

М·М·ВАСИЛЕВСКИЙ

**ВУЛКАНИЗМ,
ПРОПИЛИТИЗАЦИЯ
И ОРУДЕНЕНИЕ**

М. М. ВАСИЛЕВСКИЙ

ВУЛКАНИЗМ,
ПРОПИЛИТИЗАЦИЯ
И ОРУДЕНЕНИЕ

701



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»
Москва 1973



М. М. Василевский. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., «Недра», 280 с.

В книге рассматриваются вопросы гидротермального зеленокаменного изменения пород вулканогенных формаций в различных и разновозрастных складчатых областях мира, геологические условия проявления пропилитизации, ее отношение к вулканическому процессу, другим типам метасоматически измененных пород и оруденению. Показаны также различия в проявлении пропилитизации в зависимости от возраста пропилитового процесса и соотношения пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма. В заключение рассматривается возможность использования пропилитизации для поисков месторождений руд разных типов.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся вопросами вулканологии, металлогении, региональной геологии.

Таблиц 3, иллюстраций 16, список литературы — 126 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Среди установленного к настоящему времени многообразия процессов гидротермального метаморфизма и типов метасоматически измененных пород пропилитизация и пропилиты занимают особое положение. Особенность проявляется прежде всего в противоречиях, которые возникают при определении места пропилитизации в схеме послемагматического гидротермального процесса. До последнего времени термин «пропилитизация» употребляется как для обозначения дейтерического процесса в средних и основных магмах, так и процесса регионального гидротермального метаморфизма средних и основных магматических и осадочно-вулканогенных пород. Распространенным является также представление о пропилитизации как о процессе собственно околорудного гидротермального метаморфизма в наиболее внешних, удаленных от рудных тел участках рудовмещающих пород. Три эти концепции, естественно, определяют и возможные формы связи пропилитов и оруденения. Вопрос этот, будучи с практической точки зрения наиболее важным, обсуждается в геологической литературе уже около 100 лет. Органически связанным с выяснением природы пропилитизации является и решение вопроса о взаимосвязи пропилитов и других типов метасоматически измененных пород, особенно тех, за которыми в литературе прочно закрепилось представление как о несомненно околорудных. Другой особенностью пропилитизации сравнительно с прочими типами послемагматических процессов является чрезвычайное разнообразие рудных месторождений, которые размещаются в пропилитизированных породах либо непосредственно, либо в связи с другими типами метасоматитов, опять-таки связанных с пропилитами. Более того, можно утверждать, что все вулканогенные (в самом широком смысле) комплексы пород, вмещающие рудные образования, несут следы более или менее интенсивного гидротермального метаморфизма, который в случае пород основного и среднего состава проявляется как зеленокаменное изменение — пропилитизация. Пропилитизации подвергаются породы вулканогенных формаций, вмещающих серно- и медноколчеданные, колчеданные барит-золото-полиметаллические, медно-молибденовые, золоторудные, мышьяково-сурьяно-ртутные и многие другие месторождения (например, месторождения известной 5-элементной формации и др.).

Третья особенность пропилитизации состоит в том, что по крайней мере некоторые из минеральных типов пропилитизированных пород и рудных месторождений, размещенных в них, являются присущими только какому-либо определенному отрезку геологической истории Земли и не встречаются среди более древних или, наоборот, более молодых геологических образований. Так, например, специфическими неповторимыми чертами обладают, с одной стороны, древние протерозойские гипотермальные золоторудные месторождения и, с другой — молодые, главным образом миоценовые так называемые эпitherмальные золото-серебряные месторождения Трансильвании, Западных штатов США, Камчатки и Курильских островов, Японии, Новой Зеландии и др.

Кроме того, характер пропилитизации пород вулканогенных формаций (парагенезис, особенности развития в пространстве) меняется и внутри данного отрезка геологического времени уже в ходе тектоно-магматической эволюции конкретной «вулканогенной» геоструктурной зоны. Поскольку тектоно-магматическая эволюция сопровождается в общем случае направленным металлогеническим развитием региона, постольку и характер пропилитизации пород, вмещающих различные рудные месторождения, неодинаков. Таким образом, пропилитизация как процесс не может быть изучена не только в области развития месторождений какого-либо одного типа (металла), но оказывается, по крайней мере в некоторых случаях, несравнимой в областях развития однометалльных, но разновозрастных месторождений, так как многие параметры пропилитизации меняются во времени как в истории развития одной данной подвижной зоны, так и в течение планетарного геологического цикла Земли в целом. Сопоставление несравнимых по исходным предпосылкам проявлений пропилитизации (как, например, на кайнозойских эпitherмальных золотых и колчеданных палеозойских месторождениях) приводит исследователей к ошибочному выделению среди зеленокаменноизмененных пород «непропилитовых», «метаморфических», «зеленосланцевых» и других разновидностей.

Таким образом, пропилитизация и пропилиты должны рассматриваться в их эволюции во времени. При этом должны учитываться не только развитие их в ходе направленной эволюции какой-либо одной геоструктурной зоны, но также и общая необратимость геологического развития Земли в планетарном геологическом цикле в различных типах вулканогенных геоструктурных зон. Естественно, что проблема может быть решена или хотя бы просто освещена достаточно полно только с привлечением представительных материалов практически по всем вулканогенным регионам Земли, так как каждый регион отражает определенный этап истории геологического развития Земли и как таковой обладает суммой индивидуальных признаков. Такими представительными регионами, которые, если учитывать современную степень изученности Земли, в сумме отражают все или почти все возможные случаи проявления пропилитизации как во времени, так и в пространстве, являются:

1) Канадский и Балтийский щиты;

2) каледонские складчатые вулканогенные зоны Центрального Казахстана и Урала и подобные им другие регионы как в СССР, так и за рубежом;

3) герцинские вулканогенные складчатые зоны Урала, Рудного Алтая и Центрального Казахстана, Прибалхашья и Средней Азии;

4) раннемезозойские вулканогенные складчатые зоны Большого и Малого Кавказа и Крыма;

5) в пятую группу объединяются: позднемезозойская — раннетретичная зона Тэтиса (Средиземноморский подвижный пояс), включающая Суббалканскую (Среднегорскую) зону Восточной Европы, понтские структуры Турции, Аджаро-Триалетскую, Южно-Грузинскую и Мисхано-Зангезурскую зоны Малого Кавказа, а также вулканогенную зону Эльбурс в Иране; позднемезозойский — раннетретичный вулканогенный Охотско-Чукотский пояс; третичные (и главным образом миоценовые) регионы Трансильвании и Карпат, Камчатки, Курильских островов и Японии, а также Океании, Новой Зеландии, Западных штатов США и Южной Америки (Чили, Боливия, Перу); области современного проявления вулканизма и последующей вулканической деятельности, т. е. области разгрузки современных глубинных гидротерм.

Прежде чем перейти к рассмотрению проблемы, сделаем несколько предварительных замечаний, касающихся объема некоторых употребляемых в дальнейшем геологических понятий.

Под вулканогенной формацией в дальнейшем понимается естественно-историческое сообщество тесно связанных друг с другом парагенетически эффузивных, эффузивно-осадочных и прорывающих их интрузивных пород, характерное для определенной стадии (этапа) геотектонического цикла развития как подвижных поясов, так и отдельных конкретных структур. Важнейшим признаком самостоятельности вулканогенной формации мы вслед за Ю. А. Кузнецовым считаем ее повторяемость в однотипных структурах разного возраста.

Подформация понимается нами по Н. Б. Хераскову как ассоциация пород с признаками формации, являющаяся, однако, частью формации.

Понятие «рудная формация» употребляется нами в том смысле, какой вкладывал в него Ю. А. Билибин. Это естественно-историческое сообщество, или группа, месторождений, объединенных сходной тектоно-магматической обстановкой формирования, связью со сходными типами магматических пород, сходством парагенетических минеральных ассоциаций и т. д. Рудная формация в таком понимании соответствует рудному комплексу по П. М. Татарину [34].

ОБЛАСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО И ТРЕТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Позднемезозойская и кайнозойская геологическая история Тихоокеанского подвижного пояса исключительно богата проявлениями вулканизма. Можно сказать, что определение «Тихоокеанское огненное кольцо», принятое для характеристики современной вулканической активности этой планетарной геоструктуры, в равной мере относится и к плиоценовой, и к миоценовой и даже к раннекайнозойской эпохам. Более того, и позднемезозойские геологические процессы носили главным образом вулканический характер, хотя в отличие от более поздних эти процессы протекали не в субаэральных, а в подводных (даже глубоководных) условиях, характерных для начальных стадий зарождающейся позднемезо-кайнозойской геосинклинали или, точнее, системы геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса.

К числу этих геосинклиналей относятся островные складчатые дуги западной и юго-западной окраин Тихоокеанского подвижного пояса, а также (в Восточном секторе) позднемезозойская — кайнозойская геосинклиналь тихоокеанской окраины Северной Америки (Кордильеры) и позднекайнозойская геосинклиналь Анд (Южная Америка).

В систему островных дуг, окаймляющих Азиатский материк, входят Камчатско-Корякская, Алеутская, Курильская и Японская складчатые дуги, составляющие в сумме Охотско-Ниппонскую геосинклинальную область, а также Марианская, Филиппинская, Индонезийская и другие структуры.

Общей особенностью перечисленных молодых тектогенов является определенная синхронность тектонических и связанных с ними магматических и послемагматических процессов, которые проявлялись в них, начиная с позднего мела и в кайнозое, в несколько сопоставимых для всего Тихоокеанского подвижного пояса фаз.

Например, почти одновременным и для Западного, и для Восточного секторов Тихоокеанского подвижного пояса является заложение раннегеосинклинальных прогибов и проявление соответствующего магматизма и связанной с ним минерализации. Эти события относятся к позднему мелу — раннему палеогену.

Такой же возраст имеет большинство ультраосновных интрузий, столь характерных для внешних (невулканических) складчатых дуг.

Одновременным и общим для большинства геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса является осушение первичных геосинклинальных прогибов и поднятие на их месте обширных возвышенностей с проявлением несогласия, приблизительно на границе мела — палеогена и позднего палеогена — неогена, соответствующего дарамийскому орогенезу.

Начало миоцена по всему Тихоокеанскому подвижному поясу характеризуется формированием вторичных интрагеосинклиналей (орогенных прогибов), в которых проявляются раннеорогенный, или субсеквентный, магматизм и связанная с ним минерагения.

Осушение этих вторичных прогибов происходит почти во всех регионах на границе нижнего и среднего миоцена. В конце среднего миоцена уже после накопления субаэральной вулканогенной подформации проявляется интрузивный магматизм, происходит внедрение весьма характерных для всего Тихоокеанского подвижного пояса интрузий субвулканической фации — гранит-порфиров, гранодиоритов, монзонитов, диоритов и др. Частично такие интрузии имеют нижнемиоценовый возраст.

Минерагеническая характеристика среднего миоцена Тихоокеанского подвижного пояса (за небольшими исключениями) удивительно однородна. На эту эпоху приходится формирование почти всех эпитермальных золото-серебряных месторождений.

Несогласие на границе миоцена и плиоцена также является общим и одновременным для всего Тихоокеанского подвижного пояса.

В плиоцене и в четвертичное время, как уже отмечалось, Тихоокеанский подвижный пояс представляет собою «огненное кольцо», характеризующееся интенсивнейшим вулканизмом, характерным отчасти для кордильер, отчасти для современных вулканических островов.

Интересной особенностью молодых геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса является еще и тот факт, что, как правильно отмечает П. Н. Кропоткин [22], тектонические импульсы в течение позднего мела и кайнозоя нарастают «crescendo», т. е. в общем случае логарифмически. Необходимо добавить к этому, что «нарастание тектонического импульса» следует понимать как изменение (увеличение) градиента тектонического импульса во времени, благодаря которому земная кора реагирует на одинаковые по интенсивности тектонические напряжения как субстрат все более жесткий.

В связи с этим находится и еще одна общая особенность геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса: степень дислоцированности пород обычно уменьшается вверх по разрезу и в них, с омоложением геологических комплексов, возрастает роль разломов и глыбовой тектоники.

Эта особенность распределения напряжений в последовательно развивающихся геологических формациях имеет очень большое

значение, поскольку она во многом определяет как закономерности пространственного проявления послемагматических процессов, так и их геохимические особенности.

Все перечисленные признаки характеризуют геоструктурную зону Тихоокеанского подвижного пояса, граничащую с океаном. Эта зона в 1946 г. была названа С. С. Смирновым «внутренней». В отличие от нее им была выделена также и «внешняя», примыкающая к материкам, — зона Тихоокеанского подвижного пояса, в пределах которой в позднем мезозое и кайнозое были проявлены геологические процессы, отличные, как считается, от процессов во «внутренней» зоне как по своей природе, так и по минерации. Это прежде всего относится к «негеосинклинальным» постороженным (наложенным) вулканогенным поясам Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса — Охотско-Чукотскому и Приморскому.

Охотско-Ниппонская геосинклинальная область

Вулканогенные формации и их рудоносность

Пространственное размещение вулканогенных комплексов в пределах рассматриваемой области определяется в каждый данный этап геологической истории приуроченностью вулканического магматизма к наиболее активизированной в этот этап зоне. Уже Науман, Харада и Рихтгофен в 1892 г. выделяли на Японских и Курильских островах внутренние и внешние зоны, характеризующиеся резкой контрастностью в отношении проявлений вулканизма. Аналогичное продольно-поясовое строение установлено и для Камчатки. Г. М. Власовым здесь были выделены внутренняя и внешняя дуги, существование которых определяет зональность в размещении мезо-кайнозойских вулканогенных образований. В пределах внутренней зоны Юго-Западной Японии выделяется еще и третий этап вулканогенной структуры, который по аналогии с Северо-Востоком СССР и Приморьем определяют в настоящее время как наложенную структуру окраинного вулканического пояса.

Мезо-кайнозойская геологическая история Охотско-Ниппонской геосинклинальной области — это история развития систем двойных (внутренней и внешней) складчатых дуг. Одна система двойных дуг охватывает Сахалин, юго-западную часть о. Хоккайдо и большую часть о. Хонсю, другая включает Большую и Малую Курильские гряды островов, северо-восточную часть о. Хоккайдо и Камчатско-Корякскую складчатую область (рис. 1).

Внутренние дуги всех названных систем представляют собою области неогенового вулканизма, тогда как проявления вулканизма во внешних дугах относятся главным образом к позднему мелу — раннему палеогену. Тот же возраст имеют и мощные толщи эффузивов среднего и кислого состава, развитые во внутренней зоне Юго-Западной Японии, но занимают эти вулканогенные толщи особое положение, о чем будет сказано ниже.

Анализ геологической истории показывает, что внутренние дуги в течение мезозоя и палеогена подвергались эрозии и лишь в неогене стали областями седиментации и интенсивной вулканической деятельности. Наоборот, внешние дуги в мелу и палеогене являлись бассейнами осадконакопления, затем были приподняты и в неогене стали сушей.

На различных стадиях геологического развития рассматриваемой области формировались особые ассоциации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, отвечающие по своему объему и содержанию

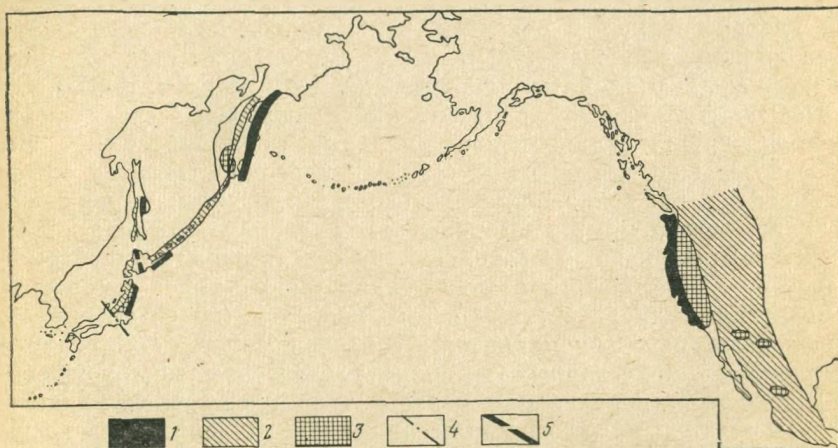


Рис. 1. Схема размещения вулканогенных формаций альпийских складчатых зон Тихоокеанского подвижного пояса.

1 — внешние складчатые дуги, характеризующиеся развитием раннегеосинклинальных (инициальных) вулканогенных базальтовых формаций; 2 — внутренние складчатые дуги, характеризующиеся развитием орогенических андезитовых формаций; 3 — срединные массы (глыбы); 4 — Фесса Магна Японии; 5 — внешняя дуга юрской геосинклинали Хидака

нию понятию «геологическая формация». Таковыми для мезо-кайнозойского периода геологической истории Охотско-Ниппонской геосинклинальной области являются формации раннегеосинклинальная («вулканогенно-кремнистая»), раннеорогенная («зеленых туфов») и позднеорогенная («вулканогенно-молассовая»).

Раннегеосинклинальная формация представлена на Камчатке и в Корьякском нагорье ирунейской серией или ее аналогами, на Курильских островах — породами шикотанской и малокурильской свит и, наконец, в Японии — толщами зоны Китами — Хидака на о. Хоккайдо [84], аналогичными породами п-ова Немуро [64], а также толщами типа Макимине (Makimine formation) во внешней зоне Юго-Восточной Японии [107].

Рассматриваемая формация образовалась на ранней стадии геосинклинального развития в условиях относительно глубоководного моря. Непостоянный характер разреза (преобладание в одних

участках филлитов и кремнистых пород, в других — туфов и лав) свидетельствует о существовании отдельных подводных вулканов. Характерна ассоциация основных лав и кремнистых пород. В классификации магматических формаций описываемые образования соответствуют спилит-диабазовой формации. Магма первого этапа вулканизма имела базальтовый состав и была перенасыщена щелочами. В дальнейшем развитии вулканизма наблюдается закономерное истощение первичной щелочности.

Интрузивная деятельность, соответствующая времени формирования вулканогенно-кремнистой формации, проявляется во внедрении ультраосновных и основных пород, пород щелочного состава (типа шонкинитов, сиенитов), а также (на поздних стадиях) пород среднего состава (диориты, кварцевые диориты, монцонитоиды).

Послемагматические процессы, проявляющиеся в связи с образованием группы раннегеосинклинальных формаций, могут быть подразделены на два основных типа: к первому относится зеленокаменное перерождение вулканогенных и интрузивных пород с образованием колчеданных месторождений медистых пиритов; ко второму — скарноподобное и «околоскарновое», «пирометасоматическое» гидротермальное преобразование вулканогенных пород в контактах с интрузиями диоритов, кварцевых диоритов (до гранодиоритов) и щелочных пород (шонкинитов), сопровождаемое формированием комплексных колчеданных и полиметаллических месторождений.

Продукты минерализации первого типа представлены главным образом пластовыми залежами массивных и вкрапленных меденосных сульфидов. Они очень широко проявлены во внешних дугах Охотско-Ниппонской геосинклинальной области, хотя встречаются в основании разреза вулканических толщ и во внутренних дугах. Сюда могут быть отнесены месторождения Акуне и Макимине на о. Кюсю и месторождение Симокава в провинции Хидака на о. Хоккайдо; месторождения этого же типа развиты также в провинциях Кии (месторождение Годзо) и Сикоку (месторождение Асакава).

