифиров, кварцитов, а также сложно-полосчатых или линзовидно-пластовых кремнистых или некремнистых (силикатных, боратных, фосфатных, сульфидных) железных руд и пород. Нередко эти породы имеют смешанный состав, иногда содержат почти мономинеральные прослои и линзы — магнетитовые, гематитовые, кремнистые, силикатные (пироксеновые, амфиболовые, биотит-флогопитовые, силлиманит-андалузитовые, скаполитовые), апатитовые, пирито-пирротиновые и др. Как правило, все эти разнообразные по составу метасадочные отложения подчинялись общей эвапоритовой тенденции, о чем говорят, в частности, прослойки и линзочки карбонатов, скаполита, биотита, флогопита, олигоклаза и альбита, турмалина и джумортьерита, людвигита и др. В основании их циклов и подциклов почти всегда имеются сидеритизированные или доломитизированные известняки (кальцифиры), в большей или меньшей степени обогащенные характерными для вышележащих слоев минералами, согласными линзочками магнетита, людвигита, скаполита, пирротина, слюды, пироксенов, амфиболов и др.

Кремнисто-железистые, джеспилитового типа, фации отлагались преимущественно вдали, а силикатно-железистые — главным образом вблизи от берегов за счет выветривания и размыва пород на ближней или отдаленной суше. Механически дезинтегрированный, коллоидный и химически растворенный материал, сорбционные комплексы, органические остатки и элементоорганические соединения сносились в эпиконтинентальные и прибрежно-морские эвапоритовые бассейны, уже в архее богатые растительностью и простейшей фауной. Одни из этих бассейнов были связаны с океаном узкими и неглубокими проливами, другие — отделялись от него островными грядами, отмелями и барами из нагромождений карбонатных, кремнистых и других обломков, а со стороны суши примыкали к дельтовым образованиям.

В докембрийских отложениях золотоносного района Кило-Мото (Заир) в бассейне р. Конго также имеются циклические комплексы первично мергелистых, железисто-глинистых песчаников и карбонатных осадков, описанные Сорочиским в 1953 г. и затем Лавро в 1973 г. В условиях диагенеза, эпигенеза и раннего метаморфизма они были преобразованы в доломитизированные мраморы и анкеритизированные, а местами сидеритизированные доломиты (11—22% FeCO_3) и в различные зеленые сланцы. Гранитоидные инъекции вызвали мобилизацию рудных и других компонентов, в связи с чем, вероятно, карбонатные породы вдоль отдельных пачек и пластов вблизи контактов и трещин прерывисто обогащены мелкозернистым магнетитом и мозаичным кварцем.

Новые данные буровой разведки в районе Кило-Мото подтверждают и детализируют геологоструктурные и минералого-генетические представления по этому месторождению. Как отмечал в 1973 г. Лавро, первичное золото пространственно и генетически связано здесь с метасадочными хлоритовыми и актинолитовыми зелеными сланцами, с амфиболита-

ми, окаймляющими диоритовые интрузии. Метаморфизм и гранитные инъекции вызывали перераспределение и местные концентрации рудного материала, особенно в краевых частях диоритов и в поздних кварцевых жилах, заполняющих тектонические трещины в золотоносных сланцах. Однако в самих гранитах золото совсем отсутствует. Решающим фактором является устойчивое его содержание в зеленых метасадочных сланцах при полной непричастности мантии и связанных с ней магмато-гидротермальных процессов, подобно тому, как это наблюдается на золотых месторождениях Западной Австралии (Калгурли), Северо-Западной Канады (Иеллоукайф), Южной Африки.

В Кило-Мото мы опять имеем случай образования карбонатно-силикатных (хемогенно-терригенных) полосчатых пород, в общей геолого-литологической эволюции предшествующих формированию типичных железистых кварцитов в мелководном эвапоритовом бассейне. Более ранние седиментационные процессы в бассейне р. Конго также протекали, по нашему мнению, в условиях влияния на илы, содержащие органику, соленых вод и рассолов. Об этом говорят и широко развитые в Кило-Мото согласно залегающие графитоносные, альбитовые, турмалинсодержащие породы, которые ни пространственно, ни генетически не связаны, как свидетельствует Сорочинский, с магматическими или эндогенными пневмато-гидротермально-метасоматическими процессами. Но эти альбитовые массивные породы часто на контактах с органогенными или оолитовыми карбонатными породами содержат стратиформные месторождения благородных и цветных металлов, источник которых этот исследователь справедливо видит к докембрийских графитоносных и зеленосланцевых толщах. Тем не менее Сорочинский не видит генетической связи турмалинитов, сидеритовых и кремнисто-магнетитовых пород с эвапоритовым процессом, но отмечает возможность их образования в "легкорастворимой" карбонатной среде вблизи древней поверхности.

Для генетических представлений важное значение имеет то обстоятельство, что на конечных этапах карбонатно-кремнисто-железистых или карбонатно-глинисто-железистых седиментационных циклов в железорудных формациях Западной Австралии, Южной Африки, Индии и др. (Хамерсли, Витватерсранд, Трансвааль, Мизор и др.) накапливались большие количества натрия — рибекит и волокнисто-игольчатый крокидолит то неравномерно рассеяны среди кремнисто-железистых слоев, то самостоятельно образуют пластообразные тела, заполняют трещины и пустоты и составляют местами (например, в Хамерсли) до 50% объема шести-семиметровых рудных пластов. Это свидетельствует о существовавших здесь при отложении ритмично-слоистых кремнисто-железистых осадков мелководных, сильно засоленных бассейнов, что следует из анализа работ и прямых указаний таких исследователей, как Дю Туа (1945 г.), Пикамуту (1936 г.), Трумен (1963 г.), О'Коннор и Петтерсон (1966 г.), Френделл и Блэкли (1970 г.), Буке (1973 г.) и др.

Размеры южноафриканских, североамериканских, индийских и западноавстралийских континентальных эвапоритовых бассейнов, хотя во времени и варьировали, но определенно измерялись в длину и ширину сотнями километров. Например, в западноавстралийском железорудном бассейне Хамерсли тонкополосчатые, ритмически построенные кремнисто-гематито-магнетитовые пачки с примесью рибекита—крокидолита имеют суммарную мощность около 1150 м при общей мощности мало метаморфизованной вмещающей песчано-глинисто-сланцевой толщи в 2400 м [63]. Вся эта рудоносная свита формировалась в овальном бассейне размерами 600 X 350 км с узким проливом — выходом на запад, в сторону океа-

на. С севера, востока и юга бассейн был окружен выступами кристаллического фундамента.

Широкое развитие солеродных водоемов и засоленных осадков в раннеархейское время на Алдане и на Балтийском щите хорошо иллюстрируется результатами петрологических исследований Ю.А. Долгова, А.А. Томиленко и В.П. Чупина в 1976 г. В кварцах анатектитов и мигматизированных гнейсов обнаружены многофазовые солевые включения остаточных расплавов—рассолов, захваченных при температуре около 650–700°С и давлении около 5–6 кбар и обособившихся, по-видимому, в конце раскристаллизации палингенных гранитов и пегматитов.

Примечательно, что на западе Украинского щита, в пределах Белоцерковско-Одесской структурно-формационной зоны, в породах бугской серии недавно обнаружены карбонатно-магнетитовые руды, расположенные в узких, незначительной (несколько сотен метров) протяженности грабен-синклинальных структурах, локализованных между выступами расчлененного архейского фундамента.

А.Я. Каневский, О.Б. Гинтов (1972 г.), М.А. Ярошук, Л.Т. Савченко, В.Н. Загнитко и В.И. Власенко (1981 г.) отмечают, что эти руды залегают среди метабазитов, безрудных кварцитов, глиноземистых графитосодержащих гнейсов, кальцифиров и мраморов, гранат-биотитовых парагнейсов, железистых кварцитов, биотитовых мигматитов и что источником железа в карбонатных рудах, вероятно, были железисто-кремнистые породы и основные кристаллические сланцы, а причиной миграции железа и рудного метасоматоза карбонатных толщ были метаморфизм и ультраметаморфизм. Мы же считаем необходимым отметить, что, подобно железорудным формациям Швеции и Африки, на западе Украины, очевидно, имел место древний эвапоритовый процесс, создавший карбонатные породы, железо-карбонатные и железо-силикатные руды, которые последовательно на поздних стадиях развития бассейнов преобразовывались и на более молодых геологических этапах эволюционировали в железистые кварциты. Как отметил Э.Г. Кассандров в 1977 г., такая закономерность характерна и для Южной Якутии. В нижнем архее Центрального Алдана развиты метаэвапоритовые карбонатно-силикатные магнетитовые и лудвигитовые руды, а в верхнем архее (протерозое?) Чаро-Токкинского района на западе щита — железистые кварциты, часто с ритмично-полосчатым строением. При этом здесь совсем отсутствуют пласты известняков и доломитов, но широко распространены метаэвапоритовые стратифицированные турмалиносодержащие кварциты и амфибол-биотитовые сланцы с турмалином, а также спессартинсодержащие метасадочные породы [42]. Наиболее типичные железистые кварциты в Чарском районе состоят почти из равных количеств магнетита, кварца и силикатов (роговой обманки, гиперстена, граната с примесью актинолита, антофиллита, биотита и др.).

Железистые кварциты залегают среди типичных парагнейсов, в том числе высокоглиноземистых, иногда ассоциируют с эвлизитами, пироксенитами, амфиболитами, перидотитами. На отдельных участках рудовещающие гнейсы подверглись дроблению, милонитизации и бластезу, а потом замещению раннепротерозойскими плагиогранито-гнейсами. Частичному замещению подверглись и железистые кварциты, которые испытали при этом в предшествующие этапы тектонические разломы и перемещения слоев и блоков, а также явления метасоматической перекристаллизации и миграции минеральных компонентов как вдоль первичной слоистости, так и в поперечных и косых направлениях, образуя секущие жилки кварц-силикат-железистого состава. Подобные метасоматические про-

цессы с наложением поздних минеральных генераций на ранние (метаморфические) под влиянием поздних тектонических нарушений и более молодых аляскитовых гранитов отмечены и описаны нами в пластовых телах карбонатно-силикатных метаосадочных руд на Алдане [42, 43]. Естественно также, что следы метасоматического изменения железистых кварцитов Чарской группы проявлены на контактах рудного тела с зоной плаггиогнейсовых blastsомилонитов.

Большой интерес в этой связи имеют сведения о наличии в подрудной сланцевой свите Яковлевской полосы КМА горизонтов сидеритовых алевролитов, описанных С.И. Чайкиным, В.А. Зубковым, А.Ф. Гонткевичем в 1977 г. Эти горизонты по своему положению в разрезе, скорее всего, являются или карбонатной фацией нижней пачки железистых кварцитов (К₂), или, как мы думаем, представляют собой лежачий карбонатный сидеритовый зальбанд развившейся затем на них кремнисто-гематитовой тонкополосчатой толщи.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ СИЛИКАТНО-МАГНЕТИТОВЫЕ МЕТАЗВАПОРИТОВЫЕ РУДЫ ЯКУТИИ, ПОЛЬШИ И ЧЕХОСЛОВАКИИ

Среди докембрийских некремнистых железных руд особое место по своему характеру и минеральному разнообразию занимает продуктивная федоровская свита иенгской серии в архейской толще Южной Якутии. Подстилающая рудоносный комплекс подсвита мощностью около 350 м состоит главным образом из согласно залегающих, прерывистых и многократно чередующихся между собой пироксеновых, пироксен-амфиболовых и амфиболовых гнейсов и плаггиогнейсов, а также графит-биотитовых и графит-биотит-гранатовых гнейсов. Надрудная подсвита мощностью около 450 м сложена не только пироксен-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми плаггиогнейсами и плаггиосланцами, но и высокоглиноземистыми (силлиманитовыми и силлиманит-кордиеритовыми) слоисто-сланцевыми породами, а также мощными пачками биотитовых, биотит-силлиманитовых, турмалин-силлиманитовых и турмалиновых кварцитов и кварцито-гнейсов. Однако в этих породах нет ни минералогических, ни промышленных концентраций магнетита, хотя местами здесь встречаются гематитовые и гематит-силлиманитовые гнейсы и кварциты с сплошным, рассеянным или собирательно перекристаллизованным гематитом, но по своему характеру, текстуре и незначительному развитию они не относятся к типу слоисто-полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов).

Магнетитовые руды Алданского архея сосредоточены исключительно в средней, рудной подсвите мощностью 300 м, где совсем нет кварцитов, а отмеченные выше кварц-полевошпатовые гнейсы и плаггиосланцы с резкими границами или с постепенными переходами контактируют и согласно переслаиваются с бесполевошпатовыми сланцами (включая почти мономинеральные диопсиды, параамфиболиты, слюдиты), которые состоят главным образом из пироксенов, амфиболов, магнетитово-железистых слюд в разных количественных соотношениях. Подобным образом в лежащих метаосадочную толщу породах закономерно и последовательно меняется количественная роль метаморфогенного магнетита, вплоть до образования богатых магнетитом рудно-силикатных пород. В гнейсах подстилающего и покрывающего горизонтов магнетит постоянно присутствует в количестве 1—5%, но в рудном горизонте при переходе от плаггиогнейсов и меланократовых плаггиосланцев к бескварцевым и бесполевошпатовым пироксеновым, амфиболовым или слюдяным породам коли-

чество магнетита повышается до 10–20%, и даже до 55% в обогащенных слоях и линзах.

Значительную роль в составе продуктивной толщи играют слои и прослойки гранат-биотит-графитового состава, но еще большую — пласти доломитовых мраморов и кальцифиров, которые на границе с силикатными, боратыми, железорудными, сульфидными пачками содержат тонкие прослой и более или менее значительную вкрапленность, соответственно обогащенную форстеритом, клиногумитом, пироксенами, амфиболами, слюдами, плагиоклазом и скаполитом, людвицитом, магнетитом, сульфидами железа.

Амфибол-диопсидовые и гиперстен-диопсидовые породы подстилающего рудные слои горизонта местами (месторождение Таежное и др.) с приближением к этим карбонатно-силикатным пластам постепенно или довольно резко сменяются, в связи с нарастающим дефицитом кремнезема, форстерит-диопсидовыми или форстерит-клиногумитовыми (или хондродитовыми) породами, местами с амфиболами и магнезиально-железистыми слюдами, часто с рассеянным остаточным кальцитом. Именно в этой зоне раннеархейских, преимущественно хемогенных и биогенных (?) карбонатных осадков, смешанных с кремнисто-глинистыми илами и переслаивающихся с мергелистыми и глинистыми пропластками и уплотненными линзами, происходила концентрация высокоминерализованных растворов и шло кластогенное, хемогенное и биогенное осаждение с последующим местным диагенетическим, эпигенетическим, метаморфическим перераспределением и перекристаллизацией окисных, силикатных, карбонатных минералов железа, а также магнезиально-калиевых и борных солей. Это был прибрежно-морской ландшафт с лагунными (эвапоритовыми) фациями. Как в карбонатах мраморов и кальцифиров, так, практически, и во всех скаполитах, баритах и апатитах, входящих в состав федоровской свиты, В.И. Виноградовым и др. было обнаружено в 1975 г. широкое распространение сульфатной серы ($\delta^{34}\text{S}$ = от +7 до +25‰), а на ряде участков (Эмельджак и др.) имеются даже рассеянные выделения и прерывистые прослойки и линзочки ангидрита в мраморах—кальцифирах и контактирующих с ними плагиоклаз-диопсидовых гнейсах. Следовательно, в породах рудоносной толщи наблюдаются не только карбонатная, но и сульфатная подфашия древнего лагунного ландшафта. Наиболее распространенные, богатые и мощные оливин-клиногумитовые $[\text{nMg}_2\text{SiO}_4 + \text{pMg}(\text{F}, \text{OH})_2]$ магнетитовые руды месторождения Таежное на Алдане накапливались, очевидно, в крупных вытянутых чашеобразных бассейнах, которые были подчинены режиму лагунного развития. Это подтверждается, в частности, и тем, что на фланговых участках этого месторождения мощность руд становится небольшой, содержание в них железа снижается одновременно с возрастанием количества кремнезема (Н.И. Соколова, 1976 г.).

Эвапоритовая, в том числе железорудная, седиментация на Алдане согласуется и с обнаружением здесь в кварцах докембрийских анатектитов из мигматизированных комплексов многофазовых, существенно солевых, включений остаточных "расплавов—рассолов". Наиболее ранние из них, как отмечали Ю.А. Долгов и др. в 1976 г., имеют температуру более 660°С и давление в пределах 5–6 кбар.

Важно отметить, что сходная с Алданским щитом палеогеографическая (с лагунными водоемами) обстановка была, очевидно, и в Южном Прибайкалье, где в кальцитах и апатитах флогопитовых жил Слюдянки, синхронных знаменитым лазуритовым Мало-Быстринским месторождениям тоже метаэвапоритового происхождения, Л.З. Резницким в 1976 г. обна-

ружены микровключения ангидрита. Подобным же образом одна из пачек мощностью в несколько метров диопсидовых кальцифиров гренвильской серии в Северной Америке на протяжении нескольких десятков километров, в районе гор Балмат—Эдвардс, как указывали в 1956 г. Браун и Энгель, является ангидритосной, а на некоторых незначительных участках, по наблюдениям Лессинга и Круа в 1971 г., эти сфалеритосодержащие кальцифиры включают небольшие гнезда и линзочки метаэвапоритового синего гаюина, родственного лазуриту не только минералогически, но и генетически.

Ангидритсодержащие карбонатные и силикатные прослои мощностью до 2,5 м известны также в мощной нижнеархейской серии Фиг Три в Южной Африке.

Таким образом, раннеархейское накопление железа среди соленосных и засоленных осадков привело к образованию на Алдане, в Таежинской полосе, метаморфогенных месторождений своеобразных магнезиально-силикатных и известково-магнезиально-силикатных магнетитовых руд с форстеритом и клиногумитом (или хондродитом), с диопсидом и гиперстеном, с паргаситом и роговой обманкой [42]. Примечательно, что в пироксен-амфиболовых рудах и породах взаимоотношения между силикатами имеют, в основном, сингенетичный характер. Между сосуществующими амфиболами и пироксенами, как правило, нет реакционных отношений, и амфиболы, хотя нередко и приспособляются к контурам пироксенов, не являются развившимися по ним вторичными образованиями, они, очевидно, как считал Кеннеди еще в 1935 г., были первичными и кристаллизовались наравне с пироксенами соответственно с особенностями состава и в зависимости от степени герметизации материнской осадочной породы [27, 35], т.е. на едином этапе, следуя за пироксенами и используя имевшиеся на месте и накапливавшиеся в конце процесса метасадочные флюиды. Разный валовой состав материнских осадков и варьирующее изначальное содержание в них летучих компонентов обусловили также в ряде случаев перемежаемость пироксеновых и амфиболовых слоев, формально относящихся соответственно к гранулитовой или амфиболитовой фации метаморфизма.

Подобным образом, при близких или одинаковых условиях (температура, давление), плагиоклазовые сланцы и гнейсы по простиранию и (или) по мощности постепенно или резко переходят в скаполитовые породы с такими же диопсидом и роговой обманкой или многократно с ними переслаиваются. Это соответствует близким по составу исходным осадкам, содержащим, например, CaCO_3 и CaSO_4 , $\text{NaCl}(\text{Na}_2\text{CO}_3)$; при потере летучих компонентов на метаморфическом этапе они дали плагиоклазы, а при относительном обилии в материнских осадках и сохранности этих летучих при метаморфизме — скаполиты [42]. Здесь мы, таким образом, обоснованно характеризуем многие распространенные в докембрии плагиоклазовые гнейсы и сланцы как метаморфические производные засоленных мергелистых глин, т.е. как породы, генетически связанные с древним эвапоритовым процессом.

Помимо сингенетичных с метаморфизмом амфиболов, в породах и магнетитовых рудах имеются эпигенетические, главным образом синезеленые гастингситовые роговые обманки, последовательно переходящие в актинолит—тремолит и далее во флогопит, часто связанные с трещинами и инфильтрационными жилками и гнездами сульфидов, местами с инъекционными контактами аляскитовых гранитов.

Е. Зимнох в 1961 г. изучила докембрийскую Ковары-Герликовицкую зону магнетитовых железных руд на территории ПНР и ЧССР. Полученные

ею результаты указывают на то, что малоизмененные оолитовые, типично осадочные руды и глубокометаморфизованные плотные (массивные) или полосчатые силикатно-магнетитовые руды (не сохранившие в месторождениях Сибири, Центральной Швеции и США реликтовых осадочных структур) относятся к одному генетическому типу, а структурно-текстурные и минералогические их отличия связаны с разной степенью их перекристаллизации. По описанию Е. Зимнох, магнетитовые пластовые залежи в Коварах и Герликовицах согласно залегают среди вмещающих докембрийских кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов амфиболитовой фации. Только на польском месторождении (рудник Вольность) рудоносная формация, и притом лишь на двух участках, контактирует с герцинскими гранитами; нигде вблизи чехословацких месторождений этой же зоны граниты или другие изверженные породы неизвестны. Если происхождение Коварского месторождения (ПНР) и можно было бы приписать выносу рудного вещества из гранитной интрузии, то последняя из-за дальности до Герликовиц (ЧССР) никак не может быть привлечена даже для формального объяснения генезиса этой группы месторождений. Таким образом, рудообразование в этой протяженной зоне не было связано генетически с карканешскими или какими-либо другими гранитами.

Рудная формация в Коварах, которой непосредственно подчинено магнетитовое оруденение, сложена многократно перемежающимися между собой мраморами с карбонатно-кремнистыми прослоями, пироксеновыми, роговообманковыми и, в меньшей степени, биотитовыми сланцами с тонкоили грубополосчатой текстурой. Первоначально это были, по-видимому, известняки, песчаники и глины с количественно и качественно различными примесями. Вдоль сланцеватости метасадочные породы местами подверглись ороговикованию, а местами мраморы и магнетитовые руды скарнированы с образованием при этом пироксенов, андрадита, иногда — везувиана. Согласно с этим кристаллическим комплексом залегают гнейсы, нередко имеющие очковую текстуру, т.е. относящиеся, скорее всего, к мигматизированным и метасоматически измененным парагнейсам, как и "очковые" архейские гнейсы Украины, Карелии, Урала.

Среди пород рудной формации, имеющих субширотное простирание, согласно расположены магнетитовые тела, приуроченные, в основном, к контакту между мраморами и сланцами. Руды залегают в виде линз неправильной формы, чешуеобразно сменяющих друг друга. Линзы очень невыдержаны по простиранию и падению и на небольших расстояниях их мощность сильно изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров и изредка до 20 м; линзы часто выклиниваются. Длина рудных тел различна и иногда достигает 200 м. Нередко они срезаются сбросами как пологими, так и крутопадающими.

Магнетитовая руда бывает полосчатой и массивной, местами она скарнирована. В полосчатых рудах мелко- или тонкозернистый магнетит образует полосы толщиной в несколько миллиметров, чередующиеся с карбонатными или сланцевыми прослоями. Контакт руды с вмещающими породами обычно резкий, но местами видны постепенные переходы от магнетита к мрамору или сланцам. Признаки замещения скарнов магнетитом отсутствуют, но скарны часто пересекают магнетитовую руду. В шлифах полосчатых магнетитовых руд удалось обнаружить редкие реликты оолитовой структуры. Ксеноморфные выделения магнетита и подчиненность их структуры структуре вмещающих пород указывает на то, что кристаллизация магнетита происходила одновременно с образованием метаморфических структур горных пород. Е. Зимнох отмечает, что в древнем геосинклинальном бассейне вместе с известняками, глинами и туффитами осажда-

лись железные руды, а в позднекаледонское время осадочная серия метаморфизовалась в сланцы и мраморы, а осадочные железные руды — в метаморфические залежи магнетита. При образовании главного сброса железорудные залежи и вмещающие породы подвергались сжатию, местным разрывам и перемещениям. В метаморфизованную рудную толщу в герцинский период по главному сбросу языкообразно внедрились карконошские граниты в районе Ковар, но они, конечно, никакой рудообразующей роли не играли (за исключением того, что с ними могла быть связана наложенная гидротермальная прожилково-трещинная сульфидная и арсенидная минерализация; но и эта последняя, по нашему мнению, образовалась в итоге мобилизации из осадочно-метаморфических толщ сульфидов железа, меди и мышьяка).

Таким образом, между докембрийскими железистыми кварцитами и оолитовыми железяками существуют описанные Вагнером в 1928 г. и Н.М. Страховым в 1947 г. для Южной Африки и Джеймсом в 1954 г. — для Северной Америки фациальные переходы, а оолитовые гетит-хлорит-сидеритовые руды, местами с пиритом и первичным магнетитом, при метаморфизме превращаются в оолитовые гематит-хлорит-сидеритовые и в ряде случаев в оолитовые магнетитовые руды. При дальнейшем метаморфизме эти железные руды, вообще более податливые к перекристаллизации, чем боковые силикатные породы, теряют оолитовую структуру, перекристаллизуются и становятся массивными (сливными) или полосчатыми магнетитовыми рудами.

Такой же процесс прогрессивного метаморфического преобразования (шамозит + сидерит → магнетит), по данным Френка за 1968 г., наблюдается и в Северной Америке в формации Бивабик в Миннесоте.

Минералы железа при магнетитизации, с одной стороны, изоморфно захватывают германий и титан, с другой — десорбируют мышьяк, молибден, бор, редкие земли и др., образующие собственные минералы в рудном пласте или в боковых породах, если эти рудные компоненты не уносятся в трещины и зоны разломов метаморфогенными или магматогенными гидротермами.

ЛИНЗОВИДНО-ПЛАСТОВЫЕ СКАПОЛИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ПЛАГИОКЛАЗ-СКАПОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ С АНГИДРИТОМ

Большой геолого-палеогеографический и генетический интерес представляют древние стратифицированные комплексы скаполитовых и плагиоклаз-скаполитовых метаосадочных пород и руд.

В докембрии Сибирской платформы (Алдан) скаполитсодержащие породы образуют пластообразные тела, залегающие согласно или даже переслаивающиеся с силлиманитовыми и магнетитовыми кварцитами и силикатными магнетитовыми рудами, с биотит-графитовыми или биотит-гранатовыми парагнейсами.

Породы со скаполитом имеют сильно меняющуюся мощность — от нескольких десятков сантиметров до десятков и сотен метров, местами выклиниваются, вместе с сопровождающими пластовыми телами участвуют в общих складчатых и разрывных нарушениях и подвергаются инъекционным воздействиям более поздних аляскитовых гранитов; по простираанию они прослеживаются на километры и десятки километров.

Количество скаполита сильно колеблется — в одних породах он является преобладающим минералом и составляет 60–90%, в других — сохраняет свою породообразующую роль наравне с диопсидом, гастингситом, плагио-

клязом, а нередко становится второстепенным минералом или совсем отсутствует. Все эти гнейсосланцевые разновидности часто чередуются между собою, отделяясь одна от другой четкой границей, либо между ними наблюдаются постепенные переходы.

На Пионерском и, отчасти, Сивагинском и Тинском месторождениях в верхнем горизонте продуктивной (средней) подсвиты федоровской свиты Алданского раннего архея широко развиты скаполит-магнетитовые и диопсид-скаполит-магнетитовые руды с амфиболом — массивные, прерывисто-полосчатые (50—40% Fe) и вкрапленные (40—20% Fe), которые через непромышленные руды (10—20% Fe) и еще более бедные магнетитом породы (менее 10% Fe) постепенно переходят в висячем и лежачем боках рудных залежей в безрудные диопсид-скаполитовые и скаполитовые кварциты и сланцы с прослоями и линзами биотит-роговообманковых и амфибол-пироксеновых гнейсов. Количество скаполита в некоторых таких породах достигает 75% по объему, а генезис их рассматривается как эвапоритовый [28, 42, 61].

Рудные и околорудные скаполитовые породы тесно и непосредственно связаны с диопсидовыми и скаполитовыми кальцифирами, которые их перекрывают (и подстилают?) и повсеместно с ними переслаиваются. Скаполитовые сланцы и скаполититы часто имеют полигонально-изометрическую или брусковидную микроструктуру, но на участках тектонического смятия и мелких деформаций, а также в контактах с рвуцими архейскими аляскитовыми гранитами имеют неравномерно-зернистое строение с удлиненно-призматическими порфиробластами скаполита, локально (в зонах скарнирования) собирательно разрастающимися в крупные и гигантские (до 10—20 см в длину) кристаллы.

Тонкополосчатые роговообманково-скаполит-магнетитовые руды, мало-железистые или безрудные диопсид-роговообманково-скаполитовые породы часто содержат согласные тонкие и микроскопические прослои и прерывистые апатитовые струйки, которые перемежаются с диопсидовыми и скаполитовыми полосами, нередко обогащенными сингенетичными кристаллами ортита и титанита.

В отличие от нижнего рудного горизонта типа Таежного месторождения, где широко представлены полосчатые метасадочные боратовые фации, в рудах типа месторождения Пионерское они почти не встречаются и лишь очень редко представлены маломощными, быстро выклинивающимися прослоями пород и руд, содержащих слюдитовые, форстерит-хондритовые и людвицит-магнетитовые участки. Впрочем, аналогичные эпизодические гнезда и прослои диопсид-скаполитовых пород и руд типа месторождения Пионерское, наоборот, встречаются среди мощных продуктивных толщ Таежинской полосы. Все это характеризует кратковременную смену фациально-палеогеографических условий и геохимических типов рассолов, накапливающихся в отшнурованных прибрежных бассейнах.

Некоторые пироксен-скаполитовые и пироксен-амфиболо-скаполитовые сланцы содержат в своем составе настолько много магнетита, тяготеющего главным образом к метасилкатам, что представляют собой уже железные руды. Значительно распространены плагиоглаз-скаполит-диопсид-кварцевые сланцы.

В почти мономинеральных скаполитовых пластообразных телах скаполит обычно имеет тонко- и равномерно-зернистую сахаровидную и мостовидную (торцовую) микротекстуру; по величине (0,1—0,3 мм) зерна скаполита соразмерны с зернами диопсида, роговой обманки, ортита, титанита или апатита.

Плагиоглаз-скаполит-пироксен-роговообманковые сланцы (бассейн

р. Савгель) характеризуют непрерывный процесс метасадочного минералообразования в условиях прогрессирующего метаморфогенного накопления автохтонных летучих веществ. Более ранними являются олигоклаз-андезин и диопсид с небольшим содержанием геденбергитового компонента, более поздними — скаполит и гастингсит. Наряду с плагиоклазом здесь имеются четко ограниченные зерна скаполита, морфологически и оптически такие же, как и в скаполитовых бесполовошпатовых парасланцах; никаких признаков скаполитизации плагиоклазов нет. Сростки плагиоклаза и скаполита имеют резкую, почти прямолинейную границу. Хорошо видно, что скаполит как бы продолжает метаморфогенную кристаллизацию плагиоклаза, когда последний при понижении температуры и накоплении в породе избытка "летучих" веществ осадочного происхождения перестал кристаллизоваться.

Подобный характер имеют здесь и соотношения пироксена и гастингсита. Летучие компоненты (H_2O , Cl , F , SO_3 , CO_2 , V и др.), необходимые для скаполито- и амфиболообразования, имелись в составе самих древних осадочных пород, связанных с хемогенными (карбонатно-сульфатно-хлоридными) солевыми осадками, с изначальным присутствием Na , K , Mg , Ca , V и других компонентов в глинисто-алевролитовых толщах, карбонатных пелитолитовых осадках и т.д. [26].

Минералогически эти скаполиты относятся главным образом к дипирам, имеют 25–30 мол.% мейонитовой молекулы. В их состав входят Na_2O — около 7%, K_2O — до 1,5% и выше; количество летучих сильно колеблется от следов до: Cl — 2%; B_2O_3 — 0,8%; CO_2 — 2,20%; SO_3 — 1,9%; F — 1%; H_2O — 3% и выше. При недостатке Cl и F большое значение приобретают SO_3 , CO_2 и H_2O .

В некоторых кальцифирах, диопсид-плагиоклазовых и преимущественно скаполит-плагиоклазовых и диопсид-скаполит-полевошпатовых породах федоровской продуктивной свиты иенгрской серии на Алдане В.А. Каргачевым в 1970 г. были найдены вкрапления сиренево-розового ангидрита.

Пласты эти (бассейн р. Большой Ыллымах) имеют мощность до 2–10 м и более, в них ангидрит местами является уже породообразующим минералом и составляет 15–20% объема породы. Они подстилаются и перекрываются гиперстенсодержащими биотит-амфиболовыми гнейсами, которые в приконтактных зонах тоже содержат ангидрит. В шлифах видно, что контакты его зерен с диопсидом и плагиоклазом четкие, между ангидритом и скаполитом (дипиром) часты эпидот-ортитовые реакционные каемки.

Микроклинизация и альбитизация ангидритсодержащих пород и их частичное скарнирование в контактах с лейкократовыми гранитами, с сохранением реликтов плагиоклаза, диопсида, скаполита, ангидрита, замещение ангидрита бурой роговой обманкой, но отсутствие признаков замещения ангидритом каких-либо других минералов — всё это подтверждает первичность этого минерала и его сингенетичность со всеми другими породообразующими компонентами.

Устойчивость ангидрита при температурах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (до $1000^\circ C$ и выше) подтверждается геологическими и физико-химическими данными, приведенными в 1947 г. Циммером и в 1970 г. И.П. Щербанем и И.Н. Широких. Повышенное содержание кислорода в сульфатных растворах, очевидно, способствовало устойчивости $CaSO_4$.

В восстановительных условиях морских илов, богатых разлагающейся органикой и сульфатредуцирующими бактериями, как известно, широко развиты и сероводородное заражение, и сульфидообразование. В этой связи для разъяснения генезиса скаполит- и ангидритсодержащих пород важны

данные изотопного состава серы из минералов иенгрских пород Алдано-Байкальского архея. Ф.В. Чухров, В.И. Виноградов и др. в 1968 г. показали изначально сульфатный характер серы и биогенное изотопное фракционирование — $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от +6,2 до +26,3‰ у апатита, +24,6‰ — у барита, от +35,1 до +37,3‰ — у пирита, +25,0‰ — у пирротина, от +19,5 до +24,2‰ — у скаполитов. Все это подтверждает наши выводы о том, что в архейское время здесь существовал мелководно-прибрежный и лагунный режим и шло накопление пород карбонатно-сульфатной борно-соленосной формации [6, 29, 36]. Эти отложения соседствовали или перемежались (в связи с палеогеографическими особенностями и колебаниями климата от аридного к гумидному) с биогенными, впоследствии графитизированными, илами (с их редуцирующим воздействием на сульфаты) и гидроксидными, хлоритовыми и сидеритовыми железняками, преобразованными в метаморфическую стадию при обилии органики в магнетитовые руды.

Скаполитовые и скаполитсодержащие сланцы, кальцифры и магнетитовые руды алданского архея довольно четко стратифицированы и в метасадочной формации подчинены определенному фациальному типу [42]. Именно к таким скаполитоносным фациям приурочены и вкрапленность, и пластообразные концентрации сингенетического ангидрита, т.е. скаполит и ангидрит геохимически и парагенетически связаны в метаморфизованных породах архейской карбонатно-сульфатно-соленосной формации. Ни скаполита, ни ангидрита, как правило, нет в иенгрских породах другого, тоже эвапоритового, фациального типа, для которого характерными минералами в кальцифрах, гнейсах и железных рудах являются форстерит, хондродит и клиногумит, людовигит, шпинель, флогопит, серпентин.

Образовавшиеся в условиях регионального метаморфизма скаполитовые сланцы подверглись потом внедрению аляскитовых гранитов, которые местами захватывали механически и вплавливали материал карбонатных и диопсид-амфибол-скаполитовых пород, эндоконтантно изменяясь при этом вплоть до плагиогранитов. "Именно этим главным образом и следует объяснять случаи типичной скаполитизации плагиоклазов гранитовых пород, обогащенных летучими компонентами со сторон вмещающих толщ (стенков)" [27, с. 503]. Экзоконтантные процессы проявлялись при этом в тонкоинъекционном проникновении в скаполитовые породы кварц-полевошпатовых и микроклиновых жил; в раздроблении зерен скаполита; в скарнировании с образованием андрадита, эпидота (с ортитом), сфена; в собирательной перекристаллизации мелкозернистых агрегатов скаполита и диопсида в крупные игольчатые или столбчатые кристаллы; в метасоматическом (изоморфном) преобразовании скаполитов в его калиевые разновидности (до 5,8% K_2O) и далее — в структурном его переорождении в микроклин.

Систематические исследования архейских метасадочных толщ иенгрской серии Алданского щита уже давно привели нас к выводу, что развитые в этих толщах диопсидовые и скаполитсодержащие доломитовые мраморы и кальцифры, скаполит-диопсидовые породы с почти мономинеральными скаполитовыми прослоями и линзами и скаполит-диопсид-роговообманковые плагиоклазовые гнейсы представляют собой результат метаморфизма соленосных и засоленных древних осадков. К настоящему времени в этом районе, в Прибайкалье, а также на территориях Канадского и Австралийского щитов получены новые данные, свидетельствующие о правильности этой генетической концепции и говорящие о существовании галогенных формаций на обширных континентальных платформах Америки, Евразии и Гондваны еще в раннем архее (более 3 млрд. лет назад).

Широкое региональное развитие имеют скаполитовые и скаполит-пирок-

сеновые (с плагиоклазом, микроклином, роговой обманкой, кварцем и др.) парасланцы в бассейне р. Витим (по р. Витимкан). Они входят в состав мощной осадочно-метаморфической толщи, геологически аналогичной архейскому алдано-сланцевому комплексу, согласно переслаиваясь с доломитовыми мраморами и кальцифирами, с биотит-плагиоклазовыми, кордиерит-силлиманитовыми и андалузитовыми породами. В.К. Котульский еще в 1932 г. справедливо считал скаполит сингенетичным осадочно-метаморфическим минералом и подчеркивал, что различия в составе исходных — карбонатных, мергелистых, глинистых — пород (главным образом избыточное содержание CaCO_3), а не внешние условия (давление, температура) определили минеральный состав их метаморфических производных. Устойчивость скаполита в широком диапазоне физико-химических условий — от цеолитовой и зеленосланцевой до гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма — и зависимость от наличия подходящего материала убедительно иллюстрирует геологическими примерами и Шоу (1960 г.).

В Байкальской горной области в карбонатных кварцито-песчаниках, алевролитах, мергелях, доломитах и известняках удоканской серии Л.И. Сапоп в 1967 г. также отметил процессы альбитизации в условиях зеленосланцевой фации и скаполитизации, связанные с определенными стратиграфическими уровнями. Диопсид-амфибол-скаполитовые породы регионально распространены и не имеют никакой связи ни с гранитными или другими интрузиями, ни с дизъюнктивными нарушениями и глубинными разломами, а скорее всего указывают на бывшее существование в разрезе нижнего протерозоя соленосных пород, как это ранее было установлено для алданского архея [27].

В Южной Австралии, восточнее Аделаиды, развиты архейские метаосадочные породы альмандин-амфиболитовой фации. Это скаполитсодержащие мраморы с примесью пироксена, кварца, полевых шпатов, флогопита, сфена и пирита и геденбергит-скаполитовые пласты со сфеном, роговой обманкой и примесью магнетита, кварца, микроклина и плагиоклаза. Эти породы перемежаются с близкими по составу, но без скаполита породами, по простираюнию они сменяются кварц-полевошпатовыми сланцами.

Местами скаполитсодержащие породы переслаиваются с мигматитами и кварц-полевошпатовыми гнейсами (с силлиманитом) и инъецируются аплитовидными гранитами и пегматитами, вызывающими скарнирование с развитием красно-бурого андрадит-гроссулярового граната. Уайт в 1959 г. отмечал, что богатые скаполитом (до 15–20%) известковистые породы, занимающие в Южной Австралии многие сотни квадратных километров, образуют осадочно-метаморфическую скаполитовую провинцию: Na и Cl были получены из первоначальных мергелистых осадков, которые могли содержать рассеянный галит, сохранившийся в них при благоприятных условиях захоронения и литификации. Скаполит из этих районов содержит 5,38% Na_2O и 1,42% Cl, а пироксен-скаполитовые породы соответственно — 1,48 и 0,44%.

Подобная по размерам и петрографическому составу осадочно-метаморфическая скаполитовая провинция Клонкарри, расположенная в Австралии в северо-западном Квинсленде, описана в 1970 г. Рамсеем и Дэвидсоном. Здесь скаполиты развиты в метаосадочных толщах и в прорывающих их метавулканитах. Упомянутые исследователи показали, что скаполиты из этих генетически различных пород резко отличаются друг от друга и образуют противоположно направленные ряды в зависимости от соотношения CaO и Na_2O во вмещающих породах, т.е. их состав контролируется в первую очередь наличием в исходной осадочной породе Cl (возможно, с Na), а отношение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ играет уже второстепенную роль. Поэтому

Рамсей и Дэвидсон отклоняют концепцию "селективного метасоматоза" и привноса Na и Cl из внешних источников, принятую в 1954 г. Эдвардсом и Беккером для стратиграфически эквивалентных скаполитовых пород зоны Трекаламо—Дашес в Северо-Западном Квинсленде. Через 15 лет после наших публикаций на эту тему Рамсей и Дэвидсон пришли к выводу, что в зоне Мэри Кэтлиг—Дугалд Ривер метаосадочные нижнепротерозойские скаполитовые породы произошли в результате изохимического метаморфизма глин и мергелей, в которых был рассеян эвапоритовый галит. Различные метавулканы содержат скаполит, образовавшийся при региональном метаморфизме под воздействием "летучих" (Cl и CO₂), поглощенных ими при внедрении из вмещающих осадочных толщ. В районе только медных и серебро-свинцово-цинковых стратиформных и имеющих, очевидно, метаэвапоритовое происхождение месторождений рудного узла Маунт Айза в трех узких полосах скаполитсодержащих пород протяженностью в 7—8 км насчитывается около 500 млн. т хлора.

В юго-восточной части Мадагаскара среди типичных метаосадочных архейских пород (кварцитов, силлиманит-кордиеритовых и алмадин-биотитовых, местами с графитом или магнетитом, гнейсов, мраморов и кальцифиров) широко развиты согласно залегающие и переслаивающиеся с ними своеобразные плагиоклазиты, скаполиты (вернерититы) и пироксениты. Они образуют почти мономинеральные типы, а также промежуточные по минеральному составу породы — вернеритовые плагиоклазиты, пироксеновые плагиоклазиты, вернеритовые пироксениты, вернеритовые и пироксеновые кальцифиров и др. Некоторые пласты и пластовые линзы пироксенитов содержат выделения или крупнокристаллические обособления флогопита и ангидрита, причем последний ассоциирует не только с плагиоклазом, но и с ортитом, молибденитом, пиритом. Подчиненные определенным стратиграфическим горизонтам плагиоклаз-скаполит-пироксеновые слои прослеживаются с перерывом на десятки километров, обнаруживая сахаровидные, гранобластовые и пойкилобластовые структуры. Пироксен близок к Al-диопсиду (фассаиту), плагиоклаз относится к лабрадору или битовниту, скаполит очень богат мейонитовой молекулой (т.е. он еще более основной, чем соответствующий плагиоклаз).

Ряд исследователей, в том числе Де ля Рош в 1956 г. и Нуазе в 1970 г., пришли к выводу, что все эти породы произошли в результате трансформации мергелей, обычно магниезальных, под влиянием регионального метаморфизма, осложненного местами воздействием более поздних гранитоидов [55]. Только Нуазе отметил вероятную засоленность древних материнских осадков.

В области Канадского щита, в провинциях Онтарио и Квебек (Канада) и в штатах Нью-Йорк и Нью-Джерси (США), скаполитовые архейские породы распространены очень широко. Как и на Алданском щите, скаполит часто встречается в мраморах и кальцифирах, в алмадиновых кварц-биотитовых гнейсах, в амфиболитах и пироксен-амфибол-магнетитовых с плагиоклазом породах; его количество колеблется от 1—3 до 5—8 и даже до 32%. Часто скаполитовые породы геологически и пространственно сопряжены с железорудными телами, с борной и редкоземельной минерализацией. В генетическом отношении очень показательно, что среди мощных доломитовых мраморов, зеленых диопсидовых кальцифиров и известково-диопсидовых сланцев гренвильской метаосадочной серии в отдельных слоях и пачках спорадически встречаются сульфаты кальция — ангидрит и гипс, ассоциирующие с сульфидными стратиформными метаэвапоритовыми (цинковыми и гаюиновыми) или магнетитовыми концентрациями (Браун, 1936 г.; Осборн, 1941 г.; Циммер, 1947 г.).

В магнетитовом месторождении северо-восточного Адирондака (США) рудные зоны, изученные в 1956 г. Брауном и Энгелем, подчинены сильно контаминированным гранитам, ассимилировавшим гренвильские осадки; ангидрит здесь местами замещается магнетитом, местами сам сечет его своими жилами. В северо-западном Адирондаке среди конформных доломитовых и известково-диопсидовых пород встречены также ангидритогипсовые со следами галита сланцы, представляющие собой, по заключению этих исследователей, древние озерно-лагунные (эвапоритовые) метасадки. Занимаемая скаполитовыми породами площадь только в штатах Квебек, Онтарио и Нью-Йорк достигает более 250 тыс. км². В 1960 г. Шоу отметил, что, кроме осадочно-метаморфических, здесь распространены и метаморфические скаполиты, особенно в гренвильской провинции, где широко развиты процессы палингенного гранито- и сиенитообразования и имеются метасоматические месторождения магнетита, апатита, цветных металлов и редких земель, борных минералов [43].

Широкое развитие магнетита и скаполита, богатого мариялитовой молекулой, в докембрийских метаморфических толщах эпидот-амфиболитовой фации известно и в Шведской Лапландии. Здесь в рудном районе Кируны во многих местах обнаружены Сандиусом еще в 1915 г. скаполит-биотит-амфибол-эпидот-плагноклазовые породы. Они не только содержат рассеянный магнетит или его мелкие концентрации, но и пространственно и генетически, как справедливо утверждает Ландергрэн (1948 г.), сопряжены с крупнейшими палингенными месторождениями мономинерального и апатитсодержащего магнетита (Кируна-ваара и др.), с которыми связаны также и апатитовые инъекционные дайки, образовавшиеся в итоге палингенного обособления преимущественно апатитового материала. Существование скаполита и плагноклаза в северо-шведских железорудных месторождениях отмечают позже и другие исследователи, в том числе Экстрём в 1972 г.

Таким образом, для докембрийских слоисто-пластовых скаполитовых, плагноклазовых и других скаполитсодержащих пород Сибирского (Байкал-Алдан), Балтийского (Шведская Лапландия, Карелия, Кольский полуостров и др.), Австрийского (Аделаида-Квинсленд) и Северо-Американского (Адирондак-Квебек) регионов характерны следующие признаки.

1. Распространенность в определенных стратиграфических горизонтах и принадлежность к фации известково-магнезиальных (карбонатных и диоксид-роговообманковых) метаморфических пород.

2. Согласно залегание и переслаивание с типичными осадочно-метаморфическими толщами — мраморами, кальцифирами и кварцитами (в том числе турмалиновыми и силлиманитовыми), графитовыми, биотит-гранат-графитовыми и другими парагнейсами и парасланцами.

3. В ряде случаев приуроченность к скаполитовым слоистым породам (унаследовавшим, очевидно, NaCl и другие солевые неустойчивые компоненты из древних осадков) сульфатных минералов (ангидрита) — устойчивых в кислородной обстановке реликтов тех же соленосных формаций.

4. Нередко согласно-слоистое залегание скаполитовых, плагноклазовых и ассоциирующих с ними осадочно-метаморфических пород с железорудными конформными телами, которые (вместе с силлиманитовыми сланцами и кварцитами) свидетельствуют о накоплении дифференцированных продуктов размыта древнейших кор выветривания.

5. Местное или площадное развитие и накопление живого и косного органического вещества (позже графитизированного) на фоне заболачивания древних озерно-лагунных водоемов и прибрежных участков моря;

последующие процессы сульфатредукции и сульфидообразования, преобразование и восстановление до магнетита карбонатных и окисно-железистых накоплений.

6. Участие скаполит- и ангидритсодержащей породы в общих складчатых и разрывных деформациях. Инъекционное внедрение в эти породы более молодых лейкократовых гранитов и пегматитов, вызывавших их мигматизацию и скарнирование, а также ассимиляционное поглощение "летучих" из вмещающих карбонатных и скаполитовых слоев и развитие в гранитоидах вторичных (метасоматических по плагиоклазам) скаполитов в результате "антипневматолита".

7. Развитие инъекционных и ультраметаморфических процессов (вплоть до анатексиса), связанных с мобилизацией, переотложением и концентрацией рассеянных в соленосных (скаполитовых) и сопровождающих породах рудных компонентов; формирование метасоматических, палингенных и регенерированных скаполитсодержащих магнетитовых, ортитовых, апатитовых, свинцово-цинковых и других месторождений.

ПОЛУИЗОЛИРОВАННЫЕ ОТ ОТКРЫТОГО МОРЯ БАСЕЙНЫ ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦИИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Накопление металлов (хемогенное, кластогенное, сорбционное, биогенное) происходило в докембрии в прибрежно-морских или континентальных водоемах лагунного типа, имевших затрудненный или только периодический водообмен с открытым морем и находившихся в разных своих участках на различных стадиях "солеродной зрелости". В зависимости от менявшихся тектонических, плутоно-вулканических, гидрографических и других палеогеографических условий эти бассейны способны были мигрировать и разветвляться, изменять конфигурацию, площадь и глубину. В этих бассейнах на разных этапах их развития происходила дифференциация различных по составу и концентрации железистых, марганцевых и других рассолов (в том числе магнезиальных, борных, известково-натриевых и др.), местами смешанных и сложных, нередко действующих последовательно в результате меняющейся геолого-геохимической обстановки.

Особое положение в древних толщах занимает калий, который мог накапливаться не только эвапоритовым путем вместе с магнием и хлором, но и концентрироваться, с одной стороны, сорбционно, в древнейших корах выветривания, в почвах и на поверхности, с другой — в результате метаболизма в растениях и растительных остатках. Вот почему его содержание в неизменных и в метаморфизованных корах выветривания в несколько раз выше, чем в материнских кристаллических толщах. Это создает громадные возможности для процессов поздней, наложенной микроклиматизации и флогопитизации [35]. Позже это было отмечено К.Н. Трубиной в 1978 г. и М.М. Веселовской в 1979 г.

Отчетливая связь литолого-минералогических типов железных руд с палеогеографическими условиями древних территорий (лагунная модель) и геохимическими фациями бассейнов рудообразования прослеживается, и притом более наглядно, в слабо измененных эпигенез-метаморфическими процессами верхнепротерозойских отложениях [41]. Так, например, широко известные Бакальские железорудные месторождения долгие годы относились к гидротермально-метасоматическим или контакт-метасоматическим и генетически связанным с вторжением в рифейскую карбонатно-сланцевую толщу Юго-Западного Урала диабазовых даек. Так считали еще П.А. Земятченский в 1896 г., Л.М. Миропольский в 1933 г. и А.Н. Заваицкий в 1939 г.

В действительности, как показали детальные литолого-фациальные и минералогические исследования Д.В. Наливкина в 1934 г., Н.К. Бургели в 1958 и 1962 гг., З.М. Старостиной в 1959 и 1962 гг., А.Е. Малахова в 1955 г., Д.П. Храменковой в 1965 г., они оказались осадочными, прибрежно-морскими образованиями. Н.К. Бургеля обнаружил в дайках диабаз сидеритовые ксенолиты, окаймленные магнетитовой коркой, образовавшейся в итоге контактного нагрева. З.М. Старостина доказала, что пластовые залежи сидеритовых руд приурочены к определенной фации и являются членом типичной осадочной формации, поскольку закономерно по простираанию и мощности они сменяются доломитами или известняками, за которыми следуют известково-углисто-глинистые, иногда песчано-глинистые прибрежные сланцы. Это подтверждается и последующими работами М.М. Яковчука и В.А. Дунаева в 1976 г. Источником железа были отнюдь не вулканогенные породы, которые часто проявляют себя как пострудные образования, а железосодержащие породы фундамента восточной окраины Русской платформы, района Уфимского амфитеатра и их коры выветривания.

Железо в виде истинных и коллоидальных растворов и механической взвеси выносилось в море дальше от берега, чем терригенный материал, и там в карбонатно-глинистых илах, при обилии органического вещества, в восстановительных условиях среды происходило хемогенно-диагенетическое отложение сидеритовых руд. Д.П. Храменкова для изучения текстур и, в частности, слоистости сидеритовых руд и карбонатных пород Рудничного месторождения применила метод протравливания штуфов в соляной кислоте. При этом в карбонатных породах и рудах бакальской свиты, ранее считавшихся массивными, выявилась отчетливая слоистость, обусловленная примесями углисто-глинистого материала, кварца и пирита, которые концентрировались преимущественно в разных прослойках.

Из сказанного выше следует сделать вывод, что бакальские руды осаждались в полузамкнутых прибрежно-морских бассейнах лагунного типа. В них на терригенных осадках, в начальный этап эвапоритового процесса, отлагались известковые хемогенно-биогенные илы, перекрываемые потом магниезальными рассолами, вызвавшими их метасоматическую осадочно-холодноводную, а не гидротермальную доломитизацию, как думали Л.М. Миропольский и др. На доломитах, сопровождаемая десцензионным метасоматозом, а в депрессионных и особенно богатых органикой участках — сероводородным заражением, в условиях "сидеритовой геохимической фации" (Л.В. Пустовалов, 1933 г.; Г.И. Теодорович, 1955 г.) шло накопление магниезальных и марганецсодержащих сидеритов с послойными повышенными концентрациями пирита и углистого вещества. Связь бассейна с открытым морем не раз, очевидно, восстанавливалась, о чем свидетельствуют повторение рудоносных комплексов на разных уровнях и наличие нескольких сидеритовых горизонтов. В подстилающих бакальскую свиту саткинских слоях также имеется много хемогенных (в том числе магниезитовых) пород, а в более молодой — рифейской зигазино-комаровской свите известны сходные с бакальскими сидеритовые месторождения, согласно залегающие среди слюдисто-хлоритовых, слюдисто-хлорито-кварцевых сланцев, кварцитовидных или аркозовых песчаников и подстилаемые терригенными породами и доломитами зигальгинской свиты. Таким образом, в этом районе в пределах активной структурно-тектонической зоны длительно сохранялись прибрежно-морские, озерно-лагунные ландшафты.

Ю.А. Борщевским, С.Л. Борисовой, О.Г. Лазер и др. в 1978 г. изотопными исследованиями углерода и кислорода из сидеритов, магниезитов и доломитов саткинской и бакальской свит (рифей) установлены следующие

средние значения для $\delta^{13}\text{C}$: $-2,8\text{‰}$, $+1,7$, $-0,4\text{‰}$, а для $\delta^{18}\text{O}$: $+21,3\text{‰}$, $+15,8$, $+22,0\text{‰}$. Эти данные подтверждают первично-осадочное (морское) происхождение всех этих пород, которые отлагались в довольно мелководном бассейне, с варьирующей степенью осолонения, местами с повышенной биологической активностью и восстановительными условиями (Ю.А. Ходак, Н.И. Медведевская, Н.К. Попова и др., 1978 г.). Метасоматические изменения сидеритов и магнетитов были связаны с низкотемпературными ($50-70^\circ\text{C}$) водами поверхностного происхождения.

В работе П.П. Смолина (1981 г.) подчеркивается как "явная общая стратиформность" магнетитовых саткинских и сидеритовых бакальских залежей, так и резкая их метасоматическая подчиненность, говорящая о позднем вторичном происхождении, связанном с латеральной миграцией Mg и Fe уже в условиях диагенеза и эпигенеза — за счет рассеянного во вмещающих доломитах магнетита или сидерита.

Подобно стратифицированным отложениям магнетита в рифейских доломитах Малого Хингана и Енисейского кряжа, описанным Г.Ю. Романовой в 1961 г., уральские магнетиты и сидериты генетически связаны с мелководными лагунами, их солеными водами и илами с обильным органическим веществом. При этом для вмещающих доломитов характерна ритмичность слоев с нарастанием магнетизальности к вершине ритмов и почти глобальная (Урал — Енисейский кряж — Хинган) широтная распространенность.

В 1977 г. на Дашкесанском магнетитовом месторождении кобальтсодержащих руд, относившихся ранее к "типичным" эндогенным (гидротермально-скарновым) образованиям, в подошве плотной, массивной залежи Э.В. Бесединым обнаружены руды с тонкополосчатой текстурой. Эта полосчатость согласна с напластованием вмещающих юрских осадочно-вулканогенных слоев. Ритмично чередующиеся полосы подчинены определенной цикличности и сложены преимущественно магнетитом и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда; оба минерала нередко имеют зональное строение. Кроме того, в массивной магнетитовой руде наблюдается тонкая полосчатость, обусловленная разной размерностью зерен магнетита. Обычно она сопровождается тонкослойным расположением зернышек кальцита, эпидота, иногда выделениями пирита и халькопирита. Все это, как отмечал в 1936 г. Г.А. Крутов, свидетельствует о седиментационном способе образования этих железных руд. Впоследствии руды были глубоко преобразованы контактово-метасоматическими процессами с полной переработкой и перекристаллизацией первичных осадков, которые отлагались, скорее всего, в эвапоритовом бассейне, о чем говорит и развитие здесь окколорудных пород с наиболее богатой хлором (5–7%) гастингситовой роговой обманкой (дашкесанитом).

Наличие барьера, ограничивавшего связь открытого моря с лагуной, где происходило последовательное отложение из рассольных вод минералов железа и кремния, еще в 1941 г. предполагал Вулух, затем — в 1956 и 1973 гг. — Гудвин.

Джеймс в 1954 г. пришел к выводу, что отложение руд в районе Верхнего озера, контролируемое в основном Eh водной среды, происходило в полузамкнутых бассейнах, отделенных от открытого моря перемычками, что обусловило местами даже застойный характер вод и восстановительную среду в депрессионных участках с обильным накоплением в них отмершей органики (и, следовательно, с активной деятельностью сульфатредуцирующих бактерий). Здесь образовались черные сланцы с 5–15% свободного углерода и 20–40% пирита. Ближе к поверхности и берегу водоема формировались разные фации: сначала карбонатная, из переслаивающихся сиде-

ритовых и кремнистых слоев, затем окисно-закаисная магнетито-кварцевая, а в сильно окисленных условиях — кремнисто-гематитовая фация [54].

В тесной связи с известково-доломитовыми и кальцифировыми фациями и в зависимости от характера привносимого с суши материала, состава и концентрации в засоляющемся водоеме углекислых, сернокислых, борных, хлоридных и фторидных солей Ca, Mg, Al, Fe, Na, K и др. шло, очевидно, образование различных силикатных фаций в условиях от слабоекислительной среды до сильновосстановительной. В железорудной формации Верхнего озера, например, в ассоциации с магнетитом или сидеритом, на низкой ступени метаморфизма находятся пирит, гриналит, хлорит, стильпномелан и миннезотит. Тем не менее при более интенсивном метаморфизме (в Швеции, Приазовье, на Кольском полуострове, в Южной Якутии и др.) силикаты представлены в железорудных метаосадочных фациях уже оливином, пироксенами, амфиболами, слюдами, гранатами, а сульфиды — пиритом и пирротиним. На высоких ступенях метаморфизма (альмандин-амфиболитовая, гранулитовая фации) и при обилии органического (графитизированного) материала в некоторых железистых метаосадках магнетитообразование в сильновосстановительной среде сильно или полностью подавлялось. Железо в закисной форме входило в состав фаялита, геденбергита, эвлизита, альмандина, образовавших практически безмагнетитовые и бескварцевые, богатые железом, эвлизитовые породы (Швеция, Кольский полуостров, Приазовье и др.).

Таким образом, устанавливается палеогеографическая и пространственно-генетическая связь между хемогенным и биогенным известняковым и доломитовым карбонатообразованием и эвапоритовым отложением железистых и железорудных (сульфидных, сидерит-, магнетит- и гематит-кварцевых полосчатых и магнетит-силикатных, магнетит-сульфидных или магнетит-боратных) концентраций как в малых, так и в обширных прибрежных осолоняющихся бассейнах с ограниченной или совсем прерванной связью с открытым морем.