На Камчатке колчеданные месторождения меденосных сульфидов известны в зоне восточных полуостровов (Шипунский полуостров), а также в Центральной Камчатке (верховья рек Яковской, Евсейчи и др.).

Пирометасоматические месторождения рассматриваемого возраста развиты в Охотско-Ниппонской геосинклинальной области также достаточно широко. Меденосные сульфиды ассоциируют здесь со скарновыми рудами, генетически связанными с комплексом интрузий, характерных для раннегеосинклинального магматизма. Рудные минералы в месторождениях представлены главным образом магнетитом с примесями пирита, пирротина и халькопирита. Жильные минералы — гранат, диоксид-геденбергит, эпидот, турмалин, аксинит, апатит, кварц. В Японии такие месторождения известны как во внешней зоне Северо-Восточной Японии (месторождения Камаиси, Акагане, Таро), так и во внутренней зоне Юго-Западной Японии (месторождения Сакурага, Мицзухэ, Каваяма, Китсунед-

зуки, Хананояма, Гобата, Ояма, Офуку и др. в префектуре Ямагути и месторождение Кобару в префектуре Фукуока). Сюда же, возможно, следует отнести и месторождение Кинмеи округа Кабе в префектуре Хиросима.

На Камчатке к этому типу месторождений относится еще мало изученное рудопроявление п-ова Шипунского (актинолит-геденбергит-халькопиритовые с магнетитом метасоматиты).

Несколько особое место занимают рудопроявления борнит-халькопиритового (с магнетитом) типа в ортоклазовых метасоматитах Центральной Камчатки (верховья рек Кирганика, Шаромской, Яковской, Андриановки). Не будучи связаны непосредственно с интрузиями гранитоидов, они тем не менее носят многие черты «околоскарновых» метасоматитов и обнаруживают переходы к высокотемпературным пропилитам, которые характерны также и для «апоскарновых» образований.

Раннеорогенная формация «зеленых туфов», названная так В. К. Ротманом по аналогии с широко известной миоценовой серией (formation) «зеленых туфов» (green tuffs) Японии, представляет собою вулканогенно-осадочную формацию, отвечающую по времени развития периоду формирования вулканических островов. В Центральной Камчатке к ней относятся образования анавайской серии; на Курильских островах наиболее типичным ее выражением являются породы кунаширской и урупской свит.

Характерными породами формации являются туфоконгломераты, вулканомиктовые породы, лавы, туфы. По химическому составу туфы и лавы относятся к известково-щелочной серии андезит-диоритовой магматической формации.

На юге Охотско-Ниппонской геосинклинальной области (Япония, Западный Сахалин, Курильские острова) формация «зеленых туфов» пространственно оторвана от вулканогенно-кремнистой. В отличие от последней, развитой во внешней зоне (дуге), она распространена исключительно во внутренней зоне геосинклинали.

Интрузивная деятельность, характерная для этапа накопления формации «зеленых туфов», проявляется во внедрении в толщу этих пород интрузий диоритов, гранодиоритов и плагiogранитов (до гранит-порфиров). Весьма характерно, что на всем протяжении Охотско-Ниппонской геосинклинальной области проявлены две фазы интрузивной деятельности, приуроченные соответственно к начальным и конечным стадиям накопления формации «зеленых туфов». К ранней фазе относятся раннемиоценовые гипабиссальные интрузии диоритов, гранодиоритов и плагiogранитов, к поздней (последнемиоценовой) — интрузии гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров субвулканической фации.

Послемагматические процессы этапа накопления миоценовой вулканогенной формации «зеленых туфов» и внедрения гипабиссальных и субвулканических интрузий гранитоидов привели к интенсивным гидротермальным изменениям вулканогенных и интрузивных пород и разнообразной рудной минерализации. Среди гидротер-

мальноизмененных пород наиболее распространенными и широко развитыми являются породы пропилитизированные. Кроме них распространены вторичные кварциты, приуроченные к зонам тектонических нарушений (редко к контактам гранитоидов) или образующие согласные пластовые метасоматические залежи.

Рудная минерализация в пределах внутренних дуг Охотско-Ниппонской геосинклинали локализована, как правило, именно в этих гидротермальноизмененных породах (хотя есть и исключения и даже довольно многочисленные). В пропилитизированных породах размещаются медные и медно-молибденовые рудопроявления Центральной Камчатки (верховья рек Кирганика, Тымлата, Караги). Многочисленные полиметаллические месторождения внутренних дуг также локализованы в пропилитах. Сюда относятся месторождения Лазурное и др. в Срединном Камчатском хребте, рудопроявление в бухте Вилючинской на юго-востоке Камчатки, рудопроявление бухты «Красных скал» на о. Уруп, месторождения мыса Докучаева, Валентиновское и Прибрежное на о. Кунашир (Курильские острова), а также многочисленные медные и полиметаллические месторождения внутренней зоны Северо-Западной Японии (о. Хонсю — префектуры Акита и Ниигата и др.) — Иосино, Нисикава, Комаки, Микава, Косака, Даира и многие другие. Аналогичные месторождения (например, Имаи-Мотокура) известны также на о. Хоккайдо.

Среди перечисленных медных и полиметаллических месторождений в пропилитах выделяются две морфологические разновидности. Одна из них — пластовые тела массивных и вкрапленных руд типа «куромоно» [75]. Ко второй разновидности относятся кварцевые жилы с сульфидами меди, свинца и цинка. Нередко оба морфологических типа представлены на одном месторождении. Таковы месторождения Иосино, Комаки и др. в Японии, месторождение мыса Докучаева на о. Кунашир и т. д.

Еще одной широко распространенной группой месторождений в пропилитах является группа эпитермальных золото-серебряных месторождений, среди которых выделяются тип «гингуро» — серебряной черни [103] и тип обычных эпитермальных кварцевых жил с самородным золотом (электрум) и адуляром. К типу «гингуро» относятся месторождения Читозе, Сеигоши, Огуши, а также золото-серебряные месторождения о. Садо. На о. Кунашир Большой Курильской гряды к этому типу относится месторождение «Золотое». Обычные эпитермальные жильные золото-серебряные месторождения развиты очень широко. В Японии к ним относятся месторождения о. Хоккайдо (Кономаи, Тайхо и др.), п-ова Идзу (Тои) и многие другие. Часто эпитермальные золото-серебряные жилы в пропилитах залегают в верхних горизонтах полиметаллических месторождений в «зеленых туфах».

На Камчатке эпитермальные адуляр-кварцевые золото-серебряные жилы известны в Срединном Камчатском хребте в верховьях р. Озерновской и в ряде других мест.

Особое место среди руд эпитермальных золото-серебряных место-

рождений занимают золотосодержащие «кремнистые» породы — окварцованные пропилиты, — такие, как на месторождениях Касуга и Акеси на п-ове Сатсума в Японии [102].

Во вторичных кварцитах известны месторождения золота и серебра, мышьяка, ртути и сурьмы. К типу золото-серебряных месторождений во вторичных кварцитах относится месторождение Касуги в префектуре Кагосима [115]. К вторичным кварцитам каолинитового типа и монокварцитам приурочено также месторождение Сета на о. Хоккайдо [105]. На Камчатке золото-серебряное оруденение во вторичных кварцитах неизвестно, однако широко представлена ассоциация золотого и ртутного оруденения в минеральных образованиях, переходных от пропилитов к вторичным кварцитам.

Мышьяково-сурьяно-ртутные руды в пределах Охотско-Ниппонской геосинклинальной области встречаются как во вторичных кварцитах (Камчатка), так и в пропилитах (Камчатка, Япония), а также и в совсем неизменных породах. Особенностью этих руд сравнительно с ранее названными типами является отсутствие приуроченности их только к миоценовым вулканогенным комплексам. В равной мере они, оставаясь неогеновыми, встречаются и в породах палеозойского основания, в мезозойских раннегеосинклинальных вулканогенных толщах и в терригенных краевых прогибах, в которых всякие следы вулканической деятельности отсутствуют.

Позднеорогенная вулканогенно-молассовая, или лахаровая, формация наиболее полно представлена алнейской серией Центральной Камчатки ($N_1^a - N_2$). Для нее характерны вулканические брекчии лахарового, или пирокластического, происхождения, туфы и лавы, закономерно связанные с синхронными вулканогенно-осадочными породами. Формирование алнейской серии происходило в условиях интенсивной денудации субаэральных вулканов, располагавшихся на горном хребте, вытянутом вдоль оси современного полуострова.

На других отрезках Охотско-Ниппонской геосинклинальной области вулканогенно-молассовая формация в ее полном объеме почти неизвестна. К ней можно отнести лишь аналоги алнейской серии на о. Парамушир. На юге Японии вулканогенно-молассовой формации, видимо, соответствуют породы серии Сетоучи (Setouchi). На территории, включающей большую часть островов Большой Курильской гряды и внутреннюю зону Северо-Западной Японии, видимо, имеют место начальные стадии накопления формации «вулканогенной молассы». Лавы вулканогенно-молассовой формации, по Е. В. Быковской и В. К. Ротману, имеют более известковистый, сравнительно с предыдущими, характер и по петрохимическим особенностям относятся к крайнему тихоокеанскому типу А. Ритмана.

Интрузивная деятельность проявляется в этот этап вулканизма в виде внедрения в эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные лахаровые толщи экструзий дацитового и липаритового состава.

В начале четвертичного времени происходили излияния лав оливиновых базальтов и андезито-базальтов, а также крупнопорфировых

плаггиобазальтов, образовавшихся в рельефе плато. Этот после- складчатый этап вулканизма, приведший к образованию формации платобазальтов, вновь обладает повышенной щелочностью, сравнимой со щелочностью раннегеосинклинального этапа, и характеризуется, по В. К. Ротману, щелочно-известковым индексом А. Ритмана 2,5—2,7.

Полезные ископаемые, связанные с послемагматической деятельностью этапа накопления вулканогенной молассы, представлены главным образом самородной серой и нерудным сырьем (алунит). Серные месторождения размещаются во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет пород вулканогенной молассы плиоценового возраста, а также на современных сольфатарных полях четвертичных вулканов. Первая группа месторождений в наиболее типичном выражении представлена пластовыми метасоматическими телами вторичных кварцитов, обогащенных самородной серой, такими, как на месторождениях Матсуа (Япония), р. Половинной (Камчатка), Скалистое (о. Парамушир) и многих других.

Отложения самородной серы на современных поверхностях сольфатарных полей действующих вулканов носят эксгальционный характер. Примеры таких месторождений, обычно мелких, очень многочисленны. Они известны на всем протяжении Охотско-Ниппонской геосинклинальной области (на всех вулканах, прошедших в своем развитии стадию кальдерообразования).

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Раннегеосинклинальная формация. Рассмотрим характер и типы зеленокаменного перерождения пород этой формации в наиболее представительных ее разрезах во внутренней вулканической зоне Камчатки (Срединный Камчатский хребет).

Прежде всего следует отметить, что зеленокаменный облик пород, по крайней мере тех, в которых «вулканогенное» происхождение наиболее ярко выражено, представляет собой наиболее характерную черту формации. Наряду с этим в разрезах, слагающих формацию комплексов пород, наблюдаются различия без видимых следов зеленокаменного метаморфизма. При этом среди неизмененных пород встречаются как осадочные, так и эффузивные разновидности. В многочисленных обнажениях наблюдаются «пестрые» туффиты, в составе обломков которых преобладают миндалекаменные порфириты (иногда с моноклинным пироксеном); миндалины выполнены хлоритом и пренитом.

Своеобразие некоторых туфов состоит в том, что обломки спилитовых порфиритов цементируются хлорит-альбитовой массой, обладающей иногда спилитовой, иногда «пузыристой» структурой. Во крапленниках наблюдается альбитизированный андезит. Основная масса сложена или хлоритом в ассоциации с пренитом, или хлоритом и альбитом. В зависимости от количественного соотношения микролитов альбита и хлорита различаются спилитовые (близкие к гиалопилитовым) и метельчатые структуры лав.

В виде прослоев мощностью до 40 м среди вулканогенно-осадочных пород встречаются также эффузивные диабазы с микродиабазовой структурой основной массы. Породы состоят из альбитизированного плагиоклаза, клинопироксена, хлорита и небольшого количества магнетита. Менее раскристаллизованные участки породы состоят из хлорита и тонких лейст бурого альбитизированного плагиоклаза.

Стратифицированные покровы пироксен-плагиоклазовых порфиритов также подверглись зеленокаменному изменению. При этом вкрапленники клинопироксена (диопсид-авгита) остаются свежими, вкрапленники плагиоклаза замещаются альбитом и серицитом, а в основной массе развиваются альбит, хлорит и магнетит. Альбит иногда образует радиальнолучистые сростки.

Грубообломочные туфы и туффиты в пачках до 400 м мощности нередко содержат также горизонты плотных спилитовых порфиритов, основная масса которых полностью обладает характерной спилитовой структурой: в хлоритовом мезостазиесе беспорядочно расположены многочисленные изогнутые лейсты альбита. Присутствуют небольшое количество клинопироксена, магнетит.

Как мы видим, наиболее общим случаем зеленокаменного изменения пород является такой, когда зеленокаменные парагенезисы минералов (хлорит, эпидот, альбит) как бы присущи самой первичной стратифицированной породе, что обусловлено своеобразным избирательным погоризонтным замещением.

Наблюдаются, однако, случаи, когда зеленокаменное изменение протекает вдоль зон, не совпадающих пространственно со стратифицированными покровами. Границы таких зон четкие, мощность достигает 200 м. В качестве новообразований, помимо обычного для толщи хлорита, в таких зонах присутствуют эпидот, вторичный кварц, пирит. Такие зоны пространственно тяготеют к дайкам и системам даек, хотя зеленокаменное изменение отнюдь не является результатом каких-либо контактовых изменений пород в дайковых полях или около даек.

В. К. Ротман и В. А. Марковский обнаружили в составе ирунейской толщи, в верхах ее разреза, потоки темных относительно свежих лав трахиандезито-базальтов с вкрапленниками пироксена, амфибола, биотита и плагиоклаза. В подстилающих туфобрекчиях ими наблюдались обломки до 30—40 см в поперечнике, принадлежащие однородным миндалекаменным мегапорфировым пироксеновым лавам, содержащим отдельные крупные вкрапленники, представляющие собой псевдоморфозы по лейциту, и относящимся к пироксен-плагиоклазовым трахибазальтам, лейцитовым тефритам и лейцититам. Лейцит в лейцититах и тефритах превращен в одних случаях в анальцит, в других в альбит и калиевый полевой шпат или замещается агрегатом зерен альбита нередко совместно с карбонатом и хлоритом.

■ Обнаружены также дайковые псевдолейцитовые порфиры, лейцит которых замещен смесью калиевого полевого шпата и продуктами изменения нефелина.

Основная масса в лейцитовых базальтоидах, по В. К. Ротману и Б. А. Марковскому, представлена преимущественно в той или иной степени девитрифицированным и измененным коричневым стеклом. Наиболее распространенным вторичным минералом во всех изученных авторами породах является бледно-зеленый хлорит, который вместе с карбонатом замещает вкрапленники темноцветных минералов (амфибола и биотита), а также присутствует в основной массе эффузивов, выполняет мидалины и развивается по трещинкам. В большинстве случаев отмечается также альбитизация плагиоклаза.

Эти наблюдения позволили авторам рассматривать спилитовый облик пород ирунейской толщи как вторичный, обусловленный «спилитовым перерождением» базальтов, характеризующихся первичной щелочностью (щелочных оливиновых базальтов).

Необходимо, однако, заметить, что приведенные выше петрографические характеристики пород отчетливо свидетельствуют о проявлении по крайней мере двух разновозрастных типов зеленокаменного метаморфизма вулканогенных пород. Хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация и альбитизация нередко развиваются по цементу осадочно-пирокластических вулканогенных пород, окатанные или полукатанные обломки которых уже представлены спилитами, спилитовыми порфиритами и т. д. Естественно, что «спилитовое перерождение» представляет собою процесс гораздо более ранний, чем региональное гидротермальное перерождение вулканогенных толщ, обуславливающее их зеленокаменный облик.

Помимо различий во времени проявления этих двух типов зеленокаменного метаморфизма отчетливо проявляются и некоторые минералогические особенности процессов. Это относится прежде всего и главным образом к устойчивости в «спилитовых» парагенезисах ассоциации альбит — хлорит и моноклинный пироксен — альбит. Клинопироксен представлен Ca-Fe-авгитом (салитом), диопсид-авгитом.

Более поздние гидротермальные изменения цемента вулканогенно-осадочных и пирокластических пород относятся уже к собственно пропилитовому зеленокаменному перерождению.

В сопоставимых с вышеописанными вулканогенных и вулканогенно-осадочных формациях Японии (формации Акуне и Макимине на о. Кюсю, вулканогенные спилит-диабазовые формации зоны Китами-Хидака на о. Хоккайдо) также наблюдаются два разновозрастных проявления зеленокаменного метаморфизма. С одной стороны, это «спилитизация» и «диабазовый» метаморфизм, с другой — более поздняя наложенная пропилитизация, которая изменяет спилитовые и диабазовые парагенезисы в агрегаты эпидота, актинолита, хлорита и альбита [107].

Характерно, что многими авторами в перечисленных регионах отмечается повышенная, как и на Камчатке, первичная щелочность базальтов, за счет которых образуются спилиты.

На месторождении Акуне (Япония) колчеданные руды залегают в гидротермальноизмененных диабазах, которые интродуцируют мезо-

зойские образования [112]. Рудные тела массивных сульфидов образуют вытянутые на глубину, не развитые по простиранию линзы. Около рудных тел гидротермальноизмененные породы (диабазы) представлены хлоритовой ступенью. Отмечается также сильное окремнение.

На месторождении Макимине рудные тела залегают в мезозойской формации Макимине. Они ассоциируют с диабазами, но залегают также и в неизмененных вмещающих филлитах. В случае залегания рудных тел в пропилитизированных диабазах рудные тела, как и на месторождении Акуне, ассоциируют с метасоматитами хлоритовой ступени метаморфизма, в то время как развитые регионально актинолит-эпидот-альбитовые парагенезисы слагают наиболее удаленные от рудных тел части диабазовых потоков и интрузий.

Рудные тела описываемых месторождений по составу являются сложными. Татсуми [103] выделяет следующие минеральные рудные парагенезисы: 1) халькопирит-пиритовый с кварцем, 2) халькопирит-пирротинный с кварцем и 3) магнетит-сфалеритовый. Парагенезисы первых двух типов слагают основную массу рудных тел. Сфалеритовые руды развиваются на границах рудных тел и вмещающих пород как более поздние образования.

107
Оценивая соотношения пропилитизации и оруденения, можно, таким образом, в случае колчеданных месторождений медистых пиритов сделать следующий вывод. Скопления медистых пиритов, по крайней мере в виде вкрапленных руд, являются одновременными с пропилитизацией в том смысле, что пропилитизация завершается в околотрещинных зонах хлоритизации и окремнения концентрацией перемещенных инертных компонентов в виде обогащенной вкрапленности пирита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Эти руды несут также характерные для этапа раннегеосинклинального магматизма примеси Ni и Co. Возможно, одновременными с пропилитизацией являются и некоторые массивные колчеданные тела. Главное же халькопиритовое и сфалеритовое оруденение является по времени более поздним, чем пропилитизация.

Несколько сложнее вопрос о взаимоотношении пропилитизации и оруденения на так называемых «пирометасоматических» и сходных с ними по условию образования месторождениях, поскольку руды локализуются здесь в ассоциации с более высокотемпературными, чем пропилитовые, парагенезисами. Тем не менее имеющиеся наблюдения показывают, что и в этом случае соотношения руд и гидротермальноизмененных пород такие же, как и в случае с колчеданными месторождениями медистых пиритов. В ряде случаев в плане наблюдается зональность гидротермальных изменений, состоящая в последовательном изменении парагенезисов от диоксид-геденбергит-гранатовых вблизи интрузивов кварцевых диоритов, гранодиоритов и т. п. через актинолит-геденбергитовые к типичным пропилитовым, т. е. актинолит-эпидотовым и эпидот-хлоритовым. При этом, по наблюдениям японских геологов, пирометасоматические парагенезисы

не являются производными непосредственно контактового метаморфизма, но являются более высокотемпературными аналогами пропилитов в пределах околоинтрузивных полей.

На Камчатке аналогичную позицию занимают весьма своеобразные образования типа ортоклазовых метасоматитов, для которых также характерен постепенный переход к высокотемпературным пропилитам.

Оруденение и в этом случае является более поздним, чем ортоклазовые метасоматиты, хотя представлено оно здесь гипогенным халькозином, халькозином и борнитом и борнитом и халькопиритом.

Раннеорогенная формация. По особенностям развития в пространстве пропилитизация в породах формации «зеленых туфов» может быть четко разграничена на два типа. Наиболее характерной чертой первого является приуроченность пропилитизации к относительно локальным участкам в пределах области развития вулканогенных пород.

Другой тип пропилитизации в этом смысле наблюдается в областях развития собственно «зеленых туфов». Последние представляют собою продукты вторичных гидротермальных зеленокаменных изменений в любой точке, где они могут быть обнаружены.

Надо заметить, что область развития собственно «зеленых туфов» довольно четко ограничивается Курильскими островами (о-ва Уруп, Кунашир) и Японией. На Камчатке «зеленые туфы» распространены мало и встречаются лишь в виде маломощных прослоев в породах алавгайской серии в Срединном Камчатском хребте.

Таким образом, Камчатка, с одной стороны, и Курильские острова и Япония, с другой, представляют собою регионы каждый со специфической пропилитизацией.

К а м ч а т к а. Гидротермальноизмененные породы, в том числе и пропилиты, слагают в пределах Центрально-Камчатской рудной зоны отдельные поля.

Гидротермальные изменения пород здесь приурочены к системе тектонических нарушений, оперяющих Центрально-Камчатский глубинный разлом. Развиваясь вдоль тектонических нарушений, гидротермальные процессы привели к образованию линейно вытянутых зон гидротермальноизмененных пород. Нередко породы подвергаются гидротермальным изменениям вдоль системы кулисообразно расположенных или пересекающихся нарушений. В этих случаях возникают целые поля измененных пород.

Наблюдается определенная пространственная ассоциация гидротермальноизмененных пород и интрузивных образований. Вокруг интрузий относительно глубинных (гипабиссальных) фаций преимущественно раннемиоценового возраста (диориты, монцониты, гранодиориты) проявляется пропилитизация, которая захватывает и сами интрузивные породы, хотя и не во всем их объеме, а чаще только краевые зоны.

Среднемиоценовые интрузии субвулканической фации (диоритовые порфириды, гранодиорит-порфиры и др.) также окружены оре-

олом пропилитизированных эффузивно-пирокластических пород и сами пропилитизированы. При этом субвулканические интрузии подвергаются пропилитизации в полном объеме. Внутри и вне массивов таких интрузивных пород нередко вдоль зон тектонических нарушений развиваются и более «продвинутые» типы гидротермальноизмененных пород — аргиллизированные породы, вторичные кварциты и т. д.

Описание проявлений пропилитизации и связанных с нею метасоматических изменений дано нами в ранее опубликованных работах [8]. Отметим здесь лишь общие их особенности.

Эпидот-актинолитовые пропилиты. В составе новоминералообразований пород установлены эпидот, актинолит, биотит, сфен, кварц (нередко главный породообразующий минерал в околотрещинных зонах), пирит (иногда пирротин). Биотит относится к железисто-магнезиальным разновидностям ($Fe : Mg = 1$). Актинолит образует травяно-зеленые звездчатые и метельчатые агрегаты. Эпидот в виде мелких изометрических зерен равномерно рассеян в окварцованной породе.

Особое место занимает в породах сфен. Если кварц, биотит, актинолит и эпидот являются постоянными слагающими породы, независимо от того, какая порода подверглась замещению, то наличие сфена обнаруживает четкую зависимость от состава вмещающей породы. Так, эпидот-актинолит-кварцевые породы, развивающиеся за счет кварцевых диоритов в верховьях бассейна р. Киргалик, сфена практически не содержат. Наоборот, аналогичные по составу породы, образующиеся по типичным мондоцитам в верховьях р. Яковской, резко обогащены сфеном. Последний образует в породах вкрапленность (до 20%) великоленно ограниченных мелких (0,5—0,1 мм) кристаллов. Этими кристаллами особенно обогащены менее окварцованные участки породы, в которых сохранились реликтовые минералы мондоцитов, а также темноцветные новоминералообразования. Участки сплошного окварцевания содержат сфена меньше или вовсе лишены его.

Эпидот-хлоритовые пропилиты. Наиболее четко индивидуальные признаки этой разновидности наблюдаются при гидротермальном метаморфизме лав и основных пород интрузивных массивов. Гранитоиды в процессе пропилитизации преобразуются не столь интенсивно, как основные породы, и результатом метаморфизма, как правило, является порода в основном хлоритизированная с резко подчиненным количеством эпидота и карбоната.

Количество породообразующего пирита также обнаруживает теснейшую связь с составом исходной породы. Она значительно (до 1—2%) в пропилитизированных основных породах и очень мало (единичные редкие вкрапления) в породах кислого состава.

Макроскопически породы характеризуются фишашково-зелеными, характерными для эпидота оттенками в цвете. Текстура исходных пород в процессе гидротермального изменения не нарушается. Характерными новоминералообразованиями являются эпидот, клиноцоизит, хлорит, пирит, альбит, кварц и в некоторых случаях гематит.

Плаггиоклазы замещаются эпидотом в виде кристаллографически очень правильно очерченных зерен и агрегатов зерен. Процесс этот приводит также к интенсивному замещению плаггиоклаза альбитом. Образуются прекрасно выраженные альбитовые пертиты замещения. Развитие альбита происходит с образованием гомоосевых псевдоморфоз альбита по плаггиоклазу, в результате чего на месте порфирового выделения плаггиоклаза образуется вторичное (порфировое) выделение альбита. Особенно ярко это проявляется в случае образования альбитофиров. Замеры альбитовых зерен показали его принадлежность к чистым безанортитовым разновидностям. Аналогичные эпидотизация и альбитизация характерны и для основной массы эффузивных пород.

Однако эпидот в пропилитизированных породах развивается не только по полевым шпатам, но также и по фемическим минералам. В этом случае он

тесно ассоциирует с хлоритом и пиритом. Иногда наблюдается зональное распределение хлорита и эпидота в замещающем агрегате. Так, при замещении ромбического пироксена или роговой обманки центральная часть псевдоморфного агрегата выполняется хлоритом, в то время как по периферии наблюдаются параллельно-удлиненные зерна эпидота. Хлорит в агрегате резко преобладает. В случае замещения биотита среди гомоосевых псевдоморфоз по нему хлорита также иногда присутствуют единичные зерна эпидота. В случае замещения эпидотом моноклининого пироксена (авгита) образуется эпидот-кварцевый агрегат, выполняющий контуры кристалла.

Хлорит развивается по первичным темноцветным минералам пород, а также по плагиоклазам. Химизм образующихся хлоритов различен. По темноцветным минералам по данным рентгеновского анализа образуются сильно железистые хлориты, типа тюрингита, по плагиоклазам — существенно магниевые, типа пеннины. Это отличие химизма резко проявляется в окраске минералов в шлифах. Хлориты по темноцветным минералам — темно-зеленые, резко плеохроирующие. Магниевые хлориты — бесцветные с едва заметным плеохроизмом.

Совместно с хлоритом и эпидотом в случае развития этих минералов по темноцветным наблюдается пирит.

Характерной особенностью эпидотизированных пород некоторых районов (например, в бассейне р. Кадар) является присутствие обильного гематита. Структурно чешуйки гематита занимают в породе место пирита, входя в состав эпидот-гематитовых агрегатов, развивающихся за счет темноцветных минералов (авгита, роговой обманки).

Хлорит-карбонатные пропилиты в наиболее типичном выражении образуются при пропилитовом метаморфизме эффузивов основного состава.

Макроскопически эти породы представляют собою массивные зеленовато-черные, зеленовато-серые породы с четко сохранившейся первичной порфировой текстурой. Сохраняются четкие очертания порфирировых выделений плагиоклаза, кварца и иногда видны достаточно четкие псевдоморфозы замещающих минералов по фемическим минералам.

Хлорит в породах развивается как за счет темноцветных минералов, так и по плагиоклазам. В первом случае образуются характерные ассоциации хлорита и пирита, причем иногда наблюдается окаймление хлоритовых чешуек и агрегатов мелкими зернами пирита с образованием пиритовой каймы.

Хлорит, ассоциирующий с пиритом, окрашен в густо-зеленый цвет, интенсивно плеохроирует и относится к группе сильно железистых (типа тюрингита). Во втором случае (образование хлорита по плагиоклазам) хлорит ассоциирует с карбонатом. Нередко хлорит-карбонатный агрегат образует почти полную псевдоморфозу по вкрапленнику плагиоклаза. По химизму хлорит здесь магниевый, типа пеннина.

Карбонат — кальцит может и самостоятельно замещать полевые шпаты вплоть до образования почти полных псевдоморфоз.

И хлорит, и карбонат, и пирит развиваются, кроме того, в основной массе породы.

Изменение плагиоклазов в описываемых породах выражается не только в их карбонатизации, но и в изменении состава самого плагиоклаза. Изменение это происходит в сторону уменьшения содержания в составе плагиоклаза анортитовой молекулы. Так, например, в андезито-базальтах, содержащих плагиоклаз состава андезин-лабрадор № 45—70, при карбонатизации образуются кислые плагиоклазы № 20—23. Образование чистых альбитовых разностей также имеет место и приводит к появлению в пределах карбонатизированного зерна плагиоклаза правильно очерченных альбитовых по составу участков. Однако явление это проявлено очень слабо и наблюдается значительно реже, чем деанортитизация плагиоклазов.

Для описываемых пород характерно зональное распределение слагающих минералов относительно околотрещинных подзон «продвинутого» изменения. Степень хлоритизации пород в удалении от околотрещинных зон падает, в то время как кальцитизация плагиоклазов сохраняет свою интенсивность и даже

возрастает. Карбонаты исчезают при переходе от пропилитового ореола к внутренним зонам серицитизации.

В значительном удалении от околотрещинных зон, т. е. в самом внешнем ореоле гидротермального изменения, пропилиты становятся хлорит-цеолитовыми. Среди цеолитов определены шабазит, стеллерит, ардунит. В мидаллинах и прожилках установлены совместно присутствующие кальцит, альбит и шабазит.

Рассмотрим соотношение процессов пропилитизации и оруденения в раннеорогенных формациях Камчатки (рис. 2) * на типичных примерах.

Месторождение Чемпура представляет собою систему линейно ориентированных рудных тел, приуроченных к осерым частям околотрещинных зон продвинутого гидротермального изменения андезитов и их туфов, а также гранодиорит-порфиров субвулканического штока, обнажающегося на рудном участке.

Руды месторождения Чемпура представлены киноварью, реальгаром, аурипигментом, пиритом. По данным Л. И. Тихомирова, присутствует (очень мало) и фрейбергит. Жильные минералы представлены баритом, кальцитом, серицитом и кварцем. Рудные и сопровождающие их жильные минералы локализуются обычно в контакте монокварцитов и каолинизированных пород. При этом монокварциты в зоне оруденения обычно носят следы выщелачивания. Поверхность оруденелых образцов кавернозна, а в кавернах присутствуют хрусталевидный кварц и киноварь. Отчетливо устанавливается нарастающие ромбоэдров киновари на хорошо ограненных кристалликах кварца.

Явления щелочного замещения первичноизмененных пород устанавливаются также и в оруденелых диккит-кварцевых породах. Диккит здесь в контакте с рудными минералами подвергается серицитизации. Серицит при этом устанавливается при электронномикроскопическом изучении оруденелых диккитов во фракциях с размером частиц $< 0,001$ мм.

Соотношение пирита и кальцита с киноварью устанавливается из фактов нарастания друз киновари на кристалликах пирита и кальцита. Пирит и кальцит, как и хрусталевидный кварц, являются, таким образом, минералами более ранними, чем киноварь.

Кроме того, в глубокоэродированных пропилитизированных породах нами наблюдались жилы кварца, представляющие собою типичные жильные заполнения и содержащие ксенолиты пропилитизированных, а также серицитизированных и окварцованных пород. В этих жилах были обнаружены пустотки выщелачивания, весьма сходные по форме со стибнитовыми.

Суммируя все приведенные факты, можно сделать однозначный вывод: оруденение мышьяково-сурьмяно-ртутного типа является по времени процессом более поздним, чем пропилитизация и синхронные ей околотрещинные изменения «продвинутого» типа, приводящие к образованию различных типов вторичных кварцитов.

* Условные обозначения, приведенные в подрисуночной подписи, относятся также к рис. 3, 4, 6—9.

Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Гидротермические изменения вмещающих пород		
	Внутри скл. дуга (вулканическая), Средний Камчат. арх.	Внешн. скл. дуга (невулканическая), Вост. Камчатка		Дорудные		Околорудные
				Региональные	Околопородные	
				Хл	Вт. кв Ал, кв	
				Пр. Эп-Хл- -Альб Пр. Эп-Хл- -Альб	Вт. кв Дк+кв Вт. кв Кл+кв Ср+кв	Ср Ср, кв, Орт
				Пр. Эп-Хл- -Альб		Ср, кв
				Пр. Би-Эп- -Акт-Альб Пр. Хл-Эп- -Альб	Хл-Альб Вт. кв Ср+кв	Альб

Рис. 2. Схема рудоносности вулканогенных формаций Камчатки.

1 — формации стадии раннегеосинклинальных прогибов складчатых дуг (базальты); 2 — то же, внутренних складчатых дуг (базальты, андезиты — базальты); 3—4 — формации стадии поднятий вулканических островов (андезиты, андезитодацииты, дациты); 5 — формации стадии вулканических кордильер (андезиты, дациты, липариты); 6 — формация наложенных вулканических поясов; 7—21 — месторождения полезных ископаемых (7 —

- | | | | | | | | |
|--|---|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 8 | | 15 | | 22 |
| | 2 | | 9 | | 16 | | 23 |
| | 3 | | 10 | | 17 | | 24 |
| | 4 | | 11 | | 18 | | 25 |
| | 5 | | 12 | | 19 | | |
| | 6 | | 13 | | 20 | | |
| | 7 | | 14 | | 21 | | |

медь, 8 — цинк, 9 — свинец, 10 — золото, 11 — серебро, 12 — молибден, 13 — ртуть, 14 — хром, 15 — барит, 16 — мышьяк, 17 — сурьма, 18 — комплексная формация, 19 — медь в цеолитах, 20 — сера, 21 — пирит; 22 — акструзивы; 23 — интрузивы субвулканической фации глубинности; 24 — гипабиссальные интрузивы; 25 — глубинные интрузивы. Хл — хлорит; Пр — пропилиты; Эп — эпидот; Альб — альбит; Би — биотит; Акт — актинолит; Вт. кв — вторичные кварциты; Ал — алунит; Кв — кварц; Дк — дикибит; Кл — каолинит; Ср — сердит; Орт — ортоклаз; Аргил — аргиллизация

Более того, оруденению предшествовало еще и некоторое предрудное выщелачивание первичных гидротермальноизмененных пород (образование хрусталевидного кварца и др.).

Приуроченность скоплений рудных минералов к зонам максимального гидротермального изменения объясняется совпадением структурных факторов, контролировавших как околотрещинный гидротермальный метаморфизм, имевший место на фоне дорудной пропилитизации, так и более поздний собственно рудный процесс.

О том, что наличие вокруг рудных тел ореолов вторичных кварцитов не является обязательным, свидетельствуют наблюдения над мышьяково-сурьяно-ртутными рудопроявлениями на участках в верховьях р. Яковской, в Хайрузовско-Тигильской зоне, а также в Корякском нагорье.

В верховьях р. Яковской сурьяно-ртутное оруденение наблюдается в маломощной (до 10 см) крутопадающей зоне дробления, проходящей в позднемеловых — палеогеновых пропилитизированных осадочно-вулканогенных породах. Зона дробления выполнена кварцем и кальцитом, на которых часто в виде хорошо ограненных кристаллов нарастают ромбоэдри киновари. В этой же зоне наблюдались и уплощенные по ее падению розетковидные агрегаты антимонита. Зоне дробления сопутствует очень маломощный (до 10 см и менее) ореол серицитизации окружающих пропилитизированных пород. При этом сама киноварь является, по-видимому, еще более поздним образованием, чем серицит, кварц и кальцит (как и на месторождении Чempура), так как волосовидные ее прожилки наблюдались в пропилитах и без ореола серицитизации.

Аналогичная обстановка, в принципе, наблюдается и на ртутных проявлениях в Корякском нагорье и в Хайрузовско-Тигильской зоне, где киноварь обнаружена в осадочных угленосных толщах.

Говоря о мышьяково-сурьяно-ртутном оруденении, нельзя не упомянуть и о тесно связанном с ним оруденении самородной серы. Правда, главная масса серных руд, связанных с вулканизмом, на Камчатке имеет плиоценовый и древнечетвертичный возраст и соответственно этому будет рассматриваться в следующем разделе, однако и на среднемиоценовых ртутных месторождениях, в их верхних горизонтах (Огонсиглы, Четловари), имеются проявления самородной серы, на которых мы сейчас и остановимся.

В верховьях р. Левая Кававля, в хр. Четловари, наблюдается широкое развитие зон «продвинутого» гидротермального изменения, приведшего к образованию алунитовых вторичных кварцитов. Эти породы слагают околотрещинные ливейные зоны и закономерно окаймляются диккитовыми вторичными кварцитами, гидрослюдаизмененными породами и, наконец, пропилитами. В осевой околотрещинной зоне наблюдается прожилково-вкрапленное оруденение самородной серы. При этом руды совершенно не сопоставляются с так называемыми «серными кварцитами» Г. М. Власова, а похожи по форме «рудных» выделений на мышьяково-сурьяно-ртутные руды и, таким образом, являются образованиями более

поздними, чем алунитовые вторичные кварциты и синхронные им пропилитизированные породы.