При относительно стабильных условиях хемогенной седиментации в эвапоритовых бассейнах поздние рассолы (магнезиальные, калиевые, борные и др.) нередко инфильтрационно-метасоматически реагировали с ранее образовавшимися осадками, обуславливая, например, на последующих стадиях эпигенеза и метаморфизма более или менее широкую доломитизацию соседствующих и подстилающих хемогенных и биогенных известняков, биотитизацию или турмалинизацию ранних магнезиально-железистых и известняково-магнезиальных силикатов (пироксенов, амфиболов и др.) в сланцево-кремнеземистых слоях.

Нередко наблюдаемые в древнейших стратифицированных толщах циклическое чередование, переслаивание и клиновидно-межслойное взаимное проникновение высокоглиноземистых, карбонатных или кремнеземистых известняково-магнезиальных пород с силикатно-, боратно- и фосфатно-магнетитовыми залежами в большинстве случаев представляют собой наследственные проявления седиментационного процесса, а не результат позднего метасоматического или магматогенного воздействия.

В силу высокой реактивности рудообразующих и метаэвапоритовых минералов многие стратифицированные породы и месторождения этого генетического ряда (скаполитовые, плагиоклазовые и плагиоклаз-скаполитовые, эгириновые, жадеитовые, щелочно-амфиболовые, апатитовые, биотитовые, боросиликатные и боратовые, медные и полиметаллические сульфидные и др.) в условиях дислокаций, тектонического смятия и рассланцевания, воздействия поздних пневматогидротерм и плутоно-вулкани-

ческих внедрений испытали частичную или общую (иногда повторную) перекристаллизацию, местные или широкие метасоматические преобразования и перемещения. Поэтому они нередко ошибочно относятся некоторыми исследователями к магматогенно-метасоматическим или даже к мантийным образованиям (Сен Гупта, 1967 г.). В ряде регионов метазевопаритовая природа указанных выше и других регенерированных минералов убедительно устанавливается как по данным изотопного анализа, так и по геологическим связям и избирательной приуроченности к областям распространения стратиформных месторождений и парапетаморфических пород соответствующего состава.

Вероятно, подобным же образом в генетической связи с мелководным лагунным бассейном, примыкавшим к субмеридиональному разлому в Северном Приазовье, находится и контакт-метасоматическая минерализация между мигматитами, гранитными пегматитами и ультрабазитами, где имеются обогащенные цезием биотитовые слюдиты, в которых встречаются литиевый амфибол (хольмквистит), турмалин и др. [37]. Это же отмечал и Д.С. Сердюченко в 1976 г.; В.В. Байраков в 1968 г.; А.М. Заседателев в 1975 г. на северо-западе европейской части СССР изучил прорванную сподуменовыми пегматитами толщу метаосадочных пород раннего протерозоя мощностью около 1300 м. Она сложена линзовидно-полосчатыми и слоистыми параамфиболитами (главным образом), кварц-биотит-(хлорит)-полевошпатовыми сланцами и биотит-роговообманковыми гнейсами и сланцами. Эти породы многократно переслаиваются друг с другом.

Содержание лития (почти по 300 анализам) во вмещающих породах с литиевыми пегматитами и без них очень близко и в среднем составляет 0,041 и 0,031% соответственно. Литий в этих породах находится в составе литийсодержащих плагиоклазов и роговой обманки, а также хольмквистита и литий-рубидий-цезиевого биотита, которые образуют согласные прослои и линзочки, пересекаются более поздними (!) пегматитовыми жилами. Автор обоснованно предполагает, что при отсутствии во всем районе литиеносных интрузий источником лития в гнейсо-сланцевой толще были сами материнские, по-видимому, соленосные осадки, за счет которых обогатились литием и пегматиты. В связи с этим М.Г. Ястребова в 1963 г. отмечала, что накопление цезия и лития известно в концентрированных рассолах на значительных стадиях выпаривания реликтовых континентальных бассейнов и в такой именно литийсодержащей рапе оз. Сёрлз в США, расположенной в зоне крупных разломов и приуроченных к ним впадин. По сведениям Т.Ф. Бойко (1963 г.) в этих рассолах имеется значительное количество растворенного вольфрама.

Все это дает возможность рассматривать указанные выше литий-цезиевые биотиты и амфиболы как результат многоступенчатой контакт-метаморфической и метасоматической (под влиянием пегматоидных инъекций) перекристаллизации богатых щелочами и „летучими“ древних соленосных осадков и вмещающих их засоленных мергелистых пород.

Между кремнистыми и некремнистыми железорудными метаосадочными формациями и месторождениями имеются смешанные и переходные типы, но кремнистые полосчатые руды распространены, очевидно, более широко и на всех континентах обладают удивительно постоянными и сходными минералого-текстурными признаками, которые гораздо разнообразнее у некремнистых метаосадочных железорудных образований. Однако по палеогеографическим условиям образования и те и другие имеют очень однотипный характер — они отложились в лагунах и водоемах с затрудненным водообменом с океаном, а источником рудного вещества были в основном коры выветривания и солевые компоненты рассолов, а отчас-

ти — вулканическая деятельность, которая играла главным образом биолого-экологическую роль, создавая благоприятный температурный режим для развития биоса, и таким путем способствовала мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород.

Изучение формации озера Верхнего [54] привело к выводу, что, вопреки широко распространенным представлениям, связь между богатыми железорудными породами и вулканизмом является пространственно-структурной, а не генетической. Для этой формации характерна низкая степень ожелезнения кварцитов, сланцев, доломитов и граувакков, синхронных вулканическим породам и приуроченных к гуронским геосинклиналям. Однако вулканы при эволюции геосинклинали участвовали в структурном развитии прибрежных порогов и в образовании островных вулканических дуг, обусловив этим замкнутость или ограниченность связей с открытым морем водоема, в котором происходила в дальнейшем рудная седиментация.

К этому следует добавить, что живая и мертвая органика играла важную, часто решающую роль в концентрации и осаждении железа, марганца и других рудных элементов в стратиформных месторождениях, а пространственная и временная близость вулканической деятельности, помимо благоприятного структурно-палеогеографического воздействия, представляла собой очень важный экологический фактор, вызывавший повышение температуры в бассейнах рудоотложения, что стимулировало развитие множества организмов и микроорганизмов, концентрировавших как при жизни, так и после смерти рудные компоненты даже из очень слабых растворов [62].

В специальной литературе, кроме того, описано много случаев переотложения и регенерации осадочных концентраций или месторождений. Например, как отмечено автором и В.М. Чайкой в 1969 г., даллито-франколитовые и глинисто-сидеритовые пластовые залежи в протерозое Чадобецкого поднятия в Сибири под воздействием инъекции авгитовых порфириров были частично перемещены в верхние более молодые осадочные толщи в форме апатитовых и магнетитовых гнезд и окаймлений.

Наконец, докембрийский вулканизм, как мы уже отмечали выше, в ряде случаев активизировал глубинные рассолы, содержавшие высокие концентрации черных или цветных металлов. Последние могли в связи с этим перемещаться, подниматься на верхние горизонты или к поверхности, концентрироваться и осаждаться в бассейнах седиментации, часто в высокоуглеродистых или высокоглиноземистых илах и вдоль образованных сбросами уступов, как, например, на месторождениях Маунт-Айза и Брокен-Хилл в австралийском докембрии (А.Д. Щеглов, 1978 г.; А.И. Тугаринов, 1977 г.) или в современных отложениях Красного моря (Беннетт, 1970 г.) и предполагаемых их древних аналогах — полиметаллических рудах Султивана в Британской Колумбии.

Такого же генетического типа докембрийские погребенные хлор-натриевые и другие агрессивные рассолы в условиях плутоно-вулканических и тектонических пароксизмов могли мигрировать, экстрагировать металлы из боковых пород и уже имевшихся рудных залежей и приобретать значение рудоносных гидротерм.

Таким образом, часто наблюдаемые в природе пространственная, временная, структурно-тектоническая связь железорудных, марганцевых, стратиформных медноколчеданных, полиметаллических, вольфрамовых и др. месторождений с изверженными или излившимися породами, часто ошибочно и без достаточных оснований возводится в ранг генетической связи и используется как мнимое доказательство магматического или подкорового источника рудного вещества.

БИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДРЕВНИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ла-Берж в 1967 и 1973 гг., аргументируя концепцию о биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций, вновь обратил внимание на необычное обилие наблюдавшихся под микроскопом сфероидальных образований размером 5—40 мкм в поперечнике, часто многослойно-зональных и сложенных кремнистым веществом и сферосидеритом. Зерна кремнистого вещества и сферосидерита такого же размера (с преобладанием 30 мкм) и формы образуют (в основном самостоятельно) протяженные алевролитовые лентовидные, джеспилитового типа слои и пачки, участвующие в складкообразовании. Все эти "сфероиды" морфологически очень сходны с Eosphæra-текстурами. Биогенная гипотеза подтверждается в этом случае почти постоянным присутствием бугроватого органического вещества в тесной ассоциации с сидеритом и с кремнистым веществом. Многие сферические зерна сидерита имеют кремнистое ядро, они вместе с равновеликими ромбоздрами этого минерала тесно связаны с осадочными структурами и текстурами пород, что говорит об их первичноосадочном или раннедиагенетическом происхождении.

Размеры сфероидов сидерита и выделений кремнистого вещества в среднем одинаковы, но первые вдвое тяжелее вторых, следовательно, сопоставимость их размеров нельзя объяснить процессами гидродинамики; в одном шлифе имеется несколько тысяч (а в отдельных образцах это число достигает „астрономических цифр“) однородных по размеру образований, сходных по форме и величине с известными биологическими видами. Еще Лайт в 1903 г. и Грюнер в 1922 г. рассматривали эти однородно-сфероидальные скопления в породах рудных формаций как „микроокаменелости“, которые — различными путями, с разными хромофорами, в разной минеральной форме — могли образоваться за счет первичного органического вещества.

В нижнепротерозойской железорудной свите Кривого Рога среднее содержание углерода составляет 0,29% а CO_2 — 4,10%, повышаясь в отдельных горизонтах соответственно до 0,52 и 10,2%, а возрастание структурной упорядоченности графита (в соответствии с повышением степени регионального метаморфизма) свидетельствует о сингенетичности зороненного в первичных осадках аморфного углерода органического происхождения [3]. В карбонатных породах Криворожского железорудного бассейна Г.И. Каляев и А.М. Снежко в 1973 г. описали также остатки синезеленых водорослей.

Таким образом, возможно, что микроорганизмы участвовали в осаждении первичных компонентов железорудных формаций (Si, Fe и др.). Это, в частности, подтверждается находками наиболее древних (3,3—3,5 млрд. лет) на Земле водорослеподобных ископаемых остатков в древнейших формациях Онвервахт и Фиг Три в Южной Африке, где в полосчатых кремнисто-железистых сериях имеются слои с каплевидным и микроглобулярным (но под электронным микроскопом тонкопластинчатым и радиально-лучистым) графитом, описанные Энгелем и др. в 1968 г., Пфлюгом в 1966 г., И.В. Гинзбургом в 1978 г. и рядом других исследователей [8]. То же в последние годы установлено и для древнейших (3,7—3,8 млрд. лет) полосчатых железняков и сопровождающих кремнистых пород района Исуа в Юго-Западной Гренландии [59].

Радиолярии появились только в нижнем палеозое, а диатомовые водоросли — в мезозое, а в докембрии кремневые организмы не известны, но могли быть водоросли и бактерии. Биогенная концентрация, в противо-

положность традиционным неорганическим хемогенным гипотезам, наиболее хорошо объясняет особенности Si-Fe рудонакопления в докембрии, связанные с однородностью руд, чего нет в фанерозое, когда организмы приобретают панцири и скелеты более сложного состава со значительным содержанием разных микроэлементов.

Так как практически не встречаются полосчатокремнистые железняки моложе 1,8 млрд. лет, можно допустить, что осаждение железорудных формаций, по крайней мере частично, происходило биогенным путем, причем вымирание или видоизменение одного или всех видов организмов, ответственных за осаждение, обуславливали прекращение отложения пород этого типа [17].

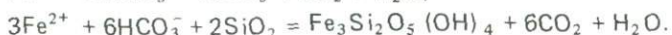
В эвапоритовом железорудном бассейне Хамерсли в Западной Австралии хорошо прослеживается отмеченный Айресом в 1972 г. переход гематита в магнетит в результате метаморфизма первоначальной ассоциации гематита с углистым веществом или с силикатами закисного железа. Большой палеогеографический интерес представляют материалы о характере формирования почти отшнурованной от открытого моря громадной депрессии (лагуны, залива) Хамерсли-Наберру в Австралии, а также Трансваальского синклинального прогиба в Южной Африке, приведенные Баттоном в 1976 г. Обе структуры как части единой Гондванской синклинали сформировались в интервале 2—2,5 млрд. лет и сложены литолого-стратиграфически сопоставимыми породами с однотипными полезными ископаемыми (кластогенное золото, стратиформные полиметаллические, марганцевые и железные руды с залежами крокидолит-асбеста и вкраплениями рибекита), характер которых говорит о наличии древних засоленно-озерных ландшафтов.

Изучение архейских месторождений Канадского щита показало, что от мелководной периферии в глубину бассейна происходила закономерная последовательная смена фаций — гематитовой, сидеритовой, железо-силикатной, пиритовой [52], что соответствует закономерностям, описанным для докембрийских формаций ранее [54]. Количество органического углерода, по данным Джеймса (1966 г.), Гаррельса, Перри и Маккензи (1975 г.), наиболее низко (0,01%) в гематитовой фации, повышается (до 0,1%) в сидеритовой и очень высоко (до нескольких процентов) в глинисто-пиритонной.

Последние три автора обоснованно отмечают, что на ранних (архейских) этапах геологического развития кислые болотные воды, богатые органикой, были главными агентами разложения и выщелачивания железа из береговых и прибрежно-донных габбро-диабазовых древнейших протопород. При нейтрализации этих вод около 90% железа первоначально осаждалось в виде $FeCO_3$. Вероятно, одними из главных источников железа и кремнезема были коры выветривания. Трудно согласиться с предположением Ю.П. Мельника (1973 г.), что поступление железа и кремнезема происходило преимущественно из вулканических очагов. Далее этот автор развивает свою, в общем прогрессивную, концепцию аккумуляционно-биогеохимического происхождения докембрийских железистых кварцитов, в отдельных частях совпадающую с построениями Ла-Берже [17]. Следует отметить, что и Ю.П. Мельник, и Ла-Берже и другие авторы подчеркивают строго циклическое развитие фитопланктона и геохимическое его влияние на периодичность осаждения окислов железа и кремнезема в результате сезонного изменения режима кислорода, pH и Eh в водах седиментационных бассейнов. Вероятно, вывод Ю.П. Мельника о том, что осаждению кремнезема и особенно железа предшествовал длительный период аккумуляции этих элементов в водах бассейнов осадконакопления, предполагает на-

личие относительно мелководных и полузамкнутых, с разной протяженностью и поперечными размерами прибрежно-морских и континентальных бассейнов. Следовательно, Ю.П. Мельник приближается здесь к концепции эвапоритового рудонакопления. С этим согласуются и его выводы, что образование железистых осадков ограничивалось небольшими глубинами, где $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и FeCO_3 не успевали растворяться во время прохождения восстановительных зон, а их сохранению способствовала консервация аморфным кремнеземом, постоянно, но циклически осаждавшимся в тех же участках водоемов.

В архейское и раннепротерозойское время, при относительно малом содержании в атмосфере свободного кислорода и обилии углекислоты, в гидросфере были, вероятно, широко распространены прокариотические микроорганизмы (водоросли типа синезеленых, безъядерные бактерии), которые в анаэробных условиях, с одной стороны, могли расщеплять H_2S , получаемый из вулканических эманаций или от деятельности серобактерий, когда освобождающийся водород взаимодействовал затем с углекислотой с образованием углерода и воды $[2\text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{S} \rightarrow (\text{CH}_2\text{O}) + 3\text{H}_2\text{O} + \text{C} + 4\text{S}]$, а с другой — восстанавливали CO_2 до CH_2O в гидросфере, присоединяя электроны таких, например, доноров, как закисное железо. Свободный же кислород начал, по-видимому, накапливаться в атмосфере уже около 3 млрд. лет назад или еще раньше [8, 59 и др.], с появлением энзимов, связывающих кислород, и простейших организмов. Тогда относительно широко происходил не только переход Fe^{2+} в Fe^{3+} , но и окисление метана в атмосфере и углерода на суше до CO_2 , а серы и сероводорода в гидросфере до $(\text{SO}_4)^{2-}$, т.е. начались древние, ранние этапы карбонато-сульфатообразования. Скорее всего поэтому в архее и раннем протерозое железо переносилось в бикарбонатной форме или в составе органических комплексов, а одной из главных форм его осаждения в глубоких морских зонах были сидерит или гриналит:



В световой же зоне акваторий прокариотические фотосинтезирующие организмы могли окислять железо до Fe^{3+} и отлагать его в виде $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, переходящей потом в Fe_2O_3 . В наиболее глубоких, неазрируемых частях бассейнов, где накапливался глинистый и органический материал, сульфат-редуцирующие бактерии выделяли H_2S , с которым растворенное Fe^{2+} сначала давало FeS , переходящее потом в FeS_2 .

Распространение магнетита во многих гематитовых кварцитах связано уже с последующей редукцией при участии распыленного биогенного углерода: $6\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{C} \rightarrow 4\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_2$. Большое количество углерода захоронено и в сопровождающих железорудные формации всех материков сульфидоносных (FeS , FeS_2) сланцах, содержащих местами до 10–12% С. Роль этого "геохимически замаскированного" биогенного углерода неоднократно уже отмечалась для древних магнетитовых, силикатно-железистых (эвлизитовых), марганцевых, сульфидных и других месторождений [29, 36].

Образование сульфидов железа (FeS , FeS_2) в стратифицированных железно-окисных рудных формациях докембрия определялось, таким образом, генерацией H_2S в связи с биогенными процессами. Подобным же путем, как отмечал Кемпбелл в 1978 г., шло, очевидно, формирование колчеданно-полиметаллических стратиформных месторождений в докембрии и фанерозое — на протерозойском многопластовом месторождении Сулливан

в Британской Колумбии, например, установлена стратиграфическая зависимость изотопных вариаций серы, что указывает на сингенетичность руд и повторяемость процесса генерации сероводорода, который (а не источник Fe, Cu, Pb, Zn) контролировал отложение рудных сульфидов.

Вероятно, фракционирование серы на сульфидную и сульфатную в раннем архее началось при участии анаэробных фотосинтезирующих организмов типа *Sulfolobus*, способных жить при низких pH и высоких температурах (современные подобные организмы живут в водах горячих источников).

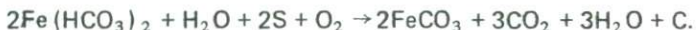
Многочисленными наблюдениями и исследованиями установлена не только пространственная, но и генетическая связь сидеритообразования с органическим веществом и биологическими процессами. Имеется уже много аргументов, приведенных, в частности, И.В. Ивановым в 1971 г., Г.А. Дубининой и З.П. Дерюгиной в 1967 г. в пользу биогенного образования некоторых типов сидеритов и родохрозитов [62]. Вообще, по мнению Н.М. Страхова (1962 г.), живые организмы и органические остатки играют решающую роль в становлении химического и физического характера осадочных и метаморфических пород: от красноцветных к серым сидеритовым и темно-серым и черным пиритовым фациям содержание $S_{орг}$ возрастает от 0,2–0,3 до 2–4% и более 4%.

Особенно велико содержание и генетическое значение органики в залегающих среди осадочных толщ сидерито-пиритовых, родохрозит-алабандиновых и полиметаллических сульфидных месторождениях. Промышленная концентрация углерода достигается в углисто-битуминозных и графитовых месторождениях, которые формационно-литологически нередко связаны с колчеданными залежами, но всегда в околорудных и рудоносных толщах процентное содержание $S_{орг}$ представляет собой остаточную величину, так как значительная часть органического углерода (а местами и вся его первоначальная масса) в результате диагенетических, эпигенетических и метаморфических процессов была израсходована на органогенное карбонатообразование, мигрировала при газо-нефтеносном перерождении и расходовалась на восстановительные процессы [34].

Тем не менее, например, известняково-графитисто-кремнистая раннепалеозойская формация Приаргунья с ее многочисленными полиметаллическими месторождениями, судя по работам Д.Н. Алексева в 1970–1981 гг., содержит до 40–70% углерода, а в Кокчетавском докембрийском метаосадочном массиве в Казахстане линзовидные пласты массивно-конкреционных, содержащих свободный углерод (до 1%) сидеритов, прослеживаемые при мощности до 700 м на несколько сотен километров, тонко переслаиваются с углеродистыми глинистыми сланцами и по простиранию фашиально ими замещаются [46]. Широко распространенные почти на всех континентах черные пиритизированные “сульфидно-углеродистые” сланцы, согласно залегающие среди докембрийских и фанерозойских осадочных толщ, с одной стороны, явно служат источником рудного (Cu, Zn, Pb и др.) материала для эпигенетических прожилково-линзовидных, жильных и штокверковых месторождений, а с другой – дают убедительные геохимические аргументы для выводов о том, что при формировании сидеритизированных и пиритизированных слоев и связанных с ними полиметаллических месторождений большую роль, помимо отмершего органического вещества, играли живые организмы и биологические процессы, что отмечено в работах Мармо, Д.П. Сердюченко, К.В. Потемкина, Трюдингера, Ламберта, Л.К. Яхонтовой в 1960–1976 гг. Это прежде всего – тионовые бактерии, жизнедеятельность которых связана с окислением сульфидов (особенно FeS_2) и преобразованием S^{2-} в SO_4^{2-} , а также сульфатреду-

цирующие, переводящие сульфаты в сульфиды и генерирующие HS^{1-} в H_2S .

Широко распространенные не только в современных и геологически молодых, но и в древних осадочных слоях гетеротрофные микроорганизмы, использующие для своей жизнедеятельности энергию захороненных органических остатков и вызывающие при этом их "графитизацию" и выделение CO_2 , играли важную роль и в процессах сидеритообразования, стимулируя и обеспечивая, в частности, образование и относительную концентрацию бикарбонатных легкоподвижных (в потоках, межпоровых водах и др.) железистых растворов, которые в присутствии косной органики, обеспечивающей восстановительную реакцию среды, создают, особенно в условиях диагенеза, весьма благоприятную обстановку для сидеритообразования:



В последнее время, в частности С.И. Чайкиным (1976 г.), на основе широких исследований в области Курской магнитной аномалии обосновывается тезис о бикарбонатной—карбонатной начальной стадии миграции и концентрации железа в докембрийское время.

В докембрийскую стадию железорудные породы формации Бивабик в Миннесоте содержали, судя по неизменным реликтам, кварц, кальциево-магнезиальный сидерит, анкерит, гриналит и миннесотаит, магнетит и гематит, а также обильно распыленное углеродистое вещество, местами образующее гнездышки и прослойки. В результате регионального и контактового (вблизи габбрового массива) метаморфизма гематит восстановился до магнетита, сидерит с анкеритом и водные силикаты железа исчезли, но появились грюнерит-куммингтонитовые амфиболы, а также богатые железом клино- и ортопироксены с фаялитом (т.е. элизитовая фация). Органическое вещество, как отмечал Френч в 1965 г., оставшееся после восстановительных процессов, подверглось графитизации.

Как известно, геологические эпохи максимального сидеритообразования совпадают с периодами максимального накопления углей — это карбон, юра, третичное время (Н.М. Страхов, 1947 г.). Но автотрофные железобактерии также, очевидно, принимали прямое или косвенное, но очень активное участие в природном синтезе сидерита, обеспечивая в условиях диагенеза илов и осадков восстановление Fe^{3+} в Fe^{2+} из его бурых гуматных растворов и из зольей гидроокиси $\text{Fe}(\text{OH})_3$: $4\text{Fe}(\text{OH})_3 + \text{C}_{\text{орг}} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = 4\text{FeO} + 4\text{CO}_2 + 7\text{H}_2\text{O} = 4\text{FeCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ (вероятно, проходя бикарбонатный этап). Таким образом, подобно родохрозиту, биогеохимическое образование сидерита может идти через бикарбонатную или через гидроксидную стадию. Только в приповерхностных и вообще в окислительных условиях и при локальной недостаточности органики гидроокись железа генерируется за счет окисления его бикарбонатных растворов:



Наиболее благоприятными для образования сидерита являются условия диагенеза тонкодисперсных илов и осадков, где количество микроорганизмов (и органического вещества — $\text{C}_{\text{орг}}$) достигает максимальных значений — 390 000 бактерий в 1 г высушенного остатка глины по сравнению с 78 000 в алевролите и 22 000 в песке, что установлено Лабеллем в 1946 г.

Количество железа в алеврито-глинистом осадке при сидеритообразовании может быть очень низким и даже находиться на кларковом уровне, но при этом, как наблюдала в 1963 г. З.В. Тимофеева, в дагестанской средней юре, очевидно, происходит фильтрационно-диффузионная миграция

железа к конкрециям сидерита из вмещающих пород, которые сами при этом сильно им обедняются. Это известно по работам Д.П. Сердюченко и др. в 1968—1972 гг. и для ряда гидротермальных и контакт-метасоматических месторождений других элементов (В, Си, Sn и др.), имеющих расседанный источник рудного вещества во вмещающих осадочных или метасадочных толщах.

Реактивность органического вещества в осадках, в том числе при сидерито- и родохрозитообразовании существенно возрастает и в связи с тем, что оно находится и в твердой, и в жидкой фазах, распадаясь в области биосферы на более простые и стабильные продукты — органические кислоты, углекислоту, органический углерод, ферменты; последние стимулируют образование в продуктах разложения отмершей органики CO_2 , H_2S , H , NH_4 и др. (А.П. Виноградов, 1964 г.). Само же разложение протекает, как известно, при участии микроорганизмов, особенно гетеротрофных, которые разлагают и окисляют лигнин, целлюлозу, гуминовые кислоты и продуцируют при этом $\text{C}_{\text{орг}}$ в огромных количествах (Б.Б. Польшов, 1956 г.).

И.В. Ивашов в 1968 г. пришел к обоснованному выводу, что образование сидерита происходит в стадии диагенеза тонких осадков при наличии органического углерода и при активном участии микроорганизмов. Процесс этот идет в восстановительных условиях (Eh от $+0,1$ до $-0,6$) и в широком диапазоне щелочности—кислотности (рН) среды.

Известняки и доломиты почти никогда не входят в состав железорудных формаций докембрия, но часто, заменяя друг друга, подчинены одному стратиграфическому уровню и в фациальном ряду занимают одно и то же положение: песчаники (кварциты) — глинистые сланцы, иногда черные, — известняки или железорудные формации.

Известняки и доломиты образовывались обязательно в морских или лагунных условиях (соленых вод), а железорудные комплексы могли формироваться и в опресненных, солоновато-водных водоемах (при притоке пресных вод). Это делает понятной их пространственную разобщенность при одинаковом положении в фациальном ряду.

Глава III

МЕТАОСАДОЧНЫЕ ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ, ТУРМАЛИНИТЫ И ЛЮДВИГИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

БОГАТЫЕ БОРОМ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Минералого-петрографические исследования ряда докембрийских метаморфических комплексов привели нас и некоторых других геологов и геохимиков к выводу о широком развитии в архейских и протерозойских толщах земной коры богатых бором метаморфических пород, образовавшихся за счет прибрежно-морских и лагунных бороносных осадков. Как наиболее распространенные и характерные, в настоящее время могут быть выделены осадочно-метаморфические эвапоритовые фации — турмалиновая и людвиговитовая [43, 61].

Турмалиновая осадочно-метаморфическая фация широко и разнообразно представлена в архейском комплексе Южной Якутии, где развиты турмалин-полевошпатовые кварциты, турмалиновые и турмалин-биотитовые (с графитом) парагнейсы, а также турмалин-диопсидовые и турмалин-роговообманковые (местами почти мономинеральные мелкозернистые тур-

малиновые) породы, образовавшиеся за счет борсодержащих кремнисто-глинистых засоленных доломитов.

Все эти турмалиносодержащие породы согласно залегают среди других членов осадочно-метаморфического комплекса и переслаиваются (местами с постепенными переходами) с бедными турмалином или совсем его лишенными пачками биотитовых или графитовых парагнейсов и сланцев, силлиманитовых кварцитов и кордиеритовых сланцев, диопсидовых и магнетитовых параамфиболитов, кальцифиров. Выдержанность турмалиновых пород, прослеженных по простиранию на километры и десятки километров Г.Б. Митичем в 1946 г. и Д.П. Сердюченко в 1956 и 1960 гг., а также их стратиграфическая приуроченность к определенному горизонту (к верхней части иенгурской серии) также говорят о первичноосадочном накоплении бора.

Турмалиносодержащие породы в некоторых случаях подверглись более поздним контакт-метасоматическим воздействиям со стороны розовых аляскитовых гранитов, в связи с чем произошли местная собирательная перекристаллизация турмалина, образование межпластовых или секущих (пегматоидных) кварц-олигоклаз-роговообманково-турмалиновых или кварц-турмалиновых жилков. Турмалиновые прослои и пачки оказались иногда рассеченными тонкими флоголит-ортоклазовыми струйками, в соседних с турмалиновыми породами некоторые агрегаты диопсида метасоматически были частично замещены турмалином, а сопровождающие турмалин метаморфогенные минералы (главным образом плагиоклазы, диопсид и роговая обманка) подверглись местами многообразным и повторным преобразованиям (флогопитизации, эпидотизации, мусковитизации и др.), которые значительно изменили первоначальный минеральный состав и структурный облик этих пород.

Во всех случаях "снятие" этих вторичных, наложенных воздействий, а также геологические условия залегания и микротекстура этих пород приводят к однозначному выводу о сингенетичности турмалина другим параметаморфическим минералам и об его образовании за счет древних эвапоритовых борсодержащих осадков.

В Карсакалайском районе Центрального Казахстана также развиты богатые турмалином докембрийские серицитовые и мусковитовые сланцы, входящие в состав толщи параметаморфических пород (слюдисто-графитовых сланцев, кварцитов, доломитов). Содержание турмалина в сланцах по определению В.С. Соболева в 1938 г. достигает 40—50%. Единственным возможным объяснением его генезиса, по нашему мнению, является первичная концентрация бора в прибрежно-морских докембрийских засоленных глинистых осадках.

Богатые турмалином или турмалиносодержащие породы осадочно-метаморфического происхождения широко развиты также в кристаллически-сланцевой железоносной толще Кривого Рога и КМА. Это хлорит-турмалиновые и хлорит-магнетит-турмалиновые сланцы, местами слабо раскристаллизованные, содержащие значительную примесь углистого вещества и дающие переходы в слюдисто-углисто-турмалиновые филлиты; кварц-талковые и дистен-ставролит-мусковитовые сланцы; некоторые амфиболовые (куммингтонитовые) породы с турмалином, биотитом и кварцем.

Подобные вышеописанным турмалиновые осадочно-метаморфические (эвапоритовые) породы имеются в железорудной и графитоносной докембрийской толще Малого Хингана, описанной Г.Д. Афанасьевым в 1939 г., в Чаро-Токцинском районе на Западном Алдане — Э.Г. Кассандровым, Г.Ф. Гореловым и др. в 1977 г., в рифейских слюдисто-графито-кварцевых гнейсах и сланцах на Южном Тимане [29], в древнем архейском рудонос-

ном комплексе северо-западной части Кольского полуострова — А.А. Полкановым в 1935 г. и во многих других местах в СССР и за рубежом.

Людвигитовая осадочно-метаморфическая фация развита местами в архейских толщах Южной Якутии, где пластообразные прерывистые тела и линзы, а также мелкие прослойки богатых людвигитом или почти мономинеральных людвигитовых пород входят в состав архейского осадочно-метаморфического комплекса, согласно чередуясь с прослоями и пачками кристаллических доломитов и кальцифиров, диопсидовых, диопсид-рогообманковых и диопсид-магнетитовых пород, флогопитовых слюдитов, серпентинизированных оливин-пироксеновых слоев, а местами и с пироксен-флогопит-турмалиновыми стратифицированными прослоями.

Для людвигита — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 (\text{Fe}^{3+}, \text{Al}) [\text{BO}_3]_2 \text{O}_2$ — характерна ассоциация с варвикитом — $\text{Mg}_3 \text{Ti} [\text{BO}_3]_2 \text{O}_2$, флюоборитом — $\text{Mg}_3 [\text{BO}_3] (\text{OH}, \text{F})_3$, котоитом — $\text{Mg}_3 [\text{BO}_3]_2$, с магнетитом, клиногумитом и хондродитом, первичным волокнисто-таблитчатым сизым железисто-глиноземистым гидроборатом типа ашарита, алюмоферроашаритом [28], с поздним инфильтрационным пирротинном, с серпентином и др. Под влиянием гидротермальных воздействий со стороны аляскитовых гранитов или ретроградного метаморфизма людвигит во многих случаях сильно или полностью разложился с образованием тонкой смеси магнетита и магнезиального чешуйчато-игольчатого вторичного белого ашарита.

Крупные месторождения людвигита, сопровождаемого местами магнезиальным боратом (котоитом), в Корее приурочены к доломитовым пачкам, входящим в состав мощного протерозойского осадочного комплекса. Филлиты и слюдяные сланцы, чередующиеся здесь с кварцитами и карбонатными пачками, являются уже турмалиновыми, что отмечено в работах Ватанабе в 1943 г., А.А. Маракушева и др. в 1960 г. В Центральной Швеции (в окрестностях Норберга, Фалуна и др.) известны магнезиально-людвигитовые железные руды [56], имеющие, как и другие руды этого района, осадочно-метаморфическое происхождение [42]. Они приурочены к древнему лептито-карбонатному комплексу, непосредственно связаны и переслаиваются с пластами доломитов, а людвигит в них ассоциирует с магнетитом, минералами группы гумита, серпентином и бесцветным хлоритом (лейхтенбергитом), замещается смесью магнетита, ашарита и брусита. Местами эти магнезиально-людвигитовые руды частично замещают карбонатные участки, что следует рассматривать как метасоматическое местное перемещение и перекристаллизацию (может быть, под влиянием древних гранитов) осадочно-метаморфического материала.

Людвигит в ассоциации с магнетитом и приуроченный к карбонатным толщам [1] известен также в Венгрии и в ряде мест Северной Америки, что отмечал еще в 1921 г. Шенноф.

Геологическая обстановка в областях бороносных осадочно-метаморфических пород и общие геохимические условия накопления и миграции бора в земной коре, отмеченные Гольдшмидтом в 1932 г., А.Е. Ферсманом в 1939 г. и Хардером в 1959—1961 гг., говорят об его первичном седиментогенном происхождении и о весьма подчиненной в этом отношении роли изверженных пород, которые в большинстве случаев сами насыщались борными минералами за счет интродуцированных ими осадочно-метаморфических толщ.

Одновременность образования турмалинов и многих минералов явно осадочно-метаморфического происхождения (биотита, графита, амфиболов, пироксенов, плагиоклазов, скаполитов, ставролита, силлиманита и др.) в различных парагнейсах и парасланцах, отсутствие во многих случаях минерализованных путей проникновения борных и других соединений

со стороны изверженных пород, обогащенность бором метаморфических пачек, отделенных от эруптивов серией других (лишенных бора) кристаллических парасланцев, слоистость которых перпендикулярна к возможному движению магматогенных растворов, обильное содержание мелкозернистого или тонкоиглочатого (аутигенного) турмалина в некоторых филлитах и почти не метаморфизованных глинистых сланцах вне сферы возможного влияния изверженных масс — все это говорит о концентрации бора в этих породах ранее и независимо от гранитных интрузий.

Как известно из исследований М.Г. Валяшко в 1953 г., А.П. Виноградова в 1944 г. и др., характерной особенностью соединений бора является их способность адсорбироваться или соосаждаться с глинистым веществом, с гидроокисными соединениями железа и марганца, также концентрироваться в животных и растительных организмах, при испарении морской воды в заливах и лагунах давать главным образом бораты магния. Общая масса изверженных пород содержит только около 2% бора, заключенного в Мировом океане, и 0,2—0,1% бора, связанного в толщах пород осадочного происхождения. Можно предполагать, что древние океан и атмосфера по сравнению с современными были богаче бором.

Указанные свойства борных соединений вполне соответствуют условиям залегания и минеральным парагенезисам борных минералов в докембрийских осадочно-метаморфических толщах, происшедших за счет засоленных в разной степени осадков:

а) концентрация бора в песчано-глинистых, глинистых или глинисто-мергелистых морских или лагунных древних осадках привела в результате регионального метаморфизма к возникновению турмалин-полевошпатовых кварцитов, турмалиновых филлитов, слюдисто-турмалиновых и хлорит-турмалиновых сланцев и др.;

б) концентрация бора в глинисто-доломитовых или кремнисто-доломитовых древних илах дала в результате метаморфизма турмалиновые, почти мономинеральные зернистые породы, турмалин-диопсидовые и турмалин-диопсид-роговообманковые, турмалин-плагиоклазовые, турмалин-корнеупин-силлиманит-кордиеритовые породы, описанные Жиро в 1952 г.;

в) концентрация бора (местами и фтора) в доломитовых древних осадках обусловила в зоне метаморфизма возможность образования котитовых, флюоборитовых и других мраморов;

г) концентрация бора (а нередко и фтора) в краевых зонах железисто-доломитовых осадков (и соответствующих водоемов) или в участках накопления древних осадочных (эвапоритовых) железных руд привела к формированию хемогенных (син- и диагенетических) людвиговитовых кристаллических доломитов, а также значительных и даже крупных линзовидно-пластообразных пачек с переслаивающимися слоями магнетит-пироксен-биотитовых и магнетит-людвиговитовых (с ашаритом, флюоборитом, минералами группы гумита и др.) руд.

Первичноосадочная концентрация бора в глинистых или карбонатных породах или в железорудных накоплениях, нередко чередующихся между собой и с другими отложениями, обуславливает и в геологическом разрезе осадочно-метаморфической толщи переслаивание диопсид- и флогопит-турмалиновых, флогопит-магнетит-боратовых, магнетит-силикатных и других пород. Приуроченность же этих прибрежно-морских (в заливах или лагунах) или относительно глубоководных (в донных депрессиях или мульдобразных отшнурованных озерах) древнеосадочных концентраций бора к значительно выдержанным (например, глинистым) или прерывистым, линзовидно залегающим (например, карбонатным или железорудным) породам привела к образованию в метаморфогенных толщах то про-

стирающихся на десятки километров богатых турмалиновых пород, то целой серии пунктирно расположенных, сближенных между собой или относительно удаленных, более или менее крупных линзовидных участков людвигит-клиногумит-магнетитовых, людвигит-ашаритовых, турмалиновых, корнерупин-турмалиновых и других борсодержащих пород.

В условиях метаморфизма, а тем более в результате последующих внедрений изверженных, главным образом гранитных, масс в бороносных древних осадочно-метаморфических толщах происходили перекристаллизация, некоторое перемещение, частичное метасоматическое замещение контактирующих с ними пород, а также образование пегматоидных и кварцевых с турмалином и корнерупином жил, ашаритовых и других боратовых жил, секущих или межпластовых. Происходило эндоконтактное (ассимиляционное) обогащение некоторых участков жильных и массивных гранитов турмалином, в призальбандовых зонах нередко гигантокристаллическим, и вторичный магматогенный (палингенный) перенос первично-осадочных борных соединений. Под влиянием гранитных гидротерм первично-метаморфогенные и магнезиально-железистые бораты из группы людвигита частично или полностью разлагались с выделением дисперсного магнетита и магнезиальных гидроборатов. Образованию этих вторичных минеральных образований седиментогенного бора и фтора безусловно способствовали их повышенная реакционная способность и химическая подвижность.

Таким образом, борная минерализация в осадочной и осадочно-метаморфической толщах земной коры имеет эвапоритовое происхождение, а парагенезы боратов и боросиликатов с пластовыми железными и железомарганцевыми рудами, скаполит-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми слоями, графит-биотитовыми пачками являются одним из свидетельств накопления их материнских осадков в засоленных лагунах, отшнурованных от открытого моря заливах, в континентальных озерах с донными карбонатными и солевыми илами и рапой и нередко с обильным количеством захороненного органического (животного и растительного) материала. Отметим при этом, что в морской воде бор находится в форме анионов BO_3^{3-} (и более сложных анионов полиборных кислот) и что эта форма наследуется во многих метаосадочных боратах и силикатах, в том числе в турмалине. Особое значение в эвапоритовом процессе имеет изоморфизм $\text{BO}_3-\text{CO}_3-\text{SO}_4$, обеспечивающий накопление бора на карбонатной (главным образом в доломитах) и сульфатной (главным образом в ангидритах) стадиях седиментации. Этим изоморфным замещением способствует как повышенная температура аридного климата, так и значительная концентрация (0,5–1%) бора в воде (А.М. Иванов, 1969 г.).

Бороносные породы Алдана. Описанные ранее силикатно-магнетитовые руды алданского типа генетически связаны почти исключительно с известково-магнезиальными, известково-натриевыми, магнезиальными и магнезиально-калиевыми всегда железистыми эвапоритами, но с ними нередко тесно ассоциируют и сингенетичные минералы бора — турмалин, людвигит, ашарит, флюоборит и др.

Кроме дравит-силлиманит-биотитовых кварцитов и андезин-микроклиновых гнейсов с рассеянным или расположенным в виде тонких прямолинейных полосок шерлом, в надрудной и отчасти рудоносной толще между некоторыми магнетитовыми пачками значительную мощность (до 80 м) имеют углеродисто-бороносные высокоглиноземистые турмалин-биотит-силлиманит-графитовые парагнейсы. В них дравит образует линзовидные стяжения или вытянутые прерывистые цепочки, а также послойно чередуется с биотитом и силлиманитом, причем последний в виде отдельных

игл или их агрегатов рассеян по всей толще гнейса. Местами, особенно вблизи лежачего бока пластов, расположены пачки, сильно обогащенные графитом, чешуи которого часто параллельно сростаются с биотитом. Некоторые пласты таких турмалинсодержащих гнейсов сильно обогащены пиритом, образующим сростки с графитом и биотитом.

На месторождении Таежное магнетит-диопсид-флогопитовые руды и породы залегают в непосредственной близости и часто переслаиваются с диопсид-дравитовыми слоями со струйчатыми выделениями мелкочешуйчатого флогопита. Согласно с ними расположены пласты магнетит-турмалинового параамфиболита и магнетит-амфиболового турмалинита, причем вдоль контакта этих пород наблюдается унаследованное от материнских лагунных илов чередование тонких амфиболовых и турмалиновых прослоев. В этой же зоне турмалин-амфибол-пироксен-скаполитовые слои и плагиоклаз-турмалиновые прослои инъецированы кварц-полевошпатовыми пегматит-аплитовыми жилками, в связи с чем произошли собирательная перекристаллизация турмалина (с образованием призм до 10 см в длину), магнетита (до 1,5 см в поперечнике), сильное укрупнение зерен пирита и скаполита. Скаполит местами образует сложные (пегматоидные) прорастания и сростки с турмалином. На участках метасоматической микроклинизации скаполита наблюдаются сростки турмалина с полисинтетически двойникованным микроклин-пертитом.

Соотношения минералов в штуфах и шлифах, по наблюдениям автора в 1955 и 1960 гг., указывают на синхронную кристаллизацию пироксена, амфибола, скаполита и турмалина из древних магнезиально-кальциевых карбонатных и мергелистых засоленных осадков и магнезиально-борных (лагунного происхождения) илов в условиях регионального метаморфизма.

В кровле рудно-магнетитовых пластов и в межрудных зонах этой толщи, на участке ручьев Медвежий и Гематитовый, согласно залегают мощные (до нескольких десятков метров) пачки турмалиноносных пироксен-амфибол-флогопитовых плагиосланцев, среди которых прослежены почти на 10 км прерывистые пластообразные и линзовидные (мощностью от 2—3 до 50 см) зоны, состоящие на 30—95% из слабо удлинённых, почти изометричных кристаллоков (от 0,1—0,3 до 0,5—0,7 мм, изредка до 5—7 мм) турмалина. Эти турмалиниты многократно переслаиваются с бестурмалиновыми магнезиально-кальциевыми силикатными породами. В некоторых пластах почти мономинеральные диопсидовые или роговообманковые прослои с включениями турмалина чередуются с почти мономинеральными турмалиновыми.

В одном из разрезов на 350 м по мощности в висячем боку магнетитовых руд наблюдается многократное (9—10 циклов) чередование: а) биотит-олигоклаз-калиевополевошпатовых гнейсов; б) диопсид-роговообманковых сланцев с реликтовым кальцитом, скаполитом и турмалином, а в контакте с биотитовыми гнейсами — с плагиоклазом; в) кальцифиров с флогопитом, шпинелью, диопсидом, клиногумитом, форстеритом, магнетитом и варвикитом. Ниже, в зоне тонкослойной перемежаемости биотитовых гнейсов и диопсидовых сланцев, последняя постепенно обогащается флогопитом и магнетитом и переходит в руду, которая состоит из зернистых агрегатов магнетита и диопсида с прослойками сингенетичного флогопита.

Обычный и часто обильный в боковых безрудных или бедных магнетитовых породах турмалин в богатых магнетитовых рудах встречается редко, но его место, при высокой концентрации в осадках бора и дефиците или отсутствии в них кремнезема, занимают бораты. На отдельных участках

месторождения Таежное, в нижнем горизонте продуктивной свиты развиты магнетит-боратовые руды с людвигитом, ашаритом и алюмоферроашаритом, варвикитом, флюоборитом. Они образуют сложно построенные удлиненные или короткие линзовидные тела с многократным чередованием и повторением слоев, подчиненные более крупным и шире распространенным форстерит-клиногумит (хондродит)-флогопит-магнетитовым пластам и пачкам. Для тех и других обычна непосредственная связь в основании серий с карбонатными породами (кальцифирами), характеризующими начало хемогенно-осадочного цикла в различных по размерам и конфигурации полузамкнутых, периодически усыхавших и осолонявшихся древнейших прибрежно-морских водоемах. В разрезах с магнетит-боратовой минерализацией выше кальцифиров обычно резко возрастает значение оливин-хондродит-клиногумит-серпентиновых пород и таких же магнетитовых руд, и появляются (вблизи или на удалении от карбонатной породы) хондродит (или клиногумит)-людвигит-магнетитовые, биотит- и хондродит-людвигитовые, а также почти мономинеральные людвигитовые руды в виде отдельных крупных пачек мощностью до 0,6—1,0 м. Эти руды также многократно переслаиваются с пироксен-флогопит-магнетитовыми рудами, а также с пластами и прослоями диопсидитов, флогопитовых слюдитов, диопсид-плаггиоклазовых, биотит-пироксеновых и биотитовых парагнейсов.

Широко распространена отчетливая полосчатая текстура руд, обусловленная многократным переслаиванием магнетит-людвигитовых (с хондродитом) и магнетит-силикатных слоев, мощность которых варьирует от нескольких миллиметров до нескольких метров. Наблюдается грубослоистое чередование рудных (магнетитовых, магнетит-людвигитовых и людвигитовых) и безрудных пачек. Последние состоят из диопсид-роговообманковых сланцев, флогопитовых слюдитов и диопсид-биотитовых парагнейсов с микроклином и олигоклазом. Между безрудными породами и рудными пачками имеются то резкие, то постепенные переходы, в частности в виде приконтактного тонкого переслаивания, однако среди нерудных пород нет кварцитов, и нигде в магнетит-силикатной и людвигит-силикатной сериях не было обнаружено переходов к кремнисто-железистым фациям.

На контакте с рудой кальцифиры часто содержат рассеянные зерна магнетита, людвигита, пироксенов. Местами, даже на большом удалении от магнетит-людвигитовых руд, в кальцифирах имеются выдержанные карбонатные прослои, обогащенные не только силикатами, но и сингенетичными боратами (сингалит, ашарит в псевдоморфозах по суаниту, варвикит, людвигит). На других участках людвигитовые прослои ритмично чередуются с клиногумитовыми и магнетитовыми, причем такое чередование прослеживается иногда более чем на 100 м по мощности. Пирит и преобладающий пирротин в виде тонкой неравномерной вкрапленности рассеяны в таких магнетит-людвигит-хондродитовых пачках, но иногда сульфиды обильно насыщают эти руды, достигая 8—10% их объема и свидетельствуя о сероводородном заражении донных депрессий и о деятельности древнейших сульфатредуцирующих бактерий.

В основе такого залегания пород и руд лежит унаследованная от материнских прибрежно-терригенных и хемогенно-эвапоритовых осадков слоистость, когда прибрежные лагуны мигрировали и периодически меняли не только свое расположение, форму и размеры, но и характер и концентрацию солей, а также кислородный и биологический режим. При фациальной смене этих железисто-магнезиальных боратовых пород (также метазвапоритовых) биотитовыми плаггиогнейсами, диопсид-флогопитовыми и

другими силикатными сланцами и пластовыми слюдитами борные минералы обычно представлены в них почти исключительно турмалином, количество которого в некоторых пачках и прослоях мощностью до 1–1,5 м становится господствующим.

Большой интерес представляет при этом зависимость состава турмалинов от их положения в геологическом разрезе и характера вмещающих и боковых пород. В отличие от магнезиально-железистых слюд они в удалении от железорудных тел (в биотит-графит-кордиерит-силлиманитовых сланцах, в силлиманит-дюмортеритовых кварцитах и др.), почти совсем безжелезисты. Однако с приближением по разрезу к карбонатному и силикатному комплексу в основном метазвапоритовых пород турмалины имеют состав мало или умеренно железистых дравитов и дравит-шерлов. В непосредственной близости от обычно содержащих примесь сульфидов железа и меди железорудных тел среди роговообманковых и пироксеновых гнейсов, чередующихся с кальцифирами, нередко обогащенными у зальбандов Mg-Ca силикатами и Mg-Fe боратами, и особенно в почти мономинеральных линзовидно-пластовых турмалинитах с примесью диопсида, нередко развиты уже сильно железистые (10,3% Fe_2O_3 , 3,4% FeO) шерлы, обогащенные кальцием (CaO — 4,5%).

В таком ферри-кальциевом шерле (увите) из района месторождения Таежное [26, 38] в Al-октаэдрах 21% мест занято Fe^{3+} , а в Mg-октаэдрах на долю Fe^{2+} приходится 16%. Однако в турмалине из Магнетитового месторождения, где чередуются пачки обогащенных магнетитом и боратами амфиболовых, пироксен-скаполитовых, флогопитовых и турмалиновых метасадочных пород, отмечается еще большая железистость: около 12% Fe_2O_3 и около 4% FeO.

Очень богатый окисью железа турмалин встречен также в риолитах Мексики. Он содержит много (более 6 формульных единиц) глинозема и очень мало FeO, MgO и летучих, среди которых, по наблюдениям Доннея и др. в 1966 г., доминирует фтор. По нашим расчетам, в его Mg-октаэдрах 75% мест занято Fe^{3+} , 5% — Fe^{2+} , 9% — Al и только 1% принадлежит Mg. Авторы выделили этот турмалин с 17,62% Fe_2O_3 , 1,27% FeO и 30,8% Al_2O_3 как новую разновидность и назвали "бюргеритом".

В 1979 г. исследователи из Боливии Валенто и Данн описали разновидность турмалина, названную ими "ферридравитом" и содержащую 38,37% Fe_2O_3 и 7,25% FeO; в нем очень мало Al_2O_3 (2,3%) и Al-октаэдры практически полностью замещены Fe^{3+} , но в Mg-октаэдрах преобладает Mg.

Архейские турмалинсодержащие метасадочные гнейсы Приазовья. Для биотитовых и биотитсодержащих парагнейсов, входящих в состав очень протяженной (между реками Кальчик и Буг) терево-бугской метасадочной серии украинского катархя (более 3 млрд. лет), очень обычна ассоциация магнезиально-железистой слюды и графита. Пластинки этих минералов, разбросанные в кварц-олигоклаз-микроклиновом агрегате, в основном располагаются согласно сланцеватости породы, часто срastаются параллельно между собой или с неправильными зернами пирита. Связь графита с пиритом очень тесная, и эти минералы нередко образуют включения один в другом. Если количество графита резко или постепенно возрастает, то порода приобретает значение графитовой руды; при уменьшении роли графита она переходит в графитсодержащие или почти совсем лишенные графита биотитовые гнейсы.

Кроме этого, первого типа графитсодержащих гнейсов очень характерен также парагенезис биотита и графита с моноклинным пироксеном и гранатом. В графитовых месторождениях Побужья, Волыни и Приазовья пироксеновый гнейс с андезин-лабрадорovým плагиоклазом и нередко с при-

месью граната практически всегда является спутником, а, соответственно, и поисковым признаком графита; местами наблюдаются постепенные или резкие переходы от пироксен-биотитовой к пироксен-графитовой разновидности гнейса, как это детально описано нами в работах 1930 и 1935 гг.

Охарактеризованные кристаллические сланцы обоих типов — биотитового и пироксенового — тесно связаны взаимопереходами и переслаиванием с близкими им по составу метакаолинит-бокситовыми гнейсами третьего метаморфического типа — силлиманитовыми или силлиманит-корундовыми; в них (кроме кварца и полевых шпатов, среди которых часто господствует калиевый в связи с процессами наложенной микроклиннизации) в переменных количествах всегда есть биотит и графит, гранат и кордиерит (нередко силлиманит), иногда сульфиды железа. В высокоглиноземистых породах мариупольских железорудных месторождений спорадически развит турмалин (дравит). Количество этого минерала составляет 1—1,5%, достигает местами 5%, т.е. этот турмалин — второстепенный или даже акцессорный минерал, образующий, как и во многих парасланцах других регионов, сингенетичные идиоморфные дитригональные "столбики" или полигональные зерна и сростки размером до 1,5X X0,5 мм.

Химический состав дравита и турмалинсодержащих сланцев и гнейсов приведен в табл. 1. Минерал одноосный, отрицательный, с сильным плеохроизмом: $No = 1,652$, светлый желтовато-зеленый; $Ne = 1,631$, темный бутылочно-зеленый.

В соответствии с эмпирической формулой турмалина, предложенной Кунцем и Махачки еще в 1929 г., подтвержденной рентгеноструктурным анализом позднее (Ито, Саданага, 1951 г.; Н.В. Белов, 1968 г.) — $Na, (Mg, Fe^{2+})_3 Al_6 [Si_6 O_{18}] [BO_3]_3 \cdot (F, OH)_4$ мы расчет состава исследованного дравита произвели на 29 кислородов (сначала на "сухое" вещество с последующим определением формульных количеств "летучих" по полученному для катионов коэффициенту—делителю): $(K_{0,06} Na_{0,43} Ca_{0,34})_{0,83} X (Ca_{0,30} Mg_{2,03} Fe_{0,67}^{2+})_{3,00} (Fe_{0,15}^{3+} Al_{5,77} Ti_{0,04})_{5,96} [Ti_{0,08} Si_{5,92} O_{18}] X [BO_3]_{2,99} (OH_{2,10} F_{0,06} O_{0,98})_{3,14}$.

В этом дравите очевиден изовалентный и гетеровалентный, но эквивалентный изоморфизм катионов и анионов: $CaO \rightarrow Na(OH)$, $Ca \rightarrow 2Na$, вследствие чего часть соединительных натриевых катионов отсутствует подобно частично пустующим позициям калия в некоторых слюдах; $Ca \rightarrow Mg$, как нередко и в амфиболах; $Fe^{2+} \rightarrow Mg$; $Fe^{3+} \rightarrow Al \cdot Ti$ ведет себя, по-видимому, амфотерно, частично занимая позиции Al_{IV} и Si_{IV} , но остается неясной его валентность, у некоторых шерлов, слюд, авгитов, титаномагнетитов (Д.П. Сердюченко, А.Г. Жабин и др., 1974 г.) и других минералов варьирующая от Ti^{4+} к Ti^{3+} . Большой дефицит в минерале $+H_2O$ и F вследствие замещения $O \rightarrow 2(OH, F)$ легко объясняется "сухостью" и высокой температурой среды породообразования и перекристаллизации турмалина, происходивших в условиях гранулитовой фации метаморфизма¹.

В Приазовье и в других районах распространения тетерево-бугской свиты в тесной связи с графитоносными породами на отдельных участках находятся мощные многослойные высокожелезистые пачки пироксен-магнетитовых (с гранатом) рудных кварцитов и парапироксенитов четвер-

¹ Для других турмалинов с сопряженными катионно-анионными замещениями ("ион за ион") типа $CaO \rightarrow Na(OH)$ или $AlO \rightarrow Mg(OH)$ необходимы расчеты на 31 (O, OH, F) или на 150 ионов в элементарной ячейке, но в нашем случае, вопреки подтверждающей такой изоморфизм норме, они дали различные и притом неудовлетворительные результаты: $Si > 6$ [38].

Таблица 1

Химический состав (мас.%) драгита и метаосадочных турмалиносодержащих гнейсов Приазовья и сланцев Гренландии

Компонент	1	2	3	
			%	Молекулярные количества
SiO ₂	46,72	55,31	36,43	607
TiO ₂	1,50	0,55	0,98	12
B ₂ O ₃	1,00*	0,53	10,67	153
Al ₂ O ₃	21,08	15,79	30,16	296
Fe ₂ O ₃	4,94	1,49	1,34	8
FeO	11,57	4,32	4,92	68
MnO	0,18	0,06	0,02	—
MgO	2,67	3,26	8,38	208
CaO	1,39	7,97	3,67	66
Na ₂ O	0,55	0,92	1,38	22
K ₂ O	5,86	5,06	0,34	3
F	—**	0,14	0,11	6
Cl	—	0,12	—	—
S	—	1,36	—	—
P ₂ O ₅	0,22	0,22	—	—
C (графит)	Не опр.	2,08	—	—
+H ₂ O	2,05	1,99	1,95	108
-H ₂ O	—	0,49	0,05	—
Сумма	99,73	101,66	100,40	

Примечание. Графы (номера анализов): 1 — турмалиносодержащий гранат-мусковит-биотитовый сланец из Исуа; 2 — турмалиносодержащий графит-гранат-силлиманит-кордиерит-микроклин-биотитовый гнейс с пиритом в Приазовье (Юрьевский участок); 3 — драгит из того же гнейса.

Анализы 2 и 3 выполнены в ИМГРЭ (ан. 2 — Г.Е. Черепивской, ан. 3 — В.М. Швец).

* B₂O₃ не определялась и принята условно с учетом присутствия турмалина и недостачи суммы до 100%.

** Здесь и в последующих таблицах прочерк означает, что компонент не обнаружен.

того метаморфического типа [37, 40]. Как и другие члены метаосадочной формации, они унаследовали свой состав от слоистых материнских осадков, которые образовались в результате размытия, дифференциации и перетложения древнейших кор выветривания, главным образом на плутоно-вулканических (базальтоидных, отчасти гранитоидных и др.) породах раннеархейского субстрата. Кроме магнетита и кварца, существенную или главную роль в этих железистых толщах играют не только моноклинный (до 75 мол.% геденбергита), но и ромбический (до 88 мол.% ферросилита) пироксен, местами развиты фаялитсодержащие, практически безмагнетитовые и бескварцевые, но высокожелезистые гранат-двупироксеновые сланцы (эвлизиты) или фаялит-пироксеновые кварциты.

Все эти богатые железом породы соседствуют или переслаиваются с графитовыми, в том числе биотит-микроклиновыми сланцами и гнейсами и с полевошпатовыми кварцитами, но в них самих графита обычно мало или его совсем нет, так как углерод, по наблюдениям Н.М. Страхова (1953 г.), в процессе диагенеза и метаморфизма был израсходован на редукцию железа (полную в эвлизитах и частичную в магнетитовых кварцитах). Как правило, в них нет калиевого полевого шпата (микроклина) и коричневого (первичного) биотита, кроме редкой примеси вторичной зеленой (метасо-

матической) слюдки, т.е. роль калия в них резко снижалась, вплоть до полного исчезновения.