В районе горы Огонсилы «продвинутые» типы гидротермально-измененных пород, в том числе и алунитовые вторичные кварциты, и гидрослюдистоизмененные породы, находятся в таких же соотношениях с пропилитами. В осевых частях зон, отмечающих около-трещинную их часть, расчистками вскрыто прожилково-вкрапленное оруденение, приуроченное к весьма маломощной (1—2 см) крутопадающей зоне. В трех различных расчистках в одинаковом структурном положении наблюдались три различных типа руд — сурьмяные (линзовидные скопления антимонита), ртутные (прожилки и вкрапленность киновари) и самородной серы (прожилково-вкрапленное оруденение).

Приведенные наблюдения свидетельствуют, с нашей точки зрения, о том, что и на участке Огонсилы также проявлено общее для всех регионов соотношение пропилитизации и собственно рудного процесса. Оруденение является более поздним и накладывается на пропилиты и связанные с ними около-трещинные метасоматиты вдоль наиболее благоприятных в структурном отношении зон.

Месторождение Лазурное представляет собою систему кварцевых и кварц-карбонатных жил, содержащих вкрапленность и гнездовые скопления сульфидов меди, свинца и цинка в пропилитизированных диоритовых порфиритах. Зальбанды кварцевых жил в пропилитах, как правило, сопровождаются серицитизацией пропилитов и весьма характерным покраснением — гематитизацией, вызванной тонким рассеянием гематитовых чешуек. При этом гематит встречается и в составе рудных минералов в самих жилах, однако наблюдается здесь в виде хорошо образованных копьевидных и пластинчатых кристаллов. Ширина ореола околожилных изменений пропилитизированных пород, как правило, не превышает 30—40 см. Как можно видеть, кварцеворудные жилы месторождения Лазурного являются по времени образования более поздними, чем пропилитизация вмещающих их диоритовых порфиритов.

То же можно сказать и о полиметаллическом рудопроявлении в бухте Вилучинской.

Весьма характерные взаимоотношения руд и пропилитов наблюдаются и на эпитермальном золото-серебряном месторождении в районе пер. Оганчи. Здесь наблюдается штокверк кварц-адуляровых жил и прожилков в пропилитизированных эффузивах и кровле интрузива кварцевых монзонитов. Прожилки сопровождаются ореолами серицитизации пропилитизированных пород. Нередко более позднее окварцевание наблюдается в около-трещинных линейных зонах, вдоль которых в дорудную стадию формировались серицит-кварцевые метасоматиты, окруженные по периферии ореолом пропилитизированных пород. При этом рудные жилы и прожилки имеют в своих зальбандах либо пропилиты, либо серицит-кварцевые породы. Такие взаимоотношения однозначно свидетельствуют в пользу более позднего, сравнительно с пропилитизацией и связанными

с ней процессами, возраста эпитермального золото-серебряного оруденения.

Курильские острова. Пропилитизация пород формации зеленых туфов на Курильских островах проявлена значительно более интенсивно, нежели на Камчатке. Это относится как к полноте замещения первичных пороодообразующих минералов, так и к ширине захвата пропилитовым метаморфизмом площади развития пород данной формации. Можно сказать, особенно для южной группы Курильских островов Большой гряды, включая о. Уруп, и Японии, что в пределах области развития миоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований этих регионов практически отсутствуют породы, не подвергшиеся пропилитизации или еще более сильному изменению.

Зеленокаменные вулканогенные породы, в том числе и «спилиты», как называет их К. Ф. Сергеев, на о. Парамушир входят в состав капаринской свиты (среднепарамуширская серия) и имеют широкое развитие в центральной и юго-западной частях острова. Общая мощность свиты 900 м. Нижняя часть разреза представлена переслаиванием вулканических брекчий и туфов основного и среднего состава с вулканическими песчаниками. Выше по разрезу залегают лавы базальтового, риолитового и андезитового состава, а также основные и кислые лавобрекчии. Отчетливо устанавливается, что породы нижней части разреза свиты накапливались в водной среде, в то время как формирование толщи заканчивалось уже в субаэральных условиях.

Образования среднепарамуширской серии, по данным К. Ф. Сергеева, интенсивно дислоцированы и прорваны многочисленными дайками и штокообразными телами кварцевых порфиров, долеритов, диабазов, а также сложно построенными многофазными интрузиями габбро-диоритов — гранодиоритов — гранитов.

Как можно видеть, капаринская толща аналогична как по возрасту, так и по литолого-петрографическим особенностям нижнемиоценовой крапивинской, по В. К. Ротману, толще Камчатки в Срединном Камчатском хребте. Равным образом и среднепарамуширская серия в целом является полным аналогом анавгайской серии Камчатки. Это важно отметить по следующим соображениям. Дело в том, что ни зеленокаменноизмененные породы анавгайской серии, ни аналогичные ей породы среднепарамуширской серии никогда и никем не относились к спилитовым образованиям и рассматривались как продукты именно пропилитового метаморфизма. Собственно спилиты, также вторичного происхождения, свойственны позднемеловой — раннепалеогеновой прунейской серии Камчатки. На Курильских островах аналоги этой серии известны только в пределах Мало-Курильской гряды.

С учетом сказанного, мы не будем различать в описаниях К. Ф. Сергеева спилиты и пропилиты и отнесем характеристику зеленокаменных изменений целиком за счет пропилитизации. Это оправдано также еще и тем, что с аналогичными «псевдоспилитами»,

обнаруживающими постепенные переходы к пропилитам, мы еще столкнемся при рассмотрении зеленокаменного пропилитового метаморфизма Средне- и Южно-Курильских островов и Японии.

Зеленокаменным изменениям на о. Парамушир подвергаются базальты, андезиты-базальты, диабазы, долериты, песчаники, вулканические брекчии, реже алевролиты. Наблюдаются участки, в которых зеленокаменное перерождение перечисленных пород не проявлено.

Пропилитизация основных эффузивов выражается в их альбитизации, замещении моноклинового пироксена актинолитом и в развитии также хлорита, эпидота, кальцита. В основной массе наблюдаются прожилки альбита и гнезда цеолитов.

Пропилитизация жильных пород и пород силлов также состоит в альбитизации плагиоклазов, актинолитизации моноклинового пироксена и в развитии в породе хлорита, эпидота, цеолитов и пирита. Развитие актинолита по моноклинному пироксену в породах интрузий и даек происходит более интенсивно, нежели в эффузивах.

Зеленокаменное изменение особенно интенсивно проявляется в зонах разломов. При удалении от разломов степень пропилитизации уменьшается, хотя частичное изменение наблюдается в более широком ореоле (до 4 км). Пропилитизация в вулканогенно-осадочных породах проявляется аналогично. Здесь также наблюдаются альбитизация, хлоритизация, эпидотизация и актинолитизация. Характерны также цеолиты, кальцит и пирит.

Весьма характерна пропилитизация миоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и для о. Уруп. В геологическом строении острова, по Ю. С. Желубовскому, Ю. А. Неверову и О. А. Хведченя, принимают участие вулканогенные образования, относимые по возрасту к миоцену, плиоцену и четвертичному времени. К миоцену (возможно нижнему), по Ю. С. Желубовскому, относятся сильно измененные (пропилитизированные) базальты и андезиты, туфобрекчии и мелкообломочные туфы, туфогенные песчаники и гравелиты урупской свиты, обнажающиеся на тихоокеанском побережье о. Уруп между мысом Хивой и пос. Рябиновкой. Породы имеют зеленовато-серый цвет и содержат много вторичных продуктов, таких, как хлорит, кварц, опал, карбонаты, пирит. Аналогичный характер носит урупская миоценовая толща и в северной части острова на мысе Кастрикум и к югу от него до пос. Кампанейского и на юге острова в районе мыса Ван-дер-Линда.

Отложения миоцена смяты в крутые складки северо-восточного простирания с углами падения от 25 до 50° и прорваны интрузиями умеренно кислого и среднего состава, а также большим количеством даек, среди которых наиболее распространены диоритовые порфиры, микродиориты, дациты, лампрофиры и др.

По наблюдениям Ю. А. Неверова и О. А. Хведченя, миоценовые вулканы подверглись повсеместному гидротермальному метаморфизму. За счет цемента и нередко обломочного материала развиваются цеолиты, хлорит, биотит, реже эпидот. Цемент местами полностью замещен хлоритом. Правда, верхние части разреза, по

их данным, характеризуются более слабым метаморфизмом или (в самых верхах) очень слабым. Изменение степени метаморфизма (пропилитизации) в вертикальном направлении позволяет им предполагать возможность расчленения толщи на две — более древнюю нижнюю, для которой свойственна пропилитизация, и более молодую верхнюю — непропилитизованную.

С таким положением, вообще говоря, можно согласиться, однако, предположение Ю. А. Неверова и О. А. Хведченя о донеогеновом возрасте пропилитизированных вулканитов нам представляется неверным. Как будет показано ниже, отсутствие пропилитизации, по крайней мере ярко выраженной, свойственно плиоценовым образованиям, которые, видимо, и объединены в данном случае с типичными пропилитизированными миоценовыми толщами. Подвергаются пропилитизации и породы интрузивных массивов, таких, например, как диориты, гранодиориты, плагиограниты (бухты «Красных скал», Скоба и др.). За счет плагиоклазов, роговой обманки и моноклинного пироксена этих пород развиваются хлорит, эпидот, альбит, серицит и кварц.

Весьма характерно зеленокаменное изменение некоторых даек андезито-базальтового состава. Изменение приводит к полному замещению первичной породы хлоритом, альбитом и вторичным кварцем. Присутствуют также пирит, лейкоксен, серицит. Наблюдаются хлориты двух генераций. Один бесцветный с фиолетово-синими аномальными цветами интерференции, другой, также бесцветный — с интерференцией в грязно-зеленых тонах. Содержание обеих разновидностей примерно одинаковое. По форме это либо пластинки, либо звездчатые агрегаты. В некоторых таких «звездах» видно, что «грязно-зеленый» хлорит, развитый в центре лучистого агрегата, нарастается «фиолетово-синим» по внешнему краю «звезды».

Альбит в породе водяно-прозрачный, с ярким дисперсионным эффектом на границе с канадским бальзамом. Он очень похож на описываемые Т. Като [71] разновидности калиевых альбитов в аналогичных породах Японии. Наблюдается альбит в двух морфологических разновидностях. Один альбит слагает в породе поля офитовой структуры в основной массе, другой — образует прожилки и вторичные агрегаты в ассоциации с «синим» хлоритом. В таких агрегатах видна зональность, состоящая в том, что ядро агрегата сложено хлоритом, а краевая зона — альбитом. В породе присутствует также точно не определенный глинистый минерал из группы гидрослюд (гидрохлорит?). В крупных зернах альбитизированного плагиоклаза иногда наблюдаются реликты основного плагиоклаза, подвергшегося только серицитизации.

Измененная таким образом дайка андезито-базальтов согласно залегает в толще «зеленых туфов» крутых обрывов бухты «Красных скал». Сами «зеленые туфы» также подверглись интенсивному гидротермальному изменению, развивающемуся на всю их видимую мощность и проходящему с избирательной интенсивностью вдоль отдельных горизонтов туфов.

В непосредственном контакте с пропилитизированной дайкой андезито-базальтов в ее висячем боку развиваются, например, интенсивно окварцованные серицит-хлоритовые породы с небольшим количеством альбита, содержащие также гидроокислы железа, лейкоксен и хорошо ограниченные клиновидные кристаллики сфена. Структура породы лепидогранобластовая (много вторичного кварца).

Соотношение хлорита и серицита примерно 1 : 1. Хлорит образует в породе бесцветные поля, обнаруживающие при скрещенных николях аномальную серую интерференционную окраску. Детальное рассмотрение показывает, что агрегаты хлорита развиваются в породе как бы в виде прожилков, образуя ленты, кольца и, в конечном счете, сетку с округлыми ячейками. Агрегаты хлорита и серицита зональные. Серицит слагает их ядра, хлорит — краевые зоны. Некоторые горизонты измененных пород «зеленых туфов» сложены только кварцем и хлоритом, образующим крупные (0,4—0,3 мм) пучки слегка зеленоватых чешуек с аномально высокими интерференционными цветами.

Еще выше по разрезу «зеленых туфов» наблюдаются породы, обогащенные альбитом и содержащие также звездчатый и метельчатый хлорит.

При прослеживании особенностей состава пропилитизированных пород по мощности разреза «зеленых туфов» создается, таким образом, впечатление избирательности в проявлении интенсивности гидротермального метаморфизма и при одновременной неоднородности состава исходных пород (туфов) по мощности.

В основании разреза толщи «зеленых туфов» в северо-восточном борту бухты «Красных скал» обнажаются окварцованные породы кварцитового облика, находящиеся, насколько можно судить по обнажениям в центральной части бухты, во фланговой части кровли обнажающегося здесь интрузивного массива (штока) кварцевых диоритов — гранодиоритов. Под микроскопом устанавливается, что кварцитовидные породы представляют собою типичные диаспоровые кварциты с серицитом.

Наблюдения в параллельных описанному разрезу сечениях скальных обрывов бухты «Красных скал» показывают аналогичную картину строения толщи гидротермальноизмененных пород, а также переходы пропилитизированных пород по простиранию в серицит-кварцевые породы с пиритом. Серицит в таких породах либо рассеян в виде мелких (0,01 мм и менее) чешуек, либо образует сплошные скопления размером 1—1,5 мм. Часто в скоплениях серицита угадывается форма псевдоморфоз по плагиоклазам или их обломкам.

Наблюдается интересное явление перехода от серицита к каолиновому минералу в участках окисления мелких скоплений кристалликов пирита. При этом минерал, хотя и дезинтегрируется, но на первых стадиях еще сохраняет форму серицитовых чешуек, однако уже с серыми интерференционными цветами.

Кварц в породе обычный для вторичных кварцитов. Встречаются, однако, серицит-кварцевые породы, в которых кварц образует округ-

лые зерна очень выдержанного размера (0,1 мм), представляющие собою гидротермальноизмененные песчаники.

Обычны также породы (и осадочные, и вулканогенные), в которых совместно с серицитом и в равных количествах присутствует хлорит. Агрегаты хлорита размером до 1 мм имеют спутанноволокнистую или радиальнолучистую структуру. Характерно уже отмечавшееся ранее петельчатое развитие хлоритовых агрегатов в породе. Внутри петель при этом наблюдаются глазки кварца и кварцевых полей. Во всех породах много пирита и лейкоксена. Более крупные кристаллы пирита и скопления кристаллов приурочены к окварцованным участкам пород.

Как и в предыдущем разрезе, встречаются горизонты (или, может быть, линзы) пропилитизированных пород, резко обогащенные альбитом. С ними граничат кварц-хлоритовые и хлорит-кварцевые породы, более богатые хлоритом.

Кроме межпластовых зон «продвинутого» гидротермального изменения, т. е. согласных с пропилитизированными туфами и дайками зон серицит-кварцевых с пиритом пород, в береговых обрывах наблюдаются секущие, в основном крутопадающие зоны того же состава.

В центральной части бухты «Красных скал» обнажаются породы гидротермальноизмененной кровли интрузивного штока гранодиоритов — меланократовых плагиигранитов. В строении кровли наблюдается следующая зональность. Эндоконтактная зона сложена существенно кварцевыми породами (кварцитами), ниже располагается зона серицит-кварцевых пород с пиритом, содержащая систему ветвящихся монокварцевых прожилков и, наконец, еще ниже, в основании приливно-отливной полосы, — пропилитизированные гранодиориты. Поверхность пропилитизированных пород является водупорным горизонтом, дренирующим интенсивно измененную кровлю массива. Пляжная зона приливно-отливной полосы сложена почти мономинеральным пиритом, образовавшимся за счет разрушения измененных пород кровли. Для толщи в целом характерно зеленокаменное изменение на всей площади ее развития — пропилитизация.

Подвергается пропилитизации и порода самого интрузивного штока. При этом в отличие от пропилитизации вулканогенно-осадочных пород пропилитизация пород интрузии, даек и частично лав характеризуется новообразованиями эпидота.

На общем пропилитовом фоне гидротермального изменения миоценовых пород наблюдаются также и более продвинутые изменения, главным образом серицит-кварцевого типа. При этом максимального развития эти изменения достигают в районе интрузивного штока. Здесь сочетаются согласные с залеганием вмещающих пород и секущие зоны окварцевания и серицитизации и, кроме того, наблюдается интенсивное окварцевание и образование серицит-кварцевых пород в кровле самого штока.

Изменения пород, протекая избирательно по отдельным горизонтам туфогенной толщи, захватывают ее на всю мощность. Таким

образом, будучи приурочены к тектонически ослабленной зоне, гидротермально измененные породы, особенно пропилиты, тем не менее представляют собою стратифицированные метасоматические залежи. Наряду с ними на флангах присутствуют и кварцевые жилы, представляющие собою типичные жильные заполнения, содержащие обломки пропилитизированных пород.

На простирации того же тектонического нарушения к юго-западу от бухты Алеутка располагаются аналогичным образом измененные, пропилитизированные породы — «зеленые туфы», пропилитизированные покровы, дайки и мелкие интрузивные штоки, содержащие жильное медно-цинковое рудопроявление (халькопирит-сфалеритовое).

По данным Ю. А. Неверова и О. А. Хведченя, аналогичная обстановка наблюдается и на юге острова в районе мыса Ван-дер-Линда.

В своем рассмотрении пропилитизации в породах ниже- и среднемиоценовых формаций андезитовых островных дуг мы подошли, наконец, к области наиболее типичного проявления формации «зеленых туфов», каковой являются о. Кунашир и японские о-ва Хоккайдо, Хонсю и отчасти Кюсю.

На о. Кунашир к образованиям типа «зеленых туфов» относятся породы ниже- и среднемиоценовой толщи, залегающей в основании геологического разреза острова и вскрывающейся главным образом вдоль Охотского побережья от пос. Алехино на юге до мыса Докучаева на севере, а также в проливе Екатерины от мыса Докучаева до устья р. Птичьей.

Вулканогенно-осадочная толща миоцена прорвана многочисленными интрузиями гранитоидов преимущественно среднего состава, имеющими форму штоков с крутыми контактами. Среди интрузивов можно назвать Докучаевский, Ильинский и Валентиновский массивы кварцевых диоритов (отчасти плагиогранитов), Прасоловский массив плагиогранитов и др.

Породы жильной серии представлены андезито-базальтами, диоритовыми порфирами, дацитами, липаритами.

Для миоценовых вулканогенных толщ Курильских островов характерна, как было показано, полная региональная пропилитизация. В связи с этим вопросы взаимосвязи оруденения в пропилитах и процесса пропилитизации не могут быть решены, например, прослеживанием руд из пропилитов в неизмененные породы. Для решения вопроса необходимо обратиться к некоторым геологическим особенностям размещения оруденения.

Полиметаллическое рудопроявление бухты «Красных скал» представлено маломощными (10 см) кварцевыми жилами, содержащими вкрапленность и гнезда сфалерита, халькопирита, галенита и пирита, а также барит и каолинит. В отличие от пропилитизации, не обнаруживающей какой-либо связи с тектоническими нарушениями и равномерно развитой по всей площади, кварц-сульфидные жилы приурочены к разрывным нарушениям типа сбросов, имеющих северо-западное простирание. По наблюдениям Ю. А. Неверова

и О. А. Хведченя (1962 г.), сульфидоносные жилы выполняют полости, открытые в пропилитах в результате сбросовых движений.

Медно-цинковое рудопроявление в центральной части острова на тихоокеанском побережье (к югу от устья р. Утесной) представляет собой зону окварцевания и пиритизации в пропилитизированных кварцевых порфирах. В осевых частях зон окварцевания наблюдаются кварцевые жилы, представляющие собою типичные жильные выполнения. Рудные минералы представлены главным образом сфалеритом и халькопиритом, причем халькопирит развит преимущественно в окварцованной боковой породе, в то время как сфалерит образует крупные (до 1 см) кристаллы в ассоциации с халькопиритом и в жильном кварце, а также наблюдается в виде прожилков мощностью 1—2 см. Полости трещин крустифицированы крупными (1,5 см в диаметре) кристаллами медово-желтого сфалерита.

В этом же районе (в 150 м далее к СЗ) в береговых обрывах тихоокеанского побережья в пропилитизированных кварцевых порфирах наблюдаются зоны пиритизации, содержащие халькопирит. В промежутках между зонами с медно-цинковым и медным оруденением также развиты интенсивная пиритизация и отдельные зоны окварцевания и кварцевые жилы. Таким образом, общую мощность зоны сульфидного оруденения можно оценить в 150 м. Строение зоны представляется в виде мощного линейно ориентированного штокверка кварцевых жил и прожилков среди окварцованных пропилитизированных пород.

Необходимо отметить одну очень интересную особенность этого штокверка. Если зоны пиритизации и даже зоны окварцованных пород с густой вкрапленностью пирита и гораздо более скромной вкрапленностью халькопирита залегают согласно с вмещающими их пропилитизированными осадочно-вулканогенными породами и согласно с межпластовыми дайками пропилитизированных андезитов в миоценовой толще, то собственно медно-цинковое жильное оруденение локализуется в трещинах, имеющих встречное, юго-восточное падение, и счет метасоматические зоны окварцевания и пиритизации с признаками меденосности.

Эти наблюдения свидетельствуют о том, что в районе медно-цинкового рудопроявления о. Уруп мы наблюдаем два относительно разновозрастных процесса. С одной стороны, это, по-видимому, синхронное пропилитизации формирование «околотрещинных» зон окварцевания (или, как пишут японские исследователи, «окремнения») и пиритизации, характеризующихся некоторой меденосностью (меденосный пирит и халькопирит), и оторванное от этого процесса во времени формирование кварц-халькопирит-сфалеритовых рудных жил, с другой.

Характеристика рудопроявления на юге о. Уруп приводится по данным Ю. А. Неверова и О. А. Хведченя.

Южный рудный участок имеет ширину 1—2 км и протяженность около 20—25 км от мыса Ван-дер-Линда к северу. Рудопроявление

контролируется южной частью «Охотского» разлома, проходящего вдоль охотского побережья о. Уруп. Район сложен пропилитизированными туфогенными и эффузивными породами миоценового возраста, прорванными малыми интрузиями диоритовых порфиров и дайками лампрофирового, диабазового и реже кварц-порфирового состава. В районе рудопроявления наблюдается два типа руд, отличающихся как по вещественному составу, так и по форме слагаемых ими рудных тел. Первый тип руд — рудные жилы, простирающиеся на северо-восток и северо-запад. Иногда наблюдается разветвление жил на множество прожилков. Рудные минералы, образующие в жилах вкрапленность и отдельные гнезда, представлены халькопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом и мельниковитом. Преобладают пирит и халькопирит.

Наблюдаются две возрастные разновидности руд. К первой относятся темно-серый кварц и пирит, по-видимому, сходные с продуктами зон «окремнения» в пропилитах, к другой — более поздние молочно-белые кварцевые прожилки с халькопиритом.

Особенно четко проявляется более поздняя рудная стадия в мощных (до 12 м) жилах северо-западного простирания. Здесь в белом молочном кварце заключены остроугольные обломки темно-серого кварца стадии окремнения. При этом в жилах часто наблюдаются линзовидные или щелевидные пустоты, вытянутые параллельно контактам жил иногда на несколько метров. Эти пустоты выполнены щетками кристаллов кварца совместно с хорошо образованными кристаллами пирита, халькопирита и сфалерита. Редко встречается галенит.

Кварцеворудные жилы пересекают как пропилитизированные породы, так и околотрещинные каолинизированные (гидрослюдистые? — *М. В.*) породы и кварциты.

Нетрудно видеть, что соотношения пропилитизации и оруденения на жильном рудопроявлении мыса Ван-дер-Линда аналогичны тем, которые наблюдаются и в других районах. Оруденение является процессом более поздним, чем пропилитизация. В своем пространственном размещении руды используют благоприятные трещинные структуры, к которым приурочены и дорудные околотрещинные метасоматиты, синхронные пропилитам.

Другой тип руд Южного рудного участка — линзовидные скопления мельниковита среди каолинизированных (гидрослюдистых? — *М. В.*) пород и вторичных кварцитов. Размеры скоплений колеблются от 0,5 до 3 м в поперечнике. Среди мельниковита встречаются гнездообразные выделения халькопирита, тонкокристаллического пирита, кварца, каолинита и самородной серы. Содержание серы достигает 3%. Характерна рассеянная золотоносность. Более детально эти руды не изучались.

На о. Кунашир известно четыре рудопроявления — Докучаевское, Валентиновское, Прибрежное и Прасоловское. Все они размещаются в пропилитизированных вулканогенных породах миоценового возраста, при этом Прасоловское рудопроявление и некоторые

рудные тела Докучаевского рудопроявления залегают в кровле интрузий плагидиоритов, гранодиоритов, диоритов, рвущих миоценовые вулканиты.

Докучаевское полиметаллическое рудопроявление. В районе рудопроявления развиты гидротермальноизмененные туфы, туфогенные песчаники, эффузивы кислого состава, кварцевые порфиры, туфы кварцевых порфиров, дацитовые и андезитовые порфириты. Перечисленные образования прорваны интрузией, сложенной порфировидными гранодиоритами, роговообманковыми и кварцевыми диоритами.

По наблюдениям Ю. К. Гуменного, все сколько-нибудь существенные рудопроявления описываемого района расположены в пределах площади развития кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров и их туфов. Выделяются два рудных участка — Южный и Северный.

На Южном участке развиты кварцевые порфириты, подвергшиеся пропилитизации и более «продвинутым» изменениям — серицитизации, каолинизации и т. д.

Рудные тела представляют собою кварцевые жилы, содержащие сфалерит, халькопирит и галенит. В качестве жильных минералов присутствуют также барит и карбонат.

Рудные жилы приурочены к зоне трещиноватости мощностью 12—15 м. В этой зоне наблюдаются отдельные брекчиевидные участки, содержащие в виде обломков гидротермальноизмененные порфириты. Цемент брекчии глинистый.

Рудная жила № 1 следует вдоль зоны каолинизированной брекчии в ее висячем боку, однако местами она пересекает эту зону и переходит в ее лежащий бок. Юго-восточное продолжение жилы прослеживается в пределах вертикальной тектонической трещины в кварцевых порфиритах. Все эти наблюдения свидетельствуют, по Ю. К. Гуменному (и мы согласны с ним) о том, что образование рудной жилы № 1 произошло позднее образования брекчии в дорудных гидротермальноизмененных породах. О таком взаимоотношении пропилитизации и оруденения свидетельствуют также и наблюдавшиеся нами факты пересечения рудными жилами зон околотрещинного дорудного метасоматоза с выходом жил непосредственно в пропилитизированные породы. При этом около жил наблюдается уже собственно околорудное, околोजильное осветление пропилитов, вызванное их серицитизацией.

На Северном участке рудные тела представляют собою большей частью минерализованные зоны дробления или кварцевые жилы с сульфидами. Залегают рудные тела в гидротермальноизмененных риолитах и кварцевых порфиритах.

В случае, если рудная минерализация приурочена к зоне дробления, рудные минералы — галенит, сфалерит и халькопирит — развиваются вдоль зальбандов этой зоны или пересекают ее в виде прожилков. Мощность прожилков не превышает 1 см, чаще она составляет 3—4 мм. На отдельных участках окварцованных зон дробления рудные прожилки отсутствуют.

Аналогичное строение имеют и другие минерализованные зоны дробления.

Рудные кварцевые жилы Северного участка аналогичны таковым на Южном участке.

Наблюдения на Северном рудном участке свидетельствуют, таким образом, также в пользу того, что оруденение, сравнительно с гидротермальным изменением вулканитов — пропилитизацией, серицитизацией и околотрещинным окварцеванием, является процессом более поздним.

Прасоловское рудопроявление. Рудные тела, представляющие собою эпитермальные кварцевые жилы и зоны дробления, залегают в кровле обнажающегося здесь интрузивного массива плагиогранитов — кварцевых диоритов. Кварцевые диориты развиты по периферии массива и являются образованиями более ранними сравнительно с плагиогранитами. Для обеих разновидностей интрузивных пород характерен зеленоватый оттенок, обусловленный их пропилитизацией — развитием хлорита, эпидота, альбита, вторичного кварца, карбоната.

Рудные тела Прасоловского рудопроявления делятся на три типа:

кварцеворудные жилы северо-восточного простирания с преобладающей полосчатой текстурой;

кварцеворудные жилы северо-западного простирания с массивной текстурой; минерализованные зоны дробления.

Наиболее мощные жилы, по Ю. К. Гуменному, приурочены к системе крутопадающих, почти вертикальных трещин северо-восточного простирания. Средняя мощность жил — 1 м; в раздувах увеличивается до 4—6 м.

Рудные жилы сложены кварцем молочно-белого, серого и темно-серого цвета. В сером и темно-сером кварце наблюдается очень тонкая вкрапленность сульфидов — пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, аргентита. Более детально руды Прасоловского рудопроявления не исследовались. Можно думать, что состав их более сложен, так как аналогичные им руды типа «Гингуро» в Японии содержат большое количество разнообразных сульфосолей. Участки кварца, обогащенные сульфидами, окрашены в черный цвет и прослеживаются в виде черных лент среди молочно-белого кварца, который к тому же является образованием более поздним, чем оруденелый серый кварц. Ленточное строение и причудливые границы поверхностей кварца различной генерации, тонкозернистые и подчас криптокристаллическое строение кварцевых прослоев в жилах свидетельствуют о низкотемпературном характере жил и о значительной роли коллоидных растворов в ходе их формирования.

Жилы северо-западного простирания имеют мощность 0,4—0,6 м, но отличаются невыдержанностью по падению. С глубиной они резко выклиниваются. Для них характерно развитие метасоматического кварца, почти нацело замещающего обломки пропилитизированных

пород брекчий, вдоль которых происходит окварцевание. Текстура жил массивная, сетчатая, брекчиевидная.

Минерализованные зоны дробления сходны с жилами северо-западного простирания. И для тех, и для других характерен главным образом пирит.

Валентиновское рудопроявление. На площади рудопроявления развиты породы миоценовой кунаширской свиты — лавовые покровы светло-серых дацитов, пестрые туфы того же состава, светло-зеленые туфы и алевролиты, а также темно-серые туфобрекчии. Разрез вулканогенно-осадочной толщи исключительно насыщен межпластовыми интрузиями диоритовых порфиритов. Кроме того, в пределах площади рудопроявления известны интрузивные тела кварцевых порфиров и плагиогранитов. Диоритовые порфиры образуют и штокообразные тела. Один из таких штоков отчетливо виден в 0,5 км к юго-западу от устья р. Валентины в береговых обрывах. Обращает на себя внимание также обилие даек основного состава.

Все перечисленные разновидности пород подверглись пропилитизации. Особенно ярко пропилитовые парагенезисы устанавливаются в интрузивных и дайковых образованиях. Здесь развиваются вторичные эпидот, хлорит, альбит, карбонат, пирит (последний может и отсутствовать). Гидротермальное изменение более кислых туфогенных разновидностей пород приводит к их осветлению и хлоритизации. Эпидот для пропилитизированных осадочно-вулканогенных пород, как правило, нехарактерен. При пропилитизации плагиогранитов в интрузивном массиве образуется штокверковая система кварцевых прожилков с зональными эпидото-хлоритовыми оторочками. В контакте с кварцевым прожилком развивается эпидозит, внешняя зона сложена хлоритом.

На рудопроявлении известно два рудных тела, представляющих собою метасоматические сульфидные залежи. Одна из залежей вскрыта штольней в левом борту кл. Медного. Для осмотра доступны только отвалы массивной сульфидной руды, состоящей из пирита, сфалерита (главная масса), в меньшей степени халькопирита и галенита (очень мало).

Вторая залежь вскрыта тремя расчистками и канавами вдоль склона по падению примерно на 50 м. Рудное тело здесь обнаруживает зональное строение. Собственно руды представлены осветленными серицитизированными и пиритизированными породами, содержащими вкрапленность сульфидов. Рудное тело приурочено к пластовому телу интенсивно пропилитизированных диоритовых порфиритов, залегающих среди зеленых туфов.

Массивные руды в зоне гидрослюдистого изменения слагают мелкие линзы. Эти линзы, однако, могут достигать по мощности 4 м и более. Правда, по падению такие линзы выклиниваются уже на первых 10—20 метрах до 2 м и далее до 0,5 м. Как околорудное изменение отчетливо и очень интенсивно проявлена баритизация, накладывающаяся на дорудные пропилиты и околотрещинные метасоматиты серицит-кварцевого типа.

Рудопроявление Прибрежное. Район рудопроявления сложен зелеными и светло-зелеными пропилитизированными миоценовыми туфами. Согласно со стратификацией туфов в них залегают довольно многочисленные дайки пропилитизированных диоритовых порфиритов.

Месторождение представляет собою метасоматическое пластовое тело избирательно гидротермальноизмененных, серицитизированных и окварцованных туфов, зажатых между четырьмя протяженными по падению и простиранию основными дайками. По падению зона интенсивного изменения прослеживается примерно на 100 м. Зона простирается по азимуту СЗ 330—340°, падает на северо-восток под углом 35—40°. Общая мощность всех трех горизонтов интенсивно измененных пород составляет 40—50 м. В лежащем боку рудного тела залегают пропилитизированная дайка андезитового состава, которая бронирует склон распадка, вдоль которого рудное тело вскрывается по падению. Не исключена возможность наличия еще одного горизонта оруденелых измененных пород под дайкой. Оруденение в зонах интенсивного серицит-кварцевого изменения прожилково-вкрапленное, главным образом прожилковое. Мощность прожилков не превышает 1 см, однако насыщенность ими очень большая. Среди сульфидов преобладает сфалерит; халькопирит и галенит занимают подчиненное положение. Совместно с рудными агрегатами здесь же в серицит-кварцевых метасоматитах развиваются прожилковое окварцевание и баритизация, связанные с рудной стадией минерализации.

Я п о н и я. На территории Японии породы формации «зеленых туфов» наиболее хорошо изучены в северной части о. Хонсю и юго-западной части о. Хоккайдо. В начальные стадии вулканизма в области развития «зеленых туфов» преобладают базальты и андезиты, хотя изредка присутствуют и кислые лавы и пирокласты. Интересно присутствие анортотлазовых риолитов, трахитов и трахиандезитов. Поздние стадии характеризуются обилием андезитовых и особенно дацитовых вулканитов, а также преобладанием кислых лав и пирокластике.

В конце этапа накопления зеленых туфов происходит внедрение кислых глубинных или гипабиссальных пород.

В целом, одной из наиболее замечательных черт области «зеленых туфов» является обилие «пропилитов» и пропилитизированных пород. Наряду с «пропилитами», в понятии Ф. Рихтгофена (или, как пишут японские авторы, «пропилитами в узком смысле»), различные породы — от риолитов и андезитов до базальтов, а также породы интрузий — подверглись в той или иной степени пропилитизации, т. е. региональному зеленокаменному гидротермальному метаморфизму.

Процессы пропилитизации на южных островах Большой Курильской гряды и во внутренней зоне о-вов Хонсю и Хоккайдо тождественны. В связи с этим ниже мы приводим обобщенное описание этого явления, хотя, когда речь идет о Японии, такое описание

представляет собою определенные трудности, вызванные главным образом тем, что многие японские авторы в своих работах придерживаются представлений о пропилитах еще времен Ф. Рихтгофена или уж во всяком случае Пальфи — Бюрга — Шнейдерхена. Ими употребляются такие определения, как «пропилитовые покровы» (наряду с андезитовыми, липаритовыми и др.), «туфы пропилитов» и т. д.

Кроме того, среди японских геологов до сих пор нет единства во взглядах на образование собственно зеленых туфов. Одними исследователями причиной позеленения и до настоящего времени считаются своеобразные аутометасоматические явления, имеющие место в связи с подводным характером накопления толщи этих пород. Другие считают, что зеленые туфы представляют собою продукты регионального гидротермального процесса (пропилитизации — М. В.). И, наконец, третья группа исследователей видит причину зеленокаменного изменения в динамометаморфизме в связи со складчатостью миоценовых вулканогенных толщ. Это состояние проблемы зеленых туфов наиболее отчетливо видно при ознакомлении с последней капитальной монографией, посвященной геологии японских островов [109]. Аутометасоматические изменения и, в частности, согласно принятому в этой работе определению, пропилитизация приводят к замещению минералов исходных пород хлоритом, альбитом, серицитом, монтмориллонитом, кварцем и цеолитами. Замещение может быть полным или частичным. Пропилиты, образующиеся при этом, похожи на свежие андезиты по текстуре и сложению, однако отличаются зеленым цветом и наличием альбита и хлорита, часто ассоциирующих с эпидотом, кальцитом и серицитом.

В случае пропилитизации дацитов в интерстициях основной массы образуется кристобалит, ассоциирующий с небольшим количеством цеолитов. Плагиоклаз замещается агрегатом каолинита и хлорита. Риолиты при пропилитизации замещаются агрегатами хлорита и кварца, причем хлорит обнаруживает переходы в монтмориллонит. Также характерны кристобалит и цеолиты.

Аналогичные изменения свойственны туфам и туфобрекчиям и обуславливают образование собственно зеленых туфов.

В случае динамометаморфизма «зеленые туфы», согласно авторам монографии [109], образуются вдоль тектонических зон. Внутренние части таких зон часто содержат массу глинистых минералов (монтмориллонит и др.), цеолитов. В такой обстановке формируются бентонитовые месторождения. Изменения, вызванные гидротермальными растворами послемагматической стадии, в том числе и рудными, весьма сходны с первыми двумя типами, особенно в отношении глинистых продуктов.

Нетрудно видеть, что в отношении к «зеленым туфам» в полном объеме опять проявляются все три главные тенденции в истолковании пропилитов и пропилитизации.

Как мы уже указывали выше, исходными породами, подвергавшимися пропилитизации в области развития миоценовых образований

формации «зеленых туфов» на Южных Курильских островах и в Японии (а также и на о. Сахалин), являются основные пирокластиты, состоящие из туфов и туфобрекчий и агломератов базальто-андезитового характера, ассоциирующие с ними массивные лавы того же петрографического состава, а также более кислые вулканические продукты, по составу отвечающие дацитам и плагиолипаритам. Характерно также и наличие нормально-осадочных пород (песчаников, аргиллитов и т. д.), образующих линзы и прослои внутри толщи вулканического материала.