Таким образом, наиболее постоянным межфациальным минералом для всей графитоносно-железородно-высокоглинистой серии Приазовья является графит — он практически всегда присутствует в виде чешуйчатого или тонкодисперсного минерала или реально проявляется в редуцированных железистых продуктах. Необходимая для графитообразования биомасса (бактерии, простейшие водоросли и др.) была, по-видимому, также и концентратом калия (биогенного в связи с процессами обмена веществ и сорбированного). Этим, очевидно, объясняется геохимический парагенезис K—C—N в углеродисто-глинистых почвах, относительно богатых растительной органикой ила и элювиально-делювиальных отложениях древнейших кор выветривания (Ходич, 1964 г.). Кроме того, надо иметь в виду, что на Русской платформе многие докембрийские (дорифейские, вендские) коры выветривания, совсем или почти совсем не подвергшиеся метаморфизму и сохранившие до наших дней свой первоначальный рыхлый песчано-глинистый характер, обнаруживают удивительную, но закономерную особенность: по сравнению со своими материнскими кристаллическими породами они концентрируют в себе не только окисное железо, но и калий, обогащаясь последним в 2—4 раза больше по сравнению с исходным субстратом (К.Н. Трубина, 1978 г.; М.М. Веселовская, 1979 г.).

Палеогеографические условия образования биогенно-эвапоритовых графит-турмалин-магнетитовых пород в архее Украины. Отложения материнских осадочных пород тетерево-бугской свиты на Украине в тектоно-магматическом и генетическом отношении были тесно связаны с поверхностью и близ поверхности залегавшими плутоно-вулканическими комплексами, представляющими собой исходный материал для развития на них и на сопряженных граувакковых накоплениях мощных железисто-глиноземно-кремниевых кор выветривания. В палеоклиматическом аспекте это было время жаркого и влажного тропического или субтропического климата, очень благоприятного для бурного развития простейшей флоры и фауны. В связи с этим сформировались хотя и прерывистые, но довольно протяженные и мощные пластообразные (стратифицированные) отложения углеродистых и углеводородистых пород, в составе которых, судя по продуктам их глубокого метаморфизма, доля минерального илистого и псаммито-псефитового материала была очень велика (более 50—70%).

Среди твердых биогенных углеродистых концентраций это один из наиболее ранних типов — архейский, распространенный на Украине, Мадагаскаре, в Индии, на Шри Ланке, на Бразильском и Канадском щитах и т.д. Этот тип отложений предшествовал широко распространенным протерозойским графитистым сланцам (Кривой Рог, Кейвы, Тиман, Хинган и др.), значительно или сильно обогащенным F и B, и палеозойским и мезо-кайнозойским этапам угленакопления.

Анализ состава и условий образования турмалинсодержащих стратифицированных сланцев из разных метаморфических фаций и различных регионов позволяет сделать определенный вывод, что источником бора, как и многих других компонентов, были их материнские породы осадочного (местами, возможно, с примесью вулканогенного материала) происхождения, обычно генетически связанные с засолением глинисто-мергелистых пород и вообще с процессами эвапоритизации.

Последующие анатектические и палингенные процессы нередко являлись поставщиком "магмы" для инъекционных внедрений гранитоидов и вызывали, в том числе в архейских толщах Приазовья, местные или обширные метасоматические перемещения минерального вещества и, в част-

ности, собирательную перекристаллизацию осадочно-метаморфического рассеянного турмалина (например, в виде крупных и даже гигантских кристаллов, главным образом в эндоконтактах пегматитовых жил в зоне Сорокинского разлома и примыкающих полей мигматизации). В ряде случаев такой метаосадочный турмалин участвует как породообразующий минерал в составе различных контаминированных изверженных пород во многих регионах страны и за рубежом [40, 42].

Несмотря на широко известную в метаосадочных толщах земной коры пространственную и генетическую связь органического углерода, глинозема, окислов Fe и V, только графит, железистые силикаты и магнетит, а также силлиманит и плагиоклазы в парагнейсах (помимо карбонатных и силикатно-карбонатных пород) являются типичными или распространенными минералами в архейской осадочной серии Приазовья и во всей субширотной полосе развития пород тетерево-бугской свиты. Турмалин, как и метаморфогенный породообразующий скаполит или пластообразные метаосадочные слюдиты, встречается здесь довольно редко. Это могло быть связано со слабым развитием в данном регионе в жаркое нижнеархейское время прибрежно-лагунного ландшафта с отшнурованными и реликтовыми бассейнами и заливами, с плоскими прибрежными равнинами, периодически заполняемыми морской водой и потом высыхающими, подобно современному "сабха" — процессу, происходящему в прибрежных зонах Персидского залива, описанному Ренфро в 1974 г. Этим, вероятно, и определялись в архее Приазовья только ограниченные возможности для локального засоления маломощных илисто-мергелистых осадков, доходившего до стадии выпадения солей или биогенно-сорбционного накопления бора в магнезиально-железистых глинисто-карбонатных илах.

Между тем, по нашим наблюдениям в 1930 и 1935 гг., хемогенно-биогенное карбонатообразование в архее Приазовья и вдоль всей полосы тетерево-бугских отложений Украины широко развито [15]. Так, в пределах Старо-Крымского, Первомайского, Демьяновского, Юрьевского, Дзержинского и других участков Мариупольского графито-магнетитового рудного поля имеются мощные (до 300 м) линзообразные пласты, пачки и прослои кальцитовых и доломитовых мраморов и кальцифиров (часто оливиновых или флогопитовых), реже — известково-силикатных сланцев или диопсидовых плагиоклаз-скаполитовых метаэвапоритовых пород. Таким образом, эвапоритовый процесс преимущественно на его ранних (карбонатных) стадиях, в архее этого региона был хорошо литологически зафиксирован. В разрезе Центрально-Приазовской гнейсовой серии выделяются нижняя карбонатная (темрюкская), средняя терригенно-карбонатно-графитоносная (богдановская) и верхняя карбонатно-графитовая (старо-крымская или демьяновская) свиты. Между двумя последними, в пределах близких пространственных контуров, лежат прерывистые (подчиненные мультислойным депрессиям, осложненным последующей тектоникой) участки магнетит-силикатных кварцитов и сланцев с варьирующей мощностью и выклиниванием, прикрытые известково-магнезиальными гнейсами и сланцами [15].

В некоторой степени альтернативно изложенному относительно слабое проявление в Приазовье, например, скаполитовых метаэвапоритовых пород может быть частично объяснено и условиями захоронения, степенью герметизации древнейших соленосных и засоленных мергелистых илов и глин. При их метаморфизме кристаллизация плагиоклаза—скаполита часто являет собой единый процесс с участием карбонатов, растворимых солей, Cl , CO_2 , SO_3 и других "летучих", что соответствует результатам многих опытов по синтезу плагиоклазов и скаполитов, описанным П.Н. Чирвин-

ским в 1903–1906 гг. Но скаполиты (в относительно закрытой системе) включают в свой состав и летучие вещества, накопившиеся к концу процесса, а плагиоклазы кристаллизуются только в его начале или вплоть до самого окончания, не сменяясь стадией регрессивного скаполитообразования из-за удаления летучих через разломы, трещины или окружающие пористые слои.

Однако на территории Русской платформы и Украинского щита процессы эвапоритизации на следующем, протерозойском этапе были очень широко развиты, на что указывают стратифицированные толщи Криворожья и КМА, богатые метаосадочными турмалиновыми, альбитсодержащими и щелочно-амфиболовыми сланцами, местами пространственно и генетически связанными с зонами щелочного, преимущественно натриевого метасоматоза.

Углеродистые и борсодержащие метазвапоритовые породы и руды Америки и Африки. Наиболее древние (3,76 млрд. лет), петрографически близкие к приазовским полосчатые кварц-магнетитовые руды (местами с грюнеритом и миннесотаитом) были открыты в центральной части Западной Гренландии (район Исуа) в 1966 г. Причем вблизи кромки материкового льда обнаружена только не покрытая льдом часть большого рудного тела, запасы которого предварительно оцениваются в 2 млрд. т. Слои кварцита и магнетита здесь правильно переслаиваются, образуя мелкую складчатость и подчиняясь строго определенному направлению. В северо-восточной части площади, исследованной Аллаартом в 1976 г., местами развиты межформационные конгломераты, которые приурочены главным образом к богатым кварцем и содержащим гранат биотит-мусковитовым сланцам, с которыми переслаиваются обогащенные анкеритом и доломитом слои этих же метаосадочных пород, содержащих акцессорные турмалин и магнетит.

К юго-западу от конгломератов в пониженной области развиты грубозернистые гранатсодержащие биотит-кварц-плагиоклазовые (лабрадор-битовнитовые) сланцы с акцессорным турмалином, которые местами полосчато чередуются с роговообманково-плагиоклазовыми слоями с магнетитом, соответствующими, вероятно, материнским мергелям. Эти парапороды чередуются с карбонатно-амфиболовыми слоями (часто содержащими биотит и кварц и вторичные эпидот-клиноцоизит и хлорит), а чисто карбонатные (анкеритовые) тонкие красновато-бурые слои правильно прослаивают во многих местах другие метаосадочные породы. Иногда доломиты образуют крупные лентиколярные тела в несколько сотен метров в длину и до 50 м в ширину.

Биотитовые сланцы слоями до 1–2 м мощностью в амфиболитах, а также в разных типичных метаосадочных породах обычны. Они имеют черный или темный цвет и состоят из биотита, основного плагиоклаза, кварца и варьирующих количеств карбоната, граната, ильменита и магнетита, местами со значительным количеством роговой обманки. Турмалин в них — обычный акцессорный минерал. В большинстве биотитовых пластинок под микроскопом видно много плеохроичных двориков вокруг включений ортита.

Метапелитовые биотит-мусковитовые сланцы с порфиробластами граната и ставролита, обнаруженные в немногих местах, содержат олигоклаз-андезин, но в них нет карбонатов. Однако в одном образце было обнаружено около 1% графита, а турмалин является видимым акцессорием. При отсутствии в химических анализах двух ставролитовых сланцев карбонатов (CO_2) в них исключительно много железа, что позволяет думать, что раннеархейское море содержало в растворенном виде больше железа, чем в настоящее время.

В общем метаосадки среди амфиболитов и кислых метавулканитов района Исуа играют подчиненную роль и только в северо-восточной части пояса, где развиты и железистые кварциты, они преобладают над другими типами пород.

По степени метаморфизма все это — амфиболитовая фация низких давлений, где, очевидно, основные плагиоклазы и карбонаты сосуществуют: нет парагенезиса карбонат + кварц, но везде слюды и амфиболы ассоциируют с доломитом, анкеритом или кальцитом и кварцем. Диопсид всюду отсутствует.

Сопоставление с другими архейскими регионами позволяет нам сделать вывод, что и широкое развитие биотитовых пластов и пачек и почти постоянное присутствие акцессорного аутигенного турмалина, количество которого в некоторых гранат-биотит-мусковитовых сланцах достигает 10%, и существование в архейском разрезе Западной Гренландии мощных, но не очень протяженных линзовидных тел доломитов и анкеритов — все это говорит о теплом климате и лагунном раннеархейском режиме, в условиях которого произошло, по-видимому, и ритмично-полосчатое отложение магнетитовых кварцитов.

Широкое распространение графита в метаосадках, особенно в полосчатых железняках, несмотря на его небольшое (сохранившееся после восстановительных процессов "гидроокислы железа → магнетит") количество, может говорить об участии биогенного фактора концентрации и о сезонном (?) осаждении железа и кремнезема. Микроскопически шаровидная форма графита, наблюдавшаяся как здесь, так и в сериях Фиг Три и Онвервахт (Южная Африка), не может быть показателем какого-то иного ("магматогенно-неорганического"), а не биогенно-осадочного его происхождения, тем более что в 1978 г. И.В. Гинзбург и Р.А. Конышева с помощью растрового электронного микроскопа установили, что при увеличении в 300–3000 раз выпукло-округлая форма графита, характерная для меньших увеличений, распадается на более мелкие гексагональные пластинки, лежащие базальной стороной друг на друге с беспорядочной ориентировкой.

Следует подчеркнуть, что вообще наличие аутигенного (сингенетичного) турмалина в осадочных и метаосадочных гнейсо-сланцевых породах имеет большое значение для расшифровки геохимических и палеогеографических условий генезиса вмещающих стратифицированных пород. На это неоднократно обращали внимание многие исследователи, в том числе Ландергрэн в 1945 г., Гольдшмидт и Петерс в 1932 г., Пустовалов в 1956 г., Сердюченко в 1955, 1956, 1961 гг., Хардер в 1961 г. и др. Большой генетический интерес представляют эксперименты Фрондела и Колетта (1957 г.), которые получили темный (синеваато-зеленый, черный) турмалин, обычный в метаморфических и изверженных породах, посредством реакции водных растворов NaCl (или NaF) и H_3BO_3 с обломками минеральных зерен, содержащих Si, Al, Fe. Для синтеза было достаточно 72 ч при давлении 250–700 бар и температуре 350–550 °C в условиях слабощелочной или (лучше) умереннокислой среды.

Эти опыты доказали, что турмалин может образовываться в присутствии Na и B (т.е. в засоленных илах эвапоритовых водоемов, далеко от эвтонической концентрации этих элементов) в процессе диагенеза—эпигенеза осадков и метаморфизма глинистых, главным образом засоленных осадочных слоев, при относительно низких температурах. Об этом же говорят и частые находки аутигенного турмалина в неметаморфизованных осадочных породах. Эти же авторы синтезировали турмалин при нагревании до 500–600 °C кембриджских сланцев района Бостон с магнетитом в водном растворе NaCl и H_3BO_3 при давлении 250 бар. Турмалин и серицит были полу-

чены Леви в 1949 г. при температуре 400°C и давлении всего 10 бар из сланцев в растворе калиевых боратов.

Мелкие аутигенные призматические кристаллики турмалина нередко встречаются в галите, соляной глине и в сульфатах (ангидритах, полугидратах) на многих верхнеюрских месторождениях каменной соли в Южном Таджикистане, где они были описаны В.С. Поповым в 1964 г. Еще раньше, в 1941 г., М.Н. Годлевским и А.М. Ивановым был описан люнебургит $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ из содержащих фосфор калийных солей, а в 1960 г. В.В. Лобановым — сирлезит $\text{NaBSi}_2\text{O}_5 \cdot (\text{OH})_2$ из соляной (галитовой) толщи.

Местные и неравномерные концентрации аутигенного спутанно-волокнистого и перекристаллизованного зернистого турмалина, состав которого на разных участках варьирует от шерла до дравита, обнаружены Этье и Кемпбеллом в 1977 г. в нижнепротерозойских метаосадочных отложениях свиты Олдридж в юго-восточной части Британской Колумбии в Канаде. Этот турмалин не только рассеян в боковых безрудных породах, но часто непосредственно ассоциирует и тесно парагенетически связан со стратиформными свинцово-цинковыми проявлениями и месторождениями, например, с рудами Сулливана, Стомуиндера, Норт-Стара и др. Борная минерализация геохимически и генетически явно сопряжена здесь с повышенным содержанием бора во вмещающих глинисто-мергелистых преобразованных метаморфизмом породах, что, в свою очередь, было обусловлено высокими содержаниями бора в водах и илах на отдельных депрессионных участках эвапоритового бассейна осадконакопления.

Турмалиновые концентрации служат, таким образом, палеогеографическим индикатором и поисковым признаком на стратиформные (эвапоритовые) полиметаллические руды. Этот вопрос подробно рассматривался в нашей работе в 1979 г., посвященной генетическим связям органического вещества и эвапоритов с метаосадочными месторождениями цветных металлов и золота.

Дополнительно к этому отметим, что образовавшиеся *in situ* призматические кристаллики турмалина в докембрийских доломитах Цавара (Удайпур, Индия) тесно ассоциируют с пиритом и серицитом, совместно образуя тонкие прослои, к которым приурочена и последующая седиментогенная свинцово-цинковая минерализация. Условия залегаания и текстурные особенности пород, по наблюдениям Уальдуэна и Рунуэла в 1977 гг., свидетельствуют о том, что генетически турмалин-пирит-серицитовые пропластки связаны с первичными богатыми бором осадками, т.е. это были эвапоритовые образования в полузамкнутых водоемах с высокой соленостью, содержавших в придонных водах и илах много органики, которая на разных стадиях своего развития обильно продуцировала сероводород, обусловивший на раннем этапе пиритообразование, а на последующих этапах выпадение из слабых растворов свинца и цинка — PbS и ZnS .

На полиметаллических месторождениях Британской Колумбии пространственные вариации изотопов серы из галенитов (40 образцов), сфалеритов (24), пиритов (52) и пирротинов (105) показали, что значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются в пределах от $-10,4$ до $-2,2\%$, а их стратиграфическая зависимость указывает на сингенетичность этих руд. В то же время закономерное изменение изотопного состава серы от краев рудных тел к центрам залежей говорит в пользу рудоконтролирующей роли, главным образом накапливавшейся в водах (в зависимости от конфигурации лагунных бассейнов) H_2S , а не источников металлов: приоритет остается, по мнению Кемпбелла и Этье (1978 г.), за фактором формирования и осаждения

сульфидов, а не за почти повсеместным присутствием металлов, часто в очень слабых растворах.

Таким образом, и в докембрийских метаосадочных породах Британской Колумбии полиметаллическое рудообразование было связано с бороносными рассолами в блюдцеобразных впадинах (озерах, заливах, лагунах), изобиловавших живой и отмершей органикой. При всем этом могли играть существенную роль специализированные бактерии, например купрофилы или плумбофилы. Последние в большом количестве, размером в несколько десятых микрона, были установлены с помощью сканирующего электронного микроскопа внутри и вокруг кристаллов галенита, ассоциирующего местами с сульфидами цинка или меди из морских и озерно-лагунных, главным образом мезозойских стратиформных месторождений Австрии, Туниса, Испании. Для них, в частности, в геологических разрезах характерны чередования пластов доломитов с прослойками углеродисто-глинисто-сланцевых сланцев, к которым преимущественно или исключительно и приурочены скопления "бактериального галенита", образовавшегося, очевидно, в $P-T$ условиях, близких к поверхностным. Отсутствие физических деформаций у палочковидных палеобактерий и следов коррозии у кубических кристаллов галенита, по мнению Девиджа, высказанному в 1977 г., говорит в пользу синхронного с жизнедеятельностью микроорганизмов образования галенита.

Кроме того, метазаворотная природа ряда (по авторам "ортогнейсов"? — Д.С.) парагнейсовых (метаосадочных — Д.С.) пластов, пачек и участков в раннедокембрийской гренвильской серии в Адирондаке (штат Нью-Йорк) с ее многочисленными месторождениями магнетитовых руд, людвиговитовых рудопроявлений и стратиформных залежей свинцово-цинковых руд, помимо приведенных ранее аргументов, по наблюдениям Боле-на и Эссена (1978 г.), хорошо подтверждается широким развитием в породах этой области флюорита. Здесь он широко распространен и описан Баддингтоном и Леонардом в 1964 г. как акцессорная фаза в богатых магнетитом гнейсах и скарнах северо-западной части горной страны, где входят в следующие ассоциации:

- а) ферросилит—скаполит—микроклин—сфен—флюорит±кальцит и андрадит;
- б) биотит—сфен—флюорит±магнетит и сульфиды;
- в) биотит—кварц—К-полевой шпат—магнетит±спессартин и флюорит;
- г) биотит—кварц—К-полевой шпат—силлиманит—флюорит±плагиоклаз.

Архейские бороносные руды и породы Швеции. Подобно алданским, магнетит-людвиговитовые (с флюоборитом и ашаритом) руды Центральной Швеции, изученные Гейджером еще в 1927 и 1939 гг. в районах Норберга и Фалуна, связаны с архейскими доломитами и доломитистыми известняками, переслаивающимися с метаосадочными кремнисто-глинистыми и мергелистыми породами, регионально и гидротермально метаморфизованными в пироксен-амфиболовые, кордиерит-графит-биотитовые и гранатовые сланцы. Местами эти породы были алло- и автоскарнированы под воздействием натриевых или калиевых вулканитов (лептитов) и свекофенских гранитных внедрений [56]. Магнетит здесь зернистый, часто октаэдрический, людвигит — тонковолокнистый или игольчато-призматический. Призмы непрозрачного или (в шлифах) слабо просвечивающего ферролюдвигита часто включены в зерна магнетита, но при своем гистерогенном разложении они переходят в тонкую смесь вторичного магнетита с серпентином, ашаритом, бруситом. Вблизи рудного тела толстые призмы людвигита рассеяны в самом доломите (как это имеет место и в Южной Якутии), причем в магнетит-людвиговитовых рудах развиты магнезиальные силикаты

гумитовой группы, содержащие фтор: норбергит, хондродит, клиногумит, оливин и серпентин.

На других участках месторождений, где магнезиальный парагенезис сменяется известково-магнезиальным и магнетит ассоциирует с диопсидом и амфиболом, флогопитом и гранатом, бораты отсутствуют. Среди магнетита здесь встречаются реликтовые железистые или марганцево-железистые карбонаты, но среди гаусманитсодержащих доломитов и силикатно-марганцевых руд месторождения Лонгбан имеется, соответственно и марганцевый людвигит—пинакиолит ($3\text{MgO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot \text{MnO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3$), впервые установленный Флинком в 1891 г.

В отличие от южнокутских силикат-магнетит-людвигитовых месторождений силикат-борат-магнетитовые руды Центральной Швеции имеют самую тесную, непосредственную связь с формацией полосчатых кварц-гематитовых и кварц-магнетитовых руд. Кремнисто-железистые или только кварцитовые слои и пачки местами согласно переслаиваются с карбонатными слоями. Протяженные лентовидные участки тех и других нередко включены во вмещающие лептиты, и под влиянием отчасти последних, а главным образом свеко-фенских гранитов здесь широко проявилось скарнирование соседствующих доломитов и железистых пород с образованием актинолита, тремолита, антофиллита, даннеморита, роговой обманки, диопсида (геденбергита), граната, биотита. При этом нередко на значительных участках карбонатные пласты почти полностью замещаются магнезиальными скарнами, на формирование которых используется также часть железа и кремния из кварц-гематитовых полосчатых руд. За счет последних образуются и местные зоны окварцевания и кварцитовидные участки неправильно полосчатых магнетитовых руд, а также промышленные магнетитовые тела, обычно окруженные биотитовыми, альмандиновыми и кварц-флюоритовыми оторочками.

Часто гранат-амфибол-биотитовая прокладка отделяет руды от лептитов, а местами последние сами вблизи рудных тел изменяются в мелкозернистые биотитовые сланцы или в кварцитовидные образования, содержащие гранат. Так как среди всех этих новообразований в районах Риддархиттана, Фагерста, Норберга обнаруживаются редкие остатки нормальных кварц-гематитовых полосчатых руд [56], естественно сделать вывод, что многие из указанных изменений, перемещений и перекристаллизации минерального вещества связаны с широко распространенным более поздним, чем первичные Fe-Si руды, фтористо-магнезиальным метасоматозом. Источником подвижных агрессивных компонентов были древнейшие доломитовые толщи, обогащенные послойной седиментацией флюорита.

Кроме известняков и доломитов, эти древнейшие карбонатные толщи могли иметь в своем составе и магнезитовые слои и линзы, подобно тому, как в верхнедокембрийских стратифицированных толщах Южного Урала (Бакал, Сатка), Енисейского края, Малого Хингана и Манчжурии, изучавшихся в 1956 г. К.К. Бургелей и Г.Ю. Романовой, а затем, в 1978—1981 гг. — Ю.А. Борщевским, С.Л. Борисовой, П.П. Смолиным, В.И. Киселевым и др., залегают мощные прерывистые пласты чисто магнезита бесспорно осадочного происхождения. Парагенетическая связь этих магнезитов с железными рудами и мелкими концентрациями бора (в виде ашарита, турмалина, аксинита и др.) говорит об их метазвопоровом генезисе.

Подобная картина наблюдается и в Центральной Швеции, где осадочные месторождения железа и марганца сопряжены с борными рудами и боковыми породами, богатыми магнием, фтором, что позволяет видеть во всем этом глубоко метаморфизованном и инъецированном архейском комплексе признаки эвапоритового осадконакопления.

Обильным источником легкорастворимого и очень подвижного, химически активного магния, а также и калия в докембрийское время могли быть не только древнейшие коры выветривания, но и пластовые или штокообразные залежи типа карналлита или бишофита, связанные с древнейшими солеродными бассейнами.

Еще раньше многие исследователи, в том числе Эскола в 1932 г. и Рейнольдс в 1946 г., указывали на невозможность выноса в кислых растворах из наиболее древней гранитной магмы колоссальных количеств магния и железа, необходимых для формирования первичных магнезиально-железорудных и бороносных скарнов и метасоматических магнезиальных пород и ортитов Центральной Швеции и для магнезиального перерождения некоторых первичных кварцитов, высокоглиноземистых и других метаосадочных пород, которые будто бы были метасоматически преобразованы в кордиерит-антофиллитовые кварциты и, далее, в кордиерит-биотитовые сланцы. Ландергрэн (1948 г.) и Магнуссон (1970 г.) справедливо считали, что здесь произошло региональное перемещение седиментогенного магния (добавим — железа, бора, фтора и др.) под влиянием ранних гранитов, которое вообще вызвало широкое перераспределение элементов, накопившихся в раннем осадочном цикле и обусловило интенсивные метасоматические процессы. Это подтверждается и более поздними работами [56].

Естественно, что в Центральной Швеции вне связи с доломитами богатые кремнеземом породы (кварциты, слюдяные сланцы и гнейсы), дислоцированные в течение свеко-фенского орогенеза, в качестве борного минерала содержат только турмалин — его кристаллизация связана, очевидно, с перемещением неравномерно рассеянной или концентрированной в материнских осадках V_2O_5 в стадии диагенеза, эпигенеза и метаморфизма. Существенную роль, по мнению Хьельмгвиста (1938 г.) и Ландергрэна (1945 г.), мог при этом играть и вынос бора впереди фронта мигматизации, вдоль напластования осадков [43]. Особенно велико здесь содержание турмалина в высокоглиноземистых слюдяных кварцитах, что характерно и для архея Южной Якутии и Приазовья.

Помимо метасоматической наложенной кордиеритизации, среди первичных метаосадочных пород центрально-шведского докембрия имеются, а местами занимают обширные площади кордиерит-слюдяные сланцы, состоящие из кварца, биотита, почти бесцветной слюды и кордиерита. Обилие биотита дает "темные сланцы", господство белой слюды — "светлые". Из второстепенных минералов следует отметить андалузит, антофиллит или жедрит и турмалин. Переходными породами между кордиерит-слюдяными сланцами и обычно развитыми в районах их распространения инъекционными натриевыми вулканитами являются Na-лептиты, обогащенные слюдой и содержащие маркирующие зоны со слюдой, кварцем и турмалином.

Другим подтверждением рассматриваемой нами глобальной биогеогеохимической концепции для пород и руд докембрийских геологических периодов являются полученные Е.М. Поплавко и В.В. Ивановым в 1978 г. результаты по разновозрастным горючим и "черным" битуминозным сланцам из ряда районов СССР. Была показана высокая геохимическая стабильность таких сланцев. В них накапливаются две группы редких элементов: 1) биофильные, обычно характерные для нефтей (рений, ванадий, никель, молибден, селен); 2) эвапоритофильные, обычно концентрирующиеся в высокоминерализованных хлоридных рассолах и засоленных илах (серебро, кадмий, теллур, медь, свинец, цинк, бор, стронций, кальций).

ЗАМЕЩЕНИЯ $(\text{VO}_3)^3-$ И $(\text{OH})_3^-$ В БОРАТАХ И СИЛИКАТАХ

Еще в 60-х годах мы исследовали клиногумит из архейских толщ Алдана в Восточной Сибири и пришли к выводу, что содержащийся в нем бор в виде борокислородного комплексного аниона частично замещает $(\text{OH})^-$. Клиногумит был найден в гнезде крупнокристаллического магнетита (в тесном сростании с этим минералом) в виде кристаллов желтовато-серого цвета, достигающих 5 см по длинной оси. Некоторые из этих кристаллов проросли многочисленными тонкими параллельными иглами людвигита (длиной до 2 см) и содержат в небольшом количестве остаточный перекристаллизованный белый кальцит и зеленовато-желтый серпентин, иногда замещающий клиногумит.

Химический анализ тщательно отобранного клиногумита был выполнен О.В. Урановой (табл. 2), а порошкограмма этого клиногумита была получена в рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР (табл. 3).

Структура минерала состоит в основном из "толстых" (учетверенных) оливиновых блоков, которые перемежаются со слоеподобными прокладками из $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ -групп. Они представляют ослабленные зоны и обуславливают несовершенную спайность по (001), что подтверждали Тейлор и Вест в 1938 г. и А.С. Поваренных в 1966 г.

По химическому составу исследованный нами клиногумит почти соответствует теоретической формуле $4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ или $(\text{Mg}_9\text{SiO}_4)_4(\text{OH}, \text{F})_2$, но в нем есть V_2O_3 и немного Al_2O_3 . Из щелочей присутствует в незначительном количестве калий. Только 5% ионов магния изоморфно замещено двухвалентным железом и отчасти марганцем и кальцием.

Кроме высокотемпературной (гидроксильной) воды, в минерале много фтора и небольшое количество хлора. Однако существенно не хватает для конституционной группы типа $\text{Mg}(\text{OH})_2$ летучих. Мы предположили, что этот дефицит восполняется одновалентной анионной группой VO_2^- (например, ашарит — $\text{Mg}(\text{OH})\text{VO}_2$) или кислородом, вместо $\text{Mg}(\text{OH})_2$ присутствует MgO (Д.П. Сердюченко, А.В. Глебов, 1960 г.).

В пользу присутствия бора в составе летучих говорит и известная летучесть некоторых соединений бора, играющих в процессах пневмато-гидротермального минералообразования роль, аналогичную или близкую к роли F^- , Cl^- , OH^- -групп, а также наличие бора в составе исследованных образцов клиногумита, при микроскопическом контроле не обнаруживших никаких примесей — ни ашарита, ни людвигита и т.п., с которыми можно было бы связать установленный химическим анализом бор. Бор участвовал в реакциях при кристаллизации парагенетической группы минералов (магнетита, людвигита, клиногумита), что объясняет вхождение его в кристаллическую решетку клиногумита. При этом механическое загрязнение людвигитом было исключено (в составе анализированного материала нет даже Fe_2O_3 , всегда присутствующего во всех людвигитах). В другой пробе того же клиногумита, полностью очищенной от ростков людвигита, было установлено 2,45% Fe_2O_3 и 2,32% V_2O_3 .

Однако в формулах ашарита анионная группа VO_2^- структурно соответствует или обобщению борокислородных треугольников, образующих бесконечную пироксеноподобную цепочку, или комплексному аниону из сдвоенных плоских треугольников VO_3^- и VO_2^- с одним общим кислородом, т.е. формула минерала соответственно будет $\text{Mg}(\text{OH})[\text{VO}_2]$ или $\text{Mg}(\text{OH})\text{V}_2\text{O}_4(\text{OH})$ (Пэн Чжи-чжун, У Чен-юй, Чокон, Пи-син, 1963 г.).

Принимая (формально) замещение $(\text{VO}_2)^-$ на $(\text{OH})^-$ или $[\text{V}_2\text{O}_4(\text{OH})]^{3-}$ на $(\text{OH})_3^-$, мы переходим к составу брусита — $\text{Mg}(\text{OH})_2$ или $\text{Mg}_2(\text{OH})_4$.

Таблица 2

Химический состав клиногумита из Восточной Сибири

Компонент	Мас.%	Молекулярные количества	Компонент	Мас.%	Молекулярные количества
SiO ₂	37,18	619	Li ₂ O	—	—
TiO ₂	—	—	P ₂ O ₅	0,02	—
Al ₂ O ₃	0,26	2	CO ₂	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	F	1,86	98
B ₂ O ₃	0,81	11	Cl	0,23	7
FeO	4,31	61	+H ₂ O	1,26	70
MnO	0,23	3	-H ₂ O	0,21	—
MgO	53,30	1323	Сумма	100,61	—
CaO	0,84	15	O = (F, Cl) ₂	-0,82	—
Na ₂ O	—	—	Сумма	99,79	—
K ₂ O	0,10	1			

Таблица 3

Дебаеграмма желтовато-серого клиногумита из Восточной Сибири (обр. № 90/1955)

№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>	№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>	№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>
1	3	5,022	11	3	2,415	21	2	1,315
2	7	3,700	12	3	2,368	22	2	1,185
3	3	3,476	13	8	2,254	23	2	1,128
4	2	3,384	14	6	1,919	24	2	1,101
5	2	3,224	15	9	1,731	25	3	1,075
6	3	3,047	16	4	1,619	26	2	1,051
7	8	2,754	17	3	1,553	27	2	1,045
8	2	2,609	18	8	1,482	28	3	1,032
9	7	2,543	19	3	1,397	29	2	1,007
10	7	2,511	20	5	1,344	30	3	0,9988

Примечание. $D = 57,3$ мм, излучение — Fe.

Эти замещения только равнозарядны, но не равнообъемны. Поэтому, учитывая реальное строение радикалов ашарита из борокислородных и борокислородно-гидроксильных *треугольников*, мы можем сделать вывод о наличии в ряду брусит—ашарит разнозарядных и равнообъемных изоморфных замещений $(OH)_3 \rightarrow (BO_3)^{3-}$. Это аналогично замещениям $(OH)_4 \rightarrow [SiO_4]^{4-}$ в гидроксил-гранатах и в минералах группы оливина, содержащих OH.

Расчет структурной формулы клиногумита произведен нами на 17 кислородов без учета вначале "летучих" (F, Cl + H₂O) и с отнесением бора в группу катионов, но в этом случае получается их значительный избыток (более 13) и возникает необходимость структурно приравнять $[BO_4]^{5-}$ к $[SiO_4]^{4-}$, что в решетке оливинового типа, при отсутствии Al^{3+} (катиона), не имеет оснований (сравни изоструктурный с форстеритом Mg_2SiO_4 сингалит $MgAl[BO_4]$, где $MgSi \rightarrow AlB$).

Как известно, бор в турмалинах находится в виде плоских $[BQ_3]$ треугольников, а в силикатах образует обычно тетраэдры $[BO_4]$ или $BO_3(OH)$, замещающие часть кремнекислородных тетраэдров, но в данном случае все тетраэдрические островные группы клиногумита "укомплектованы" кремнием, и выявилась необходимость рассматривать бор в составе добавочных анионов в структурных прослоях типа $Mg(OH)_2$, расположенных параллельно плоскости (001).

Расчет анализа клиногумита с отнесением к летучим и бора в виде $(BO_3)^{3-}$ приводит к точной формуле:



В формуле $3(OH)_{0,15}$ изоморфно (равнообъемно и равнозарядно) замещены $(BO_3)_{0,15}^{3-}$. Увеличение отрицательных зарядов в связи с замещением $3O \rightarrow 3(OH)$ компенсируется (уравновешивается) введением в структуру трехвалентного бора [32].

А.П. Григорьевым, А.А. Бровкиным и И.Я. Некрасовым в 1966 г. произведен лабораторный синтез "гидроксилашаритов", в которых, как показывают авторы, имеет место ограниченный "изоморфизм по схеме $B^{3+} \rightarrow \rightarrow 3H^{+}$ ", и можно говорить о замещении борокислородного радикала гидроксильными группами. В соответствии с изложенным выше, здесь, очевидно, имеют место обратные сравнительно с предыдущим случаем замещения $(OH)_3^- \rightarrow (BO_3)^{3-}$. Исходя из известных сейчас фактических данных, следует думать, что этот изоморфизм ограничен (прежде всего пространственными условиями структур) и проявляется только в начальных стадиях, когда структура минерала-хозяина еще сохраняется.

Действуя при $T = 100-250^\circ C$ борной кислотой на брусит, осажденный аммиаком из раствора $MgCl_2$ при $T = 70^\circ C$, после удаления примесей А.П. Григорьев с соавторами получили разновидность ашарита с незначительными отклонениями от стандартной дебаеграммы, причем нагревание до $400^\circ C$ показало обезвоживание только на 10%, в то время как у гидроашаритов с избыточной адсорбированной водой последняя выделяется постепенно вплоть до разложения бората, а обезвоживание достигает 30% и более.

Состав искусственного гидроксилашарита соответствует $Mg_2(B_{2-x}H_{3x})X \times O_5H_2O$ или, по нашему мнению, $Mg_2[B_{2-x}(OH)_{3x}O_4(OH)_2]$, где x — число гидроксильных групп, замещающих радикалы (BO_3) . От типичного $Mg_2B_2O_5 \cdot H_2O$ он отличается и более низкими показателями преломления ($N_g = 1,623$, $N_p = 1,559$) и меньшим удельным весом ($2,60 \text{ г/см}^3$).

Отметим также, что молочно-белый до желтоватого прожилок гидроксилашарита, рассекающий массивные магнетит-людвигитовые руды, был обнаружен в Южной Якутии — дебаеграмма и термограмма типичны: $N_g = 1,629$; $N_p = 1,562$; $d = 2,66 \text{ г/см}^3$, а химический состав, после исключения SiO_2 и карбонатов, показывает $-(Mg_{1,92}Fe_{0,08})B_{1,77}H_{0,69}O_5 \cdot 1,04H_2O$.

Замечательно, что в таких же магнетит-людвигитовых рудах Южной Якутии, испытывавших многократные и сложные гидротермально-контактные и инъекционно-гранитные воздействия, мы обнаружили среди белых выделений типичного магнезиального ашарита разных генераций еще одну его разновидность — алюмоферроашарит в виде сизых, голубовато-серых волокнисто-пластинчатых секущих и согласных прожилков [28]. В нем сильно проявлены уже изоморфные замещения $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ и $(Al, Fe_2)^{3+}O_3 \rightarrow B_2O_3$, с чем связаны высокие $N_g = 1,685$ и $N_p = 1,587$; дебаеграмма минерала очень близка к типичной ашаритовой.

Таким образом, и в природе, и в лабораториях можно наблюдать противоположно направленные процессы — бруситизации ашаритов и ашарити-

зации бруситов и бруситовых структурных комплексов. Последнее особенно наглядно прослеживается при серпентинизации оливиновых пород.

В результате экспериментов, важных для понимания природных процессов почти одновременной ашаритизации людвигитов и серпентинизации сосуществующих с ними оливинов и пироксенов, В.Л. Барсуков и Г.Е. Курильчикова в 1957 г. пришли к выводу, что при гидrogenном разложении людвигита часть бора переносится слабощелочными углекислыми растворами и, вероятно, из них некоторая доля бора "усваивается" серпентином. Содержание B_2O_3 в исследованных серпентинитах показало колебания от 0,05 до 0,3%, а при образовании в них мелких выделений ашарита — до 1,5%. Упомянутые исследователи предполагают, что бор находится в серпентине в виде борной кислоты вместе с цеолитной водой. Это как будто бы подтверждается извлечением бора из растертых образцов серпентина при кипячении в воде и в 0,1 н. растворе NaOH, которые в отличие даже от слабых кислот кристаллическую решетку серпентина не разрушают. Однако рассчитанные при этом соотношения бора и цеолитной воды соответствуют концентрации 3 г на 100 мл раствора, а экспериментально установленная ранее оптимальная концентрация при ашаритизации людвигита составляет 0,3 г на 100 мл, выше которой процесс ашаритизации затруднен.

Таким образом, в серпентине явно происходит избирательное накопление бора. Соотношение бора и воды в нем в 10 раз превышает это соотношение в циркулирующих растворах, способных вызвать ашаритизацию. Причину такого избирательного накопления бора в серпентине В.Л. Барсуков и Г.Е. Курильчикова предположительно усматривали в значительной диссоциации борной кислоты с образованием иона $[H_2BO_3]^-$.

Следует отметить, что присутствие бора в серпентинах отмечалось еще раньше многими исследователями. На Урале эта бороносность серпентинита, по мнению Дупарка и Сигга, высказанному еще в 1914 г., была связана с рассеянным в них турмалином, образование которого сопряжено, скорее всего, тоже с поглощением бора из циркулировавших растворов; в Южном Марокко в хризотилевоом асбесте боросодержание обусловлено, как в 1953 г. считали Голобинов и др., присутствием тонких вростков ашарита; Хардер, не обнаружив в 1961 г. борных минералов при микроскопическом исследовании проб, допускал вхождение бора в структуру серпентина.

В связи с изложенным выше мы делаем вывод: относительная концентрация бора в серпентинах связана преимущественно со структурными группировками типа брусита. Во всяком случае, структурные пакеты антигорита с кислородными тетраэдрами, полностью занятыми кремнием и полярно расположенными бруситоподобными октаэдрическими слоями, образуют сплошные внешние магнезиально-гидроксильные пакеты, параллельные кислородной поверхности тетраэдров из следующего пакета. Именно эта промежуточная межпакетная зона, параллельная (001), и является наиболее благоприятной для фиксирования в серпентиновой решетке некоторого количества бора в виде $(BO_3)^{3-}$ -групп, замещающих $(OH)_3^-$ -группы. Количественно этот процесс очень ограничен, и при его сколько-нибудь значительном развитии формирование борокислородных комплексов быстро выходит за рамки серпентиновой структуры и вызывает образование собственных ашаритовых минеральных фаз — $Mg(OH)[BO_2]$. Поэтому, с этим следует связать случаи эпитаксического срастания антигорита по (001) с ашаритом по (100) и даже формирование смешанно-слоистых антигорит-ашаритовых образований, отмечаемых Пэн Чжи-Чжунюм и др. в 1963 г.

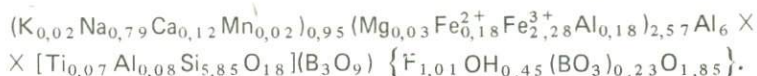
Давно уже установленное равнозарядное и равнообъемное замещение $(\text{SiO}_4)^{4-}$ на $(\text{OH})_4^-$ в гранатах [5] также косвенно подтверждает структурную возможность замещения $(\text{OH})_3^- \rightarrow (\text{BO}_3)^{3-}$.

В 1978 г. при рассмотрении химической конституции турмалинов $(\text{BO}_3)^{3-} \rightarrow (\text{OH})_3^-$ замещение в ряде случаев было установлено нами в "бруситовом слое антигортитовых структурных пакетов". Здесь гидроксильные приурочены к строенным Mg-октаэдрам $\text{Mg}(\text{OH})_2\text{O}_4$, на уровне которых расположены три пары Al-октаэдров $\text{Al}(\text{OH})\text{O}_5$, т.е. в турмалинах имеются OH-группы (бруситового типа), допускающие при избытке бора в среде минералообразования, их замещение по типу $(\text{BO}_3)^{3-} \rightarrow (\text{OH})_3^-$ [38]. Дальнейшие наши исследования (1980 г.) этого вопроса показали, что изоморфизм такого рода у турмалинов имеет довольно широкое распространение.

Широкое исследование зависимостей состав-свойство у минералов группы турмалина выполнено В.Г. Фекличевым, Т.Н. Ивановой, Г.Е. Череповской и И.Б. Никитиной в 1982 г.

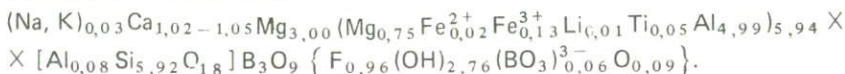
Химический состав турмалинов приведен в табл. 4.

Среди природных турмалинов, исследованных Доннеем и др. в 1966 г., наиболее богат окисью железа бюргерит из риолитов Северной Мексики, отличающийся к тому же необычайно высоким свето- и двупреломлением. Он содержит (см. табл. 4, ан. 1) очень мало MgO, FeO и летучих ($+\text{H}_2\text{O}$, F), среди которых доминирует F. Расчеты его формулы на 31 (O, OH, F) и на 150 ионов в элементарной ячейке дали идентичные результаты:



Здесь в Mg-октаэдрах очевидны замещения $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{R}^{2+}$ и одновременно $\text{O} \rightarrow \text{OH}$, но также имеется гетеровалентный изоморфизм типа $\text{R}_2^{3+} \rightarrow \text{R}_3^{2+}$. Бор, помимо своих типичных структурных плоских треугольников, в значительном количестве входит и в состав "летучих" в виде групп $(\text{BO}_3)^{3-}$, которые эквивалентно и разнообъемно замещают 3(OH)⁻ (в данном случае $\text{OH}_{0,69}$).

Турмалин из торианитового карьера в парапироксенитах Итакефа (Мадагаскар), описанный Сахавой и др. в 1979 г., ассоциирует с опалом и кварцем, амфиболом, бесцветным клинопироксеном и мусковитом. Это темно-бурый маложелезистый увит, с дефицитом глинозема, практически лишенный щелочей. Его структурная формула, рассчитанная нами на 31 (O, OH, F), следует из табл. 4, ан. 2:



В нем имеется много магнезия, недостает "летучих", и дополнительные (BO_3) -треугольники вместе с кислородом частично замещают гидроксильные группы; $\text{CaO} \rightarrow \text{NaOH}$, но в то же время $\text{MgOH} \rightarrow \text{AlO} (!)$, т.е. $\text{CaMg} \rightarrow \text{NaAl}$, как у пироксенов¹.

Подобным же образом сконструирована решетка описанного Данном в 1977 г. увита из Шри Ланки, где он добывается как сырье для ювелир-

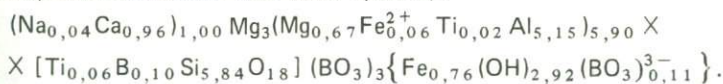
¹ Почти такой же характер распределения катионов в структурных группах установлен и в "железистом увите" из алданского архея, где $x = (\text{Na}_{0,11}\text{K}_{0,04}\text{Ca}_{0,85})$; $y = (\text{Mg}_{1,96}\text{Fe}_{0,67}^{3+}\text{Fe}_{0,35}^{2+}\text{Ti}_{0,04})$; $z = (\text{Ca}_{0,11}\text{Mg}_{0,54}\text{Fe}_{0,33}^{2+}\text{Al}_{5,00})$ (З.П. Разманова, В.А. Корнетова и др., 1983г.), т.е. $\text{CaO} \rightarrow \text{Na}(\text{OH})$ и одновременно $\text{Mg}(\text{OH}) \rightarrow \text{AlO}$.

Таблица 4

Химический состав (мас.%) и оптические свойства некоторых турмалинов

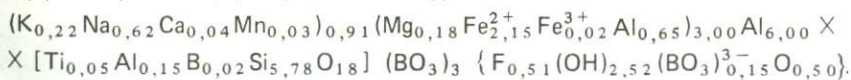
Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	33,86	36,26	35,96	33,78	35,80	36,47
TiO ₂	0,55	0,40	0,62	0,41	0,41	0,07
B ₂ O ₃	10,86	10,85	11,49	10,70	11,41	11,12
Al ₂ O ₃	30,79	26,33	26,80	33,80	30,39	36,95
Fe ₂ O ₃	17,62	1,09	—	0,20	9,16	0,92
FeO	1,27	0,13	0,41	15,11	7,36	4,20
MnO	0,13	сл.	—	0,25	0,15	1,29
MgO	0,13	15,35	15,20	0,74	0,22	0,15
CaO	0,69	5,85	5,50	0,21	0,11	0,43
Li ₂ O	—	0,01	—	—	—	1,56
Na ₂ O	2,46	0,08	0,13	1,92	2,00	2,65
K ₂ O	0,07	0,02	—	0,11	0,19	0,04
F	1,86	1,86	1,49	0,98	0,95	1,64
H ₂ O ⁺	0,40	2,54	2,70	2,22	1,97	3,00
H ₂ O ⁻	—	0,10	0,04	0,19	0,20	0,02
Сумма	100,69	100,87	100,34	100,62	100,32	100,52
F ₂ = 0	-0,78	-0,78	-0,63	-0,41	-0,40	-0,69
Сумма	99,91	100,09	99,71	100,21	99,92	99,83
Плотность, г/см ³	3,31	3,09	3,00	3,22	—	—
Mo	1,735	1,638	He опр.	1,668	He опр.	He опр.
Ne	1,655	1,620	То же	1,633	То же	То же

ной промышленности (см. табл. 4, ан. 3) :



Здесь, помимо В^{III}, отчетливо проявляется еще В^{IV}, замещающий кремний.

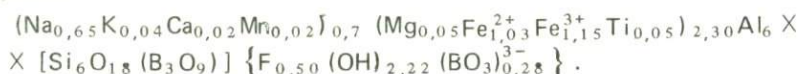
Это явление, по материалам М.М. Сливко (1955 г.), имеет место и у черного шерла из турмалин-мусковитовых пегматитов у дер. Южаковой на Урале, в котором много закисного железа, бора, глинозема, но мало Fe₂O₃, MgO и летучих (см. табл. 4, ан. 4), а структурная формула по нашему расчету на 31 (O, OH, F) имеет вид:



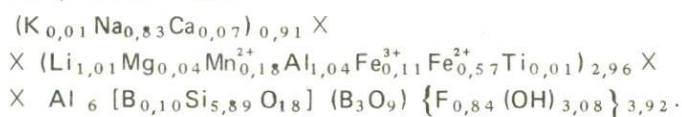
В минерале Fe²⁺→Mg; AlO→Mg(OH); CaO→NaOH, а бор, как и в предыдущем анализе, занимает в структуре три различных позиции: в типичных плоских треугольниках, в кремнекислородных тетраэдрах и в составе летучих, замещая часть гидроксиллов по схеме (BO₃)³⁻→(OH)₃.

Интерес представляет также турмалин из оловянного месторождения Кара-Чаку в районе Шерловой горы в Забайкалье (см. табл. 4, ан. 5), где в пустотах биотитовых гранитов месте с ним имеются топаз, морион, калиевый полевой шпат. Высчитанная нами структурная формула этого шерла (обр. 1585), химический анализ которого, приведенный В.П. Кузьминым с соавторами в 1979 г., вместе с другими физико-химическими характеристиками показывает, что в нем почти весь магний замещен: Fe²⁺→Mg, Fe³⁺→Mg₃.

Кроме основных структурных треугольников, значительное количество бора входит также в состав летучих, и при этом в решетке здесь (и во всех других примерах) точно сохраняется равенство катионных и анионных зарядов:



Турмалин из гранитных пегматитов округа Замбезия, в северной части Мозамбика, описанный Сахамой в 1979 г., относится к эльбаитам (обр. 7), а его кристаллохимическая формула (см. табл. 4, ан. 6), рассчитанная на 31 (O, OH, F), имеет вид



Здесь структурные позиции летучих заняты фтором и гидроксилем, а избыток бора при сохранении катионно-анионного равновесия входит, очевидно, в кремнекислородные тетраэдры; хорошо видно, что $\text{LiAl} \rightarrow 2\text{Mg}$, а $\text{Ca} \rightarrow 2\text{Na}$. Значительное содержание марганца говорит о сдвиге состава этого эльбаита в сторону тсилазитов.

Таким образом, из расчетов структурных формул выявляются два типа плоских (BO_3) -треугольников: а) основные структурные, лежащие в верхних гранях пустующих октаэдров, чередующихся (на уровне строенных Mg-октаэдров) с тремя парами Al-октаэдров [5]; б) изоморфно замещающие часть гидроксильных групп в бруситоподобных группировках. Кроме того, вполне реально эпизодическое участие B^{IV} в кремнекислородных тетраэдрах, как это предполагал ранее, в 1956 г., Ловенштейн.

Следует сказать, что эти выводы, по-существу, не противоречат результатам ИКС-исследований. В частности, исходя из опубликованных в 1967 г. данных И.И. Плюсниной и др. и собственных расшифровок ИК-спектров поглощения более 300 образцов турмалинов из разных месторождений, В.П. Кузьмин, Н.В. Добровольская и Л.С. Солнцева в 1979 г. делают вывод, что в структуре турмалина в ряде случаев появляются три или пять полос поглощения, соответствующих боросодержащим группировкам. Это можно рассматривать и как свидетельство наличия нескольких неэквивалентных борокислородных группировок (треугольников, тетраэдров) в его элементарной ячейке.

Примечательно также, что при систематическом расчете кристаллохимических формул турмалинов с использованием одинаковых методических приемов выявляется не только многообразие катионных изоморфных замещений, но и широкое развитие сопряженного катионно-анионного изоморфизма с вовлечением в него главным образом одно-, двух- и трехвалентных катионов, с одной стороны, и кислорода, фтора и гидроксила, с другой. Интересно также отметить, что при этом наряду с возрастанием валентности ($\text{CaO} \rightarrow \text{NaOH}$, $\text{Fe}^{3+}\text{O} \rightarrow \text{MgF}$ и др.) встречаются ясно выраженные случаи снижения зарядов в тетраэдрических и октаэдрических группировках: не только $\text{Al} (\text{OH}) \rightarrow \text{SiO}$, но и $\text{Mg} (\text{OH}, \text{F}) \rightarrow \text{AlO}$, т.е. проявляются прогрессивные и регрессивные энергетические тенденции, нередко взаимно уравновешивающиеся.

В "просторной" и многоэтажной структуре турмалина нередко встречается сложный катионный изоморфизм, типичный для слюд ($\text{Al}_2 - \text{Mg}_3$; $\text{LiAl} - \text{Fe}^{2+}\text{Mg}$), пироксенов ($\text{NaAl} - \text{CaMg}$, $\text{Al}_{\text{VI}}\text{Al}_{\text{IV}} - \text{MgSi}$), плагиоклазов ($\text{CaAl}_{\text{IV}} - \text{NaSi}$), охватывающий разные структурные октаэдры, тетраэдры и соединительные элементные группы [38].

ФЛОГОПИТОВЫЕ И ФЛОГОПИТ-БИОТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СЛЮДИТЫ

СЛЮДООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Среди пироксеновых (диопсид-геденбергит-авгитовых), роговообманковых и смешанных (с равномерным, гнездово-пятнистым распределением пироксена и амфибола или с их послойным чередованием) пироксено-роговообманковых плагиоклаз-магнетитовых сланцев и гнейсов нередко, в частности на Алдане, встречаются выдержанные или прерывистые слои и пропластки, а также плосколинзовидные тела темно-коричневых, почти черных, феррофлогопитовых и биотитовых слюдитов, где слюда количественно преобладает (до 50 — 70%), а в некоторых случаях составляет 85% объема породы.

Количество магнетита в таких сланцах обычно невелико (2—5%), но с приближением к продуктивному горизонту оно сильно возрастает, и среди форстерит-магнетитовых, серпентин-магнетитовых и пироксен-магнетитовых руд имеются значительные по мощности (до 7 — 8 м) согласные пачки флогопит-магнетитовых руд, содержащие в переходных зонах много пироксена или оливина. Слюдисто-магнетитовые руды имеют обычно сланцеватую или полосчатую текстуру, нередко с доминирующей ролью магнетита (50 — 65%). Маложелезистый светло-зеленый флогопит то мелкими единичными чешуйками беспорядочно рассеян в сплошном — сливном или агрегатном магнетите, то образует в нем кристаллы-стопки или неправильно-пятнистые и шнуровидно вытянутые пластинчатые агрегаты, а чаще всего — тончайшие прослои в магнетитовой руде. В таких случаях эта руда представляет собой согласное чередование преимущественно слюдяных и магнетитовых слоев. В местах более поздней (собирающей) перекристаллизации в руде встречаются прослои и гнезда крупнопластинчатого коричневатого-зеленого флогопита, импрегнированные вкраплениями, струйками и сгустками крупнозернистого магнетита.

В магнетит-форстерит-биотитовых и магнетит-пироксен-флогопитовых рудах структура обычно грано- или лепидогранобластовая, свидетельствующая о синхронной кристаллизации всех минеральных компонентов, но местами (на участках более поздней перекристаллизации, которой в первую очередь подвержен магнетит) в шлифах отчетливо видно мезостазическое развитие магнетита, который частично разъедает зерна силикатов, цементирует их, обуславливая появление сидеронитовых структур.

Флогопит-биотитовые слюдиты и магнетит-флогопитовые руды расположены в непосредственной близости и связаны, судя по эволюции минерального состава, переходами и чередованием с явно метазвапоритовыми — плагиоклаз-скаполитовыми [27, 35, 43], людвижит-турмалиновыми и другими сериями пород, среди которых гнейсы и силикатные мраморы с прослоями и вкрапленностью ангидрита имеют большое генетическое значение. Но для установления генезиса флогопитовых слюдитов особенно важно наличие среди пластовых карбонатных серий флогопитовых кальцифилов, в которых бледно-зеленый или светло-розовый флогопит [42] образует не только рассеянную вкрапленность, но и местами прослеживается на километры в виде сплошных или прерывистых тонких прослоев.

Очевидно, что биотитовые слюдиты и магнетит-флогопитовые руды в геохимическом и генетическом плане также связаны с соленосностью и засоленностью их материнских древнейших прибрежно-морских отложе-

ний: они формировались, скорее всего, в сложной палеогеографической обстановке — при изрезанности береговой линии, жарком климате, наличии кос и перемычек, отшнурованных заливов и лагун, находившихся в разных своих участках на различных стадиях "солеродной зрелости" и отделенных от открытого моря грядами островов и барями с затрудненным или периодическим водообменом.

В зависимости от материкового сноса, ветров, течений, менявшихся тектонических, плутоно-вулканических и других палеогеографических условий эти бассейны способны были мигрировать и разветвляться, менять свою конфигурацию, площади и глубины и производить на разных этапах своего развития перемещение и обособление (дифференциацию) борно-магнезиальных, калиево-магнезиальных, известково-натриевых и других железистых рассолов. В частности, обособление слюдопроизводящих K-Mg рассолов могло происходить в конце садки солей, на первых этапах растворения соляных залежей, при смешении рассолов разного состава, как показали эксперименты Раупа в 1973 и 1976 гг.

Соответственно, в силу геохимического наследования [33], осадки, пропитанные Ca-Na солями, дали при метаморфизме плагиоклазовые или (в условиях хорошей герметизации пород, обеспечившей сохранность летучих) скаполитовые сланцы и гнейсы, а различные концентрации в илах Si, Al, Ca, B, F, Fe, Mg привели к образованию разных боратовых (людвигитовых и др.) и турмалиновых метаморфитов [27, 35, 38, 61]. При этом большое значение имеет природная дифференциация солей в древних солеродных бассейнах, в результате которой в мезозойских, палеозойских и протерозойских отложениях автономно по разрезу, а часто разобщенно и по площади залегают каменная соль, карналитовые ($MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$) слои, сильвинитовые пачки. Это хорошо известно в пермских отложениях Приуралья из работ П.И. Преображенского, а в последние годы с полной очевидностью выявилось и в Сибири (Прииркутский кембрийский бассейн) после работ и обоснованных научных прогнозов А.Л. Яншина.

Всюду эти природные соли перемежаются или смешаны с глинистыми (в частности, каолинит-бокситовыми), песчаными и карбонатными продуктами, отражая сложную геолого-палеогеографическую историю районов. Легко представить, что глубокий (архейский) метаморфизм K-Mg солей, магнезиальных и Al-Si глин в ряде случаев при благоприятных для этого условиях привел к природному синтезу биотитов и флогопитов, а глинистые прослои и примеси были преобразованы в часто сопровождающие залежи слюд (слои, гнезда, прослои) высокоглиноземистые сланцы и гнейсы.

Одним из важных факторов избирательной концентрации калия в области биосферы, о чем говорил В.И. Вернадский еще в 1926 г., с древнейших геологических времен являются растения, которые в процессе своей жизнедеятельности повышают в 2–4 раза содержания калия в корках выветривания на архейских кристаллических породах, а также существенно обогащают им поверхностные воды.

Очень показательна в генетическом отношении часто наблюдаемая в архейских толщах Алдана¹ связь флогопитовых прослоев, агрегатов и довольно мощных пачек слюдитов с пластово-слоистыми, явно хемогенно-осадочными телами боратов — людвигита с ашаритом и флюоборита. На Магнетитовом месторождении пироксен-амфиболовые сланцы (образо-

¹ По данным изохронного Pb-U-Th определения В.А. Рудника и Э.В. Собоновича в 1969 г., абсолютный геологический возраст толщ превышает 3,4 млрд. лет, подобно катархею Приазовья, Южной Якутии и гренвильской серии Северной Америки.