Основные пирокластические породы содержат полуугловатые до угловатых блоки и частицы различных андезито-базальтовых пород (размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 10 см), заключенных в туфовом цементе того же состава. Некоторые обломки андезито-базальтов представлены черными стекловатыми разностями, содержащими в виде фенокристаллов плагиоклаз и авгит. Большинство же обломков темно-серого цвета и с большей кристалличностью основной массы, состоящей из мелких лейст плагиоклаза, авгита и магнетита. Плагиоклаз фенокристаллов обычно зональный и содержит в промежуточных зонах включения стекла. Авгит представляет собою наиболее частый пироксен фенокристаллов. Гиперстен редок. Оливин не встречается совсем. Состав плагиоклазов фенокристаллов, по К. Суги, колеблется от № 92—90 до № 57—40.

Лавы, ассоциирующие с туфобрекчиями, весьма сходны с ними петрографически. Авгит в них в значительной степени замещен темным оливково-коричневым хлоритовым минералом (лентохлоритом — ?) в смеси с кальцитом. Такой же хлоритовый минерал развивается и по гиперстену и даже по плагиоклазам.

Некоторые разновидности стекловатых андезито-базальтов богаты маленькими миндалевидными кавернами, заполненными хлоритом, цеолитами, кальцитом и иногда волокнистым кварцем. Цеолиты развиваются также в трещинах в породе и в промежутках между обломками лав и туфовым цементом, если цеолитизации подвергаются туфобрекчии и туфы.

Цеолит, выполняющий миндалевидные каверны и развивающийся в туфовом цементе, изотропный и имеет показатель преломления от 1,487 до 1,495. В ассоциации с этим изотропным цеолитом встречается также стильбит. Жильные цеолиты представлены главным образом стильбитом и эпистильбитом. В жилах же встречаются и ломонтит и томсонит. Изотропный цеолит здесь редок.

Цеолит миндалины часто ассоциирует с бледно-зеленым волокнистым хлоритом, который обычно занимает центральную часть миндалины. Средний показатель преломления такого хлорита составляет 1,613. Цеолит, развивающийся в туфовом цементе, ассоциирует с коричневатым волокнистым минералом с показателем преломления заметно меньшим, чем 1,460, и с довольно высоким двуупределением. Удлинение минерала положительное, и К. Суги диагностирует его как редкий цеолитовый минерал эрионит.

Цеолиты в миндалинах являются более ранними образованиями сравнительно с цеолитами прожилков.

Цеолитизация пород формации «зеленых туфов» может быть очень интенсивной. К. Суги описывает случай почти полного замещения цеолитом исходного туфа. Цеолит этот относится к ломонтиту ($N_g = 1,525$; $N_p = 1,513$; $N_g - N_p = 0,12$; $-2V$ — малый). Авгит в породе сохраняется, в то время как плагиоклаз подвергается одновременно эпидотизации (сосюритизации) и альбитизации или скорее деанортитизации (состав плагиоклаза в этой цеолитовой породе колеблется от № 4 до № 14). Характерно и замещение плагиоклаза ломонтитом. В породе присутствует также хлоритовый минерал желтовато-коричневого и зеленого цвета с высоким двупреломлением. Как правило, хлорит ассоциирует с зернами магнетита.

Некоторые цеолитизированные породы обнаруживают переходы к типичным пропилитам. Плагиоклаз в них альбитизирован, а авгит замещен коричневатозелеными чешуйками лептохлорита. Присутствует также и зеленый сильно железистый хлорит. Совместно с цеолитом (ломонтитом) нередко встречается прениг. Иногда прениг ассоциирует с кварцем, который также может выполнять каверны в породе.

В случае еще более сильного изменения в породе появляется эпидот. Характер новоминералообразований, таким образом, чисто пропилитовый — проявляются эпидотизация, хлоритизация и альбитизация.

Особенно интенсивно эти процессы проявляются в основной массе породы (или цемента). Чешуйки зеленого хлорита и зерна альбита, эпидота и лейкоксена рассеяны здесь вместе с еще слабо измененными кальциевым плагиоклазом и авгитом. Наличие лейкоксенизированного магнетита отличает эти породы от пород цеолитизированных.

Отдельными участками в породе развиваются мозаичные агрегаты вторичного кварца с некоторым количеством игольчатых кристаллов актинолита. Плагиоклаз фенокристаллов замещается чистым альбитом, который иногда ассоциирует с эпидотом, или серицитом вдоль плоскостей спайности. Интересно, что подобные изменения наблюдаются в породах независимо от наличия или отсутствия в них сланцеватости. В случае, если сланцеватость проявлена, те же минералы, что и в массивных разностях, оказываются ориентированными. Под микроскопом в таких хлоритовых филлитах устанавливается пирокластическое происхождение. Сохраняются в виде «глазков» не претерпевшие больших механических изменений первоначальные обломки вулканических пород. Эти обломки окружены сложной хлоритизированной и эпидотизированной основной массой. Плагиоклаз обломков обычно более свежий, чем в основной массе, но и здесь видно развитие альбита, эпидота и хлорита.

Подобные сланцеватые и несланцеватые (массивные) пропилитизированные пирокластические и эффузивные породы очень часто пересечены многочисленными дайками того же или более кислого

состава, как это наблюдается, например, на охотском побережье о. Кунашир к югу от мыса Прасолова. Характер новоминералообразований в дайках тот же, что и в породах стратифицированных толщ. Можно отметить лишь более интенсивную эпидотизацию пород даек. Эпидот (в ассоциации с хлоритом и альбитом) наблюдается в дайках андезито-базальтов и диоритовых порфиритов даже в том случае, если в окружающих зеленых туфах главным вторичным темноцветным минералом является только хлорит. Нередко именно для пропилитизированных дайковых пород характерно присутствие некоторого (небольшого) количества актинолита.

Вообще же количество эпидота в породах весьма изменчиво. Иногда его очень много, столько же, сколько хлорита и альбита, иногда — только единичные зерна.

В случае, если пропилитизации подвергаются кварцсодержащие вулканогенные породы (дациты и др.), кварц в изобилии встречается и в зеленокаменных разновидностях — пропилитах.

Пропилитизация может привести к полному замещению вторичными продуктами всех исходных минералов породы. Эти породы обычно темно-зеленые и, если пропилитизации подвергались слоистые породы, подчеркнуто сланцеватые в связи с развитием в плоскостях сланцеватости хлорита. В равной мере наблюдаются и массивные разновидности пропилитов, независимо от того, подвергаются пропилитизации пирокластические породы или породы лавовых покровов.

Авгит в таких полностью замещенных породах встречается весьма редко. Если реликты его и наблюдаются, то только в окружении ореола замещающего его хлорита. Гиперстен в этих породах не сохраняется вообще.

Плаггиоклазы подвергаются полной альбитизации. Наблюдается две разновидности альбита. Для первой характерны многочисленные вроски хлорита, эпидота, серицита и лейкоксона, в то время как вторая разновидность представлена водяно-прозрачными кристаллами, скоплениями таких кристаллов и даже прожилками. С таким явлением мы уже встречались в пропилитах о. Уруп. Эти разновидности широко развиты на о. Кунашир и в Японии. Альбит представлен № 2—5. Магнетит в полностью пропилитизированных породах нацело замещается лейкоксоном. Цеолиты для эпидот-хлорит-альбитовых пропилитов нехарактерны.

По количеству эпидота пропилиты могут быть подразделены на две разновидности: эпидот-хлорит-альбитовые и хлорит-альбитовые с очень незначительным количеством эпидота или вообще лишенные его. Между этими разновидностями существуют постепенные переходы.

Для альбитов пропилитизированных пород характерно частое их замещение калиевым полевым шпатом. Впервые это явление установлено в Японии Т. Като [70]. Альбит полностью или частично замещен калиевым полевым шпатом, который одновременно с этим совместно с кальцитом развивается и в окружающей породе. Если замещение неполное, альбит сохраняется в виде неправильных

включений и прослоек в калиевом полевоом шпате как пертитовый альбит. Калиевый полевой шпат характеризуется $N_g = 1,524$; $N_p = 1,519$; $-2V$ — умеренный.

Нередко в толще пропилитизированных пирокластических, эффузивных и эффузивно-осадочных пород встречаются прослойки существенно альбитовых (с кварцем) по составу метасоматитов с примесью небольших количеств эпидота и хлорита или без них. Такие породы распространены широко как на о-вах Уруде и Кунашире, так и в «зеленых туфах» Японии.

Альбит (№ 2—5) и кварц создают в этих породах, образовавшихся, видимо, за счет дацитов и плагиолипаритов, мозаичные агрегаты. Такие агрегаты могут наблюдаться и в виде светлых пятен в серовато-зеленой основной массе, содержащих небольшие количества эпидота и хлорита. Возможно, они являются аналогами существенно альбитовых агрегатов в пропилитах, однако, скорее всего, при образовании таких кварц-альбитовых метасоматитов проявляется влияние на состав конечного продукта состава исходной, более кислой породы (дациты, плагиолипариты и т. д.).

В некоторых разновидностях описываемых пород в виде крупных призматических кристаллов наблюдается железистый эпидот. Второстепенными примесями всегда являются хлорит, апатит и лейкоксен. Как и в пропилитах эпидот-хлорит-альбитового состава, здесь также наблюдается ортоклазизация.

Для пропилитизированных пород характерно также и наличие эпидотитовых прожилков, достигающих по мощности 10 см. Прожилки состоят из железистого эпидота (главным образом), небольшого количества кварца, альбита и хлорита. В зальбандах прожилков во вмещающих породах развивается пренит. Эпидот образует агрегаты мелких зерен в сростании с кварцем, включающие таблитчатые кристаллы альбита и пластинки хлорита. Кварц, кроме того, пересекает пропилитизированную породу в виде сетчатых прожилков. Характерно небольшое количество кальцита.

Характерной особенностью пропилитизированных пород свиты Мисака в окрестностях Накагавы (провинция Сагами в Японии) является наличие среди них актинолит-эпидотовых с биотитом пропилитов. Подобные породы на Южных Курильских островах встречаются редко. Их аналоги, как мы помним, встречены были среди миоценовых пропилитов Камчатки, где они проявляются в специфической геологической обстановке, определяемой близостью крупных гипабиссальных массивов кварцевых диоритов. Актинолит-эпидотовые с биотитом разности пропилитов наблюдаются при этом в породах самих интрузивных массивов.

Аналогичная геологическая ситуация наблюдается и в случае актинолит-эпидотовой пропилитизации пород формации «зеленых туфов» Курильских островов и Японии. Актинолит-эпидотовые пропилиты развиты здесь в непосредственной близости от крупной интрузии кварцевых диоритов и образуются как за счет вмещающих вулканогенных пород, так и за счет пород самих интрузий.

Пропилиты описываемого типа могут быть слоисто-сланцеватыми, особенно когда пропилитизации подвергаются деформированные пирокластические породы. Сланцеватость подчеркивается при этом параллельной ориентировкой волокон актинолита и чешуек хлорита вдоль плоскостей рассланцевания. Одновременно с этим широко распространены и массивные пропилиты, образовавшиеся главным образом за счет эффузивов. Минеральный состав сланцеватых и массивных пропилитов тождествен. Основными составными частями пропилитов этого типа являются альбит, актинолит и эпидот. Количество эпидота весьма переменнo. Он может отсутствовать, и тогда порода является просто актинолит-альбитовой.

Альбит обычно содержит много включений эпидота и хлорита и наблюдается в породах в виде «глазков», окруженных чешуйками бледно-зеленого хлорита и волокнами актинолита. Вторичный кварц развивается по границам «глазков» и ассоциирует с хлоритом и актинолитом. Первичный плагиоклаз сохраняется в эпидот-актинолитовых пропилитах исключительно редко.

Актинолит наблюдается либо в виде псевдоморфоз по авгиту, либо в виде агрегатов игольчатых кристаллов. В агрегатах актинолита и хлорита встречаются мелкие зерна альбита, эпидота и лейкоксенированного магнетита.

Местами в пропилитах отмечается значительное обогащение эпидотом, образующим крупные призмы или агрегаты. Кристаллы эпидота зональные. Краевые зоны кристаллов являются менее железистыми, чем ядра, и постепенно на периферии кристаллов сменяются клиноцоизитом.

В случае, если пропилитизация исходной породы является неполной, в ней наблюдаются миндалевидные каверны, заполненные вторичным кварцем, альбитом, бледно-зеленым хлоритом или эпидотом — клиноцоизитом. Амигдалоидный хлорит часто содержит включения игольчатых кристаллов актинолита. Волосовидные прожилки того же актинолита пересекают и кварцевые выполнения каверн.

Альбит эпидот-актинолитовых пропилитов несколько отличается от альбита эпидот-хлоритовых пропилитов большим содержанием анортитовой молекулы. Состав его колеблется от № 6 до № 9. Не наблюдается ортоклазизации этих пропилитов.

Альбит и актинолит часто образуют гломеропорфировые скопления. Промежутки между кристаллами альбита в этих скоплениях инкрустированы чешуйками хлорита и волокнами актинолита. Актинолит по составу очень непостоянен.

Основная масса состоит главным образом из ярко-зеленого актинолита и альбита, содержащих включения пирротина, пирита, гематита и лейкоксена. Совместно с пропилитами эпидот-актинолитового типа, как и в хлорит-эпидотовых пропилитах, встречаются породы, обогащенные кварцем и альбитом, образовавшиеся за счет средних и более кислых исходных эффузивов.

Кроме альбита (№ 7), мутного благодаря наличию включений

мелких зерен эпидота, и кварца в породе присутствует сильно железистый эпидот, часто ассоциирующий с лейкоксеном.

Основная масса очень мелкозерниста и состоит из мозаичного агрегата кварца и альбита, содержащего включения светло-зеленого хлорита, темно-коричневого биотита, гематита, лейкоксена и эпидота. Порода пересекается прожилками, выполненными кварцем и альбитом с небольшим количеством зеленого хлорита и коричневого биотита.

Как мы видим, различия в характере пропилитового метаморфизма проявляются в одном и том же направлении независимо от состава исходных пород. Кислые разности в зоне более высокотемпературного метаморфизма также замещаются более высокотемпературными парагенезисами. Такие альбитовые породы образуют среди актинолит-эпидотовых пропилитов пластообразные массы светло-серого с голубоватым оттенком цвета, содержащие желтоватые пятна, обогащенные эпидотом, а также эпидотовые прожилки.

Заканчивая описание пропилитов как продуктов пропилитизации, т. е. наложенного регионального дорудного гидротермального метаморфизма, приведем описание пропилитов такого классического региона их развития, каким является п-ов Идзу. Согласно Т. Като [72], район этот сложен туфами, туфобрекчиями, агломератами и пироксеновыми андезитами миоценового возраста. Все породы района широко пропилитизированы. Пропилиты представляют собою зеленую плотную породу с мелкими вкрашенными кристаллами пирита. Пропилитизация начинается с изменения темноцветных минералов в хлорит и альбитизации фенокристаллов лабрадора по краям и вдоль трещин спайности. Такое изменение приводит в конце концов к полному замещению плагиоклазов альбитом или калиевым альбитом. Продукты изменения первоначального известково-натрового полевого шпата сохраняют первичные очертания, но обычно не обнаруживают двойниковых пластинок. При достаточном продвижении альбитизации фенокристаллического плагиоклаза начинает изменяться и основная масса породы. Лейсты плагиоклазов в основной массе замещаются альбитом, стекловатый базис девитрифицируется и становится зернистым от вновь образованных мелких кристалликов и гранул альбита или калиевого альбита, находящихся в смеси с чешуйками хлорита и серицита. Характерна пиритизация. Главной частью процесса пропилитизации, по Т. Като [72], является альбитизация плагиоклазов.

Пропилитовое изменение не ограничивается стенками развитых в регионе рудных жил и встречается по всей площади. Иногда для пропилитов характерны карбонатизация и цеолитизация. Кальцит образует зернистые агрегаты, которые замещают фенокристаллы альбита и чешуйки хлорита. В виде мелких включений кальцит развивается и в основной массе породы. Цеолитизация проявляется в замещении полевого шпата и кальцита цеолитами в форме прожилков, а также в развитии цеолитов в миндалинах. Т. Като считает

карбонатизацию и цеолитизацию процессами гораздо более поздними, чем пропилитизация, наложенными на пропилиты.

Здесь же на п-ове Идзу, а также в районе рудника Косака (префектура Акита) Т. Като [71] отмечает наличие «даек пропилитов», т. е. пропилитов позднемагматического происхождения. Подобное отношение к пропилитам, по крайней мере к некоторым их разновидностям, характерно и для авторов современных работ [104].

Особенности пропилитов этого типа приводятся в работе Ким-Шэл-Бу [74]. Автор рассматривает вариации в составе плагиоклазов, а также степень упорядоченности или разупорядоченности их кристаллографического строения в ходе позднемагматического формирования пропилитов и при их последующем изменении, вызванном рудными растворами.

Основным признаком начала формирования пропилитов Ким-Шэл-Бу считает деанортитизацию плагиоклаза. Последняя приводит к смене плагиоклаза № 50 плагиоклазом № 22. В ходе этих изменений первичных плагиоклазов вновь образованные кристаллы характеризуются новой оптической ориентировкой. Различаются типы: разупорядоченный, средний и упорядоченный.

В сильно измененных пропилитах плагиоклазы характеризуются: 56% их количества — низкотемпературной оптикой, 30% — среднетемпературной и 14% — высокотемпературной оптикой.

С увеличением степени пропилитового изменения наблюдается тенденция к разупорядочиванию. В этом случае (более полная пропилитизация) наблюдается: 27% плагиоклазов — с упорядоченной оптикой, 14% — с средней упорядоченностью, 59% — разупорядоченных.

С другой стороны, воздействие рудных растворов вызывает появление плагиоклазов с упорядоченной оптикой. Так, гидротермальное изменение «базальтовых пропилитов» приводит к появлению: 67% — упорядоченных плагиоклазов, 20% — среднеупорядоченных, 13% — разупорядоченных.

При гидротермальном изменении «дацитовых пропилитов» наблюдалось: 52% — упорядоченных плагиоклазов, 28% — среднеупорядоченных, 20% — разупорядоченных.

Рудник Икуно. Здесь развиты породы миоценовой осадочно-вулканогенной формации «зеленых туфов», представленные (снизу вверх) песчанистыми сланцами, песчаниками, липаритовыми туфобрекчиями, окварцованными липаритами и пироксеновыми андезитами. Весь комплекс миоцена покрыт послетретичными базальтами. Пироксеновые андезиты залегают в виде массивных потоков, покрывающих липариты, или в виде даек среди них. Для андезитов характерна интенсивная пропилитизация.

Рудные жилы на руднике Икуно залегают как в окварцованных липаритах, так и в пропилитизированных андезитах и прослеживаются вниз по падению в подстилающие осадочные породы.

Кроме стратифицированных вулканогенных образований в районе наблюдаются дайки «пропилитов» [71] и базальтов, которые секут как вмещающие породы, так и сами рудные жилы.

П-ов Идзу. Этот район, богатый эпитермальными золото-серебряными жилами, согласно С. Коцу, характеризуется следующим разрезом (снизу вверх):

плагнолипариты, их брекчии и туфы;
кальцевые липариты, их брекчии и туфы;
пропилиты*, их брекчии и туфы;
липариты;
осадочные породы миоцена (в том числе угленосные);
дациты и их агломераты;
пироксеновые андезиты, их агломераты и туфы.

Наиболее характерным представителем эпитермальных золото-серебряных месторождений п-ова Идзу является месторождение Тои [70, 71]. Жилы секут все перечисленные стратифицированные осадочные и вулканогенные образования. Рудные жилы приурочены к трещинам сбросов. Самыми значительными из них являются жилы Нака, Санмуяку, Бирияма, Таксябу. Длина их по простиранию колеблется от 100 до 650 м, мощность от 1 до 20 м.

Вмещающие породы, состоящие главным образом из туфов, туфобрекчий, агломератов и пироксеновых (гиперстен-лабрадоровых) андезитов, широко пропилитизированы.

Пропилитовое изменение не ограничивается стенками жил, но встречается во всем районе, занимаемом комплексом вулканических пород поздне-третичного периода.

Жилы месторождения Тои, по Т. Като, были образованы в более позднюю, чем пропилитовая, стадию (стадии) минерализации вдоль трещин, повторно открытых уже в пропилитизированных породах.

Стенки жил часто интенсивно окремнены, так что в них трудно обнаружить типичные пропилиты. В отдельных случаях, правда, окремнение бывает неполным, и тогда видно, что пропилиты вдоль стенок жил подвергаются последовательному изменению. Окременный пропилит пересекается сложной сеткообразной системой прожилков халцедоновидного кварца. В более ранней стадии окремнения основная масса пропилита замещается мелкими зернами кварца, иногда с обильным серицитом. Более поздние стадии изменения пропилитов состоят в полном замещении основной массы кварцем. Альбит фенокристаллов при этом также замещается кварцем, но более крупнозернистым. Иногда пропилит карбонатизирован и цеолитизирован. Эти явления, которые мы выше уже рассматривали, Т. Като относит к стадии минерализации, более поздней, чем рудная.

Таким образом, пропилитизация вулканогенных пород п-ова Идзу предшествовала образованию золото-серебряных жил. Собственно околорудное изменение выражается здесь в силификации пропилитов.

* Такое понимание пропилитов, как мы уже отмечали, свойственно и современным японским геологам.

Все жилы месторождения Тои кварцевые. В некоторых своих частях они имеют брекчиевую структуру, обусловленную присутствием многочисленных обломков пропилитов, в других участках текстура полосчатая.

По наблюдениям Т. Като, жилы сформированы в четыре последовательные стадии минерализации: 1) хлорит-баритовую, 2) кварц-адуляровую, 3) рудную и 4) кварц-кальцит-цеолитовую.

В первую стадию минерализации отлагалась масса хлорита, представляющая собою либо чешуйчатые, либо слоистые или волокнистые агрегаты. Эти агрегаты часто образуют краевые части сложных жил или кварц-адуляровых жил второй стадии, реже самостоятельные жилы, пересекаемые жилами более поздними. Можно думать, что хлоритовые жилы являются аналогами хлоритовых и эпидитовых прожилков, характерных для пропилитов и синхронных пропилитизации. В массу хлорита вкрашено множество мелких кристалликов пирита. Кроме того, в них содержится распыленный и иногда зернистый гематит.

В ассоциации с хлоритом иногда наблюдаются призматические кристаллы барита длиной 1—2 см и шириной 2—3 мм. Кристаллы эти группируются радиально к стенкам хлоритовых жил и цементируются кварц-адуляровой массой или замещаются ею таким образом, что образуются псевдоморфозы кварца в ассоциации с адуляром по пластинкам барита. Интересно, что подобное же явление характерно и для золоторудного месторождения на о. Кунашир и для Докучаевского полиметаллического рудопроявления.

Образцы хлорита из жил первой стадии минерализации содержат то или иное количество золота и серебра. Однако золотоносность его связана с наличием в нем сульфидов более поздних стадий минерализации и прожилков, содержащих галенит, сфалерит и др.

Вторая стадия образования жил состоит в отложении кварц-адуляровой массы, которая либо сечет хлоритовые жилы, либо сопутствует этим жилам в виде краевых зон, либо, наконец, включает угловатые массы хлорита в виде ксенолитов.

Адуляр встречается в виде четких, хорошо образованных кристалликов, имеющих в поперечном сечении форму ромба длиной до нескольких миллиметров. Кварц нередко обнаруживает полосчатую текстуру. Представлен он криптокристаллической халцедоновидной разностью. Т. Като считает, что здесь имело место отложение гелевого кремнезема и последующая его раскристаллизация. В кварц-адуляровых жилах наблюдаются призматические пустоты, образовавшиеся за счет растворения более ранних кристаллов барита. Нередко такие пустоты достигают в длину 10 см и по ширине 1—2 см. Они могут быть выполнены кварцем или кварцем и адуляром. Подобные выполнения известны в Японии как «псевдоморфозы кварца по бариту».

В кварц-адуляровой массе в изобилии содержатся также мелкие кристаллы апатита. Как мы помним, присутствие апатита является

характерным и для эпitherмальных золото-серебряных жил Камчатки и Курильских островов.

Характерной особенностью жилы Бирияма рудника Тои является присутствие Мп-Са-цеолита — инесита. Последний наблюдается в виде удлиненных мелких призм, беспорядочно рассеянных в кварц-адуляровой массе или образующих радиальнолучистые агрегаты. По времени образования инесит является минералом более ранним, чем кварц-адуляровая масса.

В третью стадию развиваются кварцевые жилы черного или темно-серого цвета, пересекающие как хлоритовые, так и кварц-адуляровые жилы. Жилы третьей стадии богаты сульфидами — сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Кварц в жилах халцедоновидный с волокнистой или очень мелкозернистой структурой. Сульфиды образуют полосы массивной руды, отлагающейся на халцедоне, но иногда встречаются и в виде хорошо образованных кристаллов. К перечисленным сульфидам в некоторых участках жил присоединяется значительное количество стефанита и пираргирита. Самородное золото встречается в виде угловатых зерен в сульфидной массе.

В некоторых частях отдельных жил встречаются плотные агрегаты сульфидов, состоящие в основном из сфалерита и халькопирита с некоторым количеством серебряных руд и самородного золота. Руды этого типа во всех отношениях напоминают руды «куромоно», о которых речь будет идти ниже.

В последнюю стадию минерализации происходит отложение безрудного кварца, который также образует жилы. Эти жилы и сетковидная система безрудных кварцевых прожилков пересекают все более ранние образования. Иногда в жилах четвертой стадии содержится некоторое количество адуляра. В друзовых пустотах безрудных кварцевых жил последней стадии минерализации встречаются кристаллы кальцита, цеолитов (стильбита) и марказита.

Для некоторых описанных частей сложных рудных жил (Бирияма) характерна околорудная (околожилная) серицитизация окружающих пропилитизированных пород. Пропилит, образующий стенки жилы, так же как и обломки пропилитов, содержащиеся в жилах, обесцвечены и превращены в белую порошкообразную массу, состоящую из кварца и серицита, и зеленоватую, жирную на ощупь, массу, сложенную серицитом, хлоритом и серпентиновым веществом.

Рудный округ Косака — один из крупнейших в Японии. Для него характерны месторождения замещения с комплексными сульфидными рудами типа «куромоно». Согласно М. Ватанабе, древнейшими миоценовыми образованиями в районе являются липариты Барамори и Исикурамори. Рудные месторождения встречаются исключительно среди этих пород, особенно в зонах брекчирования. Эродированная поверхность липаритов, соответствующая, как можно думать, границе нижнего и среднего миоцена [66], покрыта туфами и кварцевыми андезитами серии Акаморе.

На месторождениях типа «куромоно», как на весьма характерных для формации «зеленых туфов», следует остановиться более подробно.

Большинство этих месторождений (149 из 176), в том числе и месторождения округа Косака, размещаются во внутренней зоне Японии в префектурах Акита и Ниигата. Остальные расположены на о. Хоккайдо и в юго-восточной части о. Хонсю.

Древнейшими породами на площади префектуры Акита являются нижнемiocеновые туфы Фурукура. Это плотные тонкозернистые трудно отличимые, как пишет К. Киношита, от «пропилитов» темно-зеленые породы, состоящие из хлорита, серицита и альбитизированного плагиоклаза. Легко видеть, что речь идет о типичных пропилитизированных породах формации «зеленых туфов».

Туфы Фурукура прорываются диоритами. И те, и другие перекрываются лавовыми потоками серо-зеленых «апоандезитовых пропилитов». Интересно, что для этих «пропилитов» в свою очередь указываются гидротермальные изменения выражающиеся в хлоритизации, эпидотизации, уралитизации, серицитизации и каолинизации.

Еще выше залегают туфобрекчии пропилитизированных андезитов, вмещающие главные рудные тела района. Для них характерно наличие обломков нижележащих пропилитов. Выше «туфобрекчий пропилитов» несогласно залегают туфогенные песчаники и зеленые туфы. Эти горизонты также содержат рудные тела.

Зеленые туфы интродуцированы плагиолипаритами, являющимися одной из самых характерных разновидностей пород региона с месторождениями «куромоно». Несколько более поздними образованиями являются пропилитизированные дайки и силлы долеритов и андезитов.

Завершается разрез третичных вулканогенных толщ потоками плагиогранитов, экструзиями дацитов и потоками андезитов.

Для стратифицированных и интрузивных образований региона, содержащего месторождения типа «куромоно», характерны уже упоминавшаяся пропилитизация, каолинизация (или точнее — аргиллизация) и силицификация.

Пропилитизация состоит в образовании вторичных хлорита, эпидота, уралита, альбита. Магнетит замещается пиритом и лейкоксеном. Полевые шпаты в зонах «продвинутого» изменения замещаются серицитом и кварцем, а затем и каолинитом.

Аргиллизация полевошпатовых пород — липаритов, андезитов, туфов и др. — проявлена в регионе настолько широко, что метасоматические тела аргиллизированных пород напоминают своеобразный пласт осадочных глин.

Глины состоят либо из каолинита и серицита (видимо, гидросерицита — М. В.), либо из гидрохлорита. В отличие от пропилитизации, аргиллизация обнаруживает четкую приуроченность к ослабленным зонам и горизонтам пород с повышенной пористостью. При этом ближе к околотрещинным зонам располагаются гидросерицитовые глины, а хлоритовые образуют их внешнее окаймление.

Силицификация является, как уже говорилось, результатом окремнения пород (плагиолипаритов) в околотрещинных зонах. Сопровождаясь пиритизацией она приводит к образованию кремнистых руд, особенно характерных для внешних (и более ранних) ореолов рудных тел.

Основными рудными минералами месторождений «куромоно» являются сфалерит, галенит, барит (черные руды), пирит, халькопирит и кварц (желтые и кремнистые руды). Кроме того, для всех месторождений «куромоно» характерны золото и серебро, теллуриды Au и Ag, реальгар, аурипигмент, стибнит, тетраэдрит, аргентит, окантит, вюрцит, марказит, сильванит, креннерит, калаверит, тетрадимит, миаргирит, энаргит, киноварь и др. Нерудные минералы представлены кальцитом, арагонитом, ангидритом, флюоритом, гипсом, родохрозитом, родонитом, тридимитом и др.

Размеры рудных тел месторождений «куромоно» самые различные. Черные руды («куроко») рудника Косака, например, слагают рудные тела — линзы длиной 800 м, шириной (мощностью) 300 м и прослежены по падению на глубину 100 м. Пиритовые залежи рудника Тахара — 100 м по простиранию, 60 м по мощности, 150 м по падению.

Из 139 месторождений черных руд 74 имеют массивную форму рудных тел, 33 — штокверковую, 15 — нодулярную, 10 — пластовую и 7 — жильную.

Одиночные жилы в пропилитах также могут относиться к месторождениям типа «куромоно» и часто находятся в тесной связи с этими месторождениями.

Месторождения Тойя и Кунитами представляют собою месторождения замещения с массивными рудами сфалерит-галенит-пирит-халькопиритового состава с баритом в липаритах и туфах.

Район месторождений сложен миоценовыми осадочными и вулканогенными породами — сланцами, липаритовыми туфами, туфогенными глинами, местами содержащими лигниты; выше залегают андезиты, подразделяющиеся по петрографическим особенностям на двупироксеновые, как правило, пропилитизированные и оливинсодержащие двупироксеновые андезиты. Кроме того, здесь известны дайки порфиритов и малые интрузии того же состава.

Все эти породы сильно изменены действием гидротермальных растворов. Липариты обычно окварцованы, иногда серицитизированы, в то время как андезиты и порфириты обычно пропилитизированы. При этом андезиты сначала широко пропилитизированы, а впоследствии интенсивно окварцованы вблизи рудных тел. Характерна также околорудная серицитизация.

В случае формирования руд типа «куромоно» предрудная пропилитизация в околотрещинных зонах сопровождается дорудным же окремнением и серицитизацией, а также образованием серноколчеданных залежей или зон пиритовой вкрапленности в зонах окремнения. Эти кремнистые руды, или руды «кейко», впоследствии, в рудную стадию минерализации, замещаются халькопиритом

с образованием так называемых «желтых» руд «око», и затем сульфидами Pb и Zn. В последнем случае образуются «черные» руды «куроко».

Месторождение Касуга [115], расположенное в 6 км от г. Макурадзаки в префектуре Кагосима, является золоторудным. Оно представляет собою систему кварцевых жил, выполняющих трещины в гидротермальноизмененных (окремненных) пропиловых туфах, туфобрекчиях и пропилах миоценового возраста. Пропилиты, по М. Тукунага, представляют собою автометаморфически измененные породы. Гидротермальные растворы, произведшие дорудное окремнение (окварцевание), вызвали также и многие другие изменения боковых пропиловитизированных пород, среди которых наиболее характерны алунизация, каолинизация и гидрослюдистое изменение. В очень незначительных количествах в существенно кварцевых и алуни-кварцевых метасоматитах присутствуют диаспор и корунд.

Выделяются следующие минеральные ассоциации (по М. Тукунага):

- 1) кварц + рутил + пирит + корунд (очень мало) + диаспор;
- 2) кварц + рутил + пирит + алуни-т + диаспор + корунд (очень мало);
- 3) кварц + рутил + пирит + ди-ккит + каолинит (очень мало) + лимонит;
- 4) кварц + рутил + пирит + каолинит + лимонит;
- 5) кварц + рутил + пирит + каолинит + гидрослюды;
- 6) хлорит + кальцит + альбит + гидрослюды (очень мало).

Легко видеть, что парагенезисы минералов 1—5 отвечают минеральным типам вторичных кварцитов и 6 — пропилов.

Рудные жилы являются образованиями более поздними, чем гидротермальноизмененные породы типа вторичных кварцитов и тем более пропилов, независимо от того, рассматривать ли последние совместно с М. Тукунага как продукты дейтерических процессов в лавах, или как синхронные вторичным кварцитам образования, вызванные гидротермальной региональной пропиловитизацией.

Месторождение Иосино [63], расположенное в префектуре Акита, является полиметаллическим. Выделяются две разновидности рудных тел — жильные (рудник Окура) и пластовые метасоматические залежи типа «куромоно» (рудник Набегава).

Оруденение обоих типов (жильное и метасоматическое) наблюдается здесь в околотрещинных зонах аргиллизации в миоценовых зеленых пропиловитизированных липаритовых туфах, туфогенных песчаниках и сланцах. Мощность зон аргиллизации достигает 400 м.

Аналогичным является и полиметаллическое месторождение (также типа «куромоно») Нисикава в префектуре Ниигата [113]. В обоих случаях руды, как это свойственно месторождениям типа «куромоно», как жильным, так и пластовым, являются образованиями более поздними, чем пропиловитизация и околотрещинная аргиллизация.

Месторождение Комаки [93] представляет собою одно из крупнейших комплексных проявлений полиметаллического оруденения

типа «куромоно». Расположено оно в префектуре Акита, в области развития миоценовых пропилитизированных вулканогенных пород, объединенных под общим названием «зеленых туфов». Кроме пирокластических и осадочных пород здесь известны дациты, авгитовые андезиты, плагиограниты, базальты и двупироксеновые андезиты. На месторождении развиты два типа рудных тел (как и на месторождении Иосино): рудные жилы [месторождение Сиране (Shirane)] и метасоматические залежи черных руд (Black ore) типа «куроко» [месторождение Татеёси (Tateeshi)]. Рудные жилы Сиране, залегающие в гидротермальноизмененных дацитах, содержат пирит, халькопирит, бисмутинит, сфалерит, галенит, самородное золото и минералы серебра. Жильные минералы представлены кварцем, баритом и хлоритом.

Т. Сакакибара установил на месторождении Комаки две стадии минерализации. В первую стадию происходит образование пирита совместно с хлоритизацией, характерной для вмещающих пород. Можно предполагать, по аналогии с другими сходными месторождениями, что речь идет об образовании околотрещинного пирит-хлоритового обогащения, столь характерного для околотрещинных зон в пропилитизированных породах синхронных пропилитизации.

Во вторую стадию минерализации происходит отложение сульфидов и барита. При этом более ранними являются бисмутинит-халькопиритовые руды. Они пересекаются золото- и серебросодержащими прожилками пирита, сфалерита и галенита.

Месторождение Микава [60], расположенное в области развития «зеленых туфов» (префектура Ниигата), тоже является комплексным золото-полиметаллическим и представлено серией эпитепмальных жил в пропилитизированных породах.

Гохара отмечает, что типы минерализации и гидротермальноизмененных пород тесно связаны с характером вмещающих пород. Так, окремнение проявляется главным образом в липаритах и липаритовых туфах. В окремненных породах размещаются золото- и сереброносные жилы с галенитом и сфалеритом.

С другой стороны, для пропилитов и пропилитовых туфов* характерны хлоритизация и серицитизация. В гидротермальноизмененных пропилитах залегают жилы с пиритом и халькопиритом. Выделяются массивные смешанные руды, ленточные руды типа «гингуро», брекчиевые и вкрапленные руды. Интересно, однако, что сам же автор отмечает наличие в жилах вертикальной зональности, состоящей в смене с глубиной в одной и той же жиле золото-полиметаллического оруденения медным. Таким образом, рудные жилы являются образованиями более поздними, чем метасоматически измененные боковые породы и, в частности, пропилиты даже в том случае, если последние являются результатом гидротермального процесса, а не автометаморфических изменений.

* Гохара, как и многие японские геологи, придерживается мнения о пропилитах как об автометаморфически измененных лавах.

Золото-серебряное месторождение Кономаи, о. Хоккайдо [103]. Месторождение составляют 50 жил, залегающих в липаритах и андезитах, интрузирующих миоценовую толщу туфов Кономаи и сланцы того же возраста. Жилы выполняют трещины и зоны разломов. Длина их по простиранию колеблется от 650 до 1800 м. Жилы эпитермальные кварцевые, содержат электрум, аргентит и другие Ag-содержащие сульфиды, пирит, марказит, халькопирит, тетраэдрит, сфалерит, галенит. Жильные минералы — кварц, адуляр, кальцит, барит и др. Кварц молочно-серый, стекловатый, коллоидальный (так называемый «bosa»). Au-содержащий кварц обычно молочно-серый, реже стекловатый.