вавшиеся, очевидно, за счет магнезиально-известковых мергелей и загрязненных глинисто-песчанистыми примесями карбонатных слоев) постепенно переходят в флогопитовые слюдиты. Последние с появлением и возрастанием количества бора замещаются тонкослоистой и многослоистой людвигит-флогопитовой породой, которая постепенно, теряя людвигит и обогащаясь магнетитом, формирует уже магнетит-флогопитовые (без людвигита) слои.

В этом же разрезе встречаются богатые седиментогенным фтором клиногумит-флюоборит-флогопитовые пачки (10–40 см), подвергшиеся сильной ашаритизации, кальцитизации и серпентинизации. В некоторых соседних разрезах магнетит-флогопитовые слои содержат не только флюоборит, но и флюорит, выпадающий на ранних стадиях в процессе хемогенного доломитообразования. Здесь мы имеем дело с явно первичноосадочным (хемогенным) накоплением фтора, который, начиная от первичной седиментации, способен проходить сложный путь минералого-геохимических преобразований как в условиях метаморфизма (примером этого являются топазовые сланцы Кении и Танзании, описанные Кемпе в 1967 г.), так и в процессах пневматогидротермального рудообразования, куда он вовлекается из вмещающих метаосадочных пород и в дальнейшем играет важную роль агента-минерализатора, имитируя деятельность глубинных (эндогенных, мантийных) летучих. Этому посвящена работа А.П. Карпинского о ратовките (1914 г.) и множество последующих публикаций о первичнохемогенном, почти регионально распространенном фторе (Л.В. Пустовалов, 1937 г.; Казаков и др., 1950 г.; Я.Э. Юдович, Т.И. Иванова, В.А. Черных, 1975 г.; З.И. Петрова, Л.Л. Петров, 1983 г.; Болен, Эссен, 1978 г.; Кирнс и др., 1980 г.; Хаммербек, 1970 г. и др.). Существенную роль осадочный фтор играет и при метазвапоритовом слюдообразовании в метаморфических толщах андройенской (Мадагаскар), гренвильской (Северная Америка), иенгрской (Алдан) и южноафриканской серий раннего архея. На месторождениях Магнетитовое и Таежное во флогопит-людвигитовых слоях слюда по времени кристаллизации более ранняя – в шлифах можно наблюдать, что она частично замещается боратом.

Мы уже неоднократно отмечали [27, 31, 35, 36 и др.] пространственную и генетическую связь плагиоклаз-скаполитовых и пироксен-амфибол-флогопитовых (биотитовых) метаосадочных пород и их сопряженность с хемогенно-эвапоритовым процессом в древних материнских осадках. Последние в своеобразных (озерных, лагунных, прибрежно-морских или засушливо-материковых) условиях накапливали и нередко дифференцировали растворимые соли в изменчивых и сложных палеоклиматических и палеогеографических условиях при различных литологических обстановках. В силу геохимического наследования при метаморфизме таких осадков возникали богатые Na и Ca, Mg и K, B и F, Fe и Mg кальцифилы, сланцы, гнейсы, различные руды и нерудные полезные ископаемые, в том числе флогопитовые протяженные тонкие прослои в кальцифилах, значительные по мощности флогопит-людвигитовые тонкополосчатые пачки, флогопит-магнетитовые крупно- и мелкокристаллические руды, ортит-бастнезитовые слюдиты и др.

В частности, флогопит во всех этих ассоциациях является в подавляющем большинстве случаев первичнометаморфическим минералом, сингенетичным другим породообразующим компонентам, а его структурно-текстурные особенности (формы и размеры кристаллов, доходящие до гигантских, сростки с другими, тоже гигантскими, индивидами и агрегатами диопсида, скаполита, полевого шпата, магнетита, людвигита, хондродита, апатита, флюорита, кварца и т.д.) являются

результатом неоднократной перекристаллизации и собирательного укрупнения обычных средне- и мелкозернистых или чешуйчатых пород того же, в основном, минерального состава, приобретающих в условиях ультраметаморфизма обилия солевых компонентов и активности метасадочных летучих, пегматоидные и даже суперпегматоидные формы.

Далее, в метаморфогенных соседствующих слоях совершенно отчетливо наблюдается, по мере накопления и вовлечения в минерализацию солевых (Na и отчасти K) и летучих (OH, F, Cl) компонентов материнского эвапоритового осадка (засоленного ила), переход от плагиоклазов к более основным скаполитам. Параллельно этому развивается эволюционный ряд пироксен—амфибол—флогопит (биотит). С.П. Мурзаев в 1974 г. отмечал, что на Эмельджакском месторождении диопсид-амфиболовые породы не флогопитоносны и не могут соседствовать с крупными флогопитовыми месторождениями. Это же мы подчеркивали и на многих участках железорудно-боратовых месторождений федоровской свиты [29]. Однако аляскитовые граниты секут флогопитоносные осадочно-метаморфические толщи, активизируют собирательную перекристаллизацию флогопита, в котором могут находиться (раздробленные и прерывистые) инъекционные гранитоидные обрывки и жилки, но нигде они сами не предстают однозначно как источник материала для последующего слюдообразования, и никто из исследователей не привел в защиту этой концепции убедительных фактических данных. А между тем самым естественным источником калия для слюды являются соленосные материнские осадки, которые вместе с терригенными и биогенными слоями и примесями в условиях инъекций, метаморфизма и ультраметаморфизма, при обилии летучих и водных компонентов и при повышенных температуре и давлении преобразовывались в сложные и простые, но разнообразные и разновозрастные минеральные ассоциации, подчиняясь общим физико-химическим законам.

Естественно, что в парагенезисе с магнетитом, поглощающим из субстрата главную часть железа, находятся обычно безжелезистые или маложелезистые диопсиды, паргаситы и роговые обманки, а также почти чисто магниевые флогопит или алюмобиотит. В безмагнетитовых же метаморфогенных ассоциациях (парапироксенитах, эвлизитах, слюдитах, флогопитовых гнездах и жилах) не только имеются фаялит, геденбергит и феррогиперстен или эвлит, но и сильно железистый флогопит или биотит. Ранние (почти синхронные пироксенам) темно-зеленые, почти черные, часто фторсодержащие и под микроскопом сильно плеохроичные роговые обманки сменяются на более поздних этапах кристаллизации на сине-зеленые хлорсодержащие гастингситовые слабо плеохроичные, но нередко с высоким содержанием щелочей (суммарно до 4,5%), причем количество K_2O иногда превышает содержание Na_2O и достигает 3 мас.%. Обычно сине-зеленые и нередко крупнокристаллические амфиболы частично замещаются актинолитом и тремолитом и далее переходят в тонкие полоски, мелкие участки, зоны и линзы чешуйчатого и листоватого флогопита, т.е. отчетливо наблюдается выделенный нами "генетический ряд пироксен → роговая обманка → паргасит → гастингсит → актинолит → флогопит" [42, с. 350].

Еще раньше [25] мы впервые установили практически непрерывный изоморфный ряд: флогопит—биотит—мусковит, построив показывающие это диаграммы, где на одну прямую легли фигуративные точки многочисленных слюд в последовательности: флогопит—биотит—мусковит, связанных нарастающим замещением типа $Al_2 \rightarrow Mg_3$. Это же убедительно иллюстрируется и дополнительно подтверждено нами на примере слюд из гнейсов и пегматитов Западного Приазовья в 1971 г., где в зоне гранит-

ной инъекции в амфиболитах отчетливо наблюдается (подтверждаемый химическими анализами и оптикой) генетический и изоморфный ряд: роговая обманка—флогопит—биотит—мусковит. Тогда же [25] было выявлено, что изоморфная замещаемость кремния титаном (в слюдах) увеличивается с повышением температуры и щелочности среды, достигая максимума в щелочных изверженных породах (главным образом лейцитовых и нефелиновых).

Очень интересны фтор- и хлорсодержащие слабо плеохроичные или совсем бесцветные оптически положительные паргаситы. В пяти же проанализированных гастингситах из алданского архея при полном отсутствии фтора имеется хлор от 0,1 до 0,52%, а также K_2O от 0,50 до 3,1%. Сейчас мы с еще большей определенностью можем утверждать, что вся отмеченная выше последовательность метаморфогенного минералообразования, приводящая к формированию флогопита и его крупнолистоватых (собирательно перекристаллизованных) концентраций, наследственно соответствует звеньям единого, но сложного и многоступенчатого, продолжающегося и за пределы флогопитообразования, метазвопоровитового процесса — материнские силикатные (глинисто-мергелистые, песчано-глинистые и др.) осадки и переслаивающиеся или соседствующие с ними карбонатные (доломитовые, известняковые, магнезитовые), сульфатные, соленосные отложения подвергались региональному метаморфизму и ультраметаморфизму, внедрению жильных (пегматоидных) и других магматических тел; происходила перекристаллизация карбонатных пород с образованием в них за счет рассеянных или послойных примесей новых силикатных фаз — актинолита, диопсида, талька, оливина, флогопита, волластонита и др.

В зависимости от степени контакт-инъекционного метаморфизма доломитовых ($Ca + Mg$) толщ и количества и состава заключенных в них силикатных примесей за их счет формировались глубоко преобразованные, скарнированные породы, развивались процессы метасоматоза, происходило выделение, накопление и миграция летучих и солевых (Na , K , Mg и др.) компонентов и их перераспределение с образованием скаполитов, флогопитов (рассеянных, пластово-гнездовых, штокверковых и жильных). Инъекционные тела, активизировавшие все эти преобразования, часто не только секут "магнезиальные скарны" и флогопитовые новообразования, но и сами нередко подвергаются при этом эндоконтактным изменениям (плаггиоклазитизации и скаполитизации, обогащению пироксенами и амфиболами, флогопитизации и др.) в связи с вплавлением и ассимиляцией материала "стенок" (Д.П. Сердюченко, В.А. Павлов, 1967 г.; В.И. Кицул, С.П. Мурзаев, В.С. Шкодзинский, 1975 г. и др.).

Об эвопоритовой природе флогопитов из архейских алданских железорудных и слюдяных месторождений говорит также то, что в ряде случаев (р. Дёсс в бассейне р. Улунгу; руч. Медвежий в бассейне р. Леглиера и др.) они являются высоконатриевыми (Na_2O — от 3 до 6%, а K_2O — от 10 до 7 мас.%). В связи с этим большой интерес представляет обнаружение Серейером, Абрахамом и Кульке в 1980 г. натриевого флогопита, существующего с калиевым флогопитом в метаморфическом эвопоритовом комплексе в Алжире. Там в доломитах Деррага (Тель-Атлас), содержащих порфиробласты альбита, обычного калиевого флогопита, драгитовитового турмалина, кварца, рутила, пирита, имеется натриевый флогопит, формула которого близка к формуле $NaMg_3 [AlSi_3O_{10}] (OH)_2$. Почти всегда он оконтурен тонкими каемками калиевого флогопита, консервирующего, очевидно, менее устойчивую в природных условиях натриевую разновидность.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ И ИЗОМОРФНЫЙ РЯД ФЛОГОПИТ—БИОТИТ—МУСКОВИТ

Важно отметить, что в условиях инъекционно-метасоматической перекристаллизации загрязненных примесями флогопитовых метазвапоритовых пород можно наблюдать в природе дальнейшую минералого-геохимическую эволюцию ряда пироксен—роговая обманка—паргасит—актинолит—флогопит, когда флогопит замещается биотитом, а последний, в свою очередь, дает частичные и полные переходы в мусковит. Как пример укажем на слюды в эндоморфно-измененных инъекционных гранитах Южного Тимана [29], где отчетливо проявляется эволюция флогопит → биотит → мусковит. Особенно показательно представлен этот генетический ряд (амфибол → флогопит → биотит → мусковит) в инъекционных пегматитах Западного Приазовья, который к тому же в слюдах закономерно сопровождается и обуславливается впервые установленными нами [25] непрерывным изоморфным рядом $R_3^{2+} - (R^{2+}, R^{3+})_{3-2} - R_2^{3+}$, когда происходит послынное чередование в октаэдрических структурных слоях $\dots 6Mg(OH)_2 \dots$ и $\dots 4Al(OH)_3 \dots$, т.е. $Mg_3 \rightarrow Al_2$.

Вдоль р. Чокрак, в районе с. Елисеевка в Приазовье, мощные (до 80 м) жилы керамических пегматитов, связанные между собой относительно тонкими апофизами, образуют крупные поля и прослеживаются в обнажениях и карьерах на сотни метров [34]. В 1967 г. на этом месторождении мы обратили внимание на вмещающие пегматиты гнейсо-мигматитовые породы, среди которых главную роль играли биотит-роговообманковые плагиогнейсы и согласные с ними кварц-плагиоклазовые параамфиболиты, а также амфибол-биотитовые мигматиты.

В стенках карьеров можно было наблюдать крупные блоки черно-зеленого плотного амфиболита, зажатого среди инъекционных пегматитовых тел, а также довольно многочисленные мелкие его включения в пегматитах. Ксенолиты роговообманковых пород местами подвергаются при этом гидротермально-метасоматической переработке, и обыкновенная роговая обманка превращается в агрегат куммингтонита, антофиллита и актинолита. В других наблюдавшихся нами случаях в ксенолитах или маломощных пластовых амфиболитовых отторженцах среди пегматитовых жил происходит полное или частичное замещение роговой обманки темно-коричневым мелкочешуйчатым или лейстовидным флогопитом, местами с выделением зернышек эпидота или ортита.

На контакте с вмещающими роговообманковыми гнейсами и амфиболитами и вокруг ксенолитов этих пород сами пегматитовые жилы ассимиляционно, местами очень сильно, обогащаются биотитом. Последний образует здесь крупночешуйчатые агрегаты, а дальше от контактов (внутри жил) — толсто- и тонкопластинчатые кристаллы и сростки кристаллов размером часто до $12 \times 5 \times 2$ см. Как отмечалось Ю.Ю. Юрком в 1956 г. и другими исследователями, при сложном и изменчивом распределении слюд в блоковой и зональной структуре пегматитов наблюдается следующая явная тенденция: с удалением от роговообманковых тел количество биотита в пегматитах снижается, а роль мусковита возрастает.

Полевые наблюдения показывают, что кристаллы биотита и мусковита из пегматитов совершенно однотипны по форме и размерам и явно связаны между собой постепенными переходами, свидетельствующими о метасоматическом замещении биотита мусковитом, т.е. о развитии мусковитовых псевдоморфоз по монокристаллам и кристаллическим агрегатам биотита. Под бинокляром и микроскопом видны неправильные остаточные пятнышки и клиновидные участки коричневого биотита среди бесцветного

или бледно-зеленоватого мусковита. Во многих случаях удается наблюдать почти полные псевдоморфозы мусковита по биотиту.

Таким образом, за счет материала роговой обманки в процессе пегматитообразования происходит следующее: 1) формирование флогопита — обычно во внешних контактных зонах пегматитов и на местах метасоматически переработанных, но не ассимилированных амфиболитовых ксенолитов; 2) развитие первичного биотита в результате ассимиляции пегматитовым расплавом-раствором "роговообманкового материала" или же вследствие перекристаллизации раннего (образовавшегося за счет амфибола) флогопита с метасоматическим изоморфным (по типу $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$) замещением в нем части двухвалентных катионов на трехвалентные; 3) преобразование (на последующих стадиях формирования пегматитовых тел) биотита в мусковит, когда продолжалось и резко усилилось замещение $2Al(OH)_3 \rightarrow 3(Mg, Fe)(OH)_2$, в связи со снижением температуры, повышением роли Na-щелочей и общим уменьшением щелочности растворов, увеличением количества и химической активности Al.

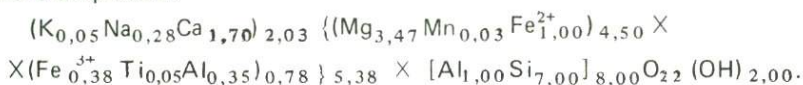
Полученные Г.В. Тушиной дифрактограммы показали, что все исследованные нами три слюды относятся к одному и тому же полиморфному типу $2M_1$.

Очевидно, что амфиболы были геохимическим стимулятором и исходным материалом для слюдообразования в пегматитах, которые приобрели в связи с этим черты явной гибридации.

Состав подвергшейся ослюденению синевато-зеленой роговой обманки ($Ng = 1,668$; $Np = 1,652$; $2V = 76^\circ$) из амфиболитов (%):

$SiO_2 - 48,46$; $TiO_2 - 0,47$; $Al_2O_3 - 7,92$; $Fe_2O_3 - 3,53$; $FeO - 8,40$; $MnO - 0,20$; $MgO - 15,85$; $CaO - 11,97$; $Na_2O - 0,97$; $K_2O - 0,27$; $P_2O_5 - 0,09$; $SO_3 - 0,10$; п.п.п. — 2,11; $H_2O - 0,06$; сумма — 100,40.

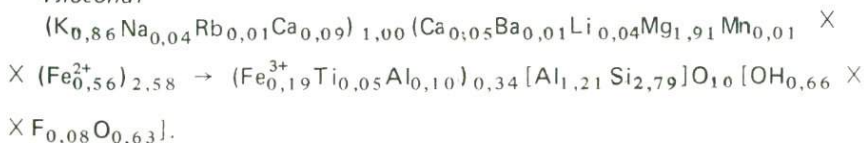
Рассчитанная нами [25, 33] на 23 кислорода структурная формула этого амфибола:



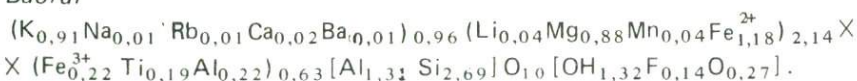
Она показывает, что амфибол близок к актинолитовой роговой обманке. Химический состав слюд приведен в табл. 5.

Структурные формулы слюд рассчитаны нами по 11 кислородам (вначале на "сухое" вещество с последующим определением количества и состава летучих по установленному уже коэффициенту-делителю).

Флогопит



Биотит



Мусковит

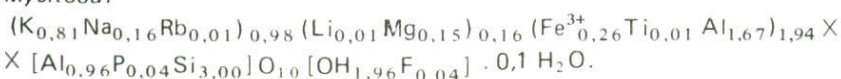


Таблица 5

Химический состав (мас.%) и оптические свойства слюд и пегматитов Елисеевского поля (Приазовье)

Компонент	Флогопит, обр. С-1/67	Биотит, обр. С-2/67	Мусковит, обр. С-3/67	Компонент	Флогопит, обр. С-1/67	Биотит, обр. С-2/67	Мусковит, обр. С-3/67
SiO ₂	39,00	35,31	44,49	Na ₂ O	0,24	0,04	1,18
TiO ₂	0,91	3,38	0,16	K ₂ O	9,48	9,39	9,35
P ₂ O ₅	—	0,10	0,73	Rb ₂ O	0,14	0,18	0,16
Nb ₂ O ₅	0,06	0,027	0,003	Cs ₂ O	0,04	0,03	0,025
Ta ₂ O ₅	0,02	0,005	0,002	H ₂ O ⁺	1,36	2,61	4,80
Al ₂ O ₃	15,57	17,15	32,84	F	0,38	0,59	0,21
Fe ₂ O ₃	3,54	3,83	4,84	Cl	—	—	—
TR ₂ O ₃	Сл.	—	—	CO ₂	—	—	—
FeO	9,40	18,58	—	Сумма	100,062	100,482	100,296
MnO	0,12	0,60	0,07	—O=F ₂	0,16	0,25	0,08
MgO	17,57	7,75	1,41	Сумма	99,902	100,232	100,216
CaO	1,80	0,46	—	—H ₂ O	0,75	0,96	—
SrO	0,012	0,01	0,006	Nm	1,629 ±	1,651 ±	1,599 ±
BaO	0,26	0,32	—		± 0,002	± 0,002	± 0,001
Li ₂ O	0,16	0,12	0,02	2V ^o	—6°	0°	—42°
				Анали- тики	Н.Н. Ко- роткова	В.М. Швец	Т.Н. Пав- лова

Экзоконтактные флогопиты (обр. С-1/67), образовавшиеся в пневмагидротермальных условиях щелочного (калиевого) метасоматоза, характеризуются (как и во многих генетически однотипных с ними месторождениях Сибири и Урала) резким преобладанием Mg над Fe²⁺ и очень небольшим содержанием R³⁺ в октаэдрах. Обращает на себя внимание значительный дефицит ОН-групп и галоидов (F, Cl), места которых в структуре замещает эквивалентно кислород, т.е. флогопит этой генерации на Елисеевском поле близок к "оксифлогопитам". Дефицит летучих и значительное количество кальция, по-видимому, унаследованы им от состава исходного амфибола.

Ассимиляционная переработка в пегматитовом расплаве—растворе амфиболового материала вмещающих пород, а также дальнейшее метасоматическое преобразование экзоконтактных флогопитов привели к явному сдвигу их состава в сторону биотита (обр. С-2/67) — в нем почти вдвое возросло количество R_{V1}³⁺, а среди двухвалентных катионов (в противоположность флогопиту) Fe²⁺ преобладает над Mg, содержание ОН-групп и F сильно увеличилось и приблизилось к норме.

В мусковите (обр. С-3/67) количество R²⁺ незначительно. По своему составу минерал является фосфористой разновидностью гидроксил—мусковит — он содержит значительное количество P₂O₅, фосфор, при полном отсутствии кальция (т.е. нет примеси апатита, который, как и вторичные фосфаты типа вивианита или вавеллита, не обнаружен и микроскопически) входит, очевидно, в состав слюды, частично замещая в тетраэдрах кремний: AlO₄ + PO₄ → 2SiO₄.

ФЛОГОПИТЫ АЛДАНА, СЛЮДЯНКИ И МАДАГАСКАРА

Флогопитовые месторождения Алдана подчинены тому же продуктивному комплексу федоровской свиты иенгрской серии архея, в котором расположены и магнетитовые и людвиговитовые месторождения.

Для выявления условий образования флогопитовых месторождений большое значение имеют строгая приуроченность их к определенному стратиграфическому уровню и постоянный парагенезис с магнезиальными и скаполит-плагиоклазовыми метаосадочными породами — доломитами, скаполит-диопсидовыми и ангидритсодержащими пироксен-амфибол-скаполитовыми сланцами и диопсидовыми кальцифирами и др. Все эти породы местами сильно тектонически раздроблены, мигматизированы и нередко инъецированы значительными пегматоидными телами и гранитными апофизами. Это, конечно, привело к приконтактному скарнированию, т.е. к появлению "аллоскарнов" (по терминологии шведских геологов), участки которых нередко деформированы и смещены относительно друг друга.

Как отмечал С.П. Мурзаев в 1974 г., все эти скарны имеют как бы общую "рубашку", сложенную внешними биминеральными зонами, т.е. различные по форме скарновые тела сингенетичны и являются частями единого морфологически сложного тела. Однако среди этих скарнированных флогопитоносных и магнетито-флогопитовых участков, зон и полей много "внеконтактных" скарнов, т.е. имеются также и "автоскарны", связанные с метаморфогенной или смешанной инъекционно-метаморфогенной перекристаллизацией исходных карбонатных и соленосных и метасоленосных богатых летучими пород, независимо от воздействия гранитоидов.

Судя по геологической обстановке и минерально-петрографическому характеру продуктивных толщ, такие скарны на Алдане (как и в архее Швеции) тоже были развиты. В дальнейшем они подверглись повторным магматическим внедрениям и неоднократной (в том числе собирательной) перекристаллизации и местным метасоматическим перемещениям, что привело к вещественно-текстурной унификации их различных генетических типов.

Во всяком случае, флогопитоносные диопсидовые породы Алдана и Слюдянки на наиболее крупных месторождениях представлены мощными пластовыми телами и гнездами, а также согласными и секущими (в частности, лестничными) флогопитоносными жилами. Однако в отличие от алданского типа среди слюдянских месторождений согласные гнездово-линзовидные залежи крупнолистового флогопита играют подчиненную роль, но широко развиты и представляют главную промышленную ценность "секущие флогопитоносные жилы лестничного типа", изученные П.В. Калининым, Б.М. Роненсоном, В.М. Ройзенманом, В.П. Васильевым, В.Н. Вишняковым, Л.З. Резницким, Е.И. Воробевым, В.А. Утенковым и многими другими. Минеральный состав их вполне сходен с алданскими месторождениями, а изотопные исследования сульфатной серы, повсеместно распространенной в кальцитах, апатитах, скаполитах, во вмещающих флогопитовые жилы мраморах, показали ее осадочно-эвапоритовую природу (В.И. Виноградов, 1975, 1978 гг.).

Флогопитоносные и другие магнетитсодержащие, турмалиноносные пласты с диопсидом по условиям залегания, протяженности, переслаиванию с доломитами, кварцитами и кальцифирами дали нам основание рассматривать их как метаморфические производные осадочных кремнисто (глинисто)-карбонатных пород, местами засоленных и обогащенных железом или хемогенным бором.

Наша метаэвапоритовая генетическая концепция в отношении флогопитовых месторождений Алдана, Слюдянки и других геологически сходных с ними районов является дальнейшим развитием сингенетических осадочно-хемогенных представлений [27, 40, 42, 43]. Она находит подтверждение в наличии согласных с флогопитоносными пластами и линзами диопсид-плагиоклаз-скаполитовых послынных ассоциаций, волластонит-диопсид-скаполитовых слоев, в которых скаполит (и плагиоклаз) имеют эвапоритовое происхождение.

Конечно, на стадии глубоких метаморфических преобразований древние материнские засоленные и эвапоритовые осадки подверглись не просто метаморфизму, а и широко проявившемуся метасоматозу или, вернее, автометасоматозу, развившемуся главным образом за счет летучих и вообще подвижных компонентов (в том числе щелочей, магнезия и др.) самой метаморфизируемой осадочной породы. Таким именно образом эвапоритовый процесс логически увязывается с широко развитыми на флогопитовых месторождениях Сибири, Мадагаскара и других регионов метасоматическими явлениями.

В пользу этой концепции говорят и последние данные А.А. Беуса и В.В. Герасимовского (1979 и 1983 гг.), основанные не только на анализе литературных сведений, но и на результатах собственных полевых наблюдений и свидетельствующие о том, что флогопитовая минерализация серии андройен на Мадагаскаре ассоциирует с метасоматически-измененными мономинеральными парапироксенитами, которые постепенно переходят в плагиоклазовые или скаполитовые пироксениты, не содержащие флогопита.

Аналогичное метаэвапоритовое и автометасоматическое происхождение слюдянских и алданских слюдистых гнейсов и сланцев (в том числе и "слюдитов"), а также магнетито-флогопитовых руд и флогопитовых месторождений имеет детально изученная архейская андройенская метаосадочная серия (Мадагаскар) [55]. Она состоит из согласно и многократно переслаивающихся между собой кордиеритовых (с силлиманитом), скаполитовых и алюмопироксеновых (фассаитовых) гнейсов, парапироксенитов, скаполититов, диопсид-геденебергитовых и скаполитовых или плагиоклазсодержащих кальцифиров. Некоторые пироксениты содержат (как и на Алдане) без нарушения формы пластов (т. е. сингенетичную) флогопитовую минерализацию (рассеянные чешуи, кристаллические стопки, гнезда и прослои) в парагенезисе с кальцитом, мейонитовым скаполитом или близким к анортиту плагиоклазом, иногда также с ангидритом, апатитом и флюоритом (редко), сульфидами (пирротин, молибденит, халькопирит и др.).

Что касается флогопитовых месторождений Мадагаскара, то Лакруа, сделав неоценимый вклад в познание генезиса, минералогии, литологии и петрографии осадочно-метаморфических пород (плагиоклаз-скаполитовых гнейсов, скаполититов и пироксенитов и др.), принял позицию их генетической связи с гранитной магмой, хотя и подчеркивал, что их происхождение — вопрос спорный.

При изохимическом метаморфизме метаосадочные пироксениты и диопсидовые гнейсы Мадагаскара, содержащие флогопит, являются, по утверждению Нуазе (1970 г.), производными древних обогащенных иллитом и сепиолитом мергелей и представляют собой отложения мелководно-морского типа, связанные с солончаково-озерными и лагунными фациями. В условиях метаморфизма, помимо пироксена, синхронно с ним кристаллизовался флогопит, образующий то маломощные, то крупные месторождения. Интересно, что здесь, в районе Ампандроудава, был открыт

своеобразный древний ландшафт — пласты Бовинда образуют залив, закрывающийся на севере и постепенно, по мере выпаривания бассейна, отступавший к югу; соответственно на его дне кулисообразно расположены метаморфогенные пластовые месторождения флогопита. Нуазе в 1970 г. заключает, что в этом заливе-лагуне накапливались высокоминерализованные рассолы и формировались соленосные калий- и магнийсодержащие илесто-глинистые, материнские для флогопита осадки.

Описания мадагаскарских флогопитовых месторождений [55] насыщены тщательными и разносторонними геологическими наблюдениями, микроскопическими и химическими данными. Лакруа отмечал, что на крайнем юге Мадагаскара широко развиты различные, в том числе редкие и уникальные, типы парагнейсов — чистые парапироксениты варьирующего состава, иногда со шпинелью и сапфирином, пироксен-плагиоклазовые, пироксен-скаполитовые, пироксен-плагиоклаз-скаполитовые, содержащие часто небольшие или значительные примеси шпинели, флогопита, апатита, сфена, магнетита, граната (гроссуляр-андрадитового ряда), остаточные зернышки или выделения кальцита, мелкие скопления и единичные чешуйки графита. Он подчеркивал, что эти метаосадочные породы нередко соседствуют и связаны постепенными переходами с кристаллическими известняками, а местами инъецируются гранитами.

Очень характерно для мадагаскарского архейского комплекса то обстоятельство, что эти особые парагнейсы почти всегда имеют гранобластическую структуру, только местами переходящую в крупнокристаллическую (пегматоидную); часто встречаются пойкилитические вкрастания мелких зерен главных и второстепенных минералов в диопсиде, плагиоклазе, скаполите. Парагнейсы при этом дают переходы через промежуточные смешанные составы в стратифицированные, почти мономинеральные, парапироксениты (состоящие из диопсида, диопсид-геденбергита или фассаита, иногда с примесью энстатита-гиперстена), в параплагиоклазиты (состоящие главным образом из битовнита с 85% An и даже чистого анортита, с примесью сапфирина, магнизиальной бедной железом шпинели, корунда, обычного для здешних пород пироксена, местами мелких или крупных пластинок флогопита и светлого амфибола типа эденита), в основные скаполититы с высоким содержанием мейонита, а рядом с кристаллическими известняками — в гранатиты с господствующим количеством граната и местами значительным содержанием вернерита или везувиана.

Все эти метаосадочные породы особого состава, имея мощность от одного до нескольких десятков метров, непрерывно или прерывистыми полосами тянутся среди обычных гнейсов на многие километры, часто параллельно — на расстоянии нескольких десятков или сотен метров одна от другой; изолированные их гнездообразные тела встречаются довольно редко.

Систематические наблюдения на многих флогопитовых месторождениях Мадагаскара привели Беззери и Лакруа к выводу, что наиболее благоприятными для их локализации являются чистые темно-зеленые парапироксениты, сопровождаемые пироксенитами со шпинелью, но только на участках их перехода в пироксениты полевошпатовые или вернеритовые. Наоборот, месторождений флогопита нет ни в плагиоклазитах, ни в плагиоклазовых или скаполитовых пироксенитах, вдали от чистых пироксенитов, лишенных белых минералов. Именно в этих переходных зонах пироксениты не только флогопитоносны, но наиболее часто имеют тенденцию обогащаться собирательно перекристаллизованным сфеном или ортитом, апатитом и сульфидами и приобретать пегматоидную структуру. Здесь нередко гра-

нобластический агрегат диопсида и скаполита включен в крупные зрена анортита, а пироксеновые и скаполитовые призмы в несколько сантиметров длиной срastaются между собой и т. д. При этом в породах совершенно нет никаких механических деформаций или ленточных тектур, из чего можно заключить, что явления пегматоидной кристаллизации связаны не с внешними воздействиями или с привнесом "агентов-минерализаторов", а являются аутигенными. Характер этих явлений связан с составом материнских осадков, герметизацией осадков при метаморфизме и с обилием седиментогенных летучих и легкоподвижных (реактивноспособных), в том числе щелочных, компонентов.

Особый генетический интерес представляют парапироксениты с флогопитом и местами с небольшим содержанием шпинели и скаполита. Слюда то рассеяна в породе в виде мелких чешуек в диопсиде или вокруг него, то образует небольшие гнездышки и стопки, беспорядочно распределенные между зернами пироксена, то представлена довольно крупными пластинками. Эти пироксениты часто находятся в непосредственном контакте с концентрациями промышленного флогопита. Кристаллические известняки, нередко имеющие характер кальцифиров, помимо оливингумитовых (часто серпентинизированных) и пироксеновых минералов, содержат местами рассеянные или сгустковые выделения шпинели, корунда и флогопита.

Морфологически с большой долей условности на Мадагаскаре выделяются два типа месторождений: жилы и карманы.

Первые расположены параллельно, косо или перпендикулярно простиранию пироксенитовых тел, иногда находятся в зоне контакта пироксенитов и кварц-полевошпатовых гнейсов. Длина их редко превышает несколько метров, а мощность варьирует от 30 до 150 см; иногда флогопитовая "струйка" в 2-6 см мощностью внезапно раздувается и переходит в карман (гнездо). На некоторых месторождениях трещины в различных более древних, чем флогопиты, кристаллических сланцах и известняках заполнены пластинчато-флогопитовыми "апофизами" с апатитом длиной до 25 м.

Карманы и гнезда флогопита отнюдь не являются пустотами, заполненными позже, а имеют первичное происхождение. Форма их более или менее линзовидная. Иногда они ассоциируют с жилами или соединяются между собой тонкими жилками. Флогопитовые линзы в поперечнике до 30 м и более оконтурены крупными кристаллами пироксена или флогопита, почти всегда содержат сростки кальцита, иногда имеют мелкие включения пироксенита и агрегаты скаполита. Большой генетический интерес представляют акцессории—ангидрит, апатит, флюорит, сфен, шпинель, ортит, шеелит, анортит, сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, молибденит).

Среди вмещающих пород распространены карбонатные и (обусловленные размывом древнейших кор выветривания и их переотложением с образованием баров и лагун) высокоглиноземистые с обильным или господствующим количеством шпинели и сапфира метамергелистые парапироксениты и плагиоклаз-скаполитовые метаосадочные породы, они вместе с ангидритом и магнезиальными известняками свидетельствуют о древнейшем эвапоритовом процессе, когда на последних этапах развития солеродных бассейнов в корытообразных впадинах и депрессионных ловушках шло отложение пропитанных калийными рассолами или Mg-K солями (наиболее растворимыми) известково-магнезиальных глинисто-кремнистых илов.

Хотя сам Лакруа до конца остался верен своей концепции образования

флогопитов в результате частичной пневматолитической переработки папироксенитов (с выносом калия и "агентов-минерализаторов" со стороны гранитной магмы), он настойчиво аргументировал метаосадочное происхождение вмещающих пироксенитов и сопровождающих их пород, подчеркивая, что химически и минералогически, а также по условиям залегания они явно отличаются от пироксенитов, образовавшихся при метаморфизме габброидных пород [55].

Месторождения флогопита на Южном Мадагаскаре, таким образом, только количественно отличаются от практически повсеместной там слюдяной минерализации, присущей всем описанным выше породам вмещающего метаосадочного комплекса. Очевидно, что на раннем седиментационном этапе, в архейских вытянутых водоемах (заливах, протоках), имеющих из-за затрудненной связи с открытым морем эвапоритовый режим, отлагались известковистые (загрязненные глинисто-кремнистыми и другими примесями) и известково-магнезиальные мергелистые осадки за счет все возрастающей в водоемах доли илов, в том числе каолинитовых и даже бокситовых, пропитанных карбонатными, натриево-кальциевыми и магнезиальными рассолами, в дальнейшем (при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме) давшими пироксеновые и плагиоклаз-скаполитовые породы. На более позднем этапе или на последних стадиях ряда хемогенно-осадочных циклов возросла, естественно, роль магнезиально-калиевых и калиевых рассолов, пропитывавших илы и более ранние осадки и давших особенно в депрессиях засоленных бассейнов, в ямах-карманах исходный материал для образования флогопита на конечном метаморфическом этапе.

В пользу метаэвапоритовой концепции образования флогопитовых скоплений объективно говорят многолетние исследования на Алдане многих геологов, подчеркивающих приуроченность флогопитизации к определенным стратиграфическим и литологическим горизонтам (Д.С. Коржинский, Н.В. Фролова, С.П. Механошин, А.Р. Энтин, В.А. Галюк, Б.М. Роненсон, З.И. Петрова, Л.К. Пожарицкая, Ф.Л. Филипишин и многие другие). Принципиальное значение, в частности, имеют выводы [21] о том, что возможность флогопитоносности (в том числе промышленной) заложена в самой исходной литогенетической системе, т. е. материал для (метаморфогенного и аутометасоматического. — Д.С.) образования магнезиальной слюды не был привнесен, а все компоненты были взяты из материнских осадочных пород, но с непременным участием в этом метаморфизованном уже комплексе высокомагнезиальных (метаэвапоритовых) диопсидовых сланцев, к которым геохимически и генетически очень близки и флогопитовые (тоже метаэвапоритовые) концентрации.

ПАРАГЕНЕЗИС ФЛОГОПИТА И ЛАЗУРИТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЗИИ, АФРИКИ И АМЕРИКИ

Флогопитовые месторождения Памира, Мадагаскара, Канады и других регионов представлены крупными пластово-линзовидными телами и гнездами (карманами), а также согласными с ними и секущими их флогопитоносными жилами.

На месторождениях Южного Прибайкалья (Малая Быстрая, Тултуй и др.), Памира и Афганистана, США, Приполярной Канады (Баффинова Земля и др.) с диопсид-флогопитовой ассоциацией обычно соседствует или развита автономно диопсид-лазуритовая и афганитовая — лазурит и гаюин (из группы содалита), и афганит (из группы канкринита), обособленно рассматриваемые многими исследователями как метаэвапо-

ритовые (метаосадочные) минералы (Хогарт, 1976, 1978 гг.; В.И. Виноградов и др., 1975, 1978 гг.).

Следует отметить, что флогопитовые и лазуритовые месторождения Памира приурочены к метаосадочной формации, состоящей из высокоглиноземистых (с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, корундом) сланцев и гнейсов, переслаивающихся не только с кальцитовыми и доломитовыми, но и с магнетитовыми мраморами (последние имеются и в архее Центральной Швеции), что говорит о широком развитии и большой дифференциации древнейших хомогенных осадков, а это значит, что эвапоритовый процесс был здесь длительным и широко распространенным по площади. В Афганистане в паранезисе с лазуритом в 1973–1979 гг. Кульке, Шрейером и Мойне обнаружены тальк-дистеновые "белые сланцы", характеризующие высокое давление при метаморфизме и эвапоритовые условия накопления глинисто-магнезиальных материнских осадков¹.

НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕГО АРХЕЯ

Сделанные А.Б. Роновым в 1964 г. и еще ранее, в 1943 г., Конвеем расчеты возможного относительного содержания Са, Mg, Na, К в протоокеанских водах раннего архея показали, что в них гораздо большую, чем в современном океане, роль играли ионы калия — в нижнем архее $Na/K = 2/1$, а в современном океане $Na/K = 28/1$.

Более того, в раннем архее не только соленосные воды, но и метаморфизованные породы и магматические образования (даже кимберлиты) часто обогащены калием и содержат его минералы.

Для 26 образцов кимберлитов из южной части и 17 образцов из северной части Сибирской платформы И.П. Илупиним и др. в 1984 г. были определены средние содержания Na и K. Количество Na соответственно равно 516 и 644 г/т, а K — 3770 и 12 670 г/т, т. е. отношение $K/Na = 7,3$ и 19,7. Породы типа лейцитовых базальтоидов приурочены к рифтам континентов или к трубкам взрыва. Кроме того, в кимберлитах Сибири, Западной Австралии, Южной Африки известны ксенолиты ультрабазитов с флогопитом и калиевым амфиболом, а в некоторых алмазонасных трубках Якутии имеются ксенолиты эклогита, содержащие между зернами граната и омфацита каплевидные выделения ягиита (алюмосиликата K, Na, Mg) с 5–7% K_2O . Это отмечали И.Н. Говоров и др. в 1984 г.; В.П. Костюк в 1984 г.; А.Д. Харьков и др. в 1979 г.; Ю.С. Геншафт и др. в 1984 г.

Таким образом, калиевый магматизм континентов явно увязывается с нижнекоровыми и верхнемантийными процессами, которые разными путями (эманации, гидротермы, магматические внедрения, широкое развитие кор выветривания и др.) обогащали раннеархейские океанические и континентальные бассейны калием, магнием и другими компонентами, обусловившими в дальнейшем химизм и минеральную специфику эвапоритового минерало- и породообразования.

Есть основания предполагать, что в раннем архее на Земле в обстановке калиево-базальтового вулканизма шел интенсивный вынос калия из недр нашей планеты (В.Л. Барсуков и др., 1982 г.), что обусловило высокое его содержание в древнейших водоемах и обильное формирование в дальнейшем богатых калием слюдоносных и полевошпатовых пород. Пред-

¹ Тальк-гранат-кианитовые породы, по наблюдениям Н.Г. Удовкиной, Г.Н. Муравицкой и И.П. Лалутиной в 1978 г., имеются также в древних толщах Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане.

ставим себе, что современное состояние поверхности Венеры отражает, вероятно, архейские условия на поверхности Земли. Состав характерных пород поверхности Венеры отвечает высококалийным (лейцитовым) и высокомагнезиальным щелочным базальтам Земли, подтверждая единство процесса образования древнейших, примитивных кор этих планет.

Очевидно, и во весь последующий докембрийский период воды Мирового океана, в отличие от Венеры существовавшие на Земле, в том числе неглубокие, но обширные эпиконтинентальные бассейны, лагуны, заливы были богаты калием, особенно придонные воды и донные мергелисто-глинистые илы, где шла, очевидно, генерация тонкочешуйчатых гидрослуд, превращенных впоследствии в результате диагенеза—эпигенеза и метаморфизма в слюды, образующие слои и линзы слюдитов, перемежающихся с другими породами — пироксен-амфиболовыми, железисто-магнетитовыми, гранатсодержащими графит-биотитовыми, плагиоклаз-скаполитовыми, турмалин-боратовыми, силлиманит-кордиеритовыми и др.

Многие из этих распространенных архейских пород являются метасоленосными [27, 35, 36]; они известны в древнейших толщах на разных континентах, характеризуюя своеобразные палеогеографические условия архейского калий-магнезиального и натрий-кальциевого засоления [61, 62].

С обилием и активностью К-ионов следует, очевидно, связать и широко распространенную, но на первый взгляд мало понятную серцитизацию плагиоклазов в древних магматических и метаморфических породах; на это парадоксальное для разлагающихся (Na-Ca)-минералов явление обращал внимание еще В.Н. Лодочников в 1935 г., так как сами плагиоклазы за счет своего состава широкое "калиевое ослуждение" обеспечить не могут.

Вплоть, по-видимому, до конца архея в водах материков и океана существовала отмеченная выше относительная калиевая доминанта и, как отмечал А.Б. Ронов в 1964 г., инверсия катионного состава вод океана началась только в раннем протерозое. Она в конце концов и привела к современным соотношениям, что явилось результатом постепенного обогащения вод натрием и освобождения их от избытка кальция, магния и калия.

Вообще архейское время, судя по обилию метасоленосных осадочно-метаморфических пород и рудоносных площадей, было, по нашему убеждению, периодом глобальной эвапоритизации; конец же архея и начало протерозоя характеризуются, в частности Е.В. Павловским в 1962 г., наиболее интенсивным развитием гранитизации, мигматизации и метаморфизма.

Хронологически и материально эвапоритизация и гранитизация согласно увязываются между собой, так как мелководные эпиконтинентальные моря, усиленное испарение и вообще эвапоритовый режим и благоприятные для него палеогеографические условия в значительной степени обеспечивали щелочами и летучими компонентами палингенное (при пониженной от присутствия природных флюсов температуре) образование гранитоидов с обособлением кварц-полевошпатовых эвтектик за счет плавления продуктов гумидного выветривания первозданных андезито-базальтов в архейское время.

Во всяком случае, кроме приведенного выше, другого более удовлетворительного и убедительного ответа на вопрос: "Почему именно конец архея был временем наиболее интенсивного развития гранитов в истории Земли?" — мы пока не имеем. Бесспорным, однако, является глубокий прогрев всей этой пропитанной щелочами и галогенами осадочной толщи в условиях палингенеза, когда решающим механизмом гранитообразования были грандиозные по масштабам палингенные расплавы и эвтектические

выплавки из накопившихся к концу архея мощных толщ осадков. При этом шел глобальный процесс очищения (через биогенно-гипергенно-осадочную стадию) исходного первозданно-корового андезит-базальтового материала, что в итоге привело к обогащению прибрежных зон Мирового океана, эпиконтинентальных морей и других эвапоритовых водоемов, с одной стороны, кремнисто-железистыми осадками типа магнетито-пироксеновых руд, джеспилитов и тонкополосчатых железистых кварцитов, а с другой — к образованию, начиная с архея, мощных толщ карбонатных (известняковых и доломитовых, иногда магнезитовых) пород.

Уже в раннем архее (3,6–3,8 млрд. лет), например в иенгской свите на Алдане, имеются мощные, повторяющиеся на разных горизонтах пласты доломитовых мраморов и кальцифиров, диопсид-амфибол-магнетитовых, пироксен-биотит-турмалиновых и др. пород. Это говорит о том, что содержащий Са и Mg (добавим — калия и бора), растворенных в гидросфере, было, по мнению А.Б. Ронова (1964 г.) и А.А. Крынина (1960 г.) в несколько раз выше, чем в современном океане.

Железистые формации таких древнейших (около 3,7–3,5 млрд. лет) толщ, как Готхоб (Гренландия), Фиг Три (Южная Африка) содержат в своем составе сидерит и Mg-Са карбонаты, а также мощные и протяженные графитовые (углеродисто-углистые) пачки и прерывистые прослойки. Местами в этих карбонатных толщах, как и в Южной Якутии, находят прослойки или вкрапленность ангидрита.

Однако с мощным архейским карбонатообразованием связана проблема количества и источников CO_2 . А.Б. Ронов (1978 г.) считает, что в далеком прошлом удаление и связывание углекислоты происходило под действием процессов карбонатакопления и фотосинтетической фиксации углерода зелеными растениями. При этом он формулирует "основной закон карбонатакопления" — количество карбонатных осадков прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади внутриматериковых морей. В результате увеличения парциального давления CO_2 на суше во время интенсивной вулканической деятельности более активно шло выветривание, а в морских водах растворялось больше карбонатов. Благодаря функционированию растительности количество CO_2 приходило к прежней норме. В результате этих процессов в осадки уходило значительно большее количество Mg-Са карбонатов, чем в эпохи вулканического покоя.

Как отмечено выше, образование доломитовых и известняковых (а также сидеритовых) осадков началось, очевидно, не в нижнем протерозое, а в нижнем архее.

А.П. Виноградов в работах 1959, 1962, 1964 гг. настойчиво защищал идею образования атмосферы и гидросферы в результате длительной дегазации мантии, которая, по его мнению, была первоисточником воды и углекислоты. Однако "модель Венеры", выявленная советскими космическими исследованиями, показывает, что углекислота могла изначально находиться и в составе протоатмосферы Земли в повышенном и достаточном для карбонатообразования (в послеконденсационный период) количестве, а вулканическая деятельность в значительной мере регенерировала ее из осадочных и метаосадочных пород, которые, начиная с нижнего архея, содержали в себе углеродистые и карбонатные слои, линзы и вкрапления.

Примечательно, что сделанные выше выводы относятся не только к алданскому раннему архею, но и к катархейским толщам Украины и ряда областей Африки, Америки и Австралии. В частности, в Приазовье (вплоть до Побужья) геолого-петрографический разрез древнейших метаосадочных отложений (около 3,5 млрд. лет) хорошо сопоставляется с алданским.

Здесь ясно стратиграфически и фашиально выделяются биотитовые и графитовые плагиогнейсы с сульфидами железа, местами переходящие в графитовые руды или в алмандиновые и турмалиновые слюдиты, а с возрастанием в них роли пироксена — в графит-биотитовые парапироксениты, переславляющиеся с силикатными известняками и доломитами [37]. Еще более схожи эти отдаленные друг от друга регионы (Южная Якутия и Украина) развитием в нижних частях их архейских комплексов железных руд — силикатно-магнетитовых, кварц-магнетитовых или высокожелезистых, но бескварцевых и безмагнетитовых — эвлизитов. Последние известны в Приазовье, КМА, на Кольском полуострове и состоят из фаялитсодержащих гранат-геденбергит-ферросилитовых (88% FeSiO_3) сланцев.

Такие руды свидетельствуют об обилии простейшего растительного и животного биоса, концентрировавшего и восстанавливавшего железо в прибрежных и мелководно-континентальных эвапоритовых водоемах. Об этом говорят не только пластово-линзовидные железорудные и местами родохрозитовые концентрации, но и мощные и протяженные пачки карбонатных пород и плагиоклаз-биотитовых сланцев и слюдитов. В Южной Якутии они сопровождаются линзовидно-пластовыми отложениями людвигита и других боратов, а также широким развитием плагиоклаз-скаполитовых пород. В Приазовье из-за слабой герметизации при метаморфизме скаполита относительно мало, но метаэвапоритовые плагиоклазовые сланцы разного минерального состава занимают обширные площади. Среди них расположены неправильные по форме залежи "ультраметаморфических" гранитов, а также массивы и жилы щелочных пород. Характерна также наложенная микроклинизация, связанная частично с эвапоритовым процессом, а частично — с биогенным накоплением калия в ранних корях выветривания (метаболизм растений) на базальтоидном субстрате. Гипергенные коры в раннем архее Украины (как и в Южной Якутии) были широко развиты, о чем говорят выдержанные и мощные горизонты метакаолинит-бокситовых силлиманит-кордиеритовых и силлиманит-корнудовых гнейсов и сланцев в верхних частях раннеархейского метаморфического комплекса.

Широкое развитие в раннем архее на всех континентах плагиоклазовых и плагиоклаз-скаполитовых сланцев и гнейсов, а также биотитовых слюдитов и флогопитовых месторождений, палингенных гранитов, процессов наложенной микроклинизации при обилии высокожелезистых, высокоглиноземистых (нередко и высокомарганцевых) отложений, графитовых сланцев и гнейсов, известково-доломитовых и магнетитовых карбонатных толщ говорит о почти повсеместном распространении в катархее (около 4 млрд. лет назад) эвапоритового режима и обычно приуроченных к 3,5—3,8-миллиарднему рубежу процессов кислородного выветривания базальтоидного верхнемантийного субстрата с высокой и даже решающей геохимической ролью биоса.

Все эти выводы детализируют и конкретизируют фашиально-палеогеографические представления Н.В. Фроловой (1956, 1962 гг.) о мелководных эпиконтинентальных бассейнах в архее Восточной Сибири, Л.И. Салопа о безбрежном (мелководном. — Д.С.) океаническом бассейне (панталассе) [23, 24] и А.И. Тугаринова (1963 г.) о продуктивно-осадочной основе рудных формаций на докембрийских и самых ранних стадиях геологической истории Земли.

Мы должны настоятельно добавить, что на самой ранней стадии развития континентальной земной коры эти морские и мелководные океанические бассейны были, очевидно, очень сильно минерализованы, засолены, т. е. по своему составу и свойствам они приближались к рассолам. Относительное

их опреснение происходило потом длительно, пульсационно и неравномерно в основном в течение всего нижнего архея. При этом за счет таких "первозданных" рассолов шло осаждение карбонатов, хемогенно-метаморфическое образование мощных толщ плагиоклазовых и скаполитовых гнейсов и сланцев, слюдоносных пород и месторождений, сульфатно-хлоридных соляных комплексов и т. д. Вместе с этим шло воздымание континентов и углубление океанических впадин, заполнение их поступающими в процессе дегазации мантии и конденсации паров и газов протоатмосферы Земли паро-водными массами. В таких условиях сильно возросло количество океанических вод, но одновременно резко снизилась их соленость и изменилось содержание в них растворенных солевых компонентов и количественные их соотношения.

Следует отметить, что самые древние континентальные участки (3,6–3,8 млрд. лет) изучались в 1976–1977 гг. на юго-западе Гренландии Аллартом, Мурбахом, Баадспардом, Ламбертом, Крупичкой. Полученные там данные позволили этим авторам сделать выводы о том, что обособление древнейших гнейсов от материнского верхнемантийного субстрата произошло 3,6–3,7 млрд. лет назад и процесс этот длился около 100 млн. лет, а потом сиалическая земная кора эволюционировала, вступив вместе с океанической корою и водными массами на материках и в океанах в свою длительную, сложную, не вполне еще разгаданную и изученную геологическую историю.

Надо отметить, что в настоящее время планетологическими исследованиями геологическая история нашей планеты отодвинута не менее чем на 1 млрд. лет, т. е. ее "начало" датируется 4,6 млрд. лет, а геологически пассивный период — 4,6–3,6 млрд. лет, учитывая синхронность древнейших процессов на Земле и на Луне (и малых планетах), отводится магматической дифференциации во внешних, а не во внутренних оболочках Земли, когда происходил их разогрев с местным плавлением и формировалась протокора, подвергшаяся потом метаморфизму (Тейлор, Якеш, 1975 г.; Токсез, Джонстон, 1975 г.; Тарни, Паняк, 1983 г.). Наиболее вероятно, что это было время образования анортозитов, габбро-норитов, чарнокитов, гранулитов, а на границе 3,6-миллиардного рубежа и позже шло, по нашим данным, в частности, формирование плагиогнейсов, плагиоскаполитовых и скаполитовых пород и руд (на базе Na-Ca засоления), также турмалинборатовых и биотит-флогопитовых толщ и концентраций — на базе борного и K-Mg засоления.

ДРЕВНИЕ СЕДИМЕНТОГЕННЫЕ АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ И АПАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

АПАТИТОВЫЕ РУДЫ ШВЕЦИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В Центральной Швеции докембрийские апатитовые железные руды распространены в виде линзовидных, жиллообразных и неправильной формы тел. Только в трех промышленных районах — Гренгесберг, Блотбергет и Идкербергет сосредоточено около 40% всех рудных запасов этой области со средним содержанием железа 57% (от 45% до 63%). Количество же апатита в рудах варьирует от 2 до 5%, в Гренгесберге достигает 9%, в Норберге — в среднем около 5%. Апатит сингенетичен рудным минералам, все они являются первичными и сопровождаются кварцем и равномерно распределенными автоскарновыми минералами — актинолитом, слюдами, гранатом и эпидотом, а местами (особенно в Блотбергете) богатыми магниезией антофиллитом, тремолитом и кордиеритом.

Апатит расположен струйками или прерывистыми полосками параллельно границам рудных тел, а сами рудные тела то согласны с вмещающими лептитам¹, то образуют секущие их анатектические рудные инъекции, а то и сами рассекаются более поздними пегматитами и дацит-андезитовыми дайками [56].

В Норберге (Тальгрювен и другие месторождения) апатит-магнетитовые руды связаны постепенными переходами с доломитами и сопровождаются высокомагнезиальными ("автоскарновыми") силикатами — хондродитом, клиногумитом, оливином, серпентином, а также боратами — лювигитом, ашаритом, флюоборитом, т. е. здесь, как и на Алдане, широко представлена ассоциация хемогенных и биогенных элементов (магний, бор, фосфор, фтор), характеризующая древнейшие эвапоритовые прибрежно-морские лагунные бассейны.

Подобный же высокомагнезиальный парагенезис магнетита с лювигитом, представленный минералами группы гумита, оливином, серпентином, амфиболизированными пироксенами, магнезиально-железистыми слюдами и др., был описан Гейджером в районе Фалуна еще в 1926 и 1939 гг. Однако здесь в рудно-метаморфической серии большую роль играют и связанные, очевидно, с бактериальной сульфатредукцией медно-колчеданные месторождения, а в соседствующих с доломитами железо-марганцевых рудах Лонгбана, в той же архейской зоне Центральной Швеции, имеется не только много закисно-окисных и закисно-силикатных минералов марганца, но встречен также марганцевый борат — пинаколит и другие рассеянные в лептитовой толще бораты. Все они являются осадочно-метаморфическими образованиями, частично, может быть, регенерированными эксгальционнно-осадочными, но отнюдь не первичномагматическими [56].

В этих же метаморфизованных флишоидных породах имеется значительное количество неравномерно рассеянных ортита, церита, бастнезита, уранинита, которые в районе Бастнез и Хёгфорс, по наблюдениям Ландергрена в 1948 г. и Гейджера в 1963 г., приурочены к типичным метаосадочным тонкопосластчатым рудам с многократным чередованием кварцевых, магнетитовых и кальцит-бастнезит-ортитовых слоев.

¹ Кварцитовидные высокоглиноземистые и гранат-биотит-графитовые сланцы и гнейсы, сильно и неоднократно инъецированные вулканитами.

Знаменитые нижнепалеозойские апатит-магнетитовые месторождения Кирунаваара (Кируна) и Люоссаваара в Шведской Лапландии содержат до 10% апатита, а Нокутусваара — даже до 20%. Рассматривая ранее проблему генезиса месторождений типа Кируна [31, 33], мы пришли к выводу о правомочности заключений Ландергрена (1945—1949 гг.) и еще более ранних — М.А. Усова (1931 г.) об их осадочно-палингеном происхождении. Последний справедливо отмечал, что рудная магма Кируны, вероятно, является результатом дифференциации — ассимиляции за счет поглощения на глубине первичных осадочных руд. В пользу этой точки зрения говорит и то обстоятельство, что в апатит-магнетитовых рудах Кируны, как отмечал еще в 1914 г. Мушер, встречаются очень тупые ромбоздры так называемого “магматического” кальцита, который А.К. Болдырев в 1930 г. обоснованно рассматривал как реликт после ассимиляции кислой магмой карбонатных и щелочных пород, подобно тому, как это имело место при образовании апатит-магнетитовых руд Лебяжинского месторождения на Урале.

Следует также отметить, что несмотря на то что еще в 1898 г. уже были сформулированы Бэкстромом вулканогенная и Хегбомом магматогенная генетические концепции, позже на основании полевых наблюдений — согласное с вмещающими толщами залегание, пластообразная форма рудной залежи, содержащей в своей подошве обломки подстилающих пород, а в кровле — обломки магнетитовой руды, месторождения Кирунаваара—Люоссаваара были отнесены к метаморфизованным осадочным [50].

Ландергрэн в 1948—1949 гг. в качестве ключа к решению генетической проблемы Кируны использовал характер концентрации и распределения главных и второстепенных рудных компонентов, а также летучих в апатит-магнетитовых рудах Швеции. Он обоснованно считал маловероятным, чтобы эндогенный процесс приводил к одновременному обогащению железом, ванадием, фосфором и фтором, причем почти с одинаковым коэффициентом обогащения по отношению к среднему составу изверженных пород. Он утверждает, что если образование апатитовых железных руд синхронизировать с орогеническими циклами и рассматривать их в общем развитии литосферы как самостоятельное звено, то следует при этом учитывать и экзогенные явления. При этом будет ясно, что каждый орогенический цикл отражает взаимодействие между экзогенными и эндогенными, т.е. элементоотделяющими и гомогенизирующими процессами. Процесс концентрации рудного вещества естественно отнести к фазе экзогенного развития. Становится понятным, что экзогенное железо и сопровождающие его летучие вещества (P, F, CO₂) в последующей эндогенной фазе развития могут выступать как “богатая минерализаторами остаточная магма” с сопровождающими ее внедрение метасоматическими и пневматолитическими реакциями.

А.Е. Ферсман в 1939 г. не раз подчеркивал геологическое и генетическое сходство месторождений апатитов в Хибинах и апатит-магнетитовых руд в Кируне, но происхождение и тех и других он отнесил к первично-магматическим, подобно Фогту (1926, 1927 гг.), который считал, что накопление апатита происходило в продуктах гравитационной глубинной магматической протокристаллизации вместе с железорудными минералами и Mg-Ca силикатами, а при последующем переплавлении этих продуктов в условиях тектонических импульсов генерировались повторные интрузии апатит-магнетитовых масс.

Мы уже неоднократно связывали происхождение не только апатит-магнетитовых руд Кируны, но и апатитовых месторождений Хибин с гипергенным и биогенным первичным накоплением фосфора и железа и последующими

процессами палингенеза и ассимиляции [31, 33]. При этом мы вполне разделяли скептическое отношение С. Тугута, высказанное в 1954 г., к возможности накопления в Хибинах исключительно путем магматической сегрегации столь громадного количества фосфора. Этот польский исследователь видел источник фосфора в остатках многочисленной и разнообразной арктической фауны, которая большими массами гибла в докаледонскую эпоху от проникновения в арктический бассейн с юга теплых вод. Он считал, что неоднократно возобновлявшиеся извержения щелочной магмы способствовали поглощению древних осадочных пород вместе с остатками морской фауны. Он также предполагал, что, судя по легкоподвижности и способности ийолит-уртитовой магмы проникать по тончайшим трещинкам горных пород, ее температура была достаточно высокой, для того чтобы избыточный фосфором и кальцием материал был соответственно переработан и преобразован.

Мы полагаем, что не просто "извержения щелочной магмы" играли здесь роль, но сама щелочная (нефелин-сиенитовая, ийолит-уртитовая и др.) магма была палингенной или ее формирование было прямым результатом ассимиляции крупными интрузивными или палингенными массами гранитоидов карбонатных и сильно щелочных (натриевых) осадочных эвапоритовых пород.

Наша концепция согласуется с основанным на известной гипотезе Дейли (1910 г.) предположением В.И. Влодавца (1933 г.) о происхождении щелочных пород Хибин и Ловозера в результате ассимиляции гранитной магмой известняков и доломитов. Отметим, что с карбонатными толщами во многих районах мира часто сочетаются и громадные фосфатоносные осадочные отложения (Флорида, Алжир, Тунис, Каратау и др.), по размерам и запасам близкие к хибинским месторождениям. С другой стороны, карбонатные (особенно доломитовые с магнезитом и ранним флюоритом) осадки практически всегда представляют собой начальные этапы эвапоритового цикла. Если этот цикл по геолого-палеогеографическим условиям развивается до конца, то последующими этапами эвапоритового процесса является сульфатообразование и выпадение хлор-натриевых и других, еще более растворимых солей (в том числе калиевых, магниевых, борных и др.).

Кроме того, следует подчеркнуть, что ассимиляционная теория генезиса щелочных пород по настоящее время никем не опровергнута и имеет широкое признание среди геологов, хотя была и остается предметом критики и скептического рассмотрения со стороны экспериментаторов, начиная с Боуэна (1922 г.). Однако далеко не все природные обстановки и условия учитываются и воспроизводятся экспериментально, и было бы ошибкой игнорировать полевые геологические наблюдения и научные построения Шенда в 1945 г., Кейса в 1942 г., Бейли в 1961 г., Д.П. Сердюченко и др. в 1960, 1967 гг., подтверждающие гипотезу Дейли.

Попытки подорвать доверие к этой гипотезе и к факту многочисленных ассоциаций щелочных и карбонатных пород ссылкой на то, что некоторые из последних представляют собой карбонатиты, следует признать необоснованными и неубедительными, так как "границы" между известняками (доломитами) и карбонатитами не всегда ясны и часто спорны, а нередко карбонатиты ("карбонатитоподобные породы". — Д.С.) являются динамотермально мобилизованными и перемещенными в пластическом или расплавленном состоянии осадочные карбонатные пласты [40, 43].

Большое значение для выяснения генезиса щелочных пород имеют богатые натрием пегматиты в Гренландии (Илимаусак) и на Кольском полуострове (Ловозеро, Хибины), обычно сильно измененные в своих поверхностных выходах. Однако в Ловозерском массиве (гора Карнасурт) недавно об-

наружены новые тела пегматитов, расположенные вне зоны гипергенеза в глубинных частях массива агпаитовых нефелин-содалитовых сиенитов [7]. Эти пегматиты содержат около 40 натриевых, и в том числе богатых натрием, силикатов, а также натриевые фосфат (беловит) и карбонат (сода). Галоиды (NaCl и NaF) образуют в них шлировидные обособления и мелкие прозрачные кристаллы и их сростки. Ультранатриевые пегматиты сопровождаются уссингитовыми и натролитовыми гидротермалитами. Учитывая все это, мы полагаем, что нижнепалеозойские щелочные породы и апатитовые руды Кольского полуострова унаследовали свой состав и уникальные петролого-геохимические особенности от подвергшихся глубинному переплавлению и дифференциации древних (может быть докембрийских) фосфатносных, богатых растворимыми солями, сульфатами и карбонатами осадочных толщ, накопившихся в полузамкнутых эвапоритовых водоемах.

Дополнительно отметим, что указанные выше ультращелочные пегматоиды слагаются минералами с предельно высокими концентрациями Na, K, летучих и редких элементов, в том числе воднорастворимыми хлоридами, карбонатами, фосфатами и силикатами натрия, что свидетельствует о формировании редкометальных и апатитовых месторождений на Кольском полуострове в особых условиях, при участии пересыщенных щелочами, летучими и редкими элементами силикатно-солевых жидкостей (А.П. Хомяков, 1978 г.).

В связи с этим важно отметить, что в результате исследований кольских и других апатитовых месторождений Д.А. Минеев пришел к обоснованному выводу о том, что апатит является одним из наиболее существенных носителей и концентраторов редкоземельных элементов в верхней литосфере.

Апатит-магнетитовые руды также представляют собой важный источник редких земель, связанных с апатитами. В месторождениях этого типа апатиты (сравнительно с кольскими апатитовыми месторождениями, содержащими $1,0 \pm 0,5\%$ TR_2O_3) часто содержат повышенное количество редких земель (1,5–1,8%), причем их состав близок к кларковому и характеризуется селективным цериевым спектром — на долю лантана и церия приходится обычно 68–75% от суммы лантаноидов (В.В. Герасимовский, Д.А. Минеев, 1981 г.). При этом все исследованные апатиты из Бафкского района в Центральном Иране, Лебяжинского месторождения на Урале, Кирунаваара (Кируна) в Швеции, Холзунского апатит-магнетитового месторождения на Алтае отличаются весьма низким содержанием стронция (0,01–0,1%) по сравнению с апатитами из щелочных пород и карбонатитов.

Попытки произвести палеогеографический и литолого-седиментологический анализ докембрийских толщ, окружающих или примыкающих к областям развития щелочных и ультращелочных пород Кольского полуострова, дают подтверждение нашей "эвапоритовой концепции". В частности, в кольском докембрии имелись местами карбонатные и мергелистые породы, считавшиеся А.Е. Ферсманом (1931 г.) наиболее удобными и естественными путями продвижения нижнепалеозойских гранитоидов, ассимилировавших эти карбонаты. Широкое распространение докембрийских (метаморфизованных) кор выветривания и высокоглиноземистых и углеродисто-титанистых продуктов их накопления говорит о теплом или жарком климате и существовании замкнутых или полузамкнутых водоемов, благоприятных для эвапоритового процесса и накопления железистых, карбонатных, сульфатных и соленосных осадков.

АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ АЛТАЯ, ФРГ И ИНДИИ

Теперь мы хотим указать на сходные с северошведскими по возрасту, составу и условиям образования среднедевонские апатит-магнетитовые руды Алтая, описанные Э.Г. Кассандровым в 1972 г., В.И. Ивановым в 1973 г., И.А. Калугиным в 1976 г. Протяженность отдельных рудных участков с рудоносными горизонтами железных и марганцевых руд превышает 40 км при ширине около 6 км.

Апатит-магнетитовые (P_2O_5 от 24 до 33%) или магнетитовые малофосфористые, редко сильно кремнистые гематитовые или магнетит-гематитовые руды Маркакульского, Холзунского и других месторождений состоят из пластообразных и линзовидных тел, согласно залегающих и дающих постепенные переходы во вмещающие пелитоморфные известняки, доломиты и кремнистые сланцы, местами обогащенные марганцем и фосфором (P_2O_5 от 1,3 до 11,7%). Во всей продуктивной толще обнаруживаются ясные следы сохранившейся первичноосадочной полосчатости и слоистости (горизонтальной, волнистой, косой), а сами метаморфизованные породы и руды по минеральным ассоциациям и структуре соответствуют глубокому эпигенезу, а иногда фации зеленых сланцев. В результате динамотермальных и контактно-метаморфических преобразований под влиянием обильных и разнообразных по составу более поздних вулканических излияний в зоне оклорудного глубинного разлома на них местами наложились метаморфогенные текстуры — сланцеватая, плейчатая, будинажная, пятнистая и др.

Типичные апатит-магнетитовые руды — то массивные (50–80% магнетита и 3–20% апатита), то полосчатые (до 60–90% апатита в полосках) — содержат примесь ортита, кварца, биотита, хлорита, карбонатов, актинолита. С приближением к гораздо более позднему Калбинскому гранитному массиву появляются амфиболы и пироксены, гранат, эпидот; зерна апатита и магнетита укрупняются и становятся более эвгедральными.

Очевидно, что первичные руды, судя по условиям залегания и химико-минералогическому составу, являлись прибрежно-морскими отложениями в отшнурованном бассейне, где на разной глубине с варьирующими окислительно-восстановительными условиями формировались: а) в центральной части бассейна, вблизи известняков и доломитов, высокофосфористые магнетитовые руды, генетически связанные с одновременным накоплением в первичном осадке фосфатных и железистых соединений; они ассоциируют с марганценосными и фосфористыми кремнистыми сланцами, местами содержащими остатки железистых карбонатов и хлоритов и мелкие конкреции первичноосадочного фосфата типа подолита; б) в прибрежной кислородной зоне, среди песчано-галечникового и смешанного осадочно-туфогенного материала — гематитовые и магнетит-гематитовые руды. Апатит-магнетитовые руды явно образовались за счет железистых карбонатов, хлоритов и биогенно-осадочных фосфатов, о чем говорят их минеральные реликты и химический состав самих руд с относительно высокими содержаниями фосфора (и редких земель в апатите), марганца и ванадия (в магнетите), что характерно для древних и молодых типично осадочных оолитовых железняков.

Апатит-магнетитовые руды Алтая отчетливо отличаются по минеральному составу, низкому содержанию титана, отсутствию экссолюционных выделений ильменита и шпинели в магнетите и набору редких элементов от эндогенных силикатно-магнетитовых руд, образуя особый (метаосадочный) литофациальный тип, для которого характерно повышенное содержание редких земель, находящихся в составе апатита и аксессуарных ортита и сфена. В целом же апатит-магнетитовые и магнетитовые руды Холзу-

ского и Маркакульского месторождений по минеральному и химическому составу аналогичны шведским, в частности рудам Кируны (табл. 6). Последние же, как это было показано нами, по некоторым геохимическим параметрам близки к типичным фанерозойским осадочным железнякам Керчи, Англии и др. [31].

Как отмечал в 1973 г. В.И. Иванов, многолетними исследованиями большого коллектива геологов установлено, что на Алтае яснослоистые и железистые кварциты, скарнированные силикатно-магнетитовые и апатит-магнетитовые разновозрастные (среднедевонские) руды образуют единую седиментогенную ассоциацию и нередко фациально замещают друг друга.

Хёггеман и Альбрехт отмечают, что по элементам-примесям в магнетите апатит-магнетитовые отложения Северной Швеции очень близки к рудам лан-дилльских месторождений в ФРГ.

Геологическая позиция алтайских среднедевонских руд позволяет поставить их также в один ряд не только с девонскими оолитовыми железняками Лан-Дилля (Дилльская мульда), но и Тимана и Приуралья, бассейна р. Дон и районов КМА. Имеется много сторонников, но мало убедительных доказательств широко распространенной сейчас концепции их "эффузивно-осадочного", "вулканогенно-осадочного", "эманационно-осадочного" или "гидротермально-осадочного" происхождения, связанного будто бы с вулканическим выносом рудного материала, хотя в Приуралье, бассейне р. Дон и ряде других районов нет даже отдаленно-пространственной связи этих железных руд с вулканиитами.

По данным Шнейдерхёна (1955 г.), лан-дилльские красные железняки приурочены к серии мульд в пределах большой геосинклинали, развившейся в конце среднего и начале позднего девона. Господствующими породами здесь являются пластовые кератофиры и шальштейны альбитовых "диабазов", а также их туфы. Те и другие содержат много магнезиального хлорита, стильпномелана, сидерита и магнезиально-кальциевых карбонатов, связанных в основном с ассимиляцией магмой вмещающих осадочных пород, в том числе глин и известняков. Красный железняк в виде пластов и линз встречается на пяти стратиграфических уровнях, но наиболее крупное, сплошное и выдержанное рудное тело ("пограничная залежь") расположено на границе среднего и верхнего девона, между шальштейнами внизу и пестрыми глинистыми сланцами, известняковыми и кремнистыми сланцами сверху.

Леман в 1934 г., отмечая наличие сидеритовых включений в кератофировых эффузивах и в линзовидно-пластовых залежах слюдисто-кварц-стильпномеланового состава, местами соседствующих или перемежающихся с красными гидрогематитовыми железняками, склонялся, по существу, к осадочной концепции и подверг сомнению вулканогенный привнос металла и эксгальационно-осадочный способ образования лан-дилльских месторождений. Он утверждал, что в вулканитах результатом ассимиляционных процессов является не только сидерит, но, скорее всего, и многочисленные линзочки и желваки отчетливо ограниченного от типичной вулканической породы "постороннего" материала, состоящего главным образом из плотного черно-зеленого железистого хлорита, рассеяемого кварцем, кальцитом и санидином, богатого железом стильпномелана, постепенно вытесняемых и заменяемых чистым красным железняком с содержанием железа 62,4%.

По мнению Лемана, рудообразование является процессом независимым от вулканизма и поствулканических факторов, а для него необходимы свои специфические (осадочные. — Д.С.) процессы, особенно для рудообразования большой мощности и формирования пластов, лежащих на разных стра-

Таблица 6

Химический состав (мас. %) апатит-магнетитовых руд из месторождений Алтая и Швеции по данным Э.Г. Кассандрова и В.И. Иванова

Месторождение	Кол-во анализов	Fe _{общ.}	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	P ₂ O ₅
Холзуновское	20	47,90	12,75	0,85	2,43	2,00	7,80	0,33	3,99
Маркакульское	41	60,60	3,16	0,55	0,44	0,81	4,03	0,17	3,06
Кирунаваара	6	61,40	1,40	0,18	0,77	0,94	7,06	0,22	5,19
Гелливаара	5	67,70	4,72	0,24	0,76	0,99	2,12	0,10	1,22

тиграфических горизонтах. К этому следует добавить, что, помимо кремнистых или известковистых (флюсовых) красных железняков, в Дилльской мульде, главным образом на границе среднего и верхнего девона, развиты также магнетитовые руды с сидеритом, доломитом, железистыми хлоритами и пиритом, а рядом находятся многочисленные прослойки и обильная вкрапленность почти беззольного углистого вещества (антрацита).

Все это свидетельствует о существовании здесь в среднем и верхнем девоне полузакрытых (в мульдах) водоемов. В них при восстановительных условиях шел биогенно-осадочный железорудный процесс. Органическое вещество, развивавшееся в теплых водах в обстановке, господствующей вокруг вулканической деятельности, при диагенезе железистых осадков и последующем контактовом метаморфизме (под влиянием поздних кератофилов и гранитоидов) обусловило не только формирование пиритосодержащих сидеритовых фаций, образующих пластовые залежи среди известняков, глинистых сланцев и вулканитов, но и местную магнетитизацию гидрогематитовых и гематитовых слоев. По-видимому, в аналогичных восстановительно-биогенных условиях в Дилльской мульде уже на границе верхнего девона и карбона отложились слои родохрозита и родонита, местами переслаивающиеся с кремнистыми (биогенными?) сланцами.

Минеральный состав, элементы-примеси, возраст очень сближают девонские руды Шведской Лапландии, Алтая, Лан-Дилля. При этом мало измененные алтайские и лан-дилльские руды помогают установить первичную природу глубоко измененных руд Кируны и других образований этого типа. В связи с этими сведениями об эволюции Дилльской мульды не может быть принята и новая генетическая концепция, предложенная Петранеком в 1976 г., согласно которой обогащенные железом и кремнием рудообразующие растворы возникают при взаимодействии базальтовой лавы с морской водой (при $T = 200-500^{\circ}$ в экспериментальной системе базальт—морская вода содержание Fe в растворе возрастает от 0,1 до 1500 мг/л); из таких растворов в депрессиях океанического дна будто бы могли отлагаться железные руды типа Лан-Дилль.

Подобно железным, многие древние марганцевые месторождения являются фосфатоносными. Так, "гондиты" Индии почти всегда содержат апатит, а пластовые тела известковистых фосфорсодержащих "кодуритов", особенно развитых в провинциях Андхра Прадеш и Мадхья Прадеш, состоят из родонита, К-полевого шпата, плагиоклаза и кварца, альмандин-спессартинового или спессартин-андрадитового (вблизи гранитоидов) граната и апатита (2,5—3,5%, местами до 10%). Еще в 1909 г. Фермор считал, что все марганценосные (с апатитом) и сопутствующие им докембрийские породы Индии образовались в прибрежно-морских, лагунных и озерных водоемах.

В структурной (грабенообразной) зоне смятия пород и разломов — Сингхбхум (провинция Бихар), известна комплексная рудная минерализация протяженностью более 160 км. К ней приурочено апатит-магнетитовое с ураном и сульфидно-медное оруденение. Детальные геологические исследования Сен Гупта, проведенные в 1964 г., показали, что вмещающими породами являются псаммитовые и пелитовые осадки, метаморфизованные в гранатосодержащие мусковит-биотитовые сланцы, соседствующие с кварцевыми сланцами и кварцитами, содержащими метаосадочный кианит и хлоритоид (в прослоях и линзах, параллельных напластованию), с переходом в кианитовые кварциты, кварц-кианитовые гранулиты и кианитовые сланцы. В этой же тектонической зоне развиты гранитоиды, местами сильно милонитизированные, а также более ранние основные и ультраосновные породы. Граниты вызвали контактные изменения (в частности, биотитизацию) вмещающих сланцев, ультрабазитов и метавулканитов. Зона смятия и трещиноватости, естественно, была благоприятной для циркуляции растворов и мобилизации рудных компонентов из материнских метаосадочных пород.

Апатит-магнетитовое оруденение приурочено к региональным полосам рассланцевания вмещающих пород, причем ему предшествуют и его сопровождают турмалинизация и, главное, биотитизация. Медное оруденение локализовано в хорошо выраженных тектонических трещинах, оно парагенетически связано с ретроградной хлоритизацией пород и является более поздним. Но и в апатит-магнетитовой ассоциации магнетит выделяется несколько позднее и, кроме автономных зерен и агрегатов, заполняет интерстиции между идиоморфными зернами апатита; по составу он практически беститанистый, но содержит до 4% MnO.

Апатитовая (с магнетитом) минерализация отмечена почти во всех типах пород; апатит образует прерывистые согласные со сланцеватостью линзы от нескольких метров до немногих сантиметров в длину и по мощности, а также вкрапленность в окружающих сланцах. Иногда линзы апатита имеют жилообразные ответвления и внедряются в боковые породы.

Образование апатита и более позднего магнетита сопровождается развитием характерных темных биотитовых "сланцев" (поисковый признак на апатит-магнетитовое оруденение) от воздействия гранитов на обогащенные магнием и железом породы и, возможно, осадки с биогенно-эвапоритовым накоплением калия.

ДРЕВНИЕ ФОСФАТНЫЕ НАКОПЛЕНИЯ ВАБАНА НА НЬЮ-ФАУНДЛЕНДЕ И ХУБСУГУЛА В МНР

Геохимическая ассоциация $Fe-P-C_{орг}$ характерна для множества фанерозойских осадочных, часто оолитовых, железорудных месторождений мира [41]. Особый интерес в данном случае для иллюстрации биофильности сингенетичного железу фосфора могут иметь нижнеордовикские Вабанские месторождения в бухте Концепцион на Нью-Фаундленде. Согласно залегающие среди песчаников и глинистых сланцев рудные пласты мощностью от 0,3 до 5,0 м имеют тонкозернистое оолитовое строение и нередко полосчатую текстуру. Ядрами оолитов часто служат обломки раковин, вокруг которых расположены концентры из гематита и шамозита. Местами в руде встречаются сидерит и пирит, постоянно присутствуют фосфатные биогенно-осадочные образования, о чем говорит наличие в руде 1,2–2,5% P_2O_5 . Здесь же на месторождении Вабана среди обычных оолитовых руд нередко встречаются прослои и пласты мощностью до 1,5 м, сложенные пиритовыми оолитами (до 1 мм). Иногда оолиты мономинеральны, но чаще пиритовые скорлупы чередуются с концентрирами фосфата кальция (франколит, дал-

лит) или халцедона. Цементированы оолиты дисперсным пиритом, фосфатом и халцедоном. По утверждению Хейеса, высказанному еще в 1931 г., все эти руды, и в том числе оолитовые пирит-фосфат-халцедоновые слои, образовались за счет размыва кор выветривания на докембрийских и кембрийских береговых породах, на дне мелководного бассейна, в богатом органикой или прибрежно-морских зон или в шельфовых депрессиях морского дна, где иловые и придонные воды были богаты органикой и сероводородом. Касаясь вопроса об источнике фосфора, этот автор еще раньше, в 1915 г., отмечал, что таковыми были жившие в водоеме безраковинные и раковинные организмы, так как исследованные им обломки ископаемых раковин из рудных слоев состояли на 60—70% из фосфата кальция.

В связи с этим интересны результаты 64 химических анализов на P_2O_5 различных графитсодержащих пород из разных районов и литологических комплексов Алданского щита, произведенных П.А. Копыловым в 1976 г. В меняющемся режиме регионального метаморфизма содержание P_2O_5 колеблется от 0,0л до 0,42%, уменьшаясь с ростом глубинности и температуры гранулитового комплекса (Сутамский район) и накапливаясь на уровне, переходном к амфиболитовой фации метаморфизма (железорудные районы). В этом же направлении эволюционируют сопутствующие апатиту и графиту рудные минералы в ряду ильменит—магнетит—гематит, что дает основание предположить благоприятное влияние повышения окислительного потенциала среды на апатитообразование.

Более "молодой" моделью биогенного накопления фосфора могут служить рифейские, силурийские, девонские и другие осадочные толщи.

Существенный металлогенический интерес представляют темно-серые или черные углеродисто-фосфатные образования, известные от докембрия до четвертичных отложений. В рифейских толщах Тувы, описанных А.А. Арсеньевым и Н.И. Юдиным в 1965, 1970, 1977, 1981 гг., содержится до 21% P_2O_5 и более 34% $C_{орг}$. В тонкозернистых кремнисто-углистой и углисто-карбонатной разновидностях фосфат есть и в углеродистой, и в минеральной массе, а в собственно углистой он находится в тонкой смеси с углистым материалом или обособляется в виде гнезд и линзочек. Это, по нашему мнению, генетический тип, связанный главным образом с протерозойским развитием водорослевой флоры; в условиях метаморфизма произошла бы, очевидно, раскристаллизация в графит-фторapatитовый агрегат.

Органогенно-фосфатные третичные руды из северной части майкопских отложений Предкавказья и Мангышлака, по данным И.А. Шарая и Н.И. Кубецкого за 1960 г., представляют собой уже накопления редких земель в связи с фтор-apatитизированными рыбными остатками. Местами они содержат линзочки угля, углистый шлам, псевдоморфозы пирита по растительным тканям. Наибольшие мощности рудоносных пород (до нескольких метров) обычно приурочены к впадинам дна майкопского моря, на подводных выступах они резко уменьшаются, вплоть до выклинивания. Минеральные примеси представлены глинистым и карбонатным материалом, но важное значение имеют такие сульфиды железа (пирит, марказит, сажистый мельниковит), количество которых обычно равно 6—8%, но иногда достигает 15—20%. С сульфидами связана примесь Mo, Ni, Co, V, Pb, Zn, Cl. Известно также по работам Л.Ф. Борисенко в 1961 г. и Д.А. Минеева и др. в 1976 г. накопление в фосфатизированных рыбных остатках из третичных отложений скандия, редких земель и других редких элементов.

Сходные минералого-геохимические и генетические черты с описанными выше образованиями имеют, по-видимому, аутигенные накопления фосфоритов и марганцевых конкреций на дне современных океанов, тоже преимущественно на участках относительных депрессий. По материалам

Л. Безрукова, в ядрах конкреций часто находятся фосфорит или зубы древних акул. Обычно во всех этих конкрециях есть значительная примесь меди, никеля, кобальта и других малых элементов.

Недавние исследования Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (МНР), относящегося по возрасту к позднеерифейскому времени, показали, что продуктивная пачка обнажается на его западной и восточной окраинах, вдоль которых она окаймляется участками сильно пенеценизированной суши из более древних пород. В результате складчатости фосфоритоносная пачка на востоке неоднократно выходит на поверхность и состоит из нескольких пластов фосфоритов мощностью до 10–15 м каждый. В западном направлении количество и мощность этих пластов уменьшаются в 5–15 раз; в зоне выклинивания они переходят в прерывистые залежи убогих фосфатсодержащих доломитов, и здесь же появляются маломощные родохрозитовые пропластки, обогащенные фосфором, фациально замещаемые далее пачками карбонатных марганцевых руд и кремнистых сланцев [13]. Далее, на этом и соседних участках, на том же стратиграфическом уровне встречаются залежи железных (гидроокисных с кремнеземом) руд и бокситов, которые на севере Хубсугульского бассейна уже перекрывают залежи фосфоритов (Боксонское месторождение).

Таким образом, осадочные концентрации фосфора, железа, марганца, алюминия и кремнезема формировались одновременно или почти одновременно и притом в одинаковых условиях.

Г.И. Бушинский в 1966 г. на фосфоритовых месторождениях Китая исследовал и описал пачки, состоящие из фосфоритов и родохрозитовых руд, а также тонкополосчатые породы, в которых прослойки фосфатного состава многократно чередуются с карбонатно-марганцевыми. Совместные стратиформные залежи фосфатных, железных, марганцевых и алюминиевых руд также широко распространены в Аппалачах и Скалистых горах США, в Восточном Саяне (Ухагольское месторождение), Кузнецком Алатау (Усинское месторождение), на Хингане и в Приморье, в Северной Австралии (Рап Джангл, Берк Ривер), в ряде районов Южной Сибири.

Сравнение литолого-фациальных разрезов Хубсугульского, Каратауского и Северо-Австралийского бассейнов показывает, что в них фосфориты залегают в основании и в нижних частях мощных карбонатных серий, подстилаемых терригенными осадками; на всех других горизонтах эти карбонатные толщи не содержат никаких концентраций P, Fe, Mn, Al, но в Хубсугульском бассейне в подстилающей фосфоритоносную серию красноцветной терригенной пачке имеются глинисто-кварцевые алевролиты, сцементированные доломитом с мелкими обломками фосфата и окислами железа; по соседству с продуктивными слоями карбонатная толща обогащена кластогенным кварцем. Все это позволяет думать, что богатый P, Mn, Fe, Al и Si материал сносился с прибрежно-материковых кор выветривания с повышенными содержаниями этих элементов.

Необходимо добавить, что подфосфатные красноцветы, формировались при близком к эвапоритовому режиму осадконакопления. Это подтверждается и развившейся в дальнейшем карбонатной хемогенно-биогенной седиментацией. Последняя свидетельствует о становлении лагунных условий, с которыми, как было показано ранее, во многих случаях связано докембрийское железное и марганцевое рудообразование. Очевидно, с такими же эвапоритовыми отшнурованными заливами, полузамкнутыми прибрежно-морскими (или континентальными) бассейнами, для которых характерно повышение концентрации растворенных или взвешенных рудных компонентов по сравнению с морской водой, генетически связаны и докембрийские фосфатные месторождения, которые часто палеогеографически одно-

типны с железными, марганцевыми, редкоземельными, боратовыми и другими рудами и имеют с ними взаимные фациальные переходы.

При относительно высокой концентрации $C_{орг}$ в фосфатоносных осадках, в донных илах и придонных водах эвапоритовых бассейнов в восстановительных условиях шло, очевидно, и фосфоритообразование, а одновременно на соседних участках (или с небольшим опережением—отставанием на том же самом участке) — осаждение доломита, родохрозита, сидерита. Эти процессы были не просто хомогенными, но характеризовались активным участием простейших организмов и накоплением в илах косной органики [29, 61, 62].

Биохимическое образование фосфоритов в верхнем докембрии — нижнем кембрии, связанное с выносом фосфора реками с гумидных равнин, происходило, как отмечал Г.И. Бушинский в 1963 и 1966 гг., очевидно, и на территории Малого Каратау в северных отрогах Тянь-Шаня, где по данным Р.А. Максумовой (1975 г.), в мощном геосинклинальном разрезе имеется большое количество вулканогенных толщ, но отсутствуют следы вулканической деятельности в период фосфатонакопления.

Важно отметить, что в горизонтах, подстилающих фосфориты чулактауской свиты, и в ряде геологических разрезов этого района обнаружены коры выветривания и продукты их переотложения с широким площадным развитием соленосных мелководных красноцветных фаций. Фосфоритоносные и соседствующие с ними ванадиеносные пласты чередуются в них с доломитистыми и марганцовистыми известняками (местами глауконитовыми и песчанистыми) и перекрываются хомогенно-органогенными известняками. Сама продуктивная толща богата углеродистым (углисто-графитистым) материалом, равно как и кроющие и подстилающие слои. Наблюдается количественная (и генетическая?) связь между объемом биомассы, главным образом примитивных растительных и животных форм, и накоплением фосфора в верхнем докембрии—нижнем кембрии Малого Каратау и близких по возрасту, характеру разрезов, составу и, очевидно, условиям образования фосфоритах Китайской платформы (Г.И. Бушинский, 1964, 1966 гг.; В.Н. Холодов, 1970 г.). Таким образом, и здесь необходимым условием фосфоритообразования (подобно железу и марганцу) являются бассейны лагунного типа, а также активная жизнедеятельность и обильное накопление органики.

В шведских графитовых докембрийских слоях апатиты нигде не отмечены, и содержание в них фосфора незначительно ($0,0n-0,1n\%$), но в переслаивающихся с ними олигоклазовых породах месторождения Нунасваара апатит нередко встречается и он (с небольшой примесью графита) имеет там, безусловно, осадочное происхождение. Подобная же картина, по данным Вестергарда еще за 1928 г., наблюдается еще чаще в фанерозойских толщах, например в кембрийских битуминозных и пиритсодержащих "квасцовых сланцах" Южной Швеции — в них содержание углерода часто превышает 20%, а фосфора только 0,12—0,18%, хотя осадки отлагались в море, изобиловавшем жизнью, что очевидно по количеству $C_{орг}$ и многочисленным остаткам окаменелостей. Однако в пластах известняков, многократно перемежающихся с этими сланцами, встречается не только конгломераты с фосфоритовыми гальками, но местами и тонкие прослойки фосфорита. По нашему мнению, фосфор легко вымывается из биогенных, особенно известковистых и нежелезистых, илов или мигрирует из них в известковистые соседние осадки, где в условиях последовательных диагенеза, эпигенеза и метаморфизма происходит образование франколита и, далее, апатита.

Кроме кальция, химически или биохимически (в створках многих раковин) связывающего фосфор, фиксатором биогенного фосфора в бла-
в Зак. 648

гоприятных условиях является также железо. Моделью этого процесса могут служить малоизмененные образования в геологически более молодых отложениях (жерченские руды и др.).

Таким образом, во многих случаях в докембрийских и фанерозойских отложениях положительная корреляция органика—фосфор отсутствует из-за неблагоприятных условий отложения или сохранения фосфора, а не в связи с недостатком его биогенного поступления в осадок.

АПАТИТОНОСНОСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Раннеархейская продуктивная Fe-B-TR-толща Алданского щита с прослоями и пластами графитовых сланцев является также фосфатноносной. Почти все типы магнетитовых руд и вмещающих их кристаллических сланцев содержат заметное количество сингенетичного (рассеянного, сгусткового и послойно расположенного) красновато-коричневого тонкопризматического апатита, количество которого заметно повышается (до 2—4%) в пироксен-амфиболовых сланцах, кальцифирах и железных рудах, в разной степени обогащенных скаполитом, турмалином или боратами, т.е. в лагунно-хемогенных метаосадках. Красновато-коричневые тонкопризматические кристаллики апатита в сланцах и гнейсах обычно тесно ассоциируют с пироксеном и скаполитом, часто не обнаруживая пространственной или парагенетической связи с флогопитом.

На Таежном месторождении кристаллики и сростки красного апатита расположены прерывистыми полосками или выклинивающимися струйками среди свежих турмалин-apatит-диопсидовых с андезином пород, где можно наблюдать тесное срастание и взаимные включения минералов друг в друге. Апатит то полностью включен в пироксен или скаполит, то расположен между их более крупными зернами, имея с ними волнистые или округло-зубчатые границы. Местами отдельные вытянутые кристаллики или поперечные шестигранные разрезы красного полупрозрачного от органических микровключений апатита и его сростки расположены линейными (согласными) прерывистыми полосками среди диопсид-андезиновых сланцев, которые часто содержат сингенетичный турмалин. В толщах таких пород можно наблюдать включения апатита в турмалине и олигоклаз-андезине, тесные срастания турмалина, апатита, диопсида. Бесспорно, что во всех этих породах апатит сингенетичен всем другим осадочно-метаморфическим минералам.

Однако на участках более поздней собирательной флогопитизации и обильных инъекций аляскитовых гранит-пегматитов мелкие кристаллы апатита, турмалина и скаполита частично (с краев) резорбируются. Это тоже связано, очевидно, с процессом собирательной их перекристаллизации, так как на этих же участках или вблизи них образуются не только стопки, линзы, пластины флогопита, но и крупные монокристаллы прозрачного светло-зеленого апатита, призмы турмалина, скаполита, диопсида, роговой обманки и других минералов, достигающие гигантских размеров (до 20 см в длину). На Пионерском месторождении тонкослоистая магнетит-диопсид-скаполитовая руда или почти безрудные диопсид-амфибол-скаполитовые околорудные сланцы нередко содержат совершенно согласные апатитовые прослойки, которые перемежаются с диопсидовыми и скаполитовыми, нередко обогащенными ортитом или титанитом.

Очевидно, что все эти апатитовые выделения и концентрации являются метаморфизованными осадочно-фосфатными (фосфоритовыми) об-

разованиями, подобно кварц-диопсид-апатитовым многослойным пластами Южного Прибайкалья, описанным Н.И. Свительским в 1915 г., С.С. Смирновым в 1928 г., М.С. Сахаровой в 1955 г., А.А. Арсеньевым, Н.И. Юдиным в 1970 г.

Недавно открытое Селигдарское месторождение в Центрально-Алданском районе, охарактеризованное Ф.Л. Смирновым и В.А. Биланенко в 1974 г., П.А. Копыловым в 1976 г., В.Д. Парфеновым и Н.И. Юдиным в 1976 г., Ф.Л. Смирновым в 1977 г. и др., подчинено (как и железорудные месторождения) типичным для региона архейским метаосадочным породам верхнеалданской и федоровской свит — биотитовым, биотит-графит-гранатовым, графитовым и силлиманит-кордиеритовым сланцам и гнейсам, кварцитам, мраморам, диопсид-скаполитовым кальцифирам, диопсидовым и диопсид-амфиболовым с биотитом сланцам. Месторождение приурочено к магнезиальным мраморам (около 90% доломитов и около 10% кальцита) леглиерского горизонта, содержащим неравномерно распределенный вишнево-красный или розово-бурый апатит в количестве от 5 до 50%, местами с кварцем (от 2 до 30%), диопсидом (до 80%), магнетитом (до 20%), флогопитом, сфеном, турмалином, скаполитом, серпентином, ильменитом, пиритом.

Генезис этого архейского месторождения, относимого некоторыми геологами по времени его поздних гидротермально-метаморфических преобразований к протерозою, является предметом противоречивых суждений и дискуссий, что часто объясняется его малой обнаженностью и сложностью строения.

Породы, вмещающие апатитовое Селигдарское месторождение, представлены гнейсами и сланцами, характерными и для магнетит-флогопитовых месторождений Центрального Алдана. Особо следует отметить имеющие генетическое и корреляционное значение пласты диопсидовых, флогопит-форстерит-магнетитовых, флогопит-диопсидовых, скаполитовых пород, переслаивающихся с пластами мраморов и кальцифиров. В тектонически спокойных, окраинных участках месторождения большой интерес для выяснения его происхождения имеют мелко- или среднезернистые диопсидовые и диопсид-флогопитовые кальцифиры с редкими вкраплениями волластонита (А.Г. Булах, А.А. Золотарев, 1983 г.). В частности, в 350—1250 м к западу, югу и северу от месторождения на глубине около 650 м встречены два прослоя кальцифиров с крупными идиоморфными кристаллами зеленого или буроватого апатита длиной до 5 см, суммарно составляющего 10—15% (объемных), а на соседнем с Селигдаром (Тигровом) участке развиты апатит-, флогопит- и магнетит (гематит)-содержащие форстеритовые кальцифиры. Число их пластов возрастает в сторону месторождения, внутри которого имеются апатит-карбонат-силикатные руды этого же типа.

Как показали недавние геологические исследования и разведочное бурение, строение фланговых участков Селигдарского месторождения типично стратиформное — устанавливается многократное согласное переслаивание вмещающих гнейсов и сланцев с апатит-карбонатными рудами. В центральной части месторождения преобладают апатитоносные карбонатные (доломитовые и, в меньшей степени, кальцитовые) породы; им подчинены многочисленные, согласные друг с другом и с залеганием вмещающих пород пропластки и останцы кристаллических сланцев и гнейсов, в разной степени измененных (вторичная кальцитизация, гематитизация, ангидризация и огипсование, хлоритизация, серпентинизация).

Все это позволяет нам сделать вывод, что Селигдарское месторождение образовалось в осадочно-метаморфических условиях. Накопление его

материнских карбонатных осадков происходило в чашеобразной (мульдообразной) депрессии, что обусловило необычную мощность и однообразие апатитоносных карбонатов, изредка и местами переходящих в глинисто-мергелистые прослойки и линзы, близкие или аналогичные по составу прибрежным осадкам, ставшим впоследствии сланцами и гнейсами. В этом водоеме существовал, очевидно, эвапоритовый или близкий к нему режим, от которого сохранилась наиболее устойчивая карбонатная серия, а реликтовыми свидетелями легкорастворимых солевых компонентов являются скаполит-плагиоклазовые, флогопитовые, ангидрит-гипсовые прослои и линзочки. Бассейн (придонная впадина) был богат живой и косной органикой, обусловившей накопление фосфора и апатитообразование. Отметим, что сравнение спектров электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) апатитов селигдарского (Алдан) и слюдянского (Прибайкалье) типов показало их большое сходство, что подтверждает их аналогичное — осадочное происхождение (Л.П. Гилянская, Е.К. Герасимов и др., 1982 г.).

Многokратная тектоническая — пликвативная и дизъюнктивная — перестройка Селигдарского месторождения, отмеченная в работах многих геологов, ранние и поздние (мезозойские) магматические процессы активизировали автотермальные и пневмато-гидротермальные преобразования за счет солевых компонентов самого месторождения, но магма и глубинные флюиды прямого участия в них не принимали. Однако при всем этом округлая, почти эллипсоидальная, форма месторождения, унаследованная от засоленного водоема, приводила многих исследователей к интересным, но ошибочным генетическим выводам о некке или вулканической кальдере, метеоритной импактно-ударной воронке или мантийно-карбонатитовой природе месторождения.

Наша "осадочно-метаморфическая" генетическая концепция, развиваемая в отношении алданских апатитов с 1952—1956 гг., имеет прямое отношение и к напоминающему по структуре грабен Селигдарскому месторождению. Она подтверждается новыми геологическими работами В.Д. Парфенова и Н.И. Юдина в 1982 г. и результатами изотопного анализа углерода и кислорода из вмещающих Селигдар карбонатных пород, проведенного Е.И. Донцовой в 1970 г. и Э.М. Галимовым в 1974 г., и показавшими полное сходство с кальцифирами федоровской свиты иенгурской серии и существенные отличия от типичных карбонатитов. Аналогичные результаты получены и В.И. Виноградовым и др. в 1975 г. при изотопном анализе сульфатной серы из селигдарских апатитов и других минералов федоровской свиты, подтвердившем их метаосадочное происхождение. Геолого-структурный анализ Селигдарского месторождения, выполненный не только в результате полевых работ, но и сопровождавшийся дешифрированием аэрофотоснимков на площади около 70 км² [16], установил сильную складчатость и тектоническую раздробленность архейского фундамента, но ни один из выявленных при этом разломов СВ и СЗ направлений не может быть отнесен к рангу глубинных, вследствие небольшой протяженности (максимум до 8 км) и малых мощностей зон дробления. Таким образом, не обнаружено путей проникновения мантийного материала, а изверженные породы представлены, как и в других местах Алданского щита, пострудными аляскистовыми гранитами, их пегматитами и верхнеюрскими сиенитами, а также эффузивами. При этом складчатая структура месторождения выявляется очень отчетливо — выдержанные пачки кристаллических сланцев согласно переслаиваются с содержащими местами ангидрит апатит-карбонатными рудами, в которых имеются пласты песчаников, линзы конгломератов и брекчий с обломками той же апатит-карбонатной руды, прослои кирпично-красных кварцитов.

Видимая мощность селигдарских апатит-карбонатных руд и пустых пород, быстро выклинивающихся к флангам рудного тела, близка к 550 м, а истинная — вероятно окажется близкой к 350 м, т.е. соизмеримой с мощностью леглиерского горизонта в соседних районах Алдана.

Таким образом, можно сделать вывод, что подобно ранее описанным магнетитовым и людовигит-магнетитовым рудам Алдана, апатитовые руды Селигдара представляют собой линзовидно-пластовые осадочно-метаморфические рудные залежи, местами деформированные, но генетически не связанные с ориентировкой послерудных разломов и трещиноватости, а подчиненные стратиграфическому контролю и приуроченные в основном к федоровской свите иенгрской серии. Этот вывод находит дополнительное подтверждение в обнаружении повышенной, а местами высокой апатитовой минерализации на этом же стратиграфическом уровне в Десс-Савгельском районе Центрального Алдана, где развиты апатитоносные карбонатные и гнейсо-сланцевые плагиоклаз-скаполитовые диопсидсодержащие метаосадочные пачки. Апатит здесь голубовато-зеленый, содержит не только OH , CO_3 , F , но и значительное количество Cl (устное сообщение В.А. Павлова, 1981 г.). Все это говорит не только о седиментогенности апатита, но и об образовании апатитоносных пород в засоленных, лагунных условиях.

Большой интерес, как геолого-геохимический, так и генетический, представляет сопоставление этого алданского апатита с голубоватыми призматическими кристаллами безжелезистого апатита, широко распространенного почти во всех мраморах Шри-Ланки, подчиненных докембрийской гнейсо-сланцевой толще. Здесь, в районе Матале, в слабо серпентинизированных мраморах эти кристаллы достигают 7 см в длину и 3 см в поперечнике. В их составе: CO_2 — 1,18%; F — 1,05; Cl — 2,31; H_2O — 0,68%. Какие-либо следы магматической или гидротермальной деятельности в мраморах отсутствуют, что свидетельствует об образовании апатитов в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма за счет местных биогенных концентраций фосфора в материнских известково-засоленных илах (Курей, 1970 г.).

В зависимости от местных геохимических условий сургучно-красная или вишнево-красная окраска самого апатита из района Таежное—Тин—Пионерское исчезает при нагревании и минерал обесцвечивается (от выгорания органических примесей), однако красный апатит из Селигдара, окрашенный дисперсным гематитом (мартитом), после прокаливания сохраняет свою красную окраску, а апатит из Десс-Савгельского района имеет зеленовато-голубоватый цвет. Такую же зеленовато-голубую окраску вне участков с железными пластовыми рудами имеют неизменные апатиты из многих алданских флогопитовых месторождений, образовавшихся в результате скарнирования и метасоматоза диопсидовых (гранулитовой фации метаморфизма) парасланцев, переслаивающихся с метазэвапоритовыми кальцифирами и скаполитсодержащими амфибол-пироксеновыми, тоже метазэвапоритовыми, плагиоклазовыми гнейсами, силлиманит-кордиеритовыми сланцами и др. [27, 61]. Однако на некоторых из таких месторождений, подвергшихся перекристаллизации на поздней кварц-кальцит-гематитовой гидротермальной стадии, происходит перераспределение железа, имевшегося в апатите и сопутствующих минералах (диопсиде, флогопите, паргасите, магнетите), и неравномерное выделение его в виде дисперсий фазы гематита и гидрогетита в самом апатите. Это, по наблюдениям Ф.Л. Филипишина (1980 г.), приводит к появлению сургучно-красных апатитов, иногда с белыми (безжелезистыми) участками, а местами — с голубовато-зелеными реликтовыми пят-

нами. Такова, очевидно, и природа сургучной окраски апатитов Селигдарского месторождения, подвергшихся гидротермально-метаморфическим преобразованиям.

Под влиянием этих преобразований, по нашему мнению и по мнению Д.А. Минеева и др. (1980 г.), произошло в апатитах Селигдара освобождение редких земель от изоморфных связей с кальцием и выделение их в виде мельчайших самостоятельных окислов типа $(Ce, La, Nd)_2O_3$.

Однако железистая (гематит-гётитовая) пигментация апатитов в ряде случаев может быть и полностью аутигенной, связанной с первичным составом и последующими изменениями самого апатита. Так, среди докембрийских кордиерит-гранатовых мигматитов Нортгемптон-Блока (Австралия) встречены пегматOIDные тела, которые в ассоциации с альмандином и калиевым полевым шпатом содержат желтоватые идиоморфные кристаллы (длиной до 3 мм) слабо плеохроирующего в желтых тонах апатита; он содержит 2,22% FeO, а летучие представлены F (2,43%) и Cl (2,00%). Предполагается, что этот железистый апатит образовался при повышенной температуре и низкой кислородной fugitivности.

Окрашенный акцессорный апатит из различных магматических и метаморфических пород исследовался также с помощью электронного микроскопа Хоппе в 1970 г. Были обнаружены рассеянные в минерале пигментирующие частицы — очень мелкие, различные по размерам, форме, плеохроизму, частоте и распределению в апатите из разных пород, из одной породы и даже в пределах одного зерна. Своим происхождением эти красящие частицы, скорее всего, обязаны выделению из изоморфных железосодержащих примесей в апатите в связи с последующими процессами перекристаллизации всех парагенных ему минералов и преобразования материнской породы, которая может принадлежать к различным петрогенетическим типам.

Тесные связи апатита с железными и борными рудами, карбонатными породами, флогопитовыми прослойками и гнездами, графитовыми и скаполитовыми слоями, сростки его кристаллов с турмалином, скаполитом, плагиоклазом говорят также в пользу биогенного накопления фосфора и подтверждают эвапоритовые палеогеографические условия формирования первичных кальциевых фосфатов, давших впоследствии проявления и месторождения апатита на Алданском щите.

ФОСФАТОНОСНОСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ КМА, КРИВОГО РОГА И ЗАПАДНОГО АЛДАНА

В начале 70-х годов впервые была установлена повышенная фосфатоносность района Курской магнитной аномалии. Так, в пределах Тим-Ястребовской и Рильской структур углеродистые сланцы и углеродистые алевролиты тимской свиты нижнего протерозоя, слагающие около десяти пачек, разобценных неуглеродистыми и бесфосфористыми слоями, содержат до 1,5–4% P_2O_5 . Но среди этих пород Н.А. Созинову и В.А. Казанцеву в 1978 г. удалось выявить ряд прослоев с содержанием P_2O_5 от 4,5 до 12,3%.

Отложения тимской свиты состоят главным образом из углеродистослюдистых или слюдисто-фосфатных сланцев, углеродистых кварцевых алевролитов, переслаивающихся с кварцевыми песчаниками и алевролитами, из фосфатных и тремолитовых марганцевистых карбонатных пород. Мощность свиты — от 1000 до 2000 м, фация метаморфизма — зеленосланцевая, залегание пород крутое и сложноскладчатое с ритмичным чередованием слагающих пород, во многом напоминающим текстуру железистых кварцитов подстилающей курской серии, но вместо железистых здесь име-

ются тонкие фосфатные прослои. Электронно-микроскопическое исследование показало, что углеродистое вещество представлено графитом (или графитом), а фосфатные зернышки и сгущения нередко сложены тонкокристаллическим апатитом.

Особенностью ряда фосфатоносных (углеродистых и марганцевистых) пачек является обилие сульфидов железа (до 20—30%). Пирит и пирротин образуют, особенно в прослоях с повышенным содержанием фосфата, тонкую вкрапленность и секущие прожилки. Местами наблюдается тонкое ритмичное чередование углеродисто-фосфатных сланцев и согласных слоев пирита. В одной из пачек пирит и пирротин образуют гнезда, а их прослои достигают 1—2 см мощности; в небольших количествах здесь же Е.М. Абакшиным и В.А. Казанцевым в 1970 г. встречены халькопирит, сфалерит, галенит, пентландит и валлериит.

Протяженность описанной выше фосфатной антиклинальной структуры в зоне КМА около 120 км, ширина 20 км. Повышенные содержания фосфатов локализуются в ядре на протяжении 50 км при ширине до 12 км. Аналогичные отложения имеются и в Рылской структуре, удаленной от Тим-Ястребовской на 160 км к западу; они, следует полагать, имеются и в других районах Воронежского кристаллического массива в аналогичных по возрасту и составу метаосадочных толщах. Большая мощность фосфатоносных отложений и их характерная приуроченность к углеродистым слоям и пачкам, где они часто ассоциируют с марганцево-карбонатными породами, еще раз подтверждает наше утверждение о решающей роли углеродистого вещества в накоплении биогенного фосфора в осадках и водоемах раннего и позднего докембрия [46, 61, 62 и др.].

Апатитовые концентрации в толще железисто-кварцевитовой формации обнаружены также Б.И. Горошниковым и Л.Д. Юрьевым в 1966—1969 гг. в Северном Криворожье в пределах березневатской свиты нижнего протерозоя, где господствуют кварциты с подчиненными пачками амфиболитов, пироксенитов, антофиллит-кордиеритовых гнейсов и силикатных мраморов, местами (бассейн р. Зеленой) сильно мигматизированных. Особый интерес представляют апатитосодержащие кварциты, подчиненные толще кордиеритовых кварцитов. Главными минералами апатитоносных кварцитов, мощность которых в нескольких пачках колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров, являются кварц, апатит, кордиерит, флогопит, силлиманит, реже графит, пирит и полевые шпаты. Содержание P_2O_5 в этих прослоях колеблется от 6 до 15% (в среднем около 7%). Породы эти, безусловно, представляют собой глубокометаморфизованные фосфатоносные кварц-высокоглиноземистые осадки, подобно многим метаосадочным фосфатоносным стратифицированным породам Слюдянки и Алдана, а сами апатиты по нескольким имеющимся анализам соответствуют в основном оксиапатиту с небольшой примесью F- и Cl-компонентов.

Значительный интерес как источник железа и фосфора при комплексном использовании магнетитовых (кварцевых, силикатных, апатитовых и др.) кварцитов представляют крупные, но мало еще изученные Чаро-Токкинские верхнеархейские месторождения на западной окраине Алданского щита, описанные Э.Г. Кассандровым, Г.Ф. Гореловым и др. в 1977 г., в зоне БАМ. В серии продуктивных пачек некоторые пироксен-магнетитовые кварциты содержат в повышенном количестве апатит, а в группе бессиликатных Fe-кварцитов выделяются также апатит-мартит-магнетитовые разности, представляющие собой ритмично-полосчатые образования, в которых чередуются кварцевые и апатит-магнетитовые слои. Анализ этой руды показали ее состав: кварца — около 60%, маг-

нетита—мартита — около 37% и стронцийсодержащего фтор—апатита — около 3%. Среди переслаивающихся с железорудными пачками силикатных пачек отмечены кварцевые парасланцы — биотит-плагиоклазовые, гранат-грюнеритовые, биотит-пиррофиллитовые, турмалиновые, турмалин-биотитовые и др. Среди рудных пачек имеются марганцевые, в которых амфибол или пироксен ассоциирует со спессартином, подобно гондитам Индии, а феррогиперстен-магнетитовые слои напоминают нижнеархейские руды Приазовья. Имеется примесь сульфидов Cu, Zn, Pb, Fe, а также самородного золота. Акцессорные минералы представлены ортитом, ксенотимом, цирконом.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД МЕТАОСАДОЧНЫХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В заключение этой главы кратко рассмотрим генетические типы апатитовых месторождений, расположив их последовательно в эволюционном ряду осадочно-метаморфических—гидротермальных—палингенно-магматических образований. При этом все они связаны с первичной концентрацией фосфора в условиях осадконакопления.

Минералы типичных осадочных фосфоритов — даллит, штаффелит, курскит, подолит — почти всегда имеют, как известно, рентгеновскую структуру апатита и по своему составу и свойствам относятся к фтор-, хлор-, гидроксил-, карбонат-апатиту или в отдельных случаях представляют собой изоморфно-смешанные разновидности, например франколит. Микроскопические наблюдения часто позволяют проследить в осадочных толщах постепенные (диагенетические, эпигенетические) переходы от аморфных и скрытокристаллических кальциевых фосфатов к мелко- и среднезернистым агрегатам типичного кристаллического апатита, нередко с гексагональными формами призм, пластинок и поперечных срезов. Особенно отчетливо и полно перекристаллизация коллоидального или скрытокристаллического фосфатного вещества проявляется в зонах регионально-или контактно-метаморфических преобразований осадочных толщ.

Это, естественно, сопровождается местными перемещениями фосфатного вещества, неравномерным, местами собирательным укрупнением кристаллических индивидов и агрегатов, развитием разных (в том числе эндоконтактных и жильных, явно "эпигенетических") генераций апатита различных минеральных парагенезисов. Однако все эти генерации в большинстве случаев представляют только различные формы нахождения того осадочного фосфатного вещества, которое подверглось последующему воздействию тектоно-магматических и метаморфно-палингенных факторов.

Ниже на отдельных примерах показаны почти все стадии преобразования фосфоритов — от частичной их апатитизации до формирования апатитовых парагенезисов, метасоматических, собирательно перекристаллизованных апатитосодержащих тел и карбонатно-апатитовых жил, палингенно-инъекционных магнетито-апатитовых и апатито-нефелиновых месторождений.

Осадочно-метаморфические месторождения. Месторождения этого типа изучались нами и другими исследователями во многих районах СССР и за рубежом.

Среднекембрийская фосфоритоносная толща Малого Каратау состоит из согласно залегающих (снизу вверх) доломитов, толстоплитчатых черных кремней, пластов фосфоритов, чередующихся с тонкими прослойками кремней, высококачественных фосфоритов верхней пачки доломитизированных известняков, различных доломитов верхних горизонтов. На 120

западном фланге этих месторождений (Тешиктас, Чулактау и др.) в результате непосредственного воздействия каледонских гранитов фосфатные пласты и сопровождающие их породы перекристаллизовались с образованием апатитовых, доломитизированных тремолит-кварцевых пород и кварцитов (П.Л. Безруков, 1939 г.; К.Т. Табылдиев, 1961 г.; Е.И. Семенов, В.Н. Холодов и др., 1962 г.; В.Н. Холодов, 1966 г.).

Обширный Лаокайский апатитовый бассейн во Вьетнаме вытянут вдоль р. Красной более чем на 70 км, при ширине около 3–5 км. Продуктивные доломит-apatитовые и доломит-apatит-кварцевые слои являются здесь, на месторождении Мау-Кок и на других участках, нормальным членом нижнепалеозойской осадочной (метаморфизованной) серии и согласно сопровождаются кварц-слюдистыми, кварц-доломитовыми сланцами, углисто-турмалиновыми кварцитами и доломитами [14].

Регионально метаморфизованные архейские апатитоносные кварциты и апатит-кварц-диопсидовые или апатит-кальцит-диопсидовые сланцы в Слюдянском районе южного Прибайкалья слагают восемь стратиграфических горизонтов, приуроченных к серии парагнейсов и преимущественно к толще доломитовых мраморов.

Гидротермальные месторождения. Карбонатно-глиноземисто-кремнистые материнские осадочные породы из архейской федоровской свиты на Алдане также были частично фосфатоносными (фосфоритоносными) и в результате метаморфизма превращены в апатитсодержащие гнейсы и сланцы [27].

Слюдянские и алданские апатитовые породы подчинены мощному комплексу осадочных (потом метаморфизованных) пород — песчано-глинистым (биотитовым, биотит-гранатовым гнейсам), мергелистым и соленосно-мергелистым (пироксеновым и пироксен-скаполитовым гнейсам и сланцам), доломито-песчанистым (кварц-диопсидовым породам), известняково-доломитовым (мраморам и кальцифирам). На Алдане, в Приморье и других геологически подобных районах в контактах с гранитами происходит собирательная перекристаллизация мелких и микроскопических кристаллов апатита и формируются его крупные и гигантские кристаллы, подобно образующимся в таких же условиях гигантским кристаллам диопсида, роговой обманки, турмалина, графита, ортита, магнетита. Формирование крупно- и гигантокристаллических апатитов происходило и в зоне флогопитовых метасоматических тел, а также в инъекционных пегматитовых жилах и в гранит-пегматитах.

Таким образом, приуроченный к определенным стратиграфическим горизонтам осадочно-метаморфический апатит в условиях последующих пневмато-гидротермальных и инъекционных воздействий подвергался растворению и перетолжению, входил в состав жильных и метасоматических минеральных комплексов и образовывал новые генерации, вплоть до эндоконтактных выделений (совместно с аксессуарными монацитом и кейльгауитом) в гранитоидах.

В зоне Передового хребта на Северном Кавказе (в бассейнах рек Большой и Малый Зеленчук, Большая и Малая Лаба и др.) широко развиты докембрийские осадочно-метаморфические породы, среди которых имеются различные слюдяные, биотит-гранатовые, роговообманковые гнейсы и сланцы, параамфиболиты, андалузитовые и другие кристаллические сланцы, в общем согласно залегающие между собой и достаточно хорошо стратифицированные.

Постепенно или резко (с наличием при этом тектонических контактов) эти кристаллические сланцы переходят в серицит-хлоритовые, хлорит-амфиболовые и хлоритовые сланцы, геологически, по-видимому, более

молодые и относящиеся к верхнему докембрию или нижнему палеозою. В этой же толще вдоль разломов преимущественно северо-западного простирания встречаются пластообразные и линзовидные (согласные) и секущие (дайковые) габбро-амфиболитовые тела и ультрабазиты. Позже произошло внедрение палеозойских гранитоидных пород, образующих относительно крупные интрузивные массивы, линзы и жилы.

Безусловно, что магматические внедрения сопровождалась метасоматозом и мигматизацией вмещающих пород. Они также вызвали миграцию аксессуарных элементов (Zr, P, F, V и др.), которые имели своим источником, по-видимому, древние осадочные комплексы.

В течение ряда лет, с 1930 по 1937 г., нами проводились работы в бассейне Большой и Малой Лабы, Большого Зеленчука и Беляой. В частности, по рекам Блыбь, Маркопидж, Хацавитая и другим мы наблюдали неравномерное, но в общем широкое развитие различных роговообманковых сланцев и гнейсов, местами со слюдами и альмандином, а по рекам Большая Лаба и Блыбь — эклогитоподобных пироксен-гранат-флогопитовых (местами с амфиболом) пород. По рекам Блыбь и Маркопидж в коренных выходах грубослоистых амфиболитов, и главным образом среди обломков, найденных по водотокам, нами были обнаружены среднезернистые породы со значительным или высоким (до 25 и даже до 50%) содержанием апатита — апатит-роговообманковые, апатит-актинолит-флогопитовые, апатит-флогопитовые.

Роговая обманка этих пород — обыкновенная, синевато-зеленая. Апатит образует изометрические включения в роговой обманке, выполняет промежутки между ее удлинненными зернами, формирует согласные микропрослойки. Эта порода (содержащая местами и сростки эпидота—цоизита) имеет характер осадочно-метаморфический, причем легко удастся проследить ее контактно-метасоматические преобразования (под влиянием гранитоидов) и переходы в апатит-актинолит-флогопитовую породу или апатит-флогопитовый слюдит. Роговая обманка здесь явно замещена длиннопризматическим ярко-зеленым актинолитом, который, в свою очередь, замещается светло-коричневым флогопитом.

Позже в этом районе работали другие геологи, также отмечавшие здесь апатитовую минерализацию. В частности, В.В. Плешко в 1963 г. описал апатит-карбонатные породы, которые, по его мнению, образовались за счет ультрабазитов или метаморфизованных эпидотовых габбро-амфиболитов под влиянием интрузий гранитоидов. Местами они образуют темно-серые гнейсовидные пластообразные тела и содержат в себе незамещенные участки амфиболитов и биотитовых слюдитов, с которыми связаны взаимопереходами.

В последнее время в бассейне Большой и Малой Лабы обнаружены значительные апатитовые месторождения, приуроченные к кристаллическим амфиболовым сланцам и ультрабазитам и к зонам их гидротермальной карбонатизации. Первый (apatит-амфиболовый) тип образует, по-видимому, согласные с амфиболитами пластообразные и плосколинзовидные многослойные среднезернистые тела, в разной степени испытавшие и метасоматическую перекристаллизацию, а второй (apatит-карбонатный) — несогласные, реже согласные гнезда, линзы, жилкообразные ветвящиеся крупнокристаллические образования.

Многие геологи генетически связывают эту апатитовую минерализацию с плагиоаляскитами, которые будто бы привнесли магматогенный фосфор. По нашему мнению, геологические соотношения пород указывают на то, что апатит-амфиболовый пластовый тип является первичным, осадочно-метаморфическим, он унаследовал фосфор от материнских осадочных

пород, а апатит-карбонатный, преимущественно жильный тип — вторичным, он приурочен к зонам разломов и связан с разложением магнетитово-кальциевых силикатов и перемещением фосфатного вещества из апатит-роговообманковых пород под влиянием гранитоидных постмагматических углекислых растворов.

Палингенно-магматические месторождения. Эти месторождения имеют также широкое распространение.

Изучение архейских апатитовых железных руд Швеции позволяет наиболее близко подойти к пониманию связи осадочного фосфатно-железородного процесса с последующими этапами метаморфизма и палингенеза.

Рассмотрение ряда апатитоносных месторождений показывает, что осадочные накопления фосфора в виде фосфоритов или фосфористых железняков¹ в результате контактного или регионального метаморфизма, инъекционного и пневмато-гидротермального воздействия гранитоидов, а также под влиянием глубинного метаморфизма и переплавления дают апатитовые концентрации и крупные месторождения апатитов или апатит-магнетитовых руд. В одних случаях первичноосадочный материал остается на месте или испытывает незначительные перемещения, в других — образуются апатитовые (с кальцитом, с магнетитом и др.) жилы и прожилки, секущие дайки, крупные межформационные штоки.

Апатитосодержащие (в среднем 15% апатита) магнетитовые руды Центральной и Северной Швеции, в которых апатит рассеян или расположен прерывистыми струйками параллельно границам рудного тела, по данным Ландергрена за 1948 и 1949 гг., следует рассматривать как палингенные, унаследовавшие свое железо, фтор и фосфор, ванадий и бор от древних морских осадочных накоплений. Руды эти обычно сопровождаются щелочными сиенитами, но геологическая связь между ними вторична — магма выплавляла богатый железом и карбонатами (Са и Mg) осадочный материал, что и привело к образованию рудной и нерудной фракций.

Большой интерес представляет проблема генезиса апатитовых месторождений Хибинских тундр, уникальных по своим масштабам и условиям залегания. По данным Т.Н. Ивановой (1963 г.) и О.Б. Дудкина и др. (1964 г.), апатито-нефелиновые месторождения не сингенетичны ни с одной из интрузивных субфаз ийолит-уртитов, и их пространственное размещение обусловлено не генетической связью с каким-либо определенным магматическим комплексом, а дорудными (доapatитовыми) тектоническими структурами.

Пространственные и парагенетические отношения апатит-нефелиновых и ийолит-уртитовых (третьей субфазы) пород в Хибинах по условиям залегания (пластообразные линзы, падение под углом 40°) и возрасту (девонскому в обоих регионах) очень близко напоминают парагенетические соотношения щелочных и нефелиновых сиенитов и апатит-магнетитовых руд на Кируне в Шведской Лапландии, где мощнейшая магнетит-apatитовая залежь имеет палингенный характер и образовалась в результате глубинного плавления осадочных фосфористых железняков и их последующей инъекции.

Подобный же генезис, по нашему мнению, имеют и Хибинские апатитовые месторождения, образовавшиеся, по-видимому, в результате глубин-

¹ Фосфор концентрируется в бурых железняках в виде штрэнгита — $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, дельвоксита — $\text{Fe}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, баррандита — $(\text{Al}, \text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, минералов групп вивианита, керченита, а также, подобно мышьяку, в сорбированном состоянии.

ного плавления и инъекции материала древних мощных осадочных известково-фосфатных накоплений (фосфоритов) [31, 33]. Большой генетический интерес представляет собой строение ультращелочных массивов — концентрическое в Хибинском и сложнопластообразное в Ловозерском. Присутствие в апатит-нефелиновых рудах и в сопутствующих нефелиновых сиенитах и других магматических породах ультращелочных — натриевых пегматитов и легкорастворимых Na-минералов — галита, натрита и других [7] редких элементов, отмеченных Е.И. Семеновым, В.Н. Холодовым, Р.Л. Баринским в 1962 г., а также битуминозных веществ, описанных И.А. Петерсилье в 1963 г., очевидно, связано с материнской засоленной (эвапоритовой) фосфоритонесущей осадочной толщей, содержащей органику.

В ряду осадочно-метаморфических—палингенных фосфатных пород Хибинское месторождение занимает крайнюю генетическую позицию, обусловленную глубиной переработкой накопленного в осадочном цикле фосфатного и карбонатного материала.

Как известно, апатит часто входит в состав минеральных продуктов карбонатитов. Во многих из них он является важным полезным ископаемым, а в ряде случаев парагенетически связан с жильно-инъекционными магнетитовыми рудами. Мы уже упоминали о перемещении апатита из первичных осадочно-метаморфических (apatит-роговообманковых) месторождений гидротермальными карбонатными растворами с формированием вторичных апатит-кальцитовых или апатит-доломит-анкеритовых жильных тел в зонах тектонических нарушений. Тем более широкое перемещение фосфора может идти в условиях карбонатитового процесса. Наибольшее количество фосфора связано, видимо, с ранними, наиболее высокотемпературными кальцитовыми карбонатитами, а в доломитовых и анкеритовых карбонатитах содержание апатита сильно снижается.

Известны убедительные экспериментальные определения физико-химических условий существования карбонатного расплава, т.е. карбонатитовой магмы. Уилли и Татл в 1960 г. при изучении системы $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ установили при давлении 1000 бар и температуре 675° (или при $P = 4000$ бар и $T = 640^\circ$) наличие легкоподвижной жидкости состава $6\text{CaO} \cdot 19\text{CO}_2 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$, находящейся в равновесии с кальцитом, портландитом и паром. Приведенные выше данные указывают на возможность палингенного образования многокомпонентной карбонатной магмы и дифференциации ее на кальцитовую, доломитовую, сидеритовую.

Все это указывает на то, что в зоне геосинклиналей и глубинных разломов карбонатные породы (часто с фосфатными и железорудными или железистыми накоплениями), эвапориты, сланцы и гнейсы могут частично расплавляться, и обогащенная редкими элементами (главным образом из силикатных, железистых и фосфатных пород) щелочная и карбонатитовая магма может подниматься в верхние структурные ярусы, сопровождаемая апатитовой, магнетитовой, редкометальной минерализацией, а также интенсивной гидротермальной деятельностью и метасоматическими преобразованиями. Все эти процессы, конечно, сильно облегчаются и активизируются присутствием летучих веществ — CO_2 (из карбонатов), P и $\text{F}(\text{Cl})$ (из фосфоритов), первоначально находившихся в составе осадочных пород.

Почти всегда сопровождаемые и парагенетически связанные с щелочными породами апатитовые и апатит-магнетитовые месторождения карбонатитового типа имеют много общих геолого-генетических и геохимических черт с палингенными образованиями отмеченных выше апатит-магнетитовых и апатит-нефелиновых метазвапоритовых руд.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ И ОРТИТООБРАЗОВАНИЕ

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В ГИПЕРГЕНЕЗЕ

Для изучения геохимической истории редкоземельных элементов существенное значение имеет геолого-петрографическое исследование древних осадочно-метаморфических пород, содержащих такие, например, минералы, как ортит, монацит (и ксенотим), Се-титанит и Y-титанит (кейльгауит). Во многих случаях эти минералы образуются в породах древней осадочной толщи, подвергшейся региональному метаморфизму, и нет возможности убедительно объяснить формирование их в кристаллических сланцах и парагнейсах выносом редких земель из изверженных (гранитовых) масс, если только бесконтрольно не пользоваться традиционным, но ложным тезисом об обязательной генетической связи редкоземельных минералов в метаморфических толщах с пневмато-гидротермальными выделениями редких элементов из магмы.

Во многих случаях магма является только фактором минерализации, собирательной кристаллизации, мобилизации и перемещения находившихся во вмещающих седиментогенных породах редких земель, а также сама в эндоконтактах обогащается этими редкими элементами за счет вплавления или пневмато-гидротермального поглощения материала осадочного происхождения.

Редкоземельные минералы часто приурочены преимущественно к определенным стратиграфическим горизонтам и конкретным типам осадочно-метаморфических пород и являются выдержанным их компонентом, а ортиты, в частности, нередко играют роль не акцессорного, а породообразующего минерала, наравне с плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, скаполитом составляя до 10–30% объема породы [30].

Некоторые содержащие биотит, пироксен и роговую обманку метаэвапоритовые, плагиоклазовые и скаполитовые парагнейсы Южной Якутии и согласно залегающие с ними диопсидовые, магнетитовые и эпидотовые параамфиболиты, подчиненные верхней свите иенггской серии архея, содержат не только акцессорные, но и породообразующие количества ортита, местами примесь титанита (кейльгауита), монацита и редкоземельного апатита [27, 30, 61]. Минералы эти то образуют, каждый порознь, агрегатно-сгустковые, рассеянные или линейно-цепочкообразные, согласные со слоистостью выделения, то формируют, срастаясь с плагиоклазом, скаполитом или цветными минералами, гранобластические структуры. Нередко они полностью или частично включены в зерна полевых шпатов или цветных минералов, а также самостоятельно или вместе со скаполитом расположены в полостях и замкнутых промежутках между породообразующими минералами, вне связи с какими-либо жилками и трещинами (возможными путями проникновения поздних пневмато-гидротермальных инфильтраций).

Наиболее информативны в генетическом отношении тесные связи сингенетических ортита и скаполита (или плагиоклаза) в гнейсах и сланцах. В районе месторождения Сивагли, например, среди тонкополосчатых амфибол-пироксеновых гнейсов встречаются согласные прослои, состоящие из геденбергита, ортита и скаполита, а в продуктивной свите иенггской серии в бассейне р. Тин развиты диопсид-ортитовые, ортит-диопсид-роговообманковые и диопсид-скаполит-ортитовые сланцы, в которых ортит всегда сингенетичен другим породообразующим минералам. Ортит-

содержащие сланцы, многократно переслаивающиеся с биотитовыми парагнейсами, плагиоклаз-диопсид- и флогопит-скаполитовыми сланцами и соседствующие с пластообразными людвижит-магнетитовыми рудами и турмалин-диопсидовыми кальцифирами, свидетельствуют о широком развитии в этом регионе, на этапе раннеархейского гипергенного разложения основных—ультраосновных толщ протогенной континентальной коры, продуктов выветривания кристаллических пород. В глинисто-песчанистых, железистых и железисто-мергелистых, карбонатных и соленосных осадках происходила метакolloидная концентрация редких земель с образованием их собственных минералов (в том числе и наиболее часто — ортита) в условиях полузамкнутых мелководных бассейнов и засоляющихся лагун с их солонатыми водами, способствующими коагуляции коллоидов.

На Пионерском месторождении диопсид-скаполитовые породы и пироксен-амфибол-скаполит-магнетитовые руды нередко переслаиваются с биотит-роговообманково-плагиоклаз-скаполитовыми кварцевыми сланцами и дают к ним постепенные переходы. В этих сланцах наблюдается тонкополосчатое чередование биотитовых и роговообманковых (часто с магнетитом), а также богатых мелкоагрегатным кварцем слоев, но плагиоклаз и скаполит имеются во всех этих слоях, причем количественно преобладает то плагиоклаз, то скаполит, т.е. количества этих двух минералов обратно пропорциональны. Многочисленные наблюдения показывают, что скаполит как бы продолжал метаморфогенную кристаллизацию плагиоклаза, когда последний в условиях достаточной герметизации пластов и накопления в осадке летучих компонентов (CO_2 , Cl , SO_3 , F , H_2O) переставал кристаллизоваться и вместо него начинал выпадать в виде твердой фазы скаполит.

Эта наша концепция подтверждается наблюдениями Б.М. Куплетского еще в 1932 г. в районе Кандалакши. Он отмечал, что в составе скаполит-роговообманковых и гранат-скаполит-роговообманковых гнейсов зерна скаполита развиваются то на плагиоклазе, то рядом с ним, раззедая и замещая его кристаллы, причем содержание плагиоклаза находится в обратной зависимости от скаполита — где в породе много плагиоклаза, там мало скаполита и кварца. Для этого выдающегося петрографа, как отмечала Л.Л. Солодовникова в 1957 г., осталось неясным, следует ли приписать появление в указанных породах скаполита "пневматолитическому" воздействию интрузий, инъекций в них флюидного магматического расплава или оно обусловлено явлениями "регионального метаморфизма". Как отмечалось нами ранее, скаполитсодержащие согласные пласты и линзы в древних толщах, несомненно, наследственно геохимически связаны с хемогенными (карбонат-сульфат-хлоридными) соленосными осадками, т.е. являются метаэвапоритовыми. Очевидно, что такой же генезис, связанный с рассолами и эвапоритовым процессом, имеют и парагенетически связанные со скаполитом и плагиоклазом ортиты.

Начиная еще с работ Гольдшмидта и его учеников в 1924 г., целый ряд исследователей занимался проблемой распространенности элементов редких земель в метеоритах (хондритах) и в породах земной коры. Оказалось, что земная кора значительно богаче редкими землями, чем хондриты, причем распределение тяжелых редких земель в обоих случаях одинаково, но легкие земли — от лантана до самария — сравнительно больше распространены в осадочных породах и сланцах, чем в метеоритах. Это является, по мнению Хаскина и Фрея (1966 г.), следствием дифференциации однородной первичной материи при образовании мантии и земной коры.

Судя по анализам 40 средних проб, составленных из 511 образцов

глин, песков и карбонатных пород верхнедевонских—нижекарбонатовых отложений Русской платформы, приведенным Ю.А. Балашовым, А.Б. Роновым и др. в 1964 г., следует считать, что содержания редких земель в различных осадочных толщах, постоянно подвергающихся выветриванию, испытывают существенные колебания, а значительное фракционирование редких земель в зоне гипергенеза происходит в условиях гумидного осадконакопления, связанного с более глубокими, чем в аридных условиях, процессами химического разложения исходного плутоно-вулканического материала, особенно породообразующих плагиоклазов и пироксенов, а также амфиболов и слюд, — с высвобождением из них и акцессорных минералов изоморфно связанных с ними редких земель.

По сравнению с песчанистыми и карбонатными осадками глинистые слои более богаты редкими землями, что дало основание Ю.А. Балашову и А.Б. Ронову предполагать, что в щелочных и кислых средах кор выветривания, а в дальнейшем в соленой морской воде редкоземельные элементы извлекаются из материнских минералов в растворы, гидролизуются, коагулируют и выпадают в осадок в виде труднорастворимых гидроокисей наряду с гидроокислами железа и алюминия, которые вместе с глинистыми частицами, фосфатным и углеродисто-органическим материалом сорбционно фиксируют и коллоидально дисперсные, и взвешенные редкоземельные соединения [2].

В 1979 г. З.Т. Катаевой удалось в лабораторных условиях доказать соосаждение редких земель с гидроокисями Fe, Al, Ti, Zr, сопровождаемое их частичным фракционированием. Это, безусловно, имеет место и в природном минералообразовании, особенно при развитии кор выветривания. Таким именно образом генерируется, в частности, смешанный протогель ортита, который, пройдя стадии диагенеза и эпигенеза, окончательно формируется как индивидуальная минеральная фаза в условиях метаморфизма. Это хорошо и наглядно иллюстрируется ортитами из Шварцвальца.

Доля редких земель в растворах (особенно их комплексных соединений, в частности, с органикой, сульфат- и карбонат-ионами) возрастает обычно с удалением от области питания и кор выветривания в сторону моря, достигая наибольших значений в морских карбонатных осадках. При гумидных климатических условиях в морских фациях происходит преимущественное накопление тяжелых лантаноидов и иттрия, что, естественно, компенсируется преимущественной концентрацией легких лантаноидов (La, Ce, Pr, Nd) в континентальных и прибрежно-морских (в том числе лагунных) терригенно-карбонатных и солевых (натриевых) осадках, т.е. именно в этих условиях происходит фракционирование редких земель.

В серии работ в 1969—1974 гг. Д.А. Минеев, в частности, отмечает, что в гипергенных условиях происходит вынос окисленного Ce и так называемых "скандиевых" редких земель (Er—Lu) и что характер корреляционных отношений между всеми лантаноидами-соседами находится в связи со структурными и генетическими особенностями минералов [18].

Новые исследования казахстанских кор выветривания Е.К. Подпорной в 1979 г. показали, что содержащиеся в них редкие земли по своему количеству и роли отдельных лантаноидов отражают их баланс в материнских коренных породах, главным образом в их легко изменяющихся породообразующих и акцессорных минералах. В связи с этим основными носителями редких земель в корях становятся глинистые минералы (монтмориллонит, каолинит и др.), фосфатные гели и гидроокислы

железа и марганца. Сами редкие земли в условиях гипергенеза входят в комплексные соединения и становятся подвижными и могут образовывать собственные гипергенные минералы (в основном окислы, карбонаты, фосфаты).

Е.К. Подпорина получила новые данные о том, что при корообразовании происходит не только суммарное перераспределение редких земель, но и их фракционирование, главной причиной которого является различная подвижность комплексных соединений индивидуальных лантаноидов. При этом на щелочном этапе гипергенеза происходит энергичный вынос иттрия и тяжелых редких земель, а легкие лантаноиды накапливаются. Однако в дальнейшем, с повышением кислотности гипергенных растворов, более подвижными становятся и выносятся элементы цериевой группы, а промежуточные и тяжелые лантаноиды относительно концентрируются.

Исследования верхнепротерозойских амфиболитов, гнейсов и сланцев с повышенным содержанием иттрия и тяжелых лантаноидов показало, что при корообразовании происходит дифференциация редких земель, причем элементы цериевой группы сорбируются глинистыми минералами и лимонитом, а концентрация в растворах иттрия и тяжелых лантаноидов приводит к образованию в каолинит-гипбситовой зоне не только черчита, но и новых гипергенных минеральных разновидностей — Y-рабдофанита и Nd-бастнезита, причем все они сильно обогащены европием (Е.К. Подпорина, 1979 г.), содержание которого в несколько раз выше, чем в метасадочных "серых" монацитах (Д.П. Сердюченко, 1984 г.).

Подобно начальным стадиям гипергенеза, на низких этапах прогрессивного метаморфизма метапелитов, метаалевролитов и метаграувакков, в интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фации суммарные концентрации редких земель и их количественные соотношения в сланцах не меняются, т.е. наследственно сохраняются от исходных осадков. Это показали В.А. Макрыгина и др. в 1980 г. на примере Хамар-Дабанских метаморфитов.

Интересно, что породообразующие и акцессорные минералы этих метаморфитов содержат 30–60% цериевых и более 50% иттриевых земель, причем количество их повышается при образовании минералов-хозяев в условиях меньших давлений. Остальная масса лантаноидов приходится на долю устойчивых акцессориев. По-видимому, повышение температуры влияет обратным (по сравнению с давлением) образом на распределение редких земель. Наиболее богаты церием в этих породах турмалин, битит и графит, но количество их очень мало.

С увеличением общего давления вхождение редких земель в структуры амфиболов и гранатов по условиям изоморфизма затруднено, но зато при этом увеличивается количество новообразованных (из сорбционных систем, глинисто-железистых и фосфатных коагелей) акцессорных ортита, сфена и апатита.

Кроме общей тенденции в возрастании геохимической роли иттрия и тяжелых лантаноидов от континентальных к морским глубоководным осадкам, безусловно, имеются менее глобальные палеогеографические и фациальные факторы разделения и относительной концентрации цериевых и иттриевых земель — в континентальных и прибрежно-морских водоемах, бессточных впадинах и лагунах с разными по типу пород областями питания, изменчивыми минералого-химическим характером осадков и соевым составом вод, с разными активностью органического материала и физико-химическими условиями среды (T , pH, Eh), отражающимися на последующих процессах диагенетического, эпигенетического и метаморфического минералообразования.

Сам процесс выпадения и формирования минеральных фаз, обладающих сильно варьирующими кристаллохимическими особенностями, следует, по-видимому, также рассматривать как один из факторов селекции редких земель. Сосуществующие минералы из одинаковых парагенезисов при разных геологических обстановках практически сохраняют свою относительную "цериевость" или "иттриевость". Так, например, при сильно варьирующем составе редких земель в минералообразующей среде апатит (а также флюоцерит, бастнезит, ортит, монацит) будет в большинстве случаев обогащен церием и другими легкими лантаноидами, а титанит (флюорит, ксенотим) в сходных условиях — иттрием и тяжелыми лантаноидами. В одном и том же парагенезисе редкие земли апатита преимущественно цериевые, а сфена — иттриевые. Намечается, таким образом, общая закономерность — несоответствие между составом редких земель в минералах и минералообразующей среде, что связано, по-видимому, с избирательным вовлечением в твердые фазы разных лантаноидов в зависимости от кристаллохимических особенностей образовавшихся минералов.

Как и по отношению к многим другим элементам (Fe, Mn, S, Al, Si и др.), диагенез и эпигенез осадков приводят, очевидно, и к перераспределению и образованию новых форм редкоземельных соединений, а процессы метаморфизма в древних (архейских — нижнепротерозойских) метаосадочных толщах вызывают еще большие их минералого-геохимические преобразования. Рассматривая эти древнейшие метаосадочные толщи, обогащенные редкими землями, и сопоставляя их с мало измененными осадочными слоями как моделью древних, искаженных метаморфизмом процессов, мы должны отметить, что фиксация редких земель в составе осадочных фосфатов является, очевидно, очень распространенной формой их нахождения, хотя и не единственной.

Для понимания редкоземельно-фосфатного минералообразования большой интерес представляют экспериментальные работы Кэррона и др., проведенные в 1958 г. В трех опытах растворы, содержащие хлорид церия, H_3PO_4 и HCl , помещались в пирексовые трубки, которые запаивались и при $T \approx 97^\circ$ держались в стальной бомбе соответственно 5 дней, 4 месяца, 1 год. Фосфаты из первых двух опытов дали на рентгенограмме изоструктуры гексагонального фосфата церия и природного рабдофанита, а в третьей трубке было получено моноклинное минеральное вещество, изоструктурное с монацитом. Отсюда следует, что при относительно низких температурах и давлении, но при длительности процесса получают моноклинные формы фосфатов.

В другой серии опытов природные рабдофанит и чёрчит при нагревании в серебряных запечатанных тиглях до $T = 300^\circ$ в течение 5 дней были превращены соответственно в монацит и ксенотим. Следовательно, многие ксенотимы и монациты первоначально (в гипергенных условиях) осаждались как чёрчиты и рабдофаниты.

Еще большее значение для концентрации редких земель, по наблюдениям Д.А. Минеева и Д.П. Сердюченко в 1965—1974 гг., имеют крупные скопления осадочных фосфатов кальция (фосфоритов). Мы склонны думать, что в отдельных случаях эта геохимическая связь Ca—TR—P наследуется от осадочных к палингенным комплексам, достигая гигантских масштабов, например, в хибинских редкоземельно-apatитовых месторождениях.

Большое значение имеют, очевидно, также процессы осадочного (эвапоритового) карбонатообразования, которые в архейское время, с одной стороны, нередко были связаны с выпадением из сильно щелочных (содовых, хлор-натриевых и др.) растворов-рассолов фтора в виде флюорита, ассоциирующего с доломитом, а с другой — к этой стадии были приурочены

ны, по-видимому, и местные концентрации растворимых фтор-карбонатных TR-комплексов. Такие комплексы при дальнейшей физико-химической эволюции рассолов, в условиях, например, их пересыщения или смешивания, могли осадаться в виде дисперсно-кристаллических или коллоидных (гелевых) соединений. Последние в условиях диагенеза и эпигенеза, особенно при участии тех же остаточных рассолов и сорбирующих иловых масс, "дозревали" и собирательно перекристаллизовывались. Происходило формирование фтор-карбонатов редких земель и кальция: бастнезита — CeCO_3F , анкилита — $(\text{Sr}, \text{Ca})_2\text{LaCe}(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др. или в загрязненных глинистыми примесями известняково-доломитовых илах кристаллизовались гидроксил-фтор-силикаты типа церита — $\text{Ce}_3(\text{SiO}_4)_2(\text{OH}, \text{F})$ или тернебомита — $\text{La}_2\text{Al}(\text{SiO}_4)_2(\text{OH}, \text{F})$.

В архейских уже метаморфизованных карбонатных толщах, например в Средней Швеции, известняково-доломитовые пласты и линзовидные тела местами содержат рассеянные пироксен-амфиболовые и слюдястые примеси и пропалтаки или соседствуют и частично переслаиваются с кремнисто-магнетитовыми тонкопосочатыми рудами, автоскарновыми линзами, углеродисто-карбонатно-глинистыми сланцами. Эти метасадочные породы неравномерно, но постоянно обогащены редкими землями в форме широко распространенного ортита. Подобные процессы редкоземельного минералообразования известны в молодых и современных соленосных осадках формации Грин Ривер (США). Так, на месторождении троны, связанном с этой формацией, вблизи урано-фосфатной доломитовой зоны, в явно эвапоритовых условиях — в ассоциации с аутигенным сирлезитом $\text{Na}[\text{BSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2]$, биотитом, эгирином, по наблюдениям Мильтона и Эгстера в 1959 и 1965 гг., — происходит выпадение в осадок натро-бариевого редкоземельного гидрокарбоната — макельвита $\text{Na}_2\text{Ba}_4\text{CaY}_2(\text{CO}_3)_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (с небольшим содержанием Sr и Ce) в парагенезисе с цериевым бербанкитом $\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_5$, в котором количество редких земель достигает 15%. Здесь же в обогащенных содой озерных метасадках был обнаружен аутигенный редкоземельный борат — брайчит $7(\text{Ca}, \text{Na})\text{O} \cdot \text{TR}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Пауп, 1967 г.).

ОРТИТЫ ИЗ МЕТАСАДОЧНЫХ ПОРОД ШВАРЦВАЛЬДА

Большое значение для понимания осадочно-метаморфического генезиса ортита имеют его концентрации в темно- или серо-зеленом плагиоклаз-роговообманково-биотитовом парагнейсе в Среднем Шварцвальде, описанные Рейном в 1952 г. Кварц и плагиоклаз ($An = 37\%$) образуют здесь агрегатно-мономинеральные линзочки и полоски и вместе составляют основную ткань. Иногда в парагнейсе наблюдается мелкозернистый гроссуляр и почти всегда присутствует титанит. В плагиоклазовых линзочках и слоях расположены призмы ортита длиной до 8—10 мм; они лежат в плоскости сланцеватости и содержат включения основной ткани. Некоторые порфириобласты ортита имеют ореол из тонких рассеянных ортитовых зернышек с той же оптической ориентировкой, что и главный кристалл. Очевидно, это связано с собирательной кристаллизацией и диффузией ортитового вещества в поры и к границам его минеральных зерен. Рейн отмечает, что тонкозернистая реликтовая ткань гнейсовой породы и ее минеральный состав доказывают, что исходный материал представлял собой осадочные отложения, по составу примерно соответствующие песчанистому мергелю, обогащенному титаном.

Парагнейсы такого типа, местами сопровождаемые параамфиболитами, биотитовыми парагнейсами и гнейсовыми кварцитами, имеют постепен-

ные переходы к лейкократовым кварц-ортоклазовым ортогнейсам, с пачками и слоями которого они многократно чередуются. В ортогнейсах плагиоклаза и биотита мало, а роговая обманка и ортит вообще отсутствуют. Большое развитие в районах Среднего Шварцвальда имеют смешанные гнейсы зоны инъекции, состоящие из осадочного и гранитного материала. Эти породы почти всегда ортитоносны и известны в геологической литературе под названием "слоисто-полосатый ортитовый гнейс", в состав которого входят кварц, ортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, биотит.

Призмы ортита лежат обычно в плоскостях слоистости—сланцеватости смешанного гнейса. Под микроскопом видно, что они часто состоят из 20—70 тонких, одинаково ориентированных оболочек, имеющих, очевидно, первичный характер; на них накладывается грубая вторичная зональность, связанная с различной изотропизацией (то ядра, то оболочки) в результате радиоактивных воздействий. В качестве включений ортит может содержать все остальные минералы гнейсов, в том числе и роговую обманку с титанитом.

Порфиробласты ортита произошли, таким образом, в наиболее позднюю стадию формирования минералов смешанного гнейса, но до разгнейсования породы. Они в значительной степени унаследованы от подвергшегося инъекции ортитоносного парагнейса. В условиях динамометаморфизма (разгнейсования) идиоморфные кристаллы ортита, как и в сланцах Приполярного Урала, подверглись деформациям — раздроблению, скручиванию, обламыванию периферических участков, развальцеванию, изгибанию и растиранию. На стыках с эластичным биотитом они сохранились лучше, чем в соприкосновении с жесткими кварц-полевошпатовыми агрегатами. Катаклазу подверглись и другие минералы, о чем говорят разорванные и скрученные кристаллы роговой обманки, развальцованные и изогнутые кристаллы биотита, трещиноватые и раздробленные зерна полевых шпатов и кварца. Деформация породы происходила в таких условиях температуры и давления, при которых ортит, биотит и роговая обманка не были способны к регенерации. Однако в Шварцвальде встречаются ортоклазсодержащие (5—35%) с плагиоклазом (№ 33—38) сиенитоподобные "зернистые разновидности" гнейса с большим содержанием биотита и мелкозернистого ортита.

Эта порода по минеральному составу и текстуре непосредственно связана постепенными переходами со смешанными гнейсами и, очевидно, подвергалась местному или широкому плавлению (палингенезу) или связана с ассимиляцией при инъекционном метаморфизме, что и вызвало подвижность ортитового вещества и регенерацию ортитов (за счет обломков его ранних порфиробластов). Короткие и широкие призмы апатита в парагнейсах и смешанных гнейсах здесь замещены более высокотемпературными его столбиками и иглами. Нельзя объяснить генезис ортита как результат реакции между привнесенными из предполагаемого глубинного интрузива редкими землями и материалом роговых обманок или слюд, так как ортит образуется и там, где роговая обманка и биотит отсутствуют, а с другой стороны, известно много гнейсов с амфиболами и слюдами, но без ортита.

Вполне обоснованно объясняет ортитообразование в Шварцвальде седиментационная, осадочно-метаморфическая концепция [30], предусматривающая первичноосадочное накопление редких земель с последующей их минерализацией и перемещением под влиянием повторного метаморфизма (полиметаморфизма) и гранитных инъекций. Об этом говорит приуроченность ортита почти исключительно к парагнейсам и парагнейсовым прослоям в смешанных гнейсах. Метаосадочное происхождение редких земель

в парагнейсах Шварцвальда, по наблюдениям Менера, Рейна и Уимменера в 1948 г., подтверждается также постепенными переходами и переслаиванием ортитоносных известково-силикатных пачек с биотит-кордиеритовыми (высокоглиноземистыми, метаэвапоритовыми), содержащими в себе параллельно вытянутые призмы кордиерита и пластинкам слюды и глыбы силлиманита.

Наличие точечно-зернистых ортитовых ореолов вокруг порфиروبластов ортита, зональность их зерен, включения участков сланцево-парагнейсовой матрицы и гелицитовые структуры говорят также в пользу их коллоидально-осадочного происхождения. Эта минерализация генетически аналогична метаосадочному формированию лапчатых ("амебообразных") выделений анатаз-брукит-рутиловых лейкоксеновых порфиробластических зерен в тонкой углеродистой слюдисто-кварцевой ткани рифейских сланцев Тимана, минералами которых (кварцем, слюдами) нашпигованы крупные зерна метакolloидального лейкоксена.

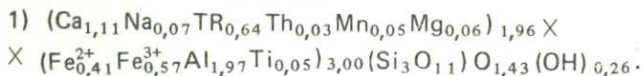
ОСОБЕННОСТИ ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ В ОРТИТАХ

Надежные химические анализы ортитов, взятых из различных геологических обстановок, показывают, что у них, кроме широко известных и типичных, встречаются и необычные изоморфные замещения, в том числе такие, которые были спорны, малоизвестны или в специальной литературе совсем не упоминаются.

Гранитные пегматиты (~ 1,2 млрд. лет), секущие раннедокембрийские гнейсы, железистые руды, кристаллические известняки и скарны гренвилльской формации (штат Нью-Йорк), а местами и среднедокембрийские анортозиты, по наблюдениям Мэрбла в 1943 г., состоят в типичных случаях из микроклина, плагиоклаза, гипперстена, в отдельных зонах — из кварца и акцессорных магнетита и ортита, иногда с примесью биотита или флогопита. Характер залегания пегматитов в виде мелких линз, постепенно переходящих во вмещающие гнейсы, крупные и часто идиоморфные собирательно перекристаллизованные в них кристаллы ортита, позволяют заключить, что здесь палингенные выплавки пегматитов образовались за счет мелкозернистого ортитоносного материала вмещающих парагнейсов. Подобным образом образовались и гигантокристаллические друзы ортита в палингенных пегматитах Енского слюдоносного района на юге Кольского полуострова (Д.П. Сердюченко, 1964 г.).

Химически был исследован ряд ортитов из различных месторождений (табл. 7), в том числе тщательно очищенный от включений амфибола, полевых шпатов, кварца и циркона ортит из месторождения Уайтфес Маунтинз, штат Нью-Йорк (см. табл. 7, ан. 1).

Структурная формула этого ортита хорошо рассчитывается только на 12,5 кислорода по "сухому" веществу; при расчете на 13 кислородов количества всех катионов превышают структурную норму:



Помимо обычных замещений $\text{TRFe}^{2+} \rightarrow \text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$, здесь очевидно проявляется не только эквивалентный $\text{O}_{0,26} \rightarrow (\text{OH})_{0,52}$, но и $\{\text{La}^{3+}\text{O}\}_{0,22} \rightarrow \{\text{Ca}(\text{OH})\}_{0,22}$, т.е. сопряженный катионно-анионный изоморфизм (ион за ион).

Большой интерес представляет архейская железорудная зона Центральной Швеции (Норберг, Гелливар, Лонгбан, Бастнез, Риддархитан, Фалун

и др.), где железные или марганцевые руды, сульфидные концентрации подчинены древним "лептитовым" формациям — карбонатно-глинисто-песчанистым (флишоидным) метаморфизованным, переслаивающимся с вулканитами и прорванными гранитами; местами они сопровождаются не только борными (людвигит, ашарит, пинакиолит, флюоборит), но и редкоземельными минералами (ортит, тернебомит, церит, бастнезит и др.).

Железные руды (магнетит-кварцевые и магнетит-кварц-доломитовые полосчатые, магнетит-силикатные, магнетит-редкоземельные и магнетит-боратовые), исследованные рядом ученых, в том числе Ландергреном (1948 г.), Гейджером (1927, 1930, 1963 гг.) и др., залегают согласно во вмещающих осадочно-метаморфических толщах и представляют собой древние седиментационные накопления, подвергшиеся позже региональному и контактово-инъекционному метаморфизму, со значительным проявлением метасоматоза [43, 50, 56].

Ортит — наиболее распространенный редкоземельный минерал в железорудной толще (см. табл. 7, ан. 2). Размеры его зерен то микроскопические, то хорошо различимы простым глазом, количественно он или резко подчинен магнетиту, или играет значительную роль и даже преобладает. Зерна его то рассеяны, то образуют согласные тонкие прерывистые прослойки среди железной руды или в зоне пироксен-амфибол-гранатовых скарно-подобных пород вблизи или среди доломитов и дедоломитизированных силикатных известняков, тоже нередко с зернышками ортита.

Более ранний (первичный) ортит образует обычно темно-коричневые или черные мелкие анизотропные кристаллические зерна во вмещающих сланцах и гнейсах, а местами в тонкополосчатых доломит-магнетит-кварцевых рудах. В зонах скарирования доломитсодержащих пачек развиты главным образом вторичные, часто метакolloидальные, перекристаллизованные вместе с другими минералами, более светлые ортиты, в составе которых в значительных количествах есть не только окисное и закисное железо, но и магний и фтор — соответственно составу вмещающих пород и фтор-магнезиальных метасадочных гидротерм, принимавших участие в скарнообразовании и метасоматических преобразованиях.

Железистый магнезиальный ортит (см. табл. 7, ан. 8) под микроскопом сильно плеохроирует. Он приурочен главным образом к массивным магнетитовым рудам, где образует зернистые или радиально-лучистые (перекристаллизованные) агрегаты, местами с двойниками.

Сильно магнезиальный ортит развит преимущественно в зоне контактов магнетитовой руды и амфиболитов с доломитовыми известняками, в которых и содержится метасоматические выделения и расположенные вдоль трещин жилковатые струйки высокофтористого магнезиоортита и тремолита, развитых то совместно, то отдельно один от другого; иногда они сопровождаются участками богатых, собирательно перекристаллизованных магнетитовых руд.

Микроскопическое исследование показывает, что магнезиоортит (около 14% MgO) образует неправильные округлые зерна, без идиоморфных очертаний и без двойников. Чаще всего встречаются тонкие радиальные пластинки, местами с трудом различимые даже при большом увеличении — волокнисто-войлочные агрегаты. Очевидно, что эта метасоматическая генерация ортита прошла от обычного осадочно-метаморфического ортита еще через промежуточную стадию слабомагнезиального железистого ортита с содержанием MgO около 7% (см. табл. 7, ан. 8).

Рассчитанная нами структурная формула первичного ортита из Центральной Швеции (см. табл. 7, ан. 2) дает удовлетворительные результаты только при расчете на 12,5 кислорода, а это значит, что изоморфизм

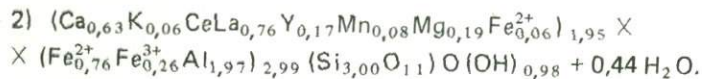
Таблица 7

Химический состав (мас. %) и оптические свойства ортитов

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	32,72	31,46	33,09	30,42
TiO ₂	0,64	—	0,16	—
ThO ₂	1,20	—	0,10	2,37
Al ₂ O ₃	18,28	17,56	20,06	17,00
Fe ₂ O ₃	8,36	3,67	2,57	5,45
Ce ₂ O ₃	3,73	—	9,20	8,09
La ₂ O ₃	15,46	21,56	11,70	8,31
Y ₂ O ₃	0,12	3,39	Сл.	1,42
FeO	5,42	10,40	4,71	11,96
MnO	0,63	0,95	0,10	0,80
MgO	0,44	1,32	2,61	He обн.
CaO	11,28	6,14	13,70	13,38
SrO	0,14	—	—	—
Na ₂ O	0,17	—	0,02	—
K ₂ O	0,26	0,48	0,07	—
F	He опр.	—	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁺	0,41	2,92	1,79	0,58
H ₂ O ⁻	0,29	—	—	0,15
Сумма	99,55	99,85	99,88	99,93
Плотность, г/см ³		3,728	3,513	3,800
<i>Np</i>				1,763
<i>Nm</i>				1,768
<i>Ng</i>		1,746		1,788
2V° (+)				57

Примечание. Графы (номера анализов): 1 — ортит из пегматитов, секущих гнейсы и анортозиты Адирондака (штат Нью-Йорк; Мэрбл, 1943 г.); 2 — малокальциевый ортит из метасадочной рудной толщи Риддархитан (Центральная Швеция; Темпл, 1938 г.); 3 — из флогопитового месторождения Антанамена (Мадагаскар; Лакруа, 1941 г.); 4 — из пегматитов Амбатотонгели (Мадагаскар; Кароби, 1926 г.); 5 — из микроклиновых пегматитов Фиордланда (Новая Зеландия; Хаттон, 1951 г.); 6 — из метасадочных гранулитов Гордония (Южная Африка; Хуго,

валентный (O → 2OH) в отличие от сопряженного катионно-анионного (ион за ион) типа Mg(OH) → (Al, Fe³⁺)O в шведских вторичных метасоматических Mg-ортитах, когда коэффициент-делитель, дающий закономерные формульные количества, вычислялся нами путем деления на 13 суммы кислорода (включая H₂O⁺) плюс 1/2F (в эквивалентах кислорода):



Можно полагать, что здесь, как и в амфиболах, в группу кальция изоморфно входит не только магний, но и небольшая часть двухвалентного железа.

В мадагаскарских метазвапоритовых месторождениях флогопита нередко встречается черный с жирным блеском ортит, оптически анизотропный, но лишенный спайности и геометрических форм [55]. Его сплошные выделения среди флогопита и кальцита, окруженные по краям зернами пироксена, в Антанамена по весу достигают нескольких килограммов, и имен-

	5	6	7	8	9	10
	32,20	31,74	30,99	31,85	31,39	29,82
	0,74	—	0,98	0,02	—	0,60
	1,05	—	0,29	—	—	1,76
	17,18	17,95	14,80	10,09	8,05	9,49
	3,79	10,26	9,24	5,83	1,12	13,80
	9,06	6,66	22,81	11,66	12,10	27,96
	9,24	8,05	—	15,50	17,00	—
	0,72	0,57	—	—	—	Сл.
	10,38	7,00	6,90	5,34	2,29	3,27
	0,26	0,18	0,73	0,27	0,50	0,89
	0,69	3,22	0,90	7,42	14,15	0,32
	11,93	12,00	12,32	9,57	9,36	7,86
	—	—	—	—	—	—
	Сл.	0,09	—	—	—	0,33
	0,02	0,08	—	—	—	0,85
	Сл.	He опр.	He опр.	0,87	3,31	0,19
	1,89	1,88	0,23	1,79	2,02	2,73
	—	0,18	—	—	—	—
	99,46	99,86	100,19	100,21	101,29	99,87
	3,990			4,000	3,900	
	1,763			1,760	1,715	
	1,768					
	1,788				1,733	
	57				50	

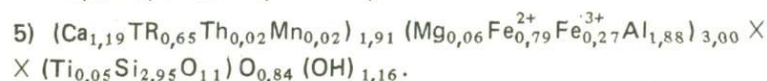
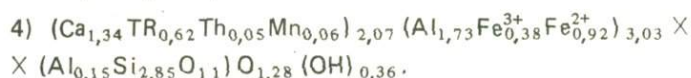
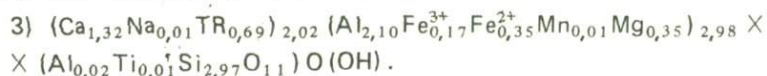
1961 г.); 7 — из эгирин-авгит-полевошпатовой жилы в диопсид-скаполитовых (метазвапоритовых? — Д.С.) породах Вишневогорского щелочного комплекса (Урал; Н.В. Свяжин, 1967 г.); 8 — из метасоматически измененной осадочно-метаморфической железорудной толщи (Норберг; Гейджер, 1927 г.); 9 — из трещинных зонческой железорудной толщи (Норберг; Гейджер, 1927 г.); 10 — из метасоматического замещения в доломитах (Норберг; Гейджер, 1927 г.); 10 — из альбититов щелочного массива Илимаусак (Гренландия; Е.И. Семенов, 1969 г.).

но отсюда был изучен обломок ортитовой массы весом 1,7 кг (см. табл. 7, ан. 3), в которой почти нет тория, но много магния.

Месторождения флогопита и генетически связанные с ними парапироксениты различного типа (плаггиоклазовые и скаполитовые) здесь часто рассекаются кварц-микроклиновыми пегматитовыми жилами, которые нередко сильно, особенно в зоне месторождений, эндоморфно обогащаются за счет боковых пород известково-силикатными минералами (олигоклаз-андезином, зеленым железистым диопсидом, гроссуляром, минералами группы эпидота, волластонитом, реже — скаполитом, сфеном и др.). Очевидно, что такое же ассимиляционное происхождение в составе эндоконт-тактно измененных пегматитов Мадагаскара, названных Лакруа "диссогени-тами", имеет и заключенный в них ортит (см. табл. 7, ан. 4). Эти перекристаллизованные ортиты, как и в Новой Зеландии (см. табл. 7, ан. 5), отличаются от ортитов из флогопитовых парагенезисов повышенной железистостью, незначительным содержанием "воды". Они практически не магнезиальны, но сильно обогащены торием.

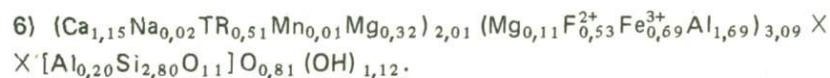
Кристаллохимические формулы мадагаскарских ортитов, в которых, к сожалению, не был определен фтор, удовлетворительно рассчитываются

только на 12,5 кислорода, сигнализируя об эквивалентном изоморфизме ($O \rightarrow 2OH$). В ан. 5 (см. табл. 7) также видны сопряженные катионно-анионные замещения $R^{2+}(OH) \rightarrow R^{3+}O$:



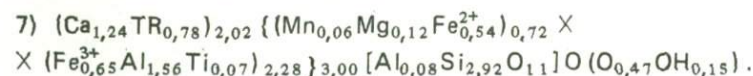
Геологическая обстановка в округе Гордония (Южная Африка) показывает, что богатые ортитом (до 10%) прослои согласно залегают в архейских гнейсах, сланцах и гранулитах, сложенных кварц-полевошпатовым материалом с примесью биотита или мусковита, амфибола и аксессуарных ортита, турмалина, апатита, магнетита, циркона и сфена. Породы эти представляют собой, по описанию Бэкстрёма в 1950 г., первичноосадочные слои, главным образом песчанистые, переслаивающиеся с глинистыми. Все они подверглись региональному метаморфизму, местами гранитизации и внедрениями пегматитов, которые иногда ортитоносны, так как ассимилировали ортитовый материал из вмещающих метаосадочных толщ.

Кристаллохимическая формула этого ортита (см. табл. 7, ан. 6) рассчитана по среднему из двух близких делителей (на 12,5 по "сухому" веществу, $K_1 = 185,2$; на $13 - O + \frac{OH + F}{2}$, $K_2 = 186,0$):

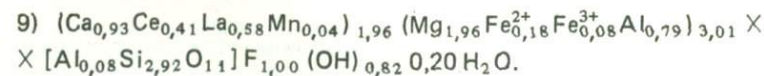
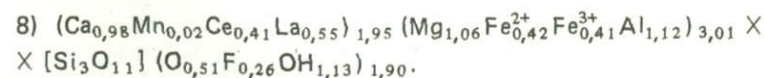


Обращает на себя внимание возможность изоморфного вхождения Mg не только взамен Fe^{2+} , но и в группу Ca, вероятно в полиэдры с наименьшим координационным числом; кроме того, здесь значительна роль тетраэдрического алюминия.

Представляет интерес почти безводный ортит из Вишневогорского щелочного массива, исследованный Н.В. Свяжиным в 1967 г. (см. табл. 7, ан. 7). Состав его точно укладывается в кристаллохимическую формулу только при расчете анализа на 12,5 кислорода (по "сухому" веществу), что обуславливается реальной конституцией минерала с эквивалентным изоморфизмом анионов ($O \rightarrow 2OH$):



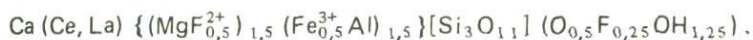
Структурные формулы магниезильных ортитов Центральной Швеции (см. табл. 7, ан. 8 и 9):



Они хорошо рассчитываются только на 13 кислородов, включая H_2O и $F/2$; при расчете на 12,5 кислорода по "сухому" веществу формульные количества Si и группы Ca и Al сильно превышают норму. Обнаруживается, помимо $TRFe^{3+} \rightarrow Ca(Fe^{3+}, Al)$, также сильно выраженный в условиях фтористого магнезиального метасоматоза эквивалентный изоморфизм $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, а также сопряженные катионно-анионные замещения $MgF \rightarrow AlO$. Первоначально считали, в частности Цейджер в 1927 г., что здесь фтор, по-видимому, изоморфно замещает (ОН), но А.Г. Бетехтин в 1950 г. отметил, что две формульные единицы Al ортита замещаются в магнезиортите на 2Mg с одновременным замещением кислородов на одновалентные анионы. В действительности же происходит замещение $Mg_2F \rightarrow Fe^{2+}AlO$, т.е. только один Al и один (двенадцатый, не связанный в кремнекислородных тетраэдрах) O сопряженно замещаются соответственно на Mg и F.

В пределе (см. табл. 7, ан. 9) вместо $Ca(Ce, La)(Al_2Fe^{2+})(Si_3O_{11})O(OH)$ у обычного ортита, имеем $Ca(Ce, La)(AlMg_2)(Si_3O_{11})F(OH)$ у фтор-магнезиального.

Очевидно, что промежуточное положение между ними занимает магнезиально-железистая фтор-гидроксильная стадияльная генерация (ан. 8), округленная формула которой будет:



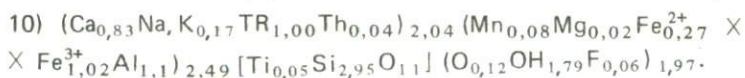
Удивительно, что при всех этих закономерных соотношениях магнезиальные ортиты Швеции диагностированы как типичные ортиты [49] и рентгенографически отнесены Диром и др. в 1965 г. к сомнительным минералам, точный состав которых будто бы неизвестен. Между тем ярко проявленный в них сопряженный изоморфизм типа $MgF \rightarrow AlO$ имеет место и в гренландском ортите, где $Fe^{2+}(OH) \rightarrow AlO$. Вообще же изоморфизм такого рода известен у турмалинов, титанитов и других минералов [44].

Ортит из Гренландии был описан Энгстрёмом еще в 1879 г., затем изучен в кристаллических сланцах района щелочных массивов Кольского полуострова П.Н. Чирвинским в 1936 г. и в гранитизированных биотитовых гнейсах докембрийского фундамента района Годхоб — Боко в 1949 г. Можно предполагать, что именно из таких парагнейсов он ассимилируется как секущими и согласными пегматитами, так и палингенными (метазвапоритовыми) щелочными породами [31].

В альбититах из фойяитов Илимаусакского щелочного массива (Гренландия) Е.И. Семенов в 1969 г. встретил ортит анизотропный, дающий четкую дебаграмму без предварительного прокаливания. В лаборатории ИМГРЭ З.Т. Катаева выполнила химический анализ минерала, в котором содержания редких земель и H_2O^+ оказались очень высокими (см. табл. 7, ан. 10). Вода эта, как показали наши расчеты, вся входит в структуру минерала, практически полностью замещая в формуле двенадцатый (не связанный с кремнекислородными тетраэдрами) кислород ($OH \rightarrow O$) при одновременной компенсационной замене $Fe^{2+} \rightarrow Al$. Здесь, таким образом, в основе лежит сопряженный катионно-анионный изоморфизм $Fe^{2+}(OH) \rightarrow AlO$. Закисного железа в действительности имеется мало, зато много окисного, и оно эквивалентно компенсирует недостаток закисного: $Fe_2^{3+} \rightarrow Fe_3^{2+}$, обусловив дефектное строение минерала. С учетом такого замещения, вызванного высоким окислительным режимом среды, формула илимаусакского ортита приобретает нормальный вид и количество формульных единиц в группе (Fe, Al) будет не 2,49 а 3,00.

Расчет структурной формулы на 12,5 кислорода (по "сухому" веще-

ству) дает неудовлетворительные, а на 13 с учетом $+H_2O$ и половины фтора (в эквивалентах кислорода) — вполне четкие и обоснованные результаты:



В пределе получим



Таким образом, из вышесказанного видно, что не подвергшиеся метамиктизации вполне раскристаллизованные ортиты, в зависимости от особых физико-химических и геологических условий образования, способны, с одной стороны, эквивалентно замещать свой гидроксил на кислород и почти полностью становятся безводными, а с другой — наоборот, дополнительно к формульной гидроксильной группе еще заменять (ион за ион) не связанный с кремнием кислород на OH или F, повышая в минерале сверх обычного суммарное содержание летучих (H_2O^+ и F), в отдельных случаях до 5 мас. %.

Оказалось, что по своей химической конструкции ортиты $(CaTR)_2 \times (Fe^{2+}Al_2) [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH, F)$ в разной степени приближаются к этой идеальной формуле и внутренние связи между катионами и анионами отдельных индивидуальных минералов неодинаковы. В результате этого упорядоченное соотношение формульных единиц в одних случаях достигается посредством пересчета химических анализов на 12,5 кислорода (по "сухому" веществу), в других — на 13 кислородов (включая H_2O^+ и F/2). Первый метод соответствует заложенному в минерале эквивалентному (изовалентному и гетеровалентному) изоморфизму в катионах и анионах (включая $O \rightarrow 2OH$), второй — сопряженному катионно-анионному (ион за ион) изоморфизму типа $R^{2+} (OH) \rightarrow R^{3+} O$, что связано обычно с деградацией энергии кристаллической решетки. Как и для турмалинов и титанитов, для ортитов нет единого универсального метода вычисления формулы, и следует предварительно подходить к расчету разными путями, допускаемыми структурой, для выбора оптимального варианта, чтобы не применять "прокрустова ложа", добиваясь мнимой, отсутствующей в действительности унификации.

Итак, сингенетические и, бесспорно, седиментогенные ортиты в метаморфических толщах широко распространены. Они образуют рассеянную, сгустковую или прерывисто-тонкослойную и мелколинзовидную минерализацию в терригенных и карбонатных (известняковых, доломит-известняковых, мергелистых) породах. В ряде случаев ортиты метаосадочные входят в состав доломит-кремнисто-железистых тонкополосчатых руд джеспилитового типа, а нередко (Швеция, Алдан) образуют значительные сингенетичные концентрации в массивных линзовидно-слоистых некремнистых магнетитовых и людвиговитовых рудах и вмещающих пироксен-амфибол-биотитовых (со скаполитом) сланцах и гнейсах.

По стадиям образования хорошо выделяются первичные метаморфогенные и вторичные метасоматические и собирательно перекристаллизованные ортиты. Вторичные особенно характерны как эндоконтактные минералы в пегматитах и щелочных (нефелиновых, альбитовых и др.) жилах и инъекционных телах, секущих осадочно-метаморфические породы с рассеянным мелкозернистым первичным ортитом. К этой группе относятся и крупные плотные ортитовые выделения на флогопитовых и магнетит-людвиговитовых месторождениях, подвергшихся перекристаллизации и сопровождаемых скаполитом (и плагиоклазом) — индикатором древних соленосных формаций.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВ ТИТАНИТОВ В ДРЕВНИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

Титан в биосфере начинает свой геохимический цикл при формировании на кристаллических породах кор выветривания в условиях теплого и влажного климата и необычайно интенсивного развития растительности. Поэтому элювиально-остаточные, делювиально-кластогенные и хемогенно-сорбционные концентрации титана в илах материковых водоемов и морей существенно дополняются и расширяются биогенными компонентами в результате свойственной ему высокой биофильности — титан, физиологически накапливаемый растениями (особенно простейшими) при их приповерхностном окислении и разложении, а особенно при контактовом и региональном метаморфизме, выделяется из растительных углефицированных или графитизированных тканей и (в зависимости от геохимических и $P-T$ условий среды) изоморфно входит в состав различных силикатов или образует собственные минеральные фазы [47].

Содержание титанита в различных парасланцах и парагнейсах, а также в некоторых метаморфизованных известняках и доломитах нередко устойчиво. Он закономерно распределен среди породообразующих минералов в виде сходных с ними по величине зерен, часто образующих согласные с общим напластованием прерывистые струйки и полоски, которые чередуются со слоями другого состава.

Характерна приуроченность титанита главным образом к пироксенам и амфиболам (в том числе щелочным), к биотиту, графиту, магнетиту и титано-магнетиту.

Все это отражает геохимические и генетические связи титанита с минеральными компонентами и органическим веществом материнских осадков и дает полное основание рассматривать здесь титанит как сингенетическое метаосадочное образование, не имеющее никакой связи с ювенильными процессами или магматическими источниками вещества. Титанит часто образовывался за счет Ti-содержащих глинистых, мергелистых или углисто-битуминозных прослоев (местами только, возможно, с небольшой примесью вулканогенного вещества), которые формировались в результате переотложения и дифференциации биогенно-осадочных комплексов более древних континентальных титансодержащих кор выветривания — железисто-глиноземистых, песчанистых и мергелистых.

Таковы, например, описанные Г.Д. Афанасьевым в 1939 г. четковидные цепочки и прерывистые струйки овальных зерен светло-кремового титанита, согласные с напластованием вмещающих их тремолит-графит-кварцевых пачек в протерозойской толще, кварц-биотитовых сланцев, мраморов и кварцитов, богатых силлиманитом, графитом, гранатом, местами турмалином и ортитом, в приамурской части Малого Хингана. Прямая генетическая и корреляционная связь между графитом и титанитом (и апатитом) устанавливается также в богатых углеродистым веществом слюдисто-гранат-графит-кварцевых сланцах и гнейсах в зоне Санарского гранитного массива на Южном Урале, в графит-слюдистых рифейских сланцах Тимана и в других районах СССР [26, 29]. Химический состав и оптические свойства титанитов приведены в табл. 8.

В глубоко метаморфизованных докембрийских известняках Параинена (Финляндия) выделения титанита (с 44,4% Al_2O_3 и 1,40% F) приурочены в основном к метаморфизованным углеродисто-мергелистым прослойкам. Сахама в 1946 г. предложил свою структурную формулу $(Ca_{0,99}Na_{0,01})_{1,00}X$

Таблица 8

Химический состав (мас. %) и оптические свойства титанитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	30,32	29,85	30,50	29,75	28,60	30,36	30,07
TiO ₂	33,70	30,65	39,20	34,46	33,44	30,73	29,22
ZrO ₂	0,06	—	—	—	—	—	0,50
Nb ₂ O ₅	0,69	—	—	0,68	0,15	—	0,55
Ta ₂ O ₅	0,03	—	—	0,04	—	—	—
V ₂ O ₅	0,09	—	—	—	—	—	—
TR ₁ O ₃	0,30	3,58	3,26	4,25	0,85	0,66	2,42
Al ₂ O ₃	4,44	7,32	0,88	2,00	4,29	6,57	4,54
Fe ₂ O ₃	—	6,17	—	—	2,75	0,82	2,35
FeO	0,20	—	1,40	2,38	1,40	—	1,00
MnO	0,01	—	—	—	0,17	0,05	0,16
MgO	0,16	—	0,35	—	1,00	0,19	0,03
CaO	28,40	22,37	24,50	24,45	25,01	27,87	25,26
SrO	0,05	—	—	0,35	0,01	—	1,34
BaO	0,003	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,16	—	0,32	1,06	0,32	0,18	0,38
K ₂ O	—	—	—	0,10	0,16	0,17	0,14
F	1,40	0,32	не опр.	—	2,17	2,30	1,75
H ₂ O ⁺	0,54	—	—	0,60	0,60	0,62	1,16
H ₂ O ⁻	0,16	—	—	—	0,15	0,18	—
Сумма	100,71	100,26	100,41	100,12	101,07	100,70	100,87
F ₂ =O	0,59	—	—	0,28	0,91	0,97	0,74
Сумма	100,12	100,26	100,41	99,84	100,16	99,73	100,13
С учетом Cr ₂ O ₃	-0,28	—	—	—	—	-0,02	—
<i>Np</i>	1,84	1,843	—	1,843	1,855	1,840	1,90
<i>Nm</i>	—	1,870	—	1,876	—	—	—
<i>Ng</i>	1,975	1,943	—	2,011	1,951	1,925	1,99
<i>Ng</i> - <i>Np</i>	0,13	0,100	—	0,168	0,096	0,085	0,09
2V ⁺ (+)	38	40	—	44	40	—	42

П р и м е ч а н и е. Графы (номера анализов): 1 — бурый гротит из метаморфизованного известняка, Параинен (Финляндия); 2 — кейльгауит из парагнейсов (гранито-гнейсов) района Стерлиг (Нью-Джерси, США); 3 — титанит темно-бурый смоляно-блестящий, конвертовидный из крупнозернистого щелочного гранита в диопсид-скаполит-роговообманковых гнейсах (р. Тин, СССР, аналитик В.А. Молева); 4 — красно-бурый титанит из архейских пироксеновых микроклин-ферритовых мигматитов (Якутия, СССР); 5 — буро-коричневый титанит из гранодиоритов, ассимилировавших вмещающие парагнейсы (с. Шнипка, Белоруссия, СССР); 6 — метамиктный титанит из инъецированных пегматоидными жилами парасланцев и парагнейсов с автоскарнами (Западная Моравия, ЧССР); 7 — темно-коричневый титанит из щелочного метаосадочного "гнейсо-гранита" с флюоритом и F-апатитом (Канозеро, Кольский полуостров, СССР).

$X [Ti_{0,82}Al_{0,16}Nb_{0,01}(Fe^{2+}, Mg)_{0,01}]_{1,00} [Al_{0,01}Si_{0,99}O_4] (O_{0,84}F_{0,14}OH_{0,02})_{1,00} X$
 $XO_{0,05}H_2O$, которая делает очевидным наличие в минерале сопряженного катионно-анионного изоморфизма $AlF \rightarrow TiO$ (см. табл. 8, ан. 1), что предполагал Захариясен еще в 1930 г.

В районе архейских пластовых магнетитовых месторождений на северо-востоке США (в штатах Нью-Йорк и Нью-Джерси) слоистые кварц-олигоклазовые парагнейсы, нередко с биотитом, графитом и алмандином, иногда с пироксеном, многократно переслаиваются с пироксеновыми параамфиболитами и мраморами. В них на протяжении более 20 км по прости-

ранию Юнг в 1938 г. проследил устойчивую примесь свежего титанита, который является коррелятивным минералом. Однако оптические свойства минерала и его состав варьируют, что непосредственно связано с изменчивостью состава вмещающих пород — светопреломление титанита то обычно (N_g около 2,10; N_p около 1,91), то значительно понижено ($N_g = 1,943$; $N_p = 1,843$); в последних случаях титанит содержит много иттрия, Се-редких земель (3,58%) и глинозема (7,32%). Его структурная формула (см. табл. 8, ан. 2) — $(Ca_{0,78} TR_{0,07} Fe_{0,15}^{3+})_{1,00} (Ti_{0,75} Al_{0,25})_{1,00} [Al_{0,03} Si_{0,97} O_4] \times X (O_{0,94} OH_{0,06})$. Она показывает сильно выраженный катионный изоморфизм $TR (Fe^{3+}, Al) \rightarrow CaTi$ при небольшом количестве летучих и Al_{IV} . Здесь оптические данные и изоморфные замещения показывают энергетическую деградацию минерала.

В метасадочных гнейсовых толщах Южной Якутии титанит, сингенетичный другим породообразующим минералам, почти всегда присутствует. Неправильные или ячееннообразные зерна и хорошо ограненные, нередки конвертовидные его кристаллы рассеяны в породе или образуют гнездовидные скопления. Часто они линейно вытянуты вдоль сланцеватости и своими прерывистыми цепочками сопровождают темноцветные минеральные полосы, к которым вблизи рудных зон приурочены и зернистые выделения магнетита.

В частности, в скаполит-диопсидовых железных рудах Сивагли—Пионерской зоны в Южной Якутии зернистые скопления и цепочкообразные струйки титанита приурочены почти исключительно к пироксен-амфибол-магнетитовым слоям, представлявшим, очевидно, среди материнских вмещающих засреленных мергелей магнезиально-железистые углеродисто-мергелистые прослойки [30].

Однако титаниты содержатся не только в изоморфных метаморфизованных осадках, но и в породах инъекционно-ассимиляционного и анатектически-палингенного происхождения, в состав которых, местами в значительном количестве, вовлечен глинистый, карбонатный, галогенный, органогенно-углеродистый материал, неравномерно обогащенный на отдельных участках титаном, редкими землями, фтором и другими компонентами.

Спорадические концентрации относительно крупнокристаллического титанита уже второй генерации встречаются в мигматитах, в некоторых щелочных породах, в магнезиально-кальциевых автоскарнах среди парагнейсовых толщ или в эндоконтактно-измененных серо-розовых массивных гранитах и гранодиоритах, а также в мелких и крупных пегматоидных жилах, инъецирующих и частично ассимилирующих указанные выше осадочно-метаморфические толщи. Это свидетельствует о собирательной перекристаллизации первичного титанита или об его генерации за счет перераспределения ультраметаморфически переработанного материала вмещающих пород. Часто при этом выделение титанита происходит уже в стадию поздней и постмагматических замещений. Микроклинизация и мусковитизация плагиоклазов сопровождаются освобождением Ca, биотитизация роговой обманки, мусковитизация биотита, хлоритизация амфибола приводят к освобождению Ti. Акцессорные монацит и ортит, отчасти Са-силикаты и Са-алюмосиликаты материнских осадочных и метаморфических пород палингенно, ассимиляционно или динамо-пневмато-гидротермально перерабатываются и служат источником редких земель.

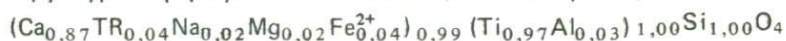
К этому типу относятся, например, идиоморфные акцессорные титаниты из мусковитизированных биотитов в гранитах, которые прорывают на южном Тимане углеродисто-титаносные слюдиристо-известковые рифейские сланцы, а также некоторые кейльгауиты из перекристаллизованных

скаполит-диопсидовых сланцев на Алдане, нередко (бассейн р. Тин) содержащие сингенетичный ортит. В частности, такие скарнированные породы, расположенные вблизи лейкократовых гранитов и кальцифиров и нередко содержащие значительное количество карбонатов, по рекам Большой Саалах и Неричи образуют мощные (до нескольких метров) неправильной формы крупнозернистые скаполит-диопсидовые участки. В них расположены коричневые или коричнево-красные конвертовидные кристаллы титанита до 10–1,5 см в длину. Этот минерал неравномерно рассеян в породе или образует значительные неправильно-линзовидные или гнездовидные концентрации с содержанием титанита до 25% по объему.

Титаниты в породах такого состава, осложненного скарнированием, магматической инъекцией и ассимиляцией осадочно-метаморфического материала, часто химически необычны и отклоняются от своего типичного (идеального) состава повышенным содержанием глинозема — сдвиг в сторону гротита, редких земель — сдвиг в сторону кейльгауита или фтора — сдвиг в сторону фтор-титанитов; а значительное (n %) обогащение танталом или ниобием приводит к формированию танталового или ниобиевого титанита, в котором проявляется изоморфизм $TaAl \rightarrow 2Ti$ или $NaNb \rightarrow CaTi$. Это явление, кроме нас, исследовалось Е.И. Семеновым в 1963 г., Полем, Черны и Чапменом в 1981 г., Кларком в 1974 г.

В Южной Якутии в эндоконтактных зонах поздних лейкократовых гранитов, вторгшихся в архейские метаосадочные породы и частично ассимилировавших их, нередко встречаются прерывисто-полосчатые, частично резорбированные, а также пятнистые выделения диопсида, биотита, амфибола, титанита. Последний обычно хорошо раскристаллизован, местами ассоциирует с апатитом или акцессорными монацитом, оранжитом, но ортит при этом почти совсем или полностью отсутствует. В частности, крупнокристаллические участки микроклин-пертитовых розовых гранитов из района магнетитового месторождения по р. Тин в зоне такого эндоконтакта содержат довольно много призмовидных, часто конвертовидных коричнево-черных кристаллов титанита длиной от нескольких до 20 и даже 30 мм; некоторые из них частично деформированы и резорбированы тонкокомозиным кварцевым агрегатом.

Структурная формула этого титанита (см. табл. 8, ан. 3)



показывает при отсутствии Al_{IV} и летучих изовалентные и отчасти гетеровалентные катионные замещения в группе Ca, компенсирующиеся в группе Ti.

В Эмельджакском районе в зоне флогопитового месторождения, вблизи впадения р. Тимптон в р. Алдан, красно-бурый титанит (второй генерации) в виде крупных уплощенно-округлых неправильных зерен находится в пироксеновом инъекционном микроклин-пертитовом мигматите. В минерале присутствует значительное количество глинозема и редких земель, имеется ниобий, но мало летучих (см. табл. 8, ан. 4). При этом преобладает катионный эквивалентный изоморфизм $NaTR \rightarrow CaCa$, $NaNb \rightarrow CaTi$, $Fe^{2+}OH \rightarrow TiO$, $AlOH \rightarrow TiO$ и $AlOH \rightarrow SiO$.

При изучении титанитов из некоторых протерозойских анатектических гранитоидов Белоруссии установлены подобные же инъекционно-ассимиляционные их генетические отношения с вмещающими (архейскими) метаосадочными породами [44].

Для белорусской докембрийской толщи, вскрытой скважинами в районе г. Щучина, характерно развитие гнейсов — биотитовых (в том числе с гранатом и графитом), биотит-роговообманковых (местами с обогащенными

магнетитом прослоями), а также параамфиболитов. Несмотря на то что гнейсы интенсивно инъецированы жилками гранитного материала и в них в результате калиевого метасоматоза отчетливо проявилась микроклинизация плагиоклазов, биотитизация роговых обманок, развитие антипертитов в гранитоидных телах и прожилках и метасоматические преобразования, титанит здесь отсутствует.

Все эти редкоземельные минералы представляют собой, очевидно, результат переработки и собирательной кристаллизации (под влиянием гидротермально-метаморфических и инъекционно-магматических процессов) тех редких земель, фосфора, галоидов и других компонентов, которые были первоначально сорбированы или находились в изоморфном рассеянии в виде мелких собственных минералов в материнской известково-глинистой, неравномерно обогащенной $S_{орг}$ породе и ее метаморфических производных. Такой процесс широко распространен в осадочно-метаморфических толщах, подвергшихся глубоким преобразованиям с анатексисом, магматической инъекцией и метасоматозом.

Титанит появляется в виде крупных зерен и сростков в составе Мостовского гранитного палингенного массива (западнее Щучинской магнитной аномалии), расположенного в толще парагнейсов и представляющего средне-крупнозернистые, розово-серые до мясо-красных породы. Состав их вследствие широкой ассимиляции вмещающих метаосадочных толщ сдвинут в сторону гранодиоритов и отличается повышенной основностью и магнитностью; в них содержится (%): плагиоклаза — 34—42; микроклина — 20—30; кварца — 25—36; биотита (+ мусковит и хлорит) — 2,5—8; рудных — до 0,9; флюорита — 0,1; апатита и циркона — 0,8 и титанита — 0,7. Характерной особенностью этих гранитов является присутствие флюорита и развитие поздние- и постмагматических процессов замещения: плагиоклаза — мусковитом, амфибола — биотитом, биотита — мусковитом и хлоритом. В связи с этими процессами и с разложением монацита и ортита появляются довольно крупные агрегаты редкоземельного титанита.

В непосредственной близости от массива Мостовского, в толще тех же гнейсов находится Выгодский массив, но его гранитоиды более кислые, менее контаминированы, они содержат (%): плагиоклаза — 21—28; микроклина — 35—50; кварца — 26—32; биотита (+ мусковит и хлорит) — 0,9—3,4; рудных — 0,1—0,8; флюорита — 0,1—0,6; апатита и циркона — единичные зерна. Но в Выгодском массиве совсем нет титанита, для формирования которого в этих гранитоидах, по-видимому, отсутствует значительная контаминация гранитного расплава и захват им в достаточном количестве титаносодержащих глинисто-известково-углистых реактивно-способных компонентов, необходимых для титанитообразования.

Обращает на себя внимание высокое содержание в белорусском титаните Al_2O_3 и F, что вполне соответствует окружающей минералого-петрографической обстановке.

Расчет структурной формулы (см. табл. 8, ан. 5) этого титанита произведен нами на пять кислородов, при этом летучие (OH + F) представлены в эквивалентах кислорода: $(Ca_{0,87}TR_{0,01}Na_{0,02}K_{0,01}(Mn, Fe)_{0,04}^{2+} \times Mg_{0,05})_{1,00}(Ti_{0,81}Fe_{0,07}^{3+}Al_{0,10})_{0,98}[(Al_{0,07}Si_{0,93})_{1,00}O_{4,00}](O_{0,68} \times OH_{0,10}F_{0,22})_{1,0}$.

В титаните из Белоруссии эквивалентных замещений в катионных группах — $TRAl(Fe^{3+}) \rightarrow CaTi, NaNb \rightarrow CaTi$ и др. — практически нет, но электростатическое равновесие обеспечивается явно сопряженным изоморфизмом катионов и анионов: $(Al, Fe^{3+})(F, OH) \rightarrow TiO; AlOH \rightarrow SiO; NaF \rightarrow CaO$, т.е. снижение валентности катионов в структуре минерала сопровождается соответствующим уменьшением валентности анионов, но число тех и других не меняется.

Пересчет химического анализа на структурную формулу показал, что около 7% мест кремния в тетраэдрах замещено алюминием, но в октаэдрических позициях уже 18% позиций титана занято алюминием и трехвалентным железом; одновременно около 30% не связанных с кремнием кислородов также заменены по требованиям структурного равновесия фтором и отчасти гидроксидом.

Позже такой же характер сопряженных изоморфных замещений был отмечен Черны и Повондой в 1972 г. в титаните из контакта пегматоидных жилкок с полосчатыми гранат-гиперстен-амфибол-кварц-олигоклазовыми парасланцами среди метасадочных гнейсовых толщ западной Моравии (ЧССР). Структурная формула этого минерала (см. табл. 8, ан. 6) — $(\text{Ca}_{0,96}(\text{Na}, \text{K})_{0,02}\text{TR}_{0,01})_{0,99}(\text{Ti}_{0,74}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,01}\text{Fe}_{0,02}^{3+}\text{Al}_{0,22})_{1,00} \times \times [\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{0,97}\text{O}_4] (\text{O}_{0,64}\text{OH}_{0,13}\text{F}_{0,23})_{1,00}$ показывает, что около 3% мест кремния замещено алюминием, но им и Fe^{3+} занято уже почти 25% позиций титана; в небольшой степени он замещается R^{2+} , а в группе Ca имеется немного Mn и U + Th. При этом равновесие решетки обеспечивается не катионным изоморфизмом, а заменой соответствующей части не связанных с кремнием кислородов на фтор и частично — гидроксил.

Титанит из Моравии приурочен почти исключительно к той части пегматитовых жил, которая богата плагиоклазом. Он ассоциирует с цирконом, апатитом, ортитом, скаполитом и флюоритом.

Близкий к белорусскому и моравскому по составу и минеральному парагенезису титанит из района Канозера на Кольском полуострове находится в щелочных полосчатых гнейсо-гранитах с плоскостной и линейной ориентировкой цветных минералов — феррогастингсита, эгирин-авгита, лепидомелана.

Из работ И.В.Белькова (1960 г.), имеющих в литературе литолого-структурных данных о щелочных гранитах Кольского полуострова следует, что эти граниты скорее всего относятся к глубоко метаморфизованным слоистым метасадочным породам. Титанит, образующийся за счет цветных минералов, накладывается на первичную кварц-микроклин-пертитовую с альбитом и аксессуориями (апатит, циркон и др.) ассоциацию, занимает промежутки между полевыми шпатами, нередко разъедает их зерна и содержит включения их реликтов. В титанитсодержащей породе имеются также ортит, флюорит, сульфиды, гранат, гематит. В титане 23% октаэдрических мест титана занято Al и Fe^{3+} , а соответственно 22% позиций свободно кислорода замещено в структуре фтором и отчасти OH.

И.В.Бельковым выведена и нами уточнена структурная формула этого минерала (см. табл. 8, ан. 7): $(\text{Ca}_{0,90}\text{Sr}_{0,02}\text{TR}_{0,05}\text{Na}_{0,02})_{0,99}(\text{Ti}_{0,73} \times \times \text{Zr}_{0,01}\text{Nb}_{0,01}\text{Fe}_{0,03}^{2+}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Al}_{0,17})_{1,01}\text{SiO}_4 (\text{O}_{0,78}\text{F}_{0,18}\text{OH}_{0,4})$. Из формулы следует, что при идеальном, неизменном составе тетраэдрических кремнекислородных групп и почти катионно-уравновешенной группе кальция для титанита характерен сопряженный катионно-анионный изоморфизм в группе титана: $(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Fe}, \text{OH}) \rightarrow \text{TiO}$.

Нами химически и оптически исследованы (определения В.Г.Фекличева в высокопреломляющих мышьяковистых жидкостях) титаниты из мигматизированных парагнейсов и контаминированных гранитоидов Алдана и из района с. Шнипка в Белоруссии. Привлечен также ряд литературных данных для уточнения и детализации влияния Al и F, а также TR в составе титанитов на их оптические свойства, так как именно эти — $\text{TR} \rightarrow \text{Ca}$, $\text{Al} \rightarrow \text{Ti}$, $(\text{F} + \text{OH}) \rightarrow \text{O}$ — замещения наиболее характерны для титанитов. Однако не только замещения типа $\text{Al}(\text{OH}, \text{F}) \rightarrow \text{TiO}$ вызывают энергетическую деградацию, но и $\text{TRAl} \rightarrow \text{CaTi}$ (при отсутствии летучих) обуславливают

неизбежные энергетические потери в решетке титанитов. Минералы в обоих случаях становятся более низкотемпературными и обнаруживают пониженное светопреломление.

Было установлено, во-первых, что генетически различным (в том числе метасадочным) титанитам не свойственны избирательно какие-либо определенные типы изоморфных замещений, в частности сопряженные катионно-анионные, которые проявляются в них нередко одновременно с другими (катионными) формами изоморфизма или совсем отсутствуют; во-вторых, в химическом составе многих титанитов наблюдается обратная зависимость содержания TiO_2 и суммы Al_2O_3 и F, что указывает на изоморфные замещения между миналами $CaTiO(SiO_4)$ и $CaAlF(SiO_4)$. Изоморфизм такого рода подтверждается и простой (аддитивной) зависимостью оптических свойств титанитов от содержания в них Al_2O_3 , TiO_2 и F. В химическом составе титанитов TiO_2 является компонентом с наибольшей рефракцией, а Al_2O_3 и F — с наименьшей. Согласно закону Гладстона—Дейла, удельная рефракция $K = (n - 1)/d$ (где n — светопреломление, d — плотность) компонентов в виде основных окислов или ионов составляет у TiO_2 — 0,397, у SiO_2 — 0,207, у Al_2O_3 — 0,204, у F — 0,043, у кислорода — 0,203.

Сравнение показывает, что разница удельных рефракций больше разницы в молекулярных и атомных весах в парах $Al_2O_3-TiO_2$ и F—O. Таким образом, предельное содержание минала $CaTiO(SiO_4)$ обеспечивает высокое (типичное) светопреломление титанита, а возрастание в нем роли минала $CaAlF(SiO_2)$ должно снижать Ng и Np , что и наблюдается в действительности. Очевидно, что и замещения $SiO_2 \rightarrow Al(F,OH)$ также приводят к снижению показателей светопреломления.

При рассмотрении влияния редких земель на оптические свойства титанитов мы переходим уже (при насыщенности структуры кислородом) к обязательным условиям компенсации с помощью эквивалентных замещений катионов — $TRNa \rightarrow CaCa$, $TRAl \rightarrow CaTi$.

Рефракция у CaO равна 0,225, а у TR_2O_3 — 0,147, т.е. при изоморфизме $(TR + Al) \rightarrow (Ca + Ti)$ у титанитов должно произойти значительное снижение Ng и Np . Это и наблюдается в действительности у титанитов, богатых редкими землями. При избыточном (сравнительно с TR) атомном содержании Al снижение Ng и Np еще более усиливается, как показано выше, за счет сопряженного вхождения в решетку титанита не только Al взамен Ti, но и F и (или) OH взамен не связанных с тетраэдрами кислородов [47].

Катионы титанита в пределах каждой группы (Ca и Ti) или обеих этих групп могут эквивалентно замещаться (атом за атом) высоко- и низковалентными элементами: $2Ca \rightarrow NaTR$ или $2Ti \rightarrow AlNb$, $NaTa \rightarrow CaTi$, но при отсутствии катионной компенсации возможно изоморфное замещение только более высоковалентных катионов на низковалентные, т.е. Ca на Na, Ti на Al, Si на Al. В этих случаях равновесие структуры сохраняется только при ее энергетической деградации посредством обязательного частичного замещения пятого O на F, OH, Cl. Идеальный титанит $CaTiSiO_5$ до предела насыщен кислородными ионами, и некомпенсированные катионами вхождение, например TR взамен Ca и Nb вместо Ti, исключено.

В связи с этим отметим описанный Кларком в 1974 г. титанит с высоким содержанием тантала и алюминия из пегматитов со стрюверитом (Италия). Его состав, определенный с помощью электронного микроскопа, следующий (мас.%): SiO_2 — 26,9; TiO_2 — 22,2; SnO_2 — 0,1; Al_2O_3 — 5,1; Nb_2O_5 — 2,9; Ta_2O_5 — 16,0; FeO — 0,9; MnO — 0,05; CaO — 25,6; Na_2O — 0,3; сумма — 100,05. Порошковая рентгенограмма близко отвечает типичному титаниту. Та с Nb и почти весь Al в решетке титанита занимают позиции Ti. Нами высчитана его структурная формула: $(Ca_{0,98}Na_{0,02})_{1,00}X$

X (Ti_{0,59}Nb_{0,05}Ta_{0,16}Fe_{0,03}Al_{0,17})_{1,00} [(Al_{0,04}Si_{0,96})_{1,00}O₄]O. Она показывает, что вопреки утверждению Клэрка, в Са-многогранниках отсутствуют вакансии.

Второй ниобо-танталовый титанит описан в 1981 г. Полем и Черны из редкометальных пегматитов в докембрийских гнейсах долины р. Виннипег (США). Темно-бурые кристаллы до 3 мм в длину находятся в пустотах (частично заполненных глинистыми минералами) грубозернистого альбита с примесью кварца. Титанит в шлифах имеет светло-бурую окраску, слабо плеохроичный, иногда концентрически зональный; $n > 1,8$; уд. вес — 3,55, рентгенограмма — титанитовая.

Электронно-зондовый микроанализ минерала показал его состав (мас.%): SiO₂ — 29,0; TiO₂ — 26,5; SnO₂ — 0,9; Al₂O₃ — 4,7; Fe₂O₃ — 0,5; Nb₂O₅ — 6,5; Ta₂O₅ — 3,7; CaO — 27,3; F — 0,8; сумма — 99,9.

Его структурная формула: Ca_{0,99}(Ti_{0,67}Sn_{0,01}Nb_{0,10}Ta_{0,04}Al_{0,17}X Fe_{0,01})_{1,00} [(Al_{0,02}Si_{0,98})_{1,00}O₄] (O_{0,91}F_{0,09})_{1,00}. Она показывает не только катионные замещения Sn → Ti и главным образом (Ta, Nb) (Al, Fe) → 2Ti, но и сопряженные катионно-анионные замещения AlF → TiO и Al_{IV} → SiO.

Таким образом, из вышесказанного видно, что в продуктах метаморфизации и мигматизации осадков, в гранит-пегматитовых и щелочных контакционных процессах в состав титанитов могут вовлекаться “нетипичные” катионные и анионные компоненты, причем формирование таких минералов происходит при сниженных термодинамических условиях, когда решетка титанита энергетически деградирует и, в частности, существенно снижаются при этом его показатели светопреломления.

Такие характерные элементы, как титан, глинозем, редкие земли, фтор, извлекаются при титанитообразовании из вмещающих метаосадочных, обычно известковистых глинисто-углеродистых, нередко засоленных толщ или прослоев. В непосредственной близости или в некотором отдалении от древних высокоглиноземистых, железистых или марганцовистых отложений титаниты сопутствуют соответствующим рудным минералам или сами обогащаются Al, Fe, Mn. Необходимые для титанитов элементы изначально были изоморфно (и сорбционно) рассеяны в породообразующих минералах, содержались в интерстиционных растворах или входили в состав более ранних рудных и редкометальных аксессуариев. В условиях метаморфизма, анатексиса и палингенеза происходила их мобилизация, перераспределение и при благоприятных физико-химических параметрах (P, T, C) — природный синтез титанита; использовался при этом имеющийся на месте материал, в том числе и более ранние TiO₂-минералы и аксессуарные ортиты, монациты, апатиты, иногда тантало-ниобаты.

При становлении или повторном внедрении гранитоидных, обычно анатектических или палингенных массивных и жильных тел, при пульсационном развитии инъекционной и метасоматической мигматизации и гранитизации нередко происходит перекристаллизация (в том числе собирательная) метаморфогенных титанитов, сопровождаемая в зависимости от химизма окружающей среды значительным изменением их состава и свойств.

Следует отметить, что титанит при диафорезе осадочно-метаморфических пород и их гипергенном выветривании полностью или частично замещается лейкоксеном, часто (в углеродисто-слюдистых сланцах Тимана) с сохранением форм и граней типично титанитовых кристаллов. Кроме этого, в рифейских сланцах такого типа на Тимане имеется местами обильный первичный лейкоксен рутил-анатазового состава — он метакolloидаль-

но-сегрегационный, имеет неправильные лапчатые формы, с бухтообразно изрезанными краями и гелицитовой (ситовидной) структурой. Он содержит в своих контурах много тонкозернистых включений из основной сланцевой ткани (кварца, слюды и др.). При повышении степени регионального метаморфизма или под влиянием наложенных гидротерм нередко происходит местная, струйчатая или всеобщая ильменитизация, причем в зонах контактов с поздними гранитоидами и другими изверженными породами размеры пластинчатых или столбчатых кристаллов ильменита значительно увеличивается, а их состав (в части основных миналов) все более приближается к идеальному.

При лейкоксенизации титанита в углисто-слюдисто-кварцевых сланцах Тимана нередко вторичные его продукты концентрируются в рамках материнского зерна или в непосредственной от него близости, дифференцируясь при этом по слагающим титанит элементам: рутил, анатаз, брукит (Ti), кальцит (Ca), кварц (Si).

Изоморфные замещения в титанитах охватывают главным образом элементы группы Са и группы Ti; обычно отсутствует или появляется в очень незначительном количестве Al_{IV} в SiO_4 -тетраэдрах; ограничено 25–30% и замещение свободного (пятого) кислорода на OH и F или Cl, когда сопряженно катионы и анионы больших валентностей заменяются на ионы маловалентные.

Глава VIII

МЕТАОСАДОЧНЫЕ МОНАЦИТЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ НА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ЭТАПАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

БОГАЩЕННЫЕ ЕВРОПИЕМ СЕРЫЕ МОНАЦИТЫ

Серые метаосадочные монациты из протерозойских и нижнепалеозойских слюдисто-филлитовых, кварц-слюдистых и глинисто-слюдистых сланцев, подвергшихся выветриванию и перетолжению, характеризуются своеобразными морфологическими особенностями. Они имеют шаровидную или плоско-эллипсоидальную форму, обычно шероховатую или покрытую окислами железа поверхность, нередко одеты в "рубашку" из серицита. Некоторые зерна обладают зональным строением, другие (явно метаклоидальные) содержат обильные микровключения кварца, гематита, рутила. Цвет монацитов серый, очевидно от тончайшей примеси органического вещества, которое хорошо диагностируется химически и под микроскопом.

А.В.Костерин, К.Н.Алехина, А.Ф.Ли, О.Т.Гребенщикова и другие исследователи еще в 1962 г. обоснованно отмечали, что оолитообразная, несколько сплюснутая форма серого монацита, нередко окаймленного серицитом, свидетельствует о том, что он прошел в водоемах (эвапоритового типа. — Д.С.) первоначальную стадию рабдофанита. Рабдофанит при последующем регионально-метаморфическом преобразовании вмещающих илов в слюдистые сланцы превратился в "серый" монацит.

Еще в 1936 г. серый лепешковидный монацит, содержащий, по данным рентгеноспектрального анализа, около 1,0–1,5% европия, был отмечен В.К.Земелем в шлихах из золотых россыпей южного Енисея. В нем содержится 0,25% ThO_2 , уд.вес 4,57; в пробах имеется примесь обычного цериевого светло-коричневого монацита, и в средней смешанной пробе содержится около 0,8% Eu.

Таблица 9

Химический состав (мас.%) серых и других метаосадочных монацитов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	15,80	7,90	15,70	8,35	4,42
TiO ₂	—	—	—	0,66	0,89
Al ₂ O ₃	—	3,30	4,50	1,98	—
Fe ₂ O ₃	3,11	3,55	3,10	1,77	1,23
P ₂ O ₅	23,80	23,20	19,30	22,36	28,00
CaO	—	—	—	0,27	—
MgO	—	—	—	0,23	Сл.
ThO ₂	Сл.	Не опр.	Не опр.	0,88	1,50
Ce ₂ O ₃	18,20	24,75	22,60	29,00	25,90
La ₂ O ₃	10,00	9,25	7,90	13,54	9,60
Pr ₂ O ₃	5,00	3,20	3,10	3,34	2,70
Nd ₂ O ₃	14,30	13,70	13,20	14,00	13,40
Sm ₂ O ₃	3,20	2,95	2,80	1,92	1,80
Gd ₂ O ₃	3,70	3,00	1,60	0,98	1,10
Y ₂ O ₃	—	0,40	0,90	0,47	2,30
Eu ₂ O ₃	0,80	0,50	0,50	0,31	0,20
Орг.вещ.	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—
H ₂ O	1,25	—	—	0,94	2,90
Сумма	99,16	95,70	95,20	101,01	95,94

Примечание. Графы (номера анализов): 1 — монацит бесториевый из метаморфизованных нижнепалеозойских сланцев и Приморья; описан А.В.Костериним, К.Н.Алехиной и др. в 1962 г.; 2 — монацит, среднее из двух анализов; р. Арон (Бретань) [51]; 3 — то же; среднее из трех анализов, р. Грас (Бретань) [51]; 4 — монацит, среднее из 11 анализов, Сьюард (Аляска), описан Розенблюмом в 1978 г.; 5 — монацит из рифейских слюдино-хлорит-кварцевых сланцев Среднего Тимана, описан Д.П.Сердюченко и О.С.Кочетковым в 1974 г.; 6 — монацит малоториевый из россыпей Верхоянья, аналитик Г.Е.Черепивская (ИМГРЭ), описан Е.И.Семеновым и А.П.Хомяковым в 1971 г.; 7 — монацит малоториевый из россыпей в Сибири, описан А.Ф.Ли

Химический состав монацитов приведен в табл. 9.

Следует отметить, что серые аутигенные монациты в шлихах аллювиальных отложений многих крупных и мелких водотоков бассейна рек Яна и Индигирка (Якутия) широко распространены и их находки отмечались, начиная с конца 40-х годов, многими геологами. Детальному изучению этой своеобразной разновидности монацита посвящены работы Е.И.Семенова и А.П.Хомякова в 1971 г., Р.А.Некрасовой и И.Я.Некрасова в 1983 г.

Коренным источником этого минерала является, по-видимому, кора выветривания пермо-триасовых черносланцевых толщ Куларского кряжа, откуда и название для аутигенной разновидности монацита — "куларит". "Куларит" имеет эллипсоидальную, реже комковатую форму. Под микроскопом обладает характерной шагреновой поверхностью. Цвет минерала варьирует от серого или зеленовато-серого до темно-коричневого и черного; иногда минерал белый благодаря кварц-калишпат-серпичитовой оболочке. Значительное количество SiO₂ в химических анализах является результатом микроскопических включений аморфного кремнезема в монацитовую матрицу, как это установлено в 1983 г. исследованием "куларита" на рентгеновском микроанализаторе.

	6	7	8	9	10	11
	16,78	8,60	0,56	0,70	1,47	1,37
	0,21	—	—	0,09	0,10	0,14
	1,49	1,75	0,10	0,06	1,11	0,15
	2,61	2,20	0,46	6,10	1,42	0,40
	21,39	24,80	27,34	25,89	27,14	27,83
	1,28	0,55	0,92	4,60	1,34	1,25
	0,18	0,45	Сл.	0,08	0,35	0,05
	1,09	0,67	0,11	5,77	8,38	5,70
	—	—	28,40	32,70	21,04	25,80
	—	—	22,56	4,31	—	14,40
	—	—	—	3,40	—	3,70
	53,31	60,70	14,24	5,94	—	14,10
	—	—	—	2,56	—	1,90
	—	—	1,90	1,65	—	1,30
	—	—	1,51	0,05	—	0,40
	0,80	—	—	—	—	Не опр.
	—	0,55	—	—	—	—
	—	—	1,12	3,12	—	Не опр.
	0,82	—	0,84	3,50	1,04	0,61
	99,96	100,27	100,06	100,52	63,39	99,10

и О.Т.Гребеншиковой в 1962 г.; 8 — сульфат-монацит бесториевый из глубоко метаморфизованных докембрийских парагнейсов в Белоруссии, аналитик А.В.Быкова (ИМГРЭ) [44]; 9 — сульфат-монацит ториевый из карбонатитов и кварц-кальцитовых жил в архейских парагнейсах Кольского полуострова, описан А.А.Кухаренко, А.Г.Булахом и др. в 1961 г.; 10 — монацит ториевый, эпигенетический, из трещин в кристаллических сланцах Украины, описан С.В.Нечаевым и Ю.В.Кононовым в 1963 г.; 11 — монацит ториевый из сильно биотитизированных гнезд в мигматизированных пара-сланцах Ринтава (Финляндия), описан Хаапала и др. в 1969 г.

Формирование редкоземельного фосфата происходило, очевидно, осадочным путем в богатом органикой илу, где в условиях диагенеза шло соосаждение кремне-фосфатных агрегатов в щелочной (засоленной) прибрежно-морской среде. Отсутствие подобных сегрегационных образований в эндогенных породах этого и соседних районов подтверждает их аутигенное (а не кластогенное) происхождение.

В условиях низкой ступени метаморфизма рассеянный в сланцах монацит, прошедший, очевидно, стадию фосфатного геля в донных илах и последующего формирования рабдофанита, является довольно широко распространенным акцессорием. Например, он наблюдается в рифейских сланцах Южного и Среднего Тимана и в генетически связанных с ними россыпях и терригенных породах девонского возраста [29, 44].

Склоны Тимана являлись удобным местом для формирования россыпных концентраций полезных ископаемых. Выделенные ранее О.С.Кочетковым в 1965 и 1967 гг. южнотиманская сфен-турмалин-лейкоксовая, среднетиманская монацит-ильменит-лейкоксовая и северотиманская дистен-ставролит-гранатовая терригенно-минералогические провинции в девоне и силуре наследуют характер и закономерности минерального состава пород фундамента.

Район Среднего Тимана характеризуется повышенным содержанием в девонских отложениях и подстилающих рифейских породах акцессорно-го монацита. Его малопрозрачные от пепельно-серых до буровато-серых зерна с неявно выраженной агрегатностью, от изометричных до лепешковидных, у краев постепенно переходят в монокристаллическую бесцветную кайму. Визуально они трудно отличимы от распространенного здесь лейкоксена. В девонских россыпях поверхность этих монацитовых зерен глянцева-ая, блестящая, часто с ситовидной структурой за счет мелких, нередко обохренных углублений от имевшихся здесь, очевидно, минеральных включений.

Сгустковая, близкая к глобулярной, форма и пониженное светопреломление этого монацита в парасланцах и в россыпях свидетельствуют о его метастабильной природе, переходной между монацитом и рабдофанитом. Неясно выраженная поликристалличность, остатки и пустоты от включений тонких зерен основной ткани породы говорят о концентрации, раскristаллизации и перекристаллизации исходного метаколлоидного вещества. Начало формирования "сгустков", очевидно, связано с седименто-диагенетическим образованием (особенно в засоленных илах) гель-рабдофанита за счет редких земель и какого-то фосфорсодержащего органического вещества (подобно образованию коллофанита в осадках древнего и молодого возраста). При этом происходило стягивание редкоземельного вещества и фосфора из вмещающих отложений. Аналогичным образом, видимо, захватывался торий, но содержание его в первичном метаосадочном монаците невелико. Не исключено, что торий в условиях повышеноуглеродистой (C_{org}) и малокальциевой среды играет роль дополнительного стимулятора образования рабдофанита, предельно сокращая вероятность образования коллофанита, так как водный кальцийториевый фосфат — брокит $(Ca, Th) [PO_4]_2 \cdot H_2O$, где $Ca, Th \rightarrow 2TR$ — структурно близок гексагональному рабдофаниту и после нагревания приобретает моноклинную структуру монацита (Фишер, Меерович, 1962 г.; Е.И. Семенов, 1963 г.).

Дальнейшие эпигенетические и метаморфические процессы обусловили переход рабдофанита в монацит. Очевидно, для фации зеленых сланцев этот переход еще полностью не закончен, судя по промежуточному значению величины показателя преломления, полупрозрачности зерен, но рентгенограмма уже отвечает монациту.

Близкий к описанному осадочно-метаморфический монацит, частично подвергшийся наложенным гидротермально-метасоматическим воздействиям, встречается и на Среднем Тимане в участках, преобразованных низкотемпературными K-Na-растворами в зонах тектонических трещин и дробления пород.

Микроскопически этот желто-серый монацит с порами или характерными черными точечными включениями постоянно встречается в этих участках в виде лепешковидных округленных зерен как в рифейских породах фундамента, так и в силур-девонских алевропсаммитах, где он сопровождается подобными же кластогенными зернами ксенотима и циркона. Его зерна из пород, затронутых метасоматическими преобразованиями, имеют зубчатые каймы регенерации, нередко имеют радиально-лучистое строение, а местами срastaются с ферриторитом. Такие же монацитовые каймы, но выраженные слабее, иногда развиты на кластических зернах циркона.

Кроме того, в формах, близких к розетковидным, с чистой и бесцветной каймой регенерации, монацит обнаружен в кварц-хлорит-серицитовых сланцах и слюдястых кварцитах в трещинных метасоматитах. Вмещающие сланцы и кварциты не несут признаков глубокого гидротермального воздействия, но в самих монацитах резко повышено содержание тория, что

только отчасти можно связать с примесью торита, и понижено светопреломление — n_D обычно 1,765–1,768 ± 0,002, но иногда опускается до 1,756 ± ± 0,002. Состав монацитов (мас.%): TR₂ — 55,5 (в том числе Ce₂O₃ 31,5); Y₂O₃ — 1,7; P₂O₅ — 22,7; ThO₂ — 10,6; SiO₂ — 7,6; Fe₂O₃ — 2,1. Уд. вес. — 5,7.

Очевидно, что монацит в метасоматитах образовался за счет мобилизации компонентов из сланцев фундамента; нередко он встречается также в согласных и секущих кварцевых жилах.

В концентратах проб аллювия, собранных в широкой полосе между канадской границей и западной частью п-ова Сьюард (Аляска), были обнаружены округлые зерна темно-серого (до черного) монацита с уд.весом от 4,27 до 4,72 — в зависимости от примесей обломочного материала [60]. Оптические и рентгеновские характеристики обычны для монацитов, но по своему виду минерал сильно отличается от желтого монацита изверженных пород, а повышенным содержанием европия очень схож с монацитами из древних сланцев Бретани, Заира, Дальнего Востока (СССР).

Монацит с небольшим количеством ксенотима развит в США в коренных породах, которые включают пегматиты а также гнейсы и массивные гранитоиды; парагнейсы и мигматиты составляют большую часть этих толщ. Продуктивные, содержащие редкие земли породы образуют в штатах Виргиния, Алабама, Северная и Южная Каролина, Джорджия три полосы протяженностью по несколько сотен километров. Эти данные были получены Мертве в 1957 г. в результате изучения аксессуарных минералов и многочисленных проб и протолок элювиальных и коренных пород.

Черный монацит в россыпях прибрежной зоны Юго-Западного Тайваня образовался, как отмечали Мацко и Оверстрит в 1977 г., по-видимому, в рыхлых осадках прибрежной равнины за счет миграции церия из обломочного желто-зеленого монацита плутонического происхождения в итоге его гипергенного разложения. Однако возможно, что формирование этого бедного торием и богатого европием монацита произошло за счет рабдофанита и других редкоземельных гипергенных минералов, образовавшихся еще в материнских метаморфических и кристаллических породах (серых сланцах и филлитах, слюдяных гнейсах и др.).

Тайваньский черный монацит встречается в виде эллипсоидальных или сферических зерен размером 160–200 мкм, состоящих из мельчайших кристалликов (2–20 мкм). Это, по нашему мнению, метакolloидальные микростяжения, при формировании которых в присутствии органического вещества происходило фракционирование редких земель и концентрация европия. Этот черный монацит ассоциирует в россыпях с кварцем, рутилом, амфиболом, турмалином, окисными минералами церия, хлоритом и сульфидами. Возможно их образование в корах выветривания — в центральной гористой полосе острова, т.е. подобно тому, как это доказано для казахстанских протерозойских амфиболитов, гнейсов и сланцев с повышенным содержанием в них иттрия и тяжелых лантаноидов. При развитии кор элементы цериевой группы сорбируются глинистым минералом и лимонитом, а концентрация в растворах иттрия и тяжелых лантаноидов приводит к образованию вблизи каолинит-гипбситовой зоны не только черчита, но и необычных гипергенных минеральных разновидностей (Y-рабдофанита, Nd-бафнезита), причем все они сильно обогащены европием (Е.К.Подпорина, 1979 г.; Е.К.Подпорина, В.В.Бурков, К.Н.Данилова, 1983 г.).

В этой связи отметим, что тоже необычный Nd-сульфат-монацит вместе с La-бафнезитом обнаружен Максимовичем и Панто Си в 1980 г. в карстовых бокситах месторождения Мармара в Греции. Микрозондовый анализ некоторых образцов монацита показал резкое преобладание Nd над Ce,

La и другими лантаноидами, наличие S и отсутствие Th; в бастнезите же ясно выражено $La > Nd > Ce$. Наличие в этих же бокситах обычных цериевых монацита и бастнезита указывает на сильное фракционирование редких земель в течение карстового бокситообразования.

Серый, обогащенный европием монацит из ордовикских (главным образом ланвирнианского горизонта) слабо метаморфизованных хлоритоидно-графитистых и подстилающих их докембрийских пород был диагностирован в 1963 г. на территории Бретани, в зоне Центральной Армориканской синклинали. Ордовикские сланцы формировались, в основном, в результате размыва возвышавшихся среди них более древних (кембрийских и верхнедокембрийских) песчано-сланцевых и известняково-песчанистых пород, обрамленных с юга и с севера древними гранитными массивами.

В этой депрессии, расчлененной складками на ряд котловин, в конце кембрия и в ордовике образовалось эпиконтинентальное море. Для аутигенного (нодулярного) монацитообразования решающее значение имели диагенетические процессы, широко развитые в илах и осадках этого мелководного моря, связанные с выветриванием и выравниванием расчлененного рельефа, обусловившего, очевидно, наличие отшнурованных водоемов, заливов, прибрежных лагун.

Нодули монацита имеют размер около 1 мм в поперечнике, уплощенно-эллипсоидальные очертания, а структуру, в большинстве случаев — поликристаллически-зернистую или радиально-мозаичную, нередко венчиковую, когда центральное кристаллическое зерно окаймлено мелкими зернышками. Замечательно гелицитовое строение нодулей, внутри которых содержатся тонкие обломки сланца, кварца, рутила, графита, окислы железа; в среднем на долю включений приходится около 10% объема [51].

Рассеянные в слюдисто-графито-глинистой породе в количестве от 50 до 200 г/т, нодули серого монацита расположены преимущественно поперек сланцеватости и окружены "тенями давления", заполненными слюдисто-глинистым материалом. Монацито-сланцевый горизонт покрывает железную руду и песчаники, богатые обломочными рутилом, цирконом и монацитом. В ядрах аутигенных нодулей монацита нет остатков обломочного монацита, хотя во вмещающих сланцах среди сопровождающих серые нодули минералов обнаружены лимонит, рутил, анатаз, циркон, андалузит, кианит, обломочный эндогенный монацит, ильменит, аутигенный турмалин, ставролит, аутигенный сидерит, дафнит (и апатит), пирит и даже самородное золото.

Таким образом, микро- и макроструктурные особенности нодулей монацита из слюдисто-глинистых сланцев Бретани, палеогеографическая и фациальная обстановка отложения материнских осадков говорят в пользу его образования в донных илах, содержащих органический углерод, фосфор и редкие земли. Сгустки фосфатного геля (микрoконкреции) по мере созревания осадка трансформировались в аутигенный рабдофанит — $SePO_4 \cdot H_2O$, который на поздних стадиях литификации и на стадии слабого метаморфизма все больше обезвоживался и переходил в монацит, серый цвет которого связан с присутствием дисперсного углерода (до 0,6%) и не зависит непосредственно от содержания европия, количество которого высоко (см. табл. 9), но сильно колеблется (от 1,0 до 0,2%).

На северо-западе Пиренейского полуострова, в горах Сьерра-де-Анкарес и Каурель, в алювиальных отложениях недавно обнаружены сплюснутые эллипсоидальные пластинки европийсодержащего "серого" монацита, ранее в Испании неизвестного [65]. Этот нодулярный монацит, иногда по бокам с остатками вмещавших его сланцев или с рассеянными по всему зерну микрoслюдистыми включениями, резко отличается от эндогенных идио-

морфных (моноклинных) чистых кристаллических зерен монацита, найденных в аспидных сланцах ордовика формации Агуера, куда он попал из ближайшего гранитоидного батолита Лос-Педрочес. Цвет нодулярного (чечевицеобразного) монацита темно- и светло-серый от распыленной примеси графита и от желтовато-розового до красного от примесей окислов и гидроксидов железа. Структура волокнисто-радиальная или сферолитовая, что связано, очевидно, с его метаколлоидальной природой; уд. вес — 4,648; радиоактивность по сравнению с эндогенным монацитом из массива Лос-Педрочес очень слабая; размеры нодулей — от 0,125 до 4,5 (преимущественно 0,5–1,0) мм.

Среди сопровождающих монацит тяжелых минералов отмечены касситерит, золото, рутил, анатаз, циркон, эндогенный монацит, андалузит, дистен, ставролит, топаз, ильменит, пирит, гранат, магнетит, хлорит, гематит и лимонит. В этом метаосадочном монаците установлено содержание европия в пределах 0,23–0,41%. Многие нодули окаймлены сплошной или прерывистой окисленной “коронкой”, другие содержат в ней микровключения хлорита, иголок рутила и призмочек хлоритоида.

Таким образом, к известным сейчас месторождениям “серого” европейского метаосадочного монацита в Сибири, Франции, Габоне, Марокко, Конго, на Мадагаскаре, в Канаде и др. [60] прибавилась Испания.

СУЛЬФАТ-МОНАЦИТЫ

В пределах Щучинской магнитной аномалии, вблизи г. Щучина (БССР), на глубине около 200 м от поверхности буровыми скважинами вскрыты породы кристаллического фундамента, в верхней своей части сильно выветрелые, ниже — плотные и почти не подвергшиеся гипергенным изменениям. Это тонкополосчатые кварц-плагиоклазовые биотитовые (иногда с силлиманитом) и биотит-амфиболовые парагнейсы, местами с линзовидными телами амфиболитов. Они имеют крутые, вплоть до вертикальных, углы падения, нередко инъецированы гранитным материалом. Количество последнего сильно колеблется, обуславливая переходы от гнейсов к гранито-гнейсам, где гранитный материал явно преобладает. В зонах инъекции гнейсы становятся более крупнозернистыми, в них развиваются метасоматические порфиробласты микроклина. С увеличением в гнейсах количества роговой обманки основность плагиоклазов возрастает от альбит-олигоклаза до андезина, а в амфиболитах это уже плагиоклаз № 46, близкий к лабрадору.

На значительных по мощности интервалах отмечается частая перемежаемость биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. В этом ряду происходит увеличение количества вкрапленного магнетита и прерывистых согласных прожилков пирита и халькопирита, мощность которых достигает 1 см, причем халькопирит сечет выделение пирита. Еще чаще пирит и халькопирит образуют вкрапленность в гнейсах, преимущественно среди темноцветных минералов. Некоторые пачки биотитовых гнейсов содержат реликты пироксена и сине-зеленой роговой обманки, местами серпентинизированные. Плагиоклаз в них представлен андезином (№ 32–35), структура пород гранолепидобластовая. В толщах парагнейсов, кроме сингенетичного биотита, отчетливо проявляется в условиях калиевого метасоматоза биотитизация амфиболов и пироксенов, а также микроклинизация плагиоклазов.

Преимущественно в этих метасоматически измененных слоях и пачках встречаются относительно крупные агрегаты аксессуарного монацита (до 0,75 мм), редкие зерна орта (0,1–0,2 мм) и циркона (0,1–0,15 мм). Прерывистые, согласные со сланцеватостью выделения монацита развиты

главным образом вдоль биотитовых полос, частично развиваясь по биотиту. Параллельно струйкам биотита расположены и четковидные прослойки фтор-апатита, причем под микроскопом видно, что слегка округленные его бесцветные зерна с краев и по трещинкам пелитизированы и имеют буроватую окраску. Очевидно, что послынная концентрация натрия и кальция (плагиоклазы), калия (биотит), фосфора (фтор-апатит) и редких земель связана с древним эвапоритовым режимом. При этом накопившийся впоследствии в продуктах выветривания хемогенно, сорбционно и биогенно (метаболизм растений) калий был вовлечен, под воздействием метаморфизма, магматических инъекций и гидротерм, в процессы метасоматической биотитизации (пироксен \rightarrow амфибол \rightarrow биотит) и микроклинизации как биотитов, так и плагиоклазов. Следует отметить, что секущие этнейсы апофизы гранита также (в результате ассимиляции гнейсового материала) содержат акцессорные выделения редкоземельных минералов и сфена, но апатит в них — прозрачный, перекристаллизованный [44].

Макроскопически монацит обладает светлой, зеленовато-желтой окраской, иногда с красно-бурыми пятнами на поверхности вследствие местного вторичного (гидротермального) разложения. Иногда в его кристаллах заключены точечные зерна рудного минерала (магнетит?) и мелкие (реликтовые) чешуйки биотита. В шлифах минерал бесцветный или лимонно-желтый, образует удлиненные по сланцеватости неправильные зерна с трещинками спайности по (100). Дебаеграмма минерала типично монацитовая.

Изоморфные замещения в монацитах могут охватывать: а) только анионную часть — $2[\text{PO}_4]^{3-} \rightarrow [\text{SiO}_4]^{4-} - [\text{SO}_4]^{2-}$; б) только катионную часть — $2\text{Ce}^{3+} \rightarrow \text{Ca}^{2+} \text{Th}^{4+}$ и, может быть, $3\text{Th} \rightarrow 4\text{Ce}$; в) одновременно сопряженно-катионную и анионную — $\text{Ce}[\text{PO}_4] \rightarrow \text{Th}[\text{SiO}_4]$ или $\text{Ce}[\text{PO}_4] \rightarrow \text{Ca}[\text{SO}_4]$. Таким образом, суммарная формула монацита — $(\text{CeThCa}) \times \times [(\text{PO}_4)(\text{SiO}_4)(\text{SO}_4)]^1$, как это отмечал А.Г.Бетехтин еще в 1950 г.

Исследованный нами минерал оказался практически бесториевым (ThO_2 — 0,03 и 0,19 мас.%), но с устойчивым содержанием CaO (0,71 и 1,14 мас.%) и SO_3 (0,98 и 1,25 мас.%). Это говорит о том, что в его решетке имеет место замещение $\text{CaSO}_4 \rightarrow \text{CePO}_4$, что вполне оправдывается объемом и энергетически и соответствует аналогичным структурам идеального монацита и ангидрита [5]. В исследованном минерале имеется немного фтора, связанного, вероятно, в виде примеси гипергенного бастнезита, и железа в виде гидроокислов. Его структурная формула: $(\text{TR}_{0,99} \times \times \text{Ca}_{0,03})_{1,02} [(\text{P}_{0,94}\text{S}_{0,04}\text{Si}_{0,02})\text{O}_4] \cdot 0,1\text{H}_2\text{O}$.

Отсутствие щелочей, FeO и MgO в белорусском монаците говорит о том, что проанализированный материал свободен от включений биотита.

Расшифровка состава редкоземельных элементов в монаците произведена рентгеноструктурным и хроматографическим методами (мас.%): La_2O_3 — 32,8; Ce_2O_3 — 41,4; Pr_2O_3 — 8,6; Nd_2O_3 — 12,1; Sm_2O_3 — 1,8; Eu_2O_3 — 0,1; Gd_2O_3 — 0,1; Y_2O_3 — 2,2.

Условия нахождения акцессорного монацита (А.М.Пап, 1962 г.) и согласное залегание его агрегатов в слоях биотитовых парагнейсов подобно согласным прерывистым струйкам апатита и сульфидов железа и меди (т.е. литолого-стратиграфический контроль распространения) говорят о сингенности редких земель и фосфора в материнских осадочных породах докембрия Белоруссии.

При осадконакоплении в условиях гумидного климата распределение

¹ Подобный комплексный анион известен и в некоторых метаосадочных силикат-сульфат-апатитах (вилкеитах) — $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4\text{SiO}_4\text{SO}_4]_6[\text{Cl}_2(\text{OH})_2\text{O}]$.

фосфора и редких земель в обломочной, сорбированной и растворенной формах в общем происходит параллельно как в континентальных пестроцветных, так и в прибрежно-морских глинисто-песчаных фациях. При этом активное химическое выветривание приводит к переносу части P_2O_5 и TR_2O_3 (вероятно, в форме бикарбонатных и элементоорганических соединений) из песчаных осадков в глинистые, где они сорбируются коллоидно-дисперсной массой глинистого и органического вещества. При этом большая растворимость бикарбонатных и органических соединений тяжелых лантаноидов по сравнению с цериевыми, по наблюдениям Ю.А.Балашова и А.Б.Ронова в 1964 и 1967 гг., приводит и к относительному возрастанию суммы иттриевых земель в осадках морских (глинистых и карбонатных) фаций по сравнению с прибрежно-морскими (песчано-глинистыми) и континентальными (пестроцветными).

При образовании глубоководных железо-марганцевых конкреций также происходит не только относительная концентрация в них редких земель и иттрия и обеднение ими вмещающих известково-глинистых илов, но, как отмечала Л.С.Фомина в 1966 г., и фракционирование редкоземельных элементов — обогащение группой церия конкреций, а группой иттрия — вмещающих осадков. Вероятно, сходный процесс имеет место и при формировании фосфатных и глауконитовых микро- и макроконкреций.

В районе г. Щучин, таким образом, в условиях диагенеза докембрийских песчано-глинистых и мергелистых материнских эвапоритовых осадков происходило сначала образование коллоидальных и дисперсных (тонкозернистых) гидрофосфатов редких земель типа рабдофанита. Последующий их эпигенез и метаморфизм, а также щелочной метасоматоз (вторичная биотитизация, микроклинизация гнейсов), особенно под влиянием гранитных интрузий, привели к перераспределению, дегидратации и собирательной перекристаллизации фосфатов. При этом, очевидно, вдоль сланцеватости гнейсов отложились мелкие вкрапления и прерывистые (согласные и косые) жилки редкоземельного апатита и монацита, частично замещающих биотит и включающих местами в свои зерна остатки его чешуек.

Эти выводы находятся в полном согласии с проведенным Кэрроном и Нэсером в 1958 г. экспериментом по осаждению цериевых земель фосфорной кислотой при относительно низких температурах (около 100°) — сначала выпадает гексагональный гидрофосфат церия типа рабдофанита, который затем, с течением времени (год и более), превращается в моноклинный монацит.

Очевидно, к этому же генетическому типу относится и акцессорный желтый монацит, описанный И.П.Яловенко и А.Л.Юрьевым в 1967 г. в гранитоидных породах, инъецирующих и мигматизирующих катархейские кристаллические парасланцы и парагнейсы Ново-Украинского массива. Многие зерна монацита здесь покрыты несплошной буро-железистой (рабдофанитоподобной) рубашкой, как и в южно-тиманских инъекционных гранитах и в мигматитах Финляндии. Однако это отнюдь не результат поверхностного выветривания. Здесь монацит нередко ассоциирует с ксенотимом, причем концентрации этих минералов всегда приурочены к зонам трещиноватости, метасоматической биотитизации и микроклинизации (метаэвапоритовых. — Д.С.) плагиоклазовых (реликтовых гнейсовых) пород.

Обращает на себя внимание значительное содержание в минерале SO_3 — 1,25% (среднее из 4 анал.) и CaO — 1% (среднее из 5 анал.), что позволяет классифицировать его как сульфат-монацит. Значит была мигматизирована засоленная осадочная толща.

Сульфат-монацит, близкий по составу к белорусскому, был исследован из щелочного массива Вуори-Ярви на Кольском полуострове А.А. Кухарен

ко, А.Г. Булахом и др. в 1961 г. Этот массив залегает тоже в толще архейских гнейсов и мигматитов; он состоит из интрузивных оливинитов, пироксенитов и щелочных пород. Под влиянием последних ранние ультрабазиты подверглись интенсивной флогопитизации, биотитизации и актинолитизации. В связи с этими метасоматическими процессами сформировались апатит-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, кальцит-магнетитовые породы, места с титанитом. Эти породы, по наблюдениям указанных исследователей, образуют постепенные переходы к карбонатитам, которые широко распространены не только в пределах самого массива, но и в приконтактной зоне интрузии, среди фенитизированных гранито-гнейсов архея.

Сульфат-монацит, как аксессуарный минерал, встречается в сидерит-доломитовых и анкерит-кальцитовых карбонатитах, а также в кварц-карбонатных жилах среди фенитизированных гнейсов в 8–10 км восточнее массива, обычно в ассоциации с пиритом, баритом, целестином, микроклином, апатитом и другими минералами. Окраска минерала буровато-красная от обильной примеси окислов и гидроокислов железа (до 10 мас.%). Однако сульфатного изоморфного компонента ("ангидритового минала") здесь гораздо больше (см. табл. 9), чем в сульфат-монаците из белорусского докембрия. Структурная формула сульфат-монацита с Кольского полуострова — $(\text{TR}_{0,77}\text{Ca}_{0,20}\text{Th}_{0,05})_{1,02} [(\text{P}_{0,89}\text{S}_{0,09}\text{Si}_{0,03})_{1,01}\text{O}_4] \cdot 0,2 \text{H}_2\text{O}$.

Состав минерала, геологические условия его распространения и парагенезис не обнаруживают каких-либо специфических особенностей, свидетельствующих об его обязательных генетических связях с карбонатитовым процессом. Приуроченность же пород, содержащих сульфат-монацит, к толще архейских мигматизированных гнейсов, подвергшихся интенсивному воздействию ультраосновных и щелочных интрузий и их гидротерм, говорит в пользу происхождения этого минерала за счет компонентов, мобилизованных из древних метасадочных пород. Это же согласуется с приуроченностью сульфат-монацита к богатым кварцем жилам. Характерно также большое сходство геолого-геохимических обстановок образования и размещения сульфат-монацитов в архее Белоруссии и Украины, где нет никаких признаков карбонатитов. Очевидно, сульфат-монациты, как и ангидриты и сульфат-apatиты, являются отдаленным признаком древнейших эвапоритовых процессов.

Помимо аксессуарного, часто типоморфного первичноосадочного метаморфического монацита, в архейских породах Волго-Уральской области — в микроклинизированных гнейсах и плагиогранитах, а также в гиперстенсодержащих чарнокитах С.В. Богдановой в 1964 г. обнаружен ксеноморфный метасоматический монацит второй генерации, размеры зерен которого варьируют в пределах 0,3–0,6 мм, а количество достигает 1 мас.%.

Минерал этот бесцветен или коричневатый в участках метамиктного разложения; $N_g = 5$, $2V = 10-15^\circ(+)$, $N_g-N_p = 0,042$. Зерна обычно овальные, нередко они содержат мельчайшие минеральные включения и реликты плагиоклаза и биотита из окружающих парагнейсов, что напоминает ситовидную структуру, образующуюся при кристаллизации коллоидных редкоземельно-фосфатных сгустков, что согласуется и с расположением монацитовых зерен вдоль неясной сланцеватости в виде цепочек, которые местами контролируются трещинками.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МОНАЦИТОВ С ГРАНИТОИДНЫМ ИНЪЕЦИРОВАНИЕМ, МИГМАТИЗАЦИЕЙ ПАРАСЛАНЦЕВ И БИОТИТООБРАЗОВАНИЕМ

При изучении гранитов, вскрытых скважиной под верхнедевонскими песчано-глинистыми отложениями на Южном Тимане, нами еще в 1943 г. отмечено, что, судя по условиям залегания и наличию остатков резорбированных ксенолитов вмещающих пород, породы относятся к этой краевой эндоморфно измененной фации гранитов, которые вплавили и ассимилировали материал богатых углеродистым (графитистым) веществом, сильно мигматизированных и местами диафторированных при этом микрослюдистых (биотит-мусковит-хлоритовых) сланцев. В отобранных нами образцах этих пород обнаружено содержание редких земель цериевой группы от 0,00 и до 0,0 п%, характерна их повышенная радиоактивность [29].

Очевидно, граниты, использовавшие при своем внедрении тектонические трещины и зоны разломов, распространенные в структуре Тимана, по наблюдениям П.Е. Оффмана в 1949 г., были на последних этапах становления неравномерно преобразованы своими же (в значительной мере мобилизованными из метаосадочных толщ) поздние и постмагматическими флюидами и щелочными гидротермами. Это вызвало не только альбитизацию плагиоклазов, но и широкую микроклинизацию, а также кристаллизацию биотита второй генерации, который приурочен главным образом к трещинам и микротрещинам, а также последующую мусковитизацию породы и ее дополнительное окварцевание. С этими наложенными процессами, особенно в периоды образования поздних генераций биотита и мусковита, были связаны привнос, захват и перенос мобилизованных из вмещающих слюдисто-кварцевых углеродистых сланцев редкоземельных и радиоактивных элементов и образование их аксессуарных минералов.

Замечательно, что главным образом к биотиту здесь приурочены аксессуарные минералы — циркон, циртолит, малакон, оранжит, эпидот-ортит, апатит, ксенотим и монацит. Последний почти всегда находится в биотите, причем под микроскопом видно, что с периферии он всегда окружен коллоидальным оранжево-красным или буровато-черным вторичным (рабдофанитоподобным) веществом, которое его разъедает и частично, а иногда почти полностью замещает; плеохроичные ореолы в биотите повторяют контуры этого, тоже радиоактивного, новообразования.

Следует отметить, что по парагенезису редкоземельных минералов, развиту процессов микроклинизации и биотитизации самих гранитов и вмещающих пород монациты с Южного Тимана очень сходны с монацитами из Белоруссии и хорошо укладываются в условные рамки так называемых "мигматитовых месторождений" [58].

В связи с вопросом об источнике редких земель и фосфора отметим, что в углистых слюдяных микросланцах из верхнего (протерозойского) отдела Криворожской толщи содержится 0,45% редких земель, хотя в породе нет никаких редкоземельных аксессуарных минералов, а имеется только незначительное количество циркона. Почти такое же (0,036—0,040%) содержание редких земель отмечено Э.Е. Вайнштейном, А.И. Тугариновым и Н.В. Туранской в 1956 г. и во многих гранитоидных породах Украинского щита, в которых имеются монацит и ортит, иногда сфен, гранат и циркон.

Характерно, что содержание редких земель в рифейских графитистослюдисто-кварцевых сланцах Южного Тимана также находится в этих пределах (около 0,04%), однако граниты, прорывающие и частично ассимилирующие сланцы на стадии эндоконтактной биотитизации, обогащаются аксессуарным монацитом, эпидот-ортитом, цирконом, малаконом, TR-апатитом [29].

Мигматизированные докембрийские кордиерит-гранатовые гнейсы, содержащие также, помимо кварца и плагиоклаза, микроклин и биотит, а в качестве второстепенных минералов — силлиманит, хлорит, графит, монацит, циркон, апатит и местами андалузит, были обнаружены и изучены в восточной части Финляндии, в районах Пуумала, Хаапала и Эрвемяя в 1969 г. Эти гнейсы изобилуют инъекционными красноватыми гранитами и пегматитовыми жилами и линзами, большинство из которых параллельно сланцеватости и только некоторые дискордантны. В них обычны частично замещенные обломки вмещающих сланцев. Породообразующими минералами являются микроклин, кварц, плагиоклаз, мусковит и (или) биотит; акцессорными — апатит, хлорит, альмандин (на контактах), рудный минерал, изредка черный турмалин, андалузит и графит.

Кроме гранитоподобных инъекций, в кордиерит-гранатовых гнейсах или между ними и пегматитами (зерна 0,5–10 см) развиты более мелкозернистые (0,3–2 см) радиоактивные породы в виде прерывистых коротких жилообразных тел, только некоторые из которых имеют значительные размеры, достигая 5–10 м по мощности и 60–70 м в длину. Их контакты с гнейсами резкие, с пегматитами — резкие или постепенные; главными минералами являются плагиоклаз, кварц, биотит и микроклин, однако и монацит имеется в значительных количествах. Он наиболее обилен в участках, богатых биотитом. Последний распределен в породе очень неравномерно, но является главным минералом в удлиненных радиоактивных зонах, расположенных параллельно контактам, или же образует совершенно неправильные по форме скопления. Некоторые слои и гнезда состоят здесь преимущественно из биотита и монацита. Количество монацита местами достигает 10% объема (т.е. ~ 15 мас.%). В бедных биотитом участках его содержание сильно уменьшается (до 2–6% и ниже).

Монацит или включен в кристаллы биотита, или окаймляет их, или располагается между пластинками биотита вдоль спайности. Размеры его зерен колеблются в пределах 0,05–0,5 мм, цвет их желтовато-бурый. Обычно они окаймлены землистыми-желтыми продуктами разложения (как это широко распространено на Южном Тимане) и метамиктными, почти изотропными кристаллами циркона.

Химический состав (см. табл. 9, ан. 10) показывает высокое содержание ThO_2 (5,7%), обычное для гранитов и метаморфитов амфиболитовой фации. Структурная формула монацита из Финляндии — $(\text{Tr}_{0,89}\text{Th}_{0,05}\text{Ca}_{0,05})_{0,99}[(\text{P}_{0,93}\text{Si}_{0,05})_{0,98}\text{O}_4] \cdot 0,08\text{H}_2\text{O}$. В качестве акцессорных минералов эта радиоактивная порода содержит ильменит, магнетит, пирроп-альмандиновый гранат, ганит-герцинитовую шпинель, халькопирит, пирротин, арсенопирит, анатаз, графит. Порошкограмма типична для монацита.

Монацитовые месторождения такого мигматитового типа, приуроченные к обогащенным биотитом участкам и слоям мигматизированных парагнейсов, известны также в Индии, Канаде, США. В частности, в Канаде одно из таких месторождений, исследованное Хайнрихом в 1958 г., состоит главным образом из биотита и монацита, причем количество последнего достигает в отдельных участках 25%.

Очевидно, что в процессе мигматизации редкие земли и фосфор были мобилизованы из вмещающих, особенно углеродистых и засоленных (эвапоритовых) метасадков, и сильно щелочные нагретые растворы, обусловившие микроклинизацию, альбитизацию и биотитизацию инъекционных пород, вынесли эти компоненты и обеспечили сингенетичное с метасоматическими слюдами образование монацита, ксенотима, иногда ортита, торита, циркона и других минералов.

Сильно преобразованные метаморфизмом и внедрениями основных и ультраосновных пород кордиерит-гранатовые с плагиоклазом и силлиманитом парасланцы в районе Боденмайса (ФРГ) содержат микроклин, кварц, рутил, иногда ильменит и другие примеси, но наибольший интерес в них представляют согласные со сланцеватостью тонкие биотитовые прослойки, обогащенные мелкими (обычно идиоморфными, редко — округлыми) зернами светло-желтого монацита, вызывающими в биотите плеохроичные ореолы. Монацит то рассеян среди биотита, располагаясь главным образом вдоль его спайности и общей сланцеватости вмещающей породы, то образует "венчиковые" структуры, окаймляя своими зернами (0,05—0,15 мм) отдельные пластинки слюды. В связи с развитием здесь поздней инфильтрационной сульфидной минерализации отдельные пластинки слюды и зерна монацита оказываются включенными в рудные участки, главным образом по их периферии.

Монациты в гранитоидных телах (жилых гранитах, пегматитах, аплитах), инъецирующих кристаллические парасланцы, представляют собой, очевидно, следующую стадию в эволюции редкоземельных фосфатов, непосредственно связанную с монацитообразованием в зонах мигматизации и биотитизации метасадочных пород. Эта минералого-геохимическая последовательность логически вытекает из тесного пространственного соседства и геологического родства — пегматитовые жилы часто согласно инъецируют мигматиты или секут их косо и поперек полосчатости.

Так, например, кристаллический комплекс Приазовья (преимущественно в своей восточной части) более чем на две трети сложен разнообразными парагнейсами, мигматитами и различными гранитоидами, образующими инъеccionные зоны, богатые пегматит-аплитовыми прерывисто-жилыми и гнездовидными телами и содержащими небольшие массивы гранитов, нередко альбитизированных и микроклинизированных. Здесь, в районе села Екатериновка и возвышенности Каменные могилы (с гранитами флюорит-топазового типа), по нашим наблюдениям в 1967—1970 гг. развиты согласные и секущие пегматиты и аплиты с бедной монацитовой и ксенотимовой минерализацией, но в пегматитах центрального и в гранитах восточного Приазовья монацит часто является главным аксессуарным минералом.

Однако, как отмечал В.П. Куц в 1966 г., вблизи мариупольского сиенитового комплекса монацит в пегматитах исчезает и в них нередко появляется аксессуарный торит. Среди гнейсов Приазовья широко представлены биотитовые, пироксен-амфиболовые, биотит-гранатовые, кордиерит-силлиманитовые, графитовые, турмалиновые разности, а также кальцифиры и кварциты (в том числе магнетитовые), т.е. породы, тесно связанные с материнскими биогенно-глиноземистыми и засоленными мергелистыми илами древних мелководных бассейнов [37].

Важно отметить, что в небольших количествах лепешковидный (наследственно от серого) монацит обнаружен в глиноземистых, а чаще — в биотитовых и графитовых гнейсах, а в мигматитах и в гранитоидах Приазовья он, по наблюдениям В.П. Куца и Т.Г. Хмарука в 1966 г., встречается преимущественно в биотитовых разностях этих пород; в относительно крупных пегматитовых телах Ю.Ю. Юрк в 1956 г. описал аксессуарный монацит, который концентрируется главным образом в обогащенных биотитом краевых частях жил.

Монациты из Приазовья имеют цвет от медово-желтого до коричневого, иногда зеленоватого; они полупрозрачны, со стекляннм блеском, часто покрыты красновато-бурой корочкой вторичных образований; размер кристаллов от 0,2 мм в гранитах до нескольких миллиметров в пегматитах.

Сравнительно с "осадочными" монацитами в минералах из инъекционных гранитоидов (среди вмещающих метаосадочных пород и мигматитов) сильно возрастает роль хаттонитового (ThSiO_4) и чералитового ($\text{Th}_{0,5}\text{Ca}_{0,5}\text{PO}_4$) миалов, изоморфно замещающих собственно монацитовый компонент (CePO_4). К сожалению, в монацитах Приазовья не была определена SO_3 , и вопрос о присутствии CaSO_4 -минала остается открытым, хотя, по нашим наблюдениям в 1976 г. и наблюдениям А.С. Павленко, Л.П. Орловой и др. в 1965 г., наличие сульфат-монацитов представляется здесь вполне возможным, являясь соответственно ясным признаком эвапоритовой обстановки при формировании вмещающих материнских древних осадков. Наличие галоидов в условиях метаморфизма и магматических инъекций — весьма благоприятный фактор для образования монацитов, как это было показано П.Н. Чирвинским еще в 1903—1906 гг. на основе экспериментальных данных.

Недавние исследования ксенолитов сильно биотитизированных и микроклинизированных гнейсов в кровле сиенитовой интрузии в южной части Украинского щита, проведенные Е.Я. Марченко и Е.И. Гончаровой в 1964 г., подтвердили решающую роль щелочей и галоидов в образовании и последующем разложении монацитов. Сами метасоматические биотиты содержат в среднем 2,35%F. К скоплениям биотита приурочены выделения флюорита, Cl-апатита, крупных (до 1,5 см) зерен монацита. Контактирующие с сиенитами карбонатные породы скаполитизированы. По-видимому, здесь шел процесс щелочного (калиевого и натриевого) метасоматоза, связанный с метаморфизмом, гидротермальной и ассимиляционной переработкой вмещающих или соседствующих эвапоритовых осадочных пород, с которыми, возможно, связано и возникновение самого щелочного массива.

Вторичные продукты, окаймляющие зерна монацита, состоят здесь из смеси тонкодисперсных редкоземельных минералов, содержащих TR_2O_3 , ThO_2 , CaO , P_2O_5 , CO_2 и H_2O , а также из кварца и флюорита.

Очевидно, что образование монацита шло в щелочных условиях, а разрушение минерала начиналось с периферии при резком понижении температуры и низком pH гидротермальных растворов, что соответствует условиям природного и искусственного синтеза рабдофанита.

В прежних работах о редкометалльных минералах осадочного происхождения [45] мы уже отмечали, что повышенные концентрации монацита и ксенотима в мигматизированных докембрийских гнейсах штата Колорадо (США) Юнг и Симс (1961 г.) справедливо связывали с заимствованием редких земель из материнских вмещающих метаосадочных пород; такой же генетической концепции придерживаются С.В. Нечаев и Ю.В. Кононов (1963 г.) в отношении скопления этих минералов в зоне разлома и интенсивной биотитизации и микроклинизации мигматизированных плагиогнейсов Украины.

В архее Алдана, в зоне развития железорудных пород (на участках Гематитовый, Сивагли и др.), немногочисленные субдиоморфные зерна красновато-желтого монацита заключены в почти мономинеральных амфиболитах и переслаивающихся с ними скаполит-пироксен-роговообманковых или пироксен-амфибол-магнетитовых породах, инъецированных согласными и секущими жилами аляскитового гранита. Под микроскопом видно, что монацит в роговой обманке окружен сильными плеохроичными ореолами. Среди акцессорных минералов имеются также апатит, малакон и титанит. Повышенное содержание монацита отмечено нами в 1961 г. также в хлоритизированном пироксен-флогопитовом параамфиболите, причем здесь его кристаллы преимущественно с периферии сильно разложены

с образованием оранжево-красных очень низко двупреломляющих вторичных продуктов, подобно метаосадочным монацитам Южного Тимана, Финляндии и Бретани.

Таким образом, для монацитов осадочно-метаморфического происхождения можно проследить процесс прогрессивной собирательной кристаллизации и перекристаллизации, начиная от мобилизации и концентрации из изоморфного и сорбционного рассеяния, от коллоидальных сгустков и дисперсного состояния имеющихся в данной геолого-геохимической системе фосфора, редких земель и других слагающих протомонацит (рабдофанит) компонентов.

В условиях коры выветривания и при других гипергенных процессах, при обилии органики и высокой фугитивности кислорода, в рабдофанит-монаците в результате фракционирования редких земель нередко накапливается европий и происходит переход кристаллической гексагональной фазы в моноклинную. В процессе перекристаллизации моноклинной фазы при эволюции системы от низких ступеней метаморфизма к амфиболитовой (и более высоким, включая анатексис-палингенез) в метаосадочных пегматитах и гранитоидах наблюдается ясная тенденция к обогащению минерала торием (и кальцием). В монацитах гранитоидов в результате мобилизации и концентрации при плавлении содержание ThO_2 близко 5–6 мас.%, но в богатых летучими пегматитах оно достигает 10–12 мас.%. В общем минералого-геохимическая судьба монацита очень сходна с судьбой ортита [30], но оба минерала почти нигде не встречаются совместно в одних парагенезисах; для образования ортита нужна слабощелочная среда, а для формирования монацита – среднекислотная.

Так, батолиты и штоки докембрийских гранитов из Колорадо и Южного Вайоминга, по описанию Фуллер-Буса в 1935 г., в одном своем типе в качестве аксессуаров содержат титанит, апатит, монацит (но не ортит), а в двух других типах – апатит, титанит, циркон, ортит (но не монацит) или циркон, апатит, турмалин, ортит (но без монацита). В доюрских гранитах на Восточном Памире, как отмечали С.И. Клуников и В.Стратонович в 1933 г., аксессуарный монацит в восточной части интрузии заменен ортитом в ее западной части. Такой же антагонизм между монацитом и ортитом наблюдается в докембрийских гнейсо-гранитовых комплексах Южной Якутии [30], Центральной Швеции и в других регионах.

Титанит и кейльгауит, наоборот, часто совместно с монацитом входят в одни метаосадочные (в том числе метакolloидальные и метазаворитовые) парагенезисы, нередко преобразованные и перекристаллизованные в условиях метаморфизма, мигматизации, инъекций и палингенеза [47]. Следует особо отметить, что прошедший этот путь TR-титанит (и ортит?) в результате гипергенного фракционирования редких земель обогащается в ряде случаев европием. Так, по рентгеноспектральным анализам Р.Л. Баринского (ИМГРЭ), в составе редких земель из ортитов Дёсс-Савгельского района на Алдане имеется 0,07% Eu, а в смоляно-красных титанитах из парагнейсов Эмельджака и из скаполит-диопсидовых пород бассейна р. Неричи относительное содержание европия в сумме лантаноидов достигает 0,3%.

ЛАЗУРИТОВАЯ И АФГАНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАСОЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

ЛАЗУРИТОВЫЕ И АФГАНИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО АФГАНИСТАНА

Д.С. Коржинский в 1947 г. пришел к выводу, что флогопитовые и лазуритовые месторождения в архейских толщах Прибайкалья в Сибири представляют собою "биметасоматические" образования, генетически связанные с обменом и реагированием соответствующих химических компонентов из контактирующих между собою доломитовых мраморов или магнезиально-силикатных кальцифиров и гранитных пегматитов. Лазурит формировался "в десилицированных зонах" пегматитов, вторгшихся в магнезиальные мраморы, которые могли быть источником магния для флогопитообразования; при этом сами пегматиты играли пассивную роль, подвергаясь воздействию пневмато-гидротермальных постмагматических растворов, давая в результате диопсид-лазурит-плаггиоклазовые, лазурит-кальцитовые и диопсид-лазурит-флогопитовые, лазурит-флогопит-шпинелевые ассоциации.

Эта концепция для Прибайкалья, Памира, Алдана нашла тогда и в последующие годы многих сторонников. Однако геологические данные и фактический материал по новым месторождениям показали, что далеко не все соотношения пород и минералов могут найти объяснение в "биметасоматическом" механизме. Так, например, в Тулгуйском лазуритовом и афганитовом месторождении господствует рассеянная афганит-лазуритовая минерализация в кальцифирах ("вкрапленные руды") вне пространственной и генетической связи с гранитоидами, описанная В.Г. Ивановым и А.Н. Сапожниковым в 1975 г.

В обнаруженном Хогартом в 1971 г. в толще мраморов лазуритовом месторождении вблизи озера Харбур на Баффиновой Земле столь мало мелких, и притом несогласных, гнездовых тел плаггиоклазовых, богатых кварцем пегматитов, что они явно не могли быть и, как показывают геологические соотношения пород, не были источником местной "лазуритизации". К тому же в этом районе совсем нет массивных изверженных пород, которые могли бы быть источником щелочей, летучих веществ и пневматолитической серы для образования лазурита, гаюина, содалита и нефелина. В этой связи следует отдать предпочтение гораздо более обоснованным представлениям Лессинга и Грота (1971 г.) о геохимическом обмене (в процессе регионального метаморфизма) между доломит-ангидритовыми (эвапоритовыми) слоями и рассеянными в них силикатами или переслаивающимися с ними кварц-плаггиоклазовыми сланцами. Эта ассоциация вполне могла быть источником Mg, Na, Ca, S, Al, Si, CO₂ для лазурита, гаюина, афганита и сопровождающих их диопсида, скаполита и других минералов. В работе Хогарта речь также идет о мелких рудопроявлениях гаюина в докембрийской карбонатно-сульфатной толще в районе г. Эдвардс (штат Нью-Йорк, США), где ляпис-лазурь (лазурит) ассоциирует со стратиформными, тоже эвапоритовыми, месторождениями сульфидных цинковых руд.

Большой интерес в генетическом и минералогическом отношениях представляют месторождения в северо-восточной провинции Афганистана — Бадахшане, известные еще с конца XII в. Эти месторождения расположены в высокогорном районе восточной части Гиндукуша. Продуктив-

ная толща представлена здесь глубоко метаморфизованными согласно залегающими докембрийскими породами (гнейсы, мигматиты, мраморы, кальцифиры, плагиоклазовые со скаполитом, гранатовые и кварц-пироксеновые амфиболиты, биотит-амфиболовые и дистен-силлиманитовые сланцы, роговики и кварциты), образующими субмеридиональную структуру с крутым падением крыльев.

В минералогическом аспекте важно обнаружение здесь в 1968 г. Баринтом и др. нового минерала — афганита внутри одного образца лазурита. Однако в 1971 г. Кули было установлено широкое распространение этого минерала (от 7 до 20%) на месторождении Сары-Санг, главным образом в диопсидовых породах, где афганит образует средне- и крупнозернистые диопсид-афганитовые агрегаты и мономинеральные друзы в трещинах, частично замещает диопсид. В крупных зернах лазурита и афганита нередко встречаются реликты диопсида; афганит образует сростки с лазуритом, внутри которого обнаруживаются его идиоморфные кристаллы. Наблюдается замещение лазурита афганитом.

Мраморы и кальцифиры образуют пачки слоев, крупные линзы и пластобразные тела, состоят из переменных количеств кальцита и доломита с примесью апатита, графита и (до 30%) силикатов — форстерита, диопсида, моноклинного амфибола, скаполита, садалита, альбита, лазурита (до 11%), флогопита. Лазуритсодержащие содалиты, участки согласно залегают среди обычных кальцифиров (местами скарнированных), диопсидовых и реже флогопитовых пород, имеют форму плоских линз и пластов протяженностью от 20 до 450 м и мощностью от 0,5 до 5 м. Количество лазурита (и афганита) в них достигает 25 и даже 40%. Породы иногда прорваны жилами и дайками гранитов, пегматитов (имеющих анатектический характер и постепенно переходящих в гранито-гнейсы), местами — пироксенитов и горнблендитов, но нигде кальцифиры (и, в частности, содержащие рассеянные в них лазурит и афганит) непосредственно на контакте с интрузивными телами не встречаются. Ахмед Кули в 1971 г. отметил даже, что выделения лазурита в кальцифирах имеют локальный характер, чаще всего наблюдаются в центральных рудных зонах, особенно там, где на контакте лазуритсодержащих пород нет интрузивного тела.

Нередко наблюдается ассоциация лазурита и афганита со скаполитом, а особенно часто — с флогопитом. Последний обильно концентрируется в согласных раздвухах и чечевицах среди диопсидовых и кальцифировых пластовых тел и образует в них почти мономинеральные скопления. Местами мономинеральная флогопитовая корка покрывает линзы лазурита, которые нередко имеют зональное строение — в ядре диопсидовая, потом флогопитовая, далее лазуритовая зоны. На контактах с секущими гранитоидами происходит, по-видимому, эндо- и экзоскарнирование и собирательная перекристаллизация имевшихся уже метаморфогенных минералов (флогопита, моноклинных пироксенов, минералов содалитовой группы), образовавшихся за счет засоленных осадков. В связи с варьирующими содержаниями главных минералов Кули в 1971 г. выделил целую серию (а—д) продуктивных пород, обнаруживающих между собою постепенные переходы. Породы отличаются друг от друга по составу, они содержат (%): а) афганит, лазурит (14—7), кальцит, доломит, пирит, флогопит, диопсид (50); б) плагиоклаз (6), пирит и флогопит (15), лазурит (8), карбонат и диопсид (60); в) пирит (40), карбонат (3), флогопит (28), лазурит (28), диопсид (37); г) флогопит (5), пирит (1), плагиоклаз (6), карбонат (7), лазурит (8), скаполит (10), диопсид (63); д) пирит (2), диопсид (3), лазурит (25), флогопит (70).

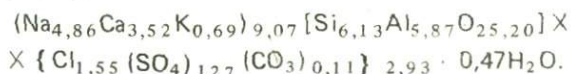
По наблюдениям В.Г. Иванова и А.Н. Сапожникова в 1975 г. оказалось,

что афганит широко распространен также и в лазуритовых (с диопсидом и кальцитом) месторождениях юго-западного Прибайкалья. В Мало-Быстринском месторождении наблюдаются отдельные зоны интенсивной афганитизации лазурита, реликты которого сохраняются только внутри зерен диопсида. В Тултуйском месторождении афганит и лазурит обычно встречаются совместно или порознь, но в одних и тех же парагенезисах, где на долю афганита местами приходится до 50% объема породы.

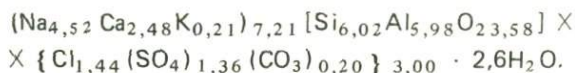
Афганит — гексагональный алюмосиликат Na, Ca и K с высоким содержанием серы (главным образом в форме SO_3 и отчасти S^{2-}) и хлора — первоначально был обнаружен в 1968 г. Баррандом и др. в виде мономинеральной просвечивающей голубоватой массы, образующей сердцевину кристалла лазурита, ассоциирующего с содалитом, нефелином, флогопитом, форстеритом, пиритом, кальцитом. Рентгеновские и химические исследования показали, что афганит близок к канкринитовой группе, размер его гексагональной ячейки — $a = 12,77 \text{ \AA}$, $c = 21,35 \text{ \AA}$, $V = 3015 \text{ \AA}^3$; твердость — около 5,5–6,0; уд. вес — 2,55. Минерал одноосный положительный, $N_e = 1,529$, $N_o = 1,523$.

Химический состав приведен в табл. 10. Анализ, дополненный и контролируемый микрозондовыми определениями, сделан из навески в 150 мг.

Структурная формула афганита из Сары-Санга рассчитана на базе (Si + Al):



Однако пересчет химического анализа афганита из Тултуйского месторождения на основе 12 (Si + Al) показал по сравнению с сары-сангским значительные отличия в группе Na, что вероятно связано с неодинаковым заполнением Ca-Na-K катионами и анионными группами крупных структурных гексагональных полостей. Структурная формула этого афганита:



Подобно лазуриту, небольшая часть серы, по мнению Кули (1971 г.), Хогарта и Гриффина, (1976 г.), находится здесь, вероятно, в виде S^{2-} и даже S^{3-} , образующих центры поглощения и обуславливающих вариации в окраске минерала.

Для обоснования осадочно-метаморфического генезиса лазуритоносных и флогопитоносных магнезиально-известковых мраморов и пересливающих с ними метаосадочных кристаллических сланцев в Слюдянском раннеархейском комплексе большое значение имеют предпринятые В.И. Виноградовым в 1972, 1973 и 1975 гг. исследования изотопного состава серы. Не только условия залегания практически всей серии пластов, но и их состав (карбонаты, ангидритсодержащие пачки, высокоглиноземистые сланцы и кварциты, обилие графитовой, скаполитовой минерализации) здесь, и особенно в геологически аналогичном Алданском регионе, говорят о первичноосадочном происхождении всех этих глубоко метаморфизованных пород и, в частности, об эвапритовом режиме раннеархейской седиментации.

В течение ряда лет исследовались сульфидная и сульфатная сера. Первая связана с вкрапленными в метаморфические толщи сульфидами железа, отчасти меди, но при широком хронологическом и фациально-палеогеографическом разнообразии этих сульфидов, т.е. при их полигенетичности (сингенез, диагенез, эпигенез — включая метаморфические и последующие гидротермально-инъекционные стадии) изотопный состав сульфидной серы

Таблица 10

Химический состав (мас. %) афганитов из месторождений Сары-Санг (1) и Тултуйского (2)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO ₂	30,80	32,10	Cl	4,60	4,54
TiO ₂	—	—	CO ₂	0,40	0,76
Al ₂ O ₃	25,00	27,00	F	—	0,035
MgO	—	Не обн.	H ₂ O	0,70	2,11
CaO	16,50	12,34	Сумма	101,70	101,85
Na ₂ O	12,60	12,43	—O=Cl ₂	1,04	1,05
K ₂ O	2,70	0,86	Сумма	100,66	100,80
SO ₃	8,50	9,68	Аналитик	Фриче (1968 г.)	Е.А. Клепи- кова (1975 г.)

может давать противоречивые и неоднозначные характеристики условий образования пород и минералов. Однако ясные и бесспорные результаты были получены В.И. Виноградовым при изотопных исследованиях сульфатной серы, которая (выше 0,1%) в Забайкалье широко распространена помимо ангидритов также в апатитах, скаполитах, кальцитах. В многочисленных образцах этих минералов, взятых на большом удалении от контактных и тектонических зон, значение $\delta^{34}\text{S}$ колебалось от +13,8 до +31,5‰, что подтверждает тезис об их метазвапоритовом происхождении.

Особенно показателен район прибайкальских лазуритовых месторождений, описанных В.И. Виноградовым и М.А. Лицаревым в 1972 г., затем В.И. Виноградовым в 1975 и 1978 гг., где вмещающие карбонатные породы насыщены сероводородом и часто послойно-вкрапленно обогащены самородной серой в непосредственном соседстве с пиритизированными и графитизированными породами. Для Мало-Быстринского месторождения сульфатная сера в лазуритах и доломитовых мраморах имеет $\delta^{34}\text{S}$ от +42,3 до +50,6‰, а сульфидная в лазурите, пирите и самородной сере — от +15,5 до +37,3‰, что подтверждает метасоленосный генезис этих пород и минералов, т.е. — генетическую метазвапоритовую концепцию [61, 62].

Е.И. Воробьев в 1976 г. установил для прибайкальских лазуритовых месторождений наличие в сингенетических лазуриту кальцитах минералов-спутников — пирита, пирротина, марказита, ангидрита и доломита (последний образуется при распаде высокомагнезильного синлазуритового кальцита). Первичная магнезиальность кальцита дала возможность оценить температуру его (и лазурита) образования по геотермометру Голдсмита-Ньютона (1969 г.) в пределах 620–640°. Интересны в этих же кальцитах сингенетические включения (около 10 м) минералообразующей среды (рассола-рапы), состоящие из газового пузырька, жидкой фазы и элементарной серы. Помимо серы, В.И. Виноградовым и Г.С. Плюсниным в 1972 г. установлен также идентичный изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098$) в синлазуритовом кальците и во вмещающих мраморах, что подтверждает его (и серы) местное происхождение.

На Мало-Быстринском месторождении представляют интерес содалит- и лазуритсодержащие жилы, которые не относятся, очевидно, к скарновым образованиям, а являются, скорее всего, заполняющим трещины гидротермально-латеральным материалом из стратифицированных метазвапоритовых пород, напоминая ультращелочные (содалит-натролит-содовые) жилы на Ловозерском щелочном массиве Кольского полуострова [7].

ЛАЗУРИТ НА БАФФИНОВОЙ ЗЕМЛЕ

Два месторождения лазурита — Главное и Северное, в 16 км к северу от оз. Харбур на южном острове Баффиновой Земли, расположены вблизи ядра плотной складчатой структуры, непосредственно среди гранат-биотитовых гнейсов и мраморизованных доломитовых известняков (местами с диопсидом, форстеритом, клиногумитом, скаполитом и почти повсеместно с чешуйками флогопита и графита). Эти известняки переслаиваются с графитовыми сланцами и кварцитами, содержащими иногда амфибол, шпинель, увит, сфен, и согласно залегающими на разных по составу мигматитах и биотитовых кварц-полевошпатовых метасадочных гнейсах, испытавших метаморфизм гранулитовой фации. Об этом говорят имеющиеся в них минеральные ассоциации — силлиманит + биотит + кварц, силлиманит + альмандин + кварц, кордиерит + сапфирин + флогопит, ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз и др.

Возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом (вероятно, сильно омоложенный и соответствующий последней стадии метаморфизма. — Д.С.), находится в пределах 1,55—1,75 млрд. лет. Гранит-пегматитовые тела и выходы амфиболизированных перидотитов среди магнезиальных мраморов (или других пород) редки и представлены очень мелкими телами, причем они нигде не сопровождаются проявлениями даже незначительной лазуритизации [53]. Обычно массивные и грубозернистые мраморы, вмещающие линзы лазурита, становятся отчетливо слоистыми.

Среди выявленных на Главном месторождении четырех лазуритоносных зон наибольшая линза имеет размеры 168 X 8 м, а общая перспективная площадь достигает 3500 м², т.е. она соизмерима с площадью (2000 м²) Мало-Быстринского месторождения в Забайкалье и с 9 линзами (от 70 до 450 м в длину и от 1 до 4 м в ширину) в северном Афганистане.

Плотные блоки лазурита достигают 1 м толщины и связаны довольно резкими переходами с непромышленными вкрапленными во вмещающих магнезиальных мраморах зонами, содержащими лазурит, диопсид и плагиоклаз. Химико-минералогическое исследование обоих месторождений [53] показало, что здесь имеется около 20 первичных минералов и более 10 вторичных, причем наиболее распространенными на обоих месторождениях и генетически информативными являются диопсид, лазурит, кальцит, апатит, сфен, олигоклаз, паргасит, графит, пирит и дополнительно на Главном — нефелин, канкринит, содалит, ортит и халькопирит, а на Северном — скаполит (мицзонит). Наиболее распространены грубые и тонкие сростки лазурита с диопсидом, реже встречаются его сростки с олигоклазом, но часто сами лазуритовые зерна переполнены мельчайшими включениями содалита, который, кроме того, образует экссолуционные (со сбрасыванием из материнского твердого раствора хлора) или позднейне-фильтрационные каемки между лазуритом и кальцитом или изредка в виде додекаэдров размером 1 мм встречается в кальците. Канкринит в единичных случаях образует вокруг лазурита каемки.

Мы, таким образом, вместе со многими исследователями этих и других лазуритовых месторождений приходим к выводу (на основании обилия "солевых" компонентов в породообразующих минералах) о метазвапоритовом генезисе самих месторождений. Последние в результате древней аридной деградации замкнутых или полужамкнутых бассейнов, в которых хемогенное осадконакопление началось с выпадения магнезиальных известняков и доломитов, на последней стадии своего развития "пережили" и сульфатредукционный процесс, связанный, очевидно, с участием реду-

цирующих микроорганизмов и обусловивший в каких-то специфических условиях как образование лазурита, так и его парагенезис с сульфидами железа.

На Баффиновой Земле в зоне лазуритовых месторождений нет метасоматической зональности, а редкие и мелкие пегматитовые внедрения в карбонаты явно не эффективны, и поэтому генезис лазурита геохимически и петрологически хорошо объясним там не с позиций биметасоматической концепции, а метаморфическими реакциями между остаточными солевыми компонентами (Cl , CO_3 , S , SO_3 , K , Na , Mg , Ca) и силикатными примесями, распыленными в солях или образующими в них сланцеватые гнезда и прослойки [53].

Решительными сторонниками образования лазурита и афганита метаморфогенным путем за счет засоленных и загрязненных силикатными примесями глинисто-мергелистых и известковистых осадков, без участия в их генезисе гранитоидов, выступают и французские ученые, изучавшие сары-сангские месторождения и проводившие опыты по искусственному получению лазурита и других минералов содалитовой группы [66].

Лазуритовая минерализация (часто с гаюином) широко проявлена также в раннедокембрийской гренвильской серии (особенно в полосе Балмат—Эдвардс—Колтон в Адирондакских горах (штат Нью-Йорк), где она нередко залегает согласно со стратиформными Pb-Zn-Cu -рудами.

Образование лазурит- и афганитсодержащих пород представляет собой сложный многоступенчатый процесс, в основе которого лежит глубокое метаморфическое, палингенное и гидротермально-метасоматическое преобразование хемогенных (засоленных и магнезиально-карбонатных) и мергелисто-глинисто-песчаных осадков, превращенных в доломитовые мраморы, сланцы и линзовидно-жилвные гранитоиды, местами эндоконтактно-сиенизированные. Лазуритовые породы формируются в содержащих NaCl слоях доломитовых мраморов, имеющих рассеянную обильную примесь алюмосиликатных минералов, или на их контакте со сланцами и тектонически деформированными гнейсами, или на контакте с инъекционными гранитоидами. Последнее особенно характерно для Забайкалья, где и получила развитие теория биметасоматоза (Д.С. Коржинский, 1947 г.; Иванов, Я.В. Самойлов, А.Н. Сапожников и др., 1980 г.; и др.). Однако в ряде отечественных и зарубежных (Памир, Афганистан, Гренвиль в США, Канада и др.) месторождений лазурито-афганитовая минерализация ни пространственной, ни генетической связи с гранитами не обнаруживает.

ЛАЗУРИТ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

На Юго-Западном Памире большой геохимический и генетический интерес представляют осадочно-метаморфические породы докембрийской (более 2,7 млрд. лет) горанской свиты. Она в нижней части состоит из кварцитов, переслаивающихся с гнейсами и мраморами, в средней — из чередующихся биотитовых, графитовых, гранатовых, роговообманковых и кианитовых гнейсов с мраморами, а верхнюю ее часть слагают главным образом зараженные ионами SO_4 и Cl мраморы (магнезитовые, доломитовые, кальцитовые) с прослоями гнейсов.

Именно с этой верхней частью свиты (с подчеркнuto хемогенным и эвапоритовым литологическим составом) связаны и месторождения лазурита и флогопита, сопровождаемые местами скаполитом и подчиненные мраморам с прослоями параамфиболитов, характерных своей послонной, часто очень сильной пиритизацией (до 10—15% объема породы). К верхней части разреза горанской свиты в долине р. Абхарв приурочены скопления

хлористого натрия в виде сосулек, натеков, корок в обрывах скал и цемента лежащих у их подножия осыпей. Эти солепроявления связаны с высачиванием (в условиях сухого климата) рассолов, прошедших, как считал в 1977 г. Дислер, стадию концентрирования в реликтовых озерных бассейнах, из коренных докембрийских пород. Никаких молодых соленосных отложений здесь нет. С другой стороны, изотопный состав серы в лазуритах, карбонатах и пиритах ($\delta^{34}\text{S}$ — от +10 до +19‰) указывает на ее происхождение из морских (эвапоритовых) сульфатов, биогенно редуцированных, что согласуется с обилием в разрезе графитосодержащих слоев (В.И. Виноградов, М.А. Лицарев, 1972 г.).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАЗУРИТОВ

Химические анализы лазуритов приведены в табл. 11. Как известно, кубический лазурит (и гаюин) из группы содалита имеет и проявления сложного изоморфизма и варьирующий состав, в среднем близкий формуле $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}(\text{S}, \text{SO}_4\text{Cl})_2[\text{AlSiO}_4]_6$. Гексагональный афганит из группы канкринита при значительных колебаниях своего состава и не вполне еще разъясненных изоморфных замещениях приближается к формуле $\text{Na}_6\text{Ca}(\text{Cl}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)[\text{AlSiO}_4]_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Оба минерала богаты солевыми компонентами, особенно натрием (до 25%), серой и серным ангидритом, также хлором, содержание которого достигает 7–5 мас. %.

Таблица 11

Химический состав (мас. %) лазуритов из метазвапоритовых месторождений

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	32,13	32,60	31,34	33,26	33,30
TiO ₂	—	—	Не опр.	0,02	—
Al ₂ O ₃	26,64	24,90	26,27	27,68	26,80
Fe ₂ O ₃	0,14	—	0,27	Сл.	—
MnO	—	—	Не опр.	Не опр.	—
MgO	0,29	—	2,47	0,13	0,03
CaO	7,76	7,30	7,79	7,62	5,20
SrO	0,02	—	—	—	—
Na ₂ O	16,42	17,60	15,50	16,98	19,20
K ₂ O	0,51	0,47	1,02	0,19	0,02
SO ₃	10,08	12,90	8,71	10,87	11,00
S	0,20	—	1,84	0,59	1,40
Cl	0,52	0,21	0,78	0,34	0,21
CO ₂	1,36	—	—	0,15	—
+ H ₂ O	3,78	—	3,87	1,66	—
— H ₂ O	—	—	—	0,30	—
F	—	—	—	—	0,01
Сумма	99,85	95,98	99,86	99,79	97,17
O-S, Cl	0,22	0,05	0,67	0,36	0,75
Сумма	99,63	95,93	99,19	99,43	96,42

Примечание. Графы: 1 — Мало-Быстринское месторождение (Д.С. Коржинский, 1947 г.), среднее из трех анализов; 2 — Ляджвар-Даринское месторождение, Юго-Западный Памир [53], микрозондовый анализ; 3 — Сары-Санг, Афганистан (Тейлор, 1967 г.); 4 — Северное месторождение, Баффинова Земля [53], среднее из двух анализов; 5 — месторождения Баффиновой Земли (Хогарт и Гриффин, 1976 г.), среднее из десяти микрозондовых анализов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы обособления рудного вещества в зоне седиментации, где происходит глобальная дифференциация минеральных компонентов и образование "руд" и "неруд", очень разнообразны и широко развиты. Здесь идут процессы, обратные гомогенизации коровых магм и первичной мантийной оболочки Земли. Именно с началом седиментации, обозначенным появлением первых (древнейших, около 4 млрд. лет назад) кор выветривания на лейцитовых и других первичных базальтоидах, вместе с появлением воды и разраставшихся озерно-морских бассейнов и речных потоков (в результате дегазации мантии и конденсации протоатмосферных паров при общем постепенном охлаждении Земли), с возникновением и развитием жизни начали формироваться разными путями (механическим, хемогенно-эвапоритовым, биогенным и др.) различные по составу и свойствам осадочные минеральные концентрации.

В условиях последующей эволюции планеты, подвергаясь в многократных циклах дезинтеграции и литификации воздействию диагенеза и катагенеза, метаморфизма и повторного частичного (палингенно-анатектического) плавления, в итоге образовались разновозрастные и разнохарактерные не только сланцы и гнейсы, в том числе углеродисто-графитовые, но и первичные, метаморфизированные, автоскарнированные и контакто-перекристаллизованные карбонатные и эвапоритовые породы, фосфатные и сульфидные, железистые, марганцевые, редкометалльные и другие накопления. Частично и селективно этот осадочный материал переходил в состав гидротермальных растворов и фиксировался в жилах и различных метасоматитах или образовывал расплавы (гранитоидные, щелочно-сиенитовые, карбонатитоподобные, апатитовые, железорудные и др.), которые, в зависимости от тектонических условий, оставались на месте или интродуцировали в верхние структурные ярусы.

Эти циклы образования и преобразования осадков и формирования осадочно-метаморфических пород и палингенных магм, способных перемещаться и ассимилировать стенки на разных возрастных уровнях, безусловно повторялись неоднократно. Древние продукты литогенеза, метаморфизма и анатектического плавления, гипергенно разрушаясь, еще и еще раз в новых, отличающихся по составу, структуре и геологическому положению типах пород принимали участие в формировании более молодых комплексов, следуя законам необратимого развития земной коры.

Концепция унаследования [33] древнего осадочного рудонакопления в поздние этапы магматогенной и метаморфогенной (в том числе палингенной) деятельности хорошо иллюстрируется не только приведенными выше данными по железорудным, апатитовым и другим метоморфогенным проявлениям, но и целым рядом других примеров, когда отчетливо обнаруживается длительное существование в регионе различных форм рудного элемента. В отдельные периоды он образует то скопления в осадках, то заимствуется из них метаморфическими, магматическими и мета-

соматическими процессами, образуя соответствующие по генезису скопления. Характерным примером является длительное существование, более 1 млрд. лет, Боливийского олово-серебряного пояса практически во всех указанных формах.

Процессы метаморфизма, сопутствующего плавлению и перекристаллизации, приводят к концентрации и перераспределению рудных компонентов. Показательно в этом отношении образование ортитоносных пород.

Еще в 20-х годах XIX столетия химик Берцеллиус в районе Фалуна (Центральная Швеция) наблюдал среди тонкополосчатых магнетит-гематит-кварцитовых пород докембрия прослойки и гнездовидные скопления битума, внутри которого расположены цепочки из игловидных кристаллов ортита. Баклунд в 1945 г. характеризовал эти широко распространенные в древних породах битумы как органическое, местами явно тухололитоподобное вещество, почти всегда содержащее уран, торий и редкие земли. Наши наблюдения в Енском слюдоносном районе на юге Кольского полуострова в 1963 г. показали, что анатектические пегматитовые жилы, рвущие докембрийские метасадочные гнейсы и сланцы с распыленным в них ортитом и углеродистым материалом, местами образуют мощные утолщения и штокверки с концентрацией ортита в виде гигантских (до 20 см) игольчато-призматических расщепленных кристаллов.

Однако не только метаморфизм осадков с его прогрессивным повышением давления и температуры, скарированием, метасоматозом, инъекциями и плавлением приводит к формированию метаморфизированных седиментационных руд и появлению новых — метаморфогенных месторождений посредством концентрации и перераспределения содержавшихся и часто рассеянных в осадочных толщах "рудных" и "нерудных" компонентов. В ряде случаев метаморфизм, но уже регрессивный, типичных магматических пород вызывает перераспределение рассеянного в них рудного вещества и образование его промышленных концентраций.

Докембрийские карбонатно-фосфатно-сульфатно-галогенные отложения являются источником летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений. Значение осадочно-метаморфических толщ и связанных с ними (пространственно и генетически) разнообразных, многочисленных и часто очень крупных месторождений полезных ископаемых, как известно, очень велико. В СССР и за рубежом довольно разносторонне разработаны теоретические основы металлогении осадочно-метаморфических пород, вытекающие из обширных и многолетних полевых наблюдений и лабораторных исследований и уточненные с помощью расчетных данных и экспериментов в большом диапазоне температур, давлений и составов.

На примере многих элементов (Fe, Cu, S, B, P, TR, $C_{орг}$ и др.) удается проследить геохимическую наследственность в ряду осадочных—метаморфических—гидротермальных—палингенных образований. Нами было показано, что металлогения сиалической земной коры в основном обусловлена составом осадочно-метаморфических, преимущественно докембрийских толщ.

При этом одни седиментогенные рудные концентрации, генетически связанные с развитием и переотложением древнейших кор выветривания или с биологической и геохимической активностью органического вещества, в зоне метаморфизма сохранились, испытав изоминеральную или изохимическую перекристаллизацию и более или менее значительные текстурно-структурные преобразования; другие, наоборот — были разрушены или совсем уничтожены; третьи — впервые (метаморфогенно)

возникли в результате концентрации (вдоль слоистости, в жилах и штокверках в зонах разломов и трещиноватости, путем замещения карбонатных и других пород) рассеянного ранее в осадочных или метасадочных толщах рудного материала под влиянием гидротерм, динамотермальных, контактно-метасоматических и инъекционных магматических воздействий; четвертые представляют собой регенерированные образования, перемещенные, например, вдоль пластовости или вертикально (из одного структурного яруса в другой) с помощью гидротерм, интрузивных и вулканических внедрений, нередко даже с образованием при этом анатектических (плутоно-вулканических) рудных магм (магнетитовых, апатитовых, карбонатных и др.) и парагенетически сопряженных с ними гранитоидных, сиенитовых и других силикатных магм; пятые — обязаны своим происхождением активным, обильным и долгодействующим щелочным K-Na-растворам в зонах тектонических напряжений и палингенеза и выносящим впереди фронта и на флангах щелочного метасоматоза и гранитизации редкие, малые, цветные и другие элементы, освобожденные из изоморфного, сорбционного и механически-дисперсного рассеяния в осадочно-метаморфических толщах и образующие свои собственные минералы и рудные тела [35, 45].

Таким образом, не только громадные количества минерального вещества при процессах рудообразования берутся из осадочных и осадочно-метаморфических толщ, но и большие массы летучих ("агентов-минерализаторов" — CO_2 , H_2O , F, Cl и др.) имеют своим источником эти же первично-осадочные толщи — дополнительно к тому материалу, который поступал из ювенильно-магматических (верхнемантийных) источников, главным образом на ранних геологических этапах развития Земли, а также в зонах глубинных разломов и вулканической деятельности в более поздние геологические периоды.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баддингтон А.Ф.* Окисные Fe и Fe-Ti-минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 234—264.
2. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. *Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П.* Аккумуляционно-биогеохимическая модель образования докембрийских железорудных формаций. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 67—79.
4. *Белевцев Я.Н., Бухарев В.П., Науменко В.В.* и др. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала. — Геология руд. месторождений, 1982, № 1, с. 53—66.
5. *Белов Н.В.* Очерки по структурной минералогии, 41: (Характерная черта орто- и вообще островных силикатов) и 122: (Турмалин). — В кн.: Минерал. сб. Львов. ун-та. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958, № 12, с. 18—19.
6. *Беляшов Н.М.* Об источниках железа при формировании магнетитовых месторождений Тургай. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 201—204.
7. *Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П.* и др. Минералогия ультращелочных пегматитов. — В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1978, с. 251—271.
8. *Виноградов С.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б.* Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 4, с. 12—27.
9. *Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П.* Омолонская железорудная провинция. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 419—422.
10. *Гершойг Ю.Г.* Метаморфогенные особенности железных руд Кривого Рога. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 38—53.
11. *Глаголев А.А., Киселев Г.Н., Дзевин М.Н.* и др. Минеральные типы, парагенезисы и метаморфизм железистых кварцитов Чаро-Токкинского района в западной части Алданского щита. — Геология руд. месторождений, 1977, № 2, с. 51—62.
12. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
13. *Ильин А.В., Ратникова Г.И.* О фосфоритах Хубсугульского бассейна. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 1, с. 63—75.
14. *Калмыков А.Ф., Соколов А.С., Тушина А.М.* Апатитозое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: ГИГХС, 1962, с. 139—191.
15. *Каныгин Л.И., Полуновский Р.М., Кирикилица С.И.* Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля. М.: Недра, 1974. 150 с.
16. *Кушнарев И.П., Черкасов А.Д.* Структура и вопросы генезиса Селигдарского апатитового месторождения. — В кн.: Методы прогнозирования и оценки экзогенных редкометалльных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1979, с. 63—85.
17. *Ла-Бердж Дж. Л.* О биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 248—262.
18. *Минеев Д.А.* Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 237 с.
19. *Овчинников И.Н., Пономарев В.Н., Тетерев Г.М.* Новый мощный этаж магнетитовых месторождений в Кустанайском железорудном бассейне. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 6, с. 1415—1418.
20. *Павлов Д.И.* Магнетитовое рудообразование при участии эндогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 245 с.
21. *Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М.* и др. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 151 с.
22. *Рягузов Н.Т.* Стратификация железорудной толщи кольской серии на Оленегорском месторождении и ее литолого-фа-

- циальные особенности. — Геология руд. месторождений, 1983, № 5, с. 87—94.
23. *Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
24. *Салоп Л.И.* Тектонические циклы докембрия: (Проблема периодичности тектогенеза). — Сов. геология, 1983, № 3, с. 37—46.
25. *Сердюченко Д.П.* О химической конституции и классификации слюд и роли титана и натрия в их составе. — Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 3, с. 545—548.
26. *Сердюченко Д.П.* Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5, с. 53—124.
27. *Сердюченко Д.П.* О некоторых типах осадочно-метаморфических (плаггиоклазо-скаполитовых и апатитовых) пород в архейских толщах Сибири. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956, вып. 3/4, с. 486—515.
28. *Сердюченко Д.П.* Аллюмоферроашарит — новый минерал. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, вып. 3, с. 292—296.
29. *Сердюченко Д.П.* Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 105 с.
30. *Сердюченко Д.П.* Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. — В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 14—48.
31. *Сердюченко Д.П.* О происхождении апатитовых месторождений. — В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967, с. 11—29.
32. *Сердюченко Д.П.* О замещениях $(\text{BO}_3)_3$ и $(\text{OH})_3$ в боратах и силикатах. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 3, с. 700—703.
33. *Сердюченко Д.П.* О геохимической наследственности в ряду осадочных—метаморфических—палингенных пород. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 422—436.
34. *Сердюченко Д.П.* Минералого-геохимическая эволюция слюд в гранитных пегматитах Западного Приазовья. Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 5, с. 1150—1153.
35. *Сердюченко Д.П.* Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполит (и плаггиоклаз) содержащие метаморфические производные. — В кн.: Докл. сов. геологов МГК. Пробл. 1. Л.: Наука, 1972, с. 31—41.
36. *Сердюченко Д.П.* Докембрийские карбонатно-фосфатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 85—92.
37. *Сердюченко Д.П.* Архейские турмалиновые и другие метаосадочные гнейсы Приазовья в связи с палеогеографическими условиями их образования. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 950—953.
38. *Сердюченко Д.П.* О химической конституции турмалинов. — В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1978, с. 225—251.
39. *Сердюченко Д.П.* Древние некремнистые железорудные формации (главным образом метазалпоритовые). — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 255—270.
40. *Сердюченко Д.П., Глебов А.В.* Железо. — В кн.: Черные металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964, с. 18—99.
41. *Сердюченко Д.П., Созинов Н.А.* Роль организмов и органического вещества в формировании осадочных месторождений докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1975, вып. 4, кн. 2, с. 245—250.
42. *Сердюченко Д.П., Фекличев В.Г.* Особенности состава и оптических свойств титанитов метасадочного происхождения. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1978, вып. 27, с. 132—146.
43. *Сердюченко Д.П., Чайка В.М.* Геохимическая история фосфора и бария в карбонатитоподобных породах и древних корях выветривания Чадобецкого поднятия в Сибири. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 929—932.
44. *Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Павлов В.А.* Людвиговитовая минерализация и (Fe-B-TR)-парагенез в древних платформах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
45. *Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И.* и др. Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 530 с.
46. *Сердюченко Д.П., Потемкин К.В., Зотов И.А.* Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. — В кн.: Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. М.: Наука, 1964, с. 17—68.
47. *Сердюченко Д.П.* и др. Пироксеномагнетитовые кварциты, эвлизиты и метаосадочные пироксениты Приазовья. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975, с. 220—229.
48. *Сердюченко Д.П., Пап А.М., Кочетков О.С.* и др. О титаните, ортите и монаците из докембрийских гнейсов Белоруссии и Тимана. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 917—919.
49. *Хвостова В.А.* Минералогия ортита. — Тр. Ин-та минерал., геохимии и кристаллохим. редких элементов АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 11. 118 с.
50. *Чирвинский П.Н.* Отчет о командировке на 11-й геологический конгресс в Стокгольме в августе 1910 г. — Изв.

Донского политехн. ин-та. Новочеркасск, 1912, т. 1, с. 236—297.

51. *Donnot M., Quigues J., Lulzac Y.* et al. Un nouveau type de gisement d'euporium: La monazite grisea europium en nodules dans le schistes paléozoïques de Bretagne. — *Miner. deposita*, 1973, vol. 8, N 1, p. 7—18.

52. *Goodwin A.M.* Archean iron-formations and basins. — *Econ. Geol.* 1973, vol. 68, p. 915—930.

53. *Hogarth D.D., Griffin W.L.* Lapis-lazuli from Baffin Island — a precambrian meta-evaporite. — *Lithos*, 1978, vol. 11, N 1, p. 37—60.

54. *James H.L.* Sedimentary facies of iron formation. — *Econ. Geol.*, 1954, vol. 49, N 3, p. 235—293.

55. *Lacroix A.* Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. Tananarive, 1941. 120 p. (*Ann. geol. Serv. mines*; Fasc. 11).

56. *Magnusson N.H.* The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alteration. — *Sver. geol. unders.*, 1970, bd 63, N 6 s. 127—234.

57. Mineralogie et géochimie des séries évaporitiques: Evolution de ses séries au cours du métamorphisme. — *Sci. Terre*, 1979, vol. 23, N 2, p. 1—103.

58. *Overstreet W.C.* The geologic occurrence of monazite. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1967, N 530, p. 327.

59. *Perry E.C., Ahma S.N., Swilius T.M.*

The oxygen isotope composition of 3800 m.y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, Greenland. — *J. Geol.*, 1978, vol. 86, N 2, p. 223—239.

60. *Rosenblum S., Mosier E.L.* Mineralogy and occurrence of europium-rich dark monazite. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1983, N 1181, p. 1—67.

61. *Serdyuchenko D.P.* Some precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. — *Lithos*, 1975, vol. 8, p. 1—7.

62. *Serdyuchenko D.P.* Precambrian biogenic-sedimentary manganese deposits. — In: *Proc. Intern. symp. geol. and geochem. of manganese*, Sydney, Australia, 1976. Bp., 1980, p. 61—85.

63. *Trendall A.F., Blockley J.G.* The iron formations of the Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. — *W. Austral. Geol. Surv. Bull.*, 1970, N 119, p. 353.

64. Time- and strata-bound ore deposits/ Ed. D.D. Klemm, H.J. Schneider. B.; N.Y., 1977. 444p.

65. *Vaquero Nazabal C.* Descubrimiento, per primera ves en España, de una monacita de facies aberrante portadora de Enropio. — *Bol. geol. y minero*, 1979, vol. 90, N 4, p. 374—379.

66. *Wyart J., Bariand P., Filippi J.* Le lapis-lazuli de Sar-e-Sang (Badakhshan, Afganistan). — *Rev. géogr. phys. et. geol. dyn.*, 1972, vol. 14, fasc. 4, p. 443—448.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
<i>Глава I</i>	
Докембрийские кремнистые и силикатные месторождения железных руд	15
<i>Глава II</i>	
Докембрийские эвапориты и органическое вещество в образовании железных руд	34
<i>Глава III</i>	
Метаосадочные турмалиносодержащие породы, турмалиниты и людвигит-магнетитовые руды	60
<i>Глава IV</i>	
Флогопитовые и флогопит-биотит-магнетитовые месторождения и слюдиты	85
<i>Глава V</i>	
Древние седиментогенные апатит-магнетитовые руды и апатитовые месторождения	103
<i>Глава VI</i>	
Редкие земли и ортитообразование	125
<i>Глава VII</i>	
Условия образования и состав титанитов в древних осадочно-метаморфических толщах	139
<i>Глава VIII</i>	
Метаосадочные монациты и их эволюция на последовательных этапах метаморфических преобразований	147
<i>Глава IX</i>	
Лазуритовая и афганитовая минерализация в докембрийских метасоленосных отложениях	162
Заключение	169
Литература	172

Дмитрий Петрович Сердюченко

**БИОГЕННО-ЭВАПОРИТОВЫЕ
РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
И ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ**

*Утверждено к печати
Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии
редких элементов*

Редактор *Н.И. Тарасова*
Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
Художник *Д.А. Шлаков*
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*
Технические редакторы *Н.А. Торгашова*
И.И. Джиоева
Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29240

Подписано к печати 30.07.85. Т -- 12208
Формат 60 × 90 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 11,0. Усл.кр.-отт. 11,1. Уч.-изд.л. 15,2
Тираж 600 экз. Тип. зак. 648
Цена 2 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 30 к.

4403