Вмещающие породы на месторождении подвергаются кремнеению, хлоритизации, пиритизации, адуляризации, аргиллизации и карбонатизации. При этом окварцевание свойственно главным образом липаритам и липаритовым туфам, а хлоритизация и пиритизация (пропилитизация) — андезитам. На месторождении, судя по приведенным выше признакам, наблюдается пропилитизация с широким проявлением околотрещинной и жильной адуляризации и аргиллизации. Собственно окolorудные изменения не устанавливаются. Можно отметить значительное сходство месторождений Кономаи и Тои.

Среди золоторудных месторождений отчетливо выделяются месторождения с уже упоминавшимися ленточными рудами типа «гингуро» (ginguro). К ним относятся и месторождения Читозе (Chitose), Сеигоси (Seigoshi) и Огуси (Ogushi), а также золото-серебряные месторождения о. Садо.

Для первых трех месторождений, согласно К. Такашима, характерны кварцевые жилы в пропилитах, содержащие самородное золото и серебро, аргентит, прустит, пираргирит, стефанит, полибазит, кераргерит, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, галенит, ковеллин, стибнит, киноварь и др. Жильные минералы представлены кварцем, адуляром, кальцитом и баритом.

Наблюдается большое сходство этих месторождений с золотым рудопроявлением мыса Прасолова на о. Кунашир. Месторождения о. Садо [86] представлены многочисленными кварцевыми жилами, выполняющими трещины в третичных вулканогенных породах — туфах, брекчиях, лавах, дайках и интрузивных массах риолитов и андезитов.

Весьма интересны данные М. Сайто и У. Ватанабе [92] о золото-серебряных рудах месторождения Тайхо (Taiho) в провинции Кусиро (Kushiro) на о. Хоккайдо.

В районе развиты пропилитизированные туфы («зеленые туфы»), песчаники и агломераты миоценового возраста, переслаивающиеся с «пропилитами», базальтами и андезитами.

Месторождение представлено Au-Ag-содержащими кварцевыми жилами, залегающими в «пропилитовых потоках».

Тот же комплекс вмещающих пород, по данным М. Сайто [91], характерен и для месторождения Огане на о. Хоккайдо. В пропилитах здесь залегает более 30 рудных жил ленточной, брекчиевид-

ной и друзовой текстуры. Рудные минералы представлены самородным золотом, минералами серебра, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, тетрадимитом; жильные — кварцем, баритом, родохрозитом, псиломеланом. Наоборот, золотоносные кварцевые жилы месторождений Сета (о. Хоккайдо) залегают среди каолинизированных и окремненных пород [105].

Месторождение Имаи-Мотокура, о. Хоккайдо [39]. Эпитермальные жилы трещинного выполнения, несущие полиметаллическое оруденение, также залегают в пропилитах. Авторы указывают, что «пропилиты» включают большое количество галек сланцев и известняков домелового возраста.

Кварцевые жилы с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и пиритом контролируются в своем размещении системой трещин в пропилитах. Учитывая, что пропилитами авторы называют породы стратифицированных покровов андезитового состава, перенесшие автометаморфические изменения, можно думать, что пропилиты имеют региональное развитие.

Для рудных жил характерны бананцы, сложенные ритмично чередующимися рудными минералами. Рудные бананцы разделяются тонкими кварцевыми жилами, содержащими пустоты, выполненные баритом и гипсом. Аналогичным является и еще одно месторождение о. Хоккайдо — Ямагане [101]. Для него, кроме того, характерны бананцы родохрозита и родонита.

В отличие от месторождения Имаи-Мотокура полиметаллические месторождения п-ова Симане в южной части о. Хонсю залегают в осадочных породах, также, правда, входящих в формацию «зеленых туфов». Здесь наблюдаются гипсовые пластовые линзовидные залежи, приуроченные к границе риолитовых туфов и туфобрекчий, и жилоподобные и штокверковые полиметаллические месторождения в черных сланцах. Рудные тела приурочены к определенным горизонтам пород и контролируются трещинными структурами. Массивные, полосчатые, брекчиевидные и другие руды представляют собой агрегат сфалерита, галенита, халькопирита, тетраэдрита, пирита, барита и кварца.

К трещинным жильным эпитермальным полиметаллическим месторождениям относится месторождение Даира в префектуре Акита [68, 71]. Здесь наблюдается около 20 жил, приуроченных к зонам разломов в пропилитизированных породах «зеленых туфов». Рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит и халькопирит. Жильных минералов мало — кальцит, кварц, хлорит, изредка манганокальцит и родохрозит. Собственно околорудные изменения, по данным С. Ито, представлены слабым окремнением, хлоритизацией и каолинизацией (гидрослюда ? — М. В.).

Т. Като указывал в 1928 г. на наличие в рудах месторождения Даира зональности. Галенитовые серебросодержащие руды с глубиной сменяются медными рудами.

В заключение обзора миоценовых рудных месторождений Японии, локализованных в пропилитизированных породах формации

«зеленых туфов», отметим одно весьма интересное месторождение о. Хоккайдо — месторождение Сутсу [67].

В главной части рудных тел это типичное месторождение типа «куромоно» с массивными вкрапленными и жильными рудами «black ore». Руды, как обычно, залегают в пропилизированных роговообманково-пироксеновых андезитах и состоят из сфалерита, галенита, пирита, халькопирита и жильных — кварца, манганокальцита, барита, гипса и некоторых глинистых минералов.

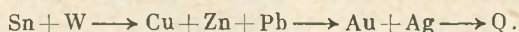
Однако в отличие от всех подобных месторождений Японии на месторождении Сутсу известна жила (Onkudo), содержащая помимо обычных минералов руд «куромоно» касситерит, станнин, фаматинит, тетрадимит, бисмутинит и люцонит. Указанные минералы развиваются в краевых частях полиметаллических жил и во вмещающих окремненных породах экзоконтакта.

По мнению М. Исибаси, столь различные парагенезисы не являются, однако, результатами различных стадий минерализации, но вызваны последовательным отложением из комплексного минерализованного раствора по мере падения температуры последнего.

В этой связи интересно вспомнить также и миоценовые комплексные W-Sn-Pb-Zn-Au-Ag-Hg-месторождения в пропилитах Икуно-Акенобе и Нисидзава. По наблюдениям Т. Като [71], здесь имеет место непрерывная вертикальная зональность отложений (комбинирующаяся с пульсационной), выражающаяся в том, что наиболее глубоко залегающие, с одной стороны, и ранее образованные, с другой, руды содержат вольфрамит и касситерит, а верхние горизонты рудных жил и более поздних стадий минерализации последовательно обогащаются сначала галенитом и сфалеритом, а затем и золотом и серебром. Часто наблюдается также телескопирование. Так, например, одна из самых богатых медных жил Японии Канарае (месторождение Икуно-Акенобе) на глубине 200 м от дневной поверхности содержала вольфрамит, касситерит, халькопирит, Au-Ag-руды. По данным Т. Като, эта жила была сформирована в четыре последовательные стадии минерализации:

кварц-касситеритовую;
касситерит-вольфрамит-кварцевую;
халькопиритовую (халькопирит замещается сфалеритом и галенитом);
золоторудную, представленную кварцевыми прожилками, содержащими золото- и сереброносные сульфиды.

Такой же характер носит и жила Дайсен. Последовательность минерализации может быть представлена здесь как



Все перечисленные японские месторождения залегают, как мы видели, в породах миоценовой формации «зеленых туфов», особенностью которых является интенсивная пропилизация. Мы привели, в пределах доступных возможностей, все факты, которые помогли

нам выяснить соотношение пропилитизированных пород и руд. Эти факты однозначно свидетельствуют о более позднем возрасте оруденения сравнительно с пропилитизацией. Руды в своем пространственном размещении контролируются главным образом трещинными структурами, и частое* совпадение в пространстве рудных тел и «продвинутых» типов измененных пород объясняется тем,


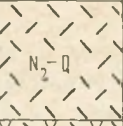


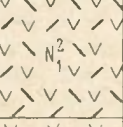


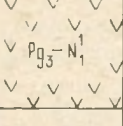

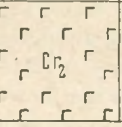
Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Гидротерм изменения вмещающих пород		
	Внутр. скл. дуга (вулканическая)	Внешн. скл. дуга (невулканическая)		Дорудные		Околорудные
				Региональные	Около-трещинные	
	 N ₂ -Q					
	 N ₁ ²			Пр	Вт. кв Ср. кв Кл. кв	Ср. кв
	 P ₃ -N ₁ ¹			Пр	Вт. кв Ср. кв	Ср. кв
		 СГ ₂				

Рис. 3. Схема рудоносности вулканогенных формаций Курильских островов и Японии.

Усл. обозначения см. рис. 2

что и максимальные дорудные изменения пород, и оруденение проявляются вдоль одних и тех же структурных элементов.

Аналогичный вывод можно получить не только из прямых наблюдений соотношений пропилитов и руд, но и из сопоставления состава руд и типов измененных пород, развитых на тех или иных месторождениях (рис. 3). Легко видеть, что пропилитизация пород

* Хотя совсем не обязательное.

является признаком, общим для месторождений любых металлов, т. е. свойственна всему рудному региону в целом. Связанные с пропилитизацией околотрещинные гидротермальные аргиллитовые изменения характерны для определенного гипсометрического уровня в зонах гидротермального изменения. Руды же, часто вне зависимости от состава, локализуются как в пропилитах, так и в аргиллизированных породах. Приуроченность кварцево-медных жил преимущественно к пропилитам объясняется во всех случаях наличием вертикальной зональности оруденения, состоящей в том, что медное оруденение имеет место в наиболее глубоких горизонтах месторождения, ниже зоны гидротермальной аргиллизации. В некоторых месторождениях медному оруденению может предшествовать еще и вольфрамово-оловянное. Пропилитизация же пород носит весьма близкий характер во всем регионе «зеленых туфов».

Позднеорогенная формация. Выше уже указывалось, что вулканизм плиоценового и четвертичного времени на всем протяжении Тихоокеанского «огненного кольца» привел к накоплению весьма специфичной в тектоническом и палеогеографическом отношении так называемой «лахаровой» вулканогенной формации, свойственной периоду формирования вулканических кордильер, и к образованию современных вулканических построек.

В тектоническом и петрологическом аспектах четвертичный (в том числе и современный) орогенический вулканизм* является, по В. К. Ротману, естественным продолжением поздне третичного вулканизма Кордильер. В связи с этим, а также с тем, что продукты послемагматической деятельности этих двух периодов (а точнее, одного — плиоцен-четвертичного) весьма сходны, мы рассмотрим пропилитизацию плиоценового и четвертичного периодов совместно.

На Камчатке, как уже отмечалось, вулканогенные образования плиоценового времени и четвертичного периода распространены чрезвычайно широко как в Срединном Камчатском хребте, так и в восточной вулканической зоне. При этом в Срединном Камчатском хребте мы можем наблюдать главным образом пропилитизацию пород плиоценовой лахаровой (вулканогенно-моцассовой) формации, а в восточной зоне — пропилитизированные породы глубоких горизонтов современных стратовулканов.

Особенностью плиоценовых пропилитов Срединного Камчатского хребта являются, с одной стороны, их весьма ограниченное развитие по площади, а с другой — очень слабые изменения минерального состава исходных пород как в смысле интенсивности новоминералообразования, так и по характеру (составу) вторичных парагенезисов.

В случае, если наблюдаются линейные околотрещинные зоны гидротермальноизмененных пород алнейской серии, ширина под-

* Мы не имеем в виду специфическую формацию древнечетвертичных плато-базальтов, развивающихся в тыловой «платформенной» области вулканических дуг.

зоны пропилитов, окаймляющих подзоны изменения, сложенных вторичными кварцитами, не превышает нескольких десятков метров. То же самое наблюдается и в тех случаях, когда гидротермальные изменения приурочены к некоторым древним плиоценовым центрам сольфатарной деятельности. Пропилитовое краевое изменение нередко в таких случаях не только редуцировано, но и вообще отсутствует. Весьма характерные примеры этого явления можно наблюдать в Срединном Камчатском хребте в районе пер. Оганчи в верховьях р. Березовой. Здесь наблюдаются разрезы гидротермальноизмененных пород так называемого березовского типа. Гидрослюдисто-кварцевые и диккит-кварцевые, нередко алунитсодержащие метасоматиты окаймляются здесь совершенно свежими породами (андезитами, дацитами), не содержащими каких-либо новоминералообразований.

Исключение в указанном смысле, т. е. в степени развития зеленокаменного изменения по площади, представляют собою участки с проявлением избирательного метасоматического преобразования лавовых и пирокластических горизонтов пород алнейской серии с образованием стратифицированных метасоматических залежей вторичных кварцитов, окаймленных в висячем и лежачем (а иногда только в лежачем) боках пропилитизированными породами. В этих случаях пропилиты по площади и протяженности могут занимать сотни квадратных метров и даже первые километры. Такой характер пропилитизации наблюдается, например, в Срединном Камчатском хребте в верховьях р. Половинной.

Новоинералообразования при пропилитизации плиоценовых вулканогенных пород представлены главным образом хлоритом и пиритом. Вместо пирита нередко развивается гематит, и зеленоватая пропилитизированная порода имеет в этом случае в свежем сколе красноватый оттенок. Карбонатизация здесь также имеет место, но протекает вяло. Плагноклазы исходных пород обычно свежие.

Особенностью толщ пропилитизированных пород алнейской серии Срединного Камчатского хребта являются своеобразные жильные опалиты. Они слагают линзы и жиллообразные тела мощностью до 20 м, среди слабо пропилитизированных или совсем неизмененных пород. Текстура таких опалитов массивная, «сливная», следы метасоматического замещения исходных пород отсутствуют. Как показывают наблюдения, в хр. Четловари, в верховьях рек Анавгай и Половинной, подобные опалиты представляют собою типичные жильные и полостные выполнения, т. е. являются аналогами свойственных пропилитам синхронных им по времени формирования эпидот-кварцевых и хлорит-кварцевых прожилков.

На о. П а р а м у ш и р (Большая Курильская гряда) в хр. Вернадского И. П. Аверьянов наблюдал также пропилиты, в которых кроме хлорита и пирита (и марказита), развивающихся за счет темноцветных и рудных минералов исходных пород, присутствует также и калиевый полевой шпат, образующийся по первичным

плаггиоклазам. Надо заметить, что И. П. Аверьянов выделяет здесь также и так называемые «серосодержащие» пропилиты. Самородная сера при этом рассматривается И. П. Аверьяновым как составная часть пропилитового парагенезиса минералов наряду с хлоритом, пиритом, марказитом и калишпатом. Содержание серы в «серосодержащих» пропилитах, по И. П. Аверьянову, достигает 26%.

Необходимо сразу же заметить, что выделение «серосодержащих» пропилитов в качестве самостоятельного минерального типа никак не оправдано и не согласуется с фактическими соотношениями пропилитов, вторичных кварцитов и минерализации самородной серой.

Рассмотрим некоторые особенности серной минерализации сольфатарноизмененных пород плиоцен-древнечетвертичного и современного периодов. Гидротермальная сольфатарная деятельность плиоцен-древнечетвертичного и современного периодов приурочена к некоторым центрам вулканических построек, распознаваемых в настоящее время по наличию нековых образований, экструзий и структурным соотношениям лавово-пирокластических толщ древних стратовулканов. На современных сольфатарных полях приуроченность их к кальдерным разломам и расположение вокруг экстрезивных куполов наблюдается очень четко.

Кроме того, гидротермальные изменения проявляются и на периферии вулканических сооружений. В первом случае мы, как правило, наблюдаем поля гидротермальноизмененных пород, во втором — стратифицированные залежи метасоматитов, возникшие за счет избирательного замещения отдельных горизонтов пород стратовулканов. И в том, и в другом случае образуется несколько минеральных типов сольфатарноизмененных пород. Наиболее распространенными среди них являются гидрослюдисто-кварцевые, каолинит-кварцевые (часто с галлуазитом), алуни-кварцевые, кварцевые. Вместо кварца нередко опал. На современных сольфатарных полях различные разновидности опалитов являются преобладающими разновидностями измененных пород.

В пределах современных сольфатарных полей какой-либо горизонтальной зональности в размещении перечисленных минеральных типов, как правило, не наблюдается. Осветленные сольфатарноизмененные породы окружены свежими черными андезитами и андезитобазальтами. Иная картина наблюдается при прослеживании изменения состава новоминералообразований с глубиной. Сольфатарно-аргиллизированные породы — алуни- и каолинитсодержащие опалиты — с глубиной сменяются гидрослюдистоизмененными породами и еще глубже — адуляризованными и окварцованными с хлоритом, которые отчетливо сопоставляются с низкотемпературными пропилитами так называемого «трансильванского» типа. Сульфиды в таких пропилитах нередко представлены марказитом.

Серная минерализация, столь характерная для сольфатарноизмененных пород современных вулканов и для алуни-кварцевых и существенно кварцевых вторичных кварцитов плиоцен-древнечетвертичного возраста, является по времени проявления более поздней,

чем гидротермальное изменение пород. Пространственно же уровень образования самородной серы на сольфатарных полях хотя и совпадает с уровнем сольфатарной аргиллизации, будучи приурочен, как и последняя, к наиболее высоким приповерхностным зонам минералообразования, но с падением температуры вулканического очага может опускаться, накладываясь при этом на минеральные ассоциации более глубоких зон, в том числе и на пропилиты. Подобные явления особенно четко наблюдаются на сольфатарных полях вулканов Менделеева и Головнина на о. Кунашир.

В пределах Охотско-Ниппонской геосинклинальной области плиоценовая пропилитизация, аналогичная описанной выше, наблюдается также и на японских месторождениях самородной серы типа Матсуа.

Островные дуги Юго-Восточной Азии

Новая Гвинея. Для характеристики пропилитизации на о. Новая Гвинея рассмотрим ее особенности по материалам Н. Фишера [54], изучавшего метасоматические процессы и рудную минерализацию третичного возраста на этом острове. Региональные метасоматические процессы, сопоставимые с пропилитизацией, наблюдаются в округе Моробе. Основными породами, слагающими этот округ, являются сланцы и филлиты с подчиненными им линзами известняков серии *kaindi*. Эти породы, возраст которых неизвестен (до Mz), покрыты осадками третичного возраста.

Сланцы и филлиты серии *kaindi* прорваны третичными интрузиями — «порфирами», среди которых по возрасту различаются: ранние *Ede-porphyr*, средние, поздние.

Перед внедрением поздних «порфиров» имела место вулканическая деятельность, приведшая к накоплению мощных (сотни метров) вулканических брекчий *golden ridges*. «Порфиры» сложены кварцем, полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой (гранит-порфиры).

И «порфиры», и вмещающие их туфобрекчии, а также (и главным образом) окружающие филлиты серии *kaindi* подверглись региональному, или, как пишет Н. Фишер, «генеральному» дорудному метасоматозу. Филлиты при этом превращаются в хлоритоидные сланцы, «порфиры» — в аноксит-серицит-хлоритовую породу с реликтовым фенокристаллическим кварцем и массой лейкоцена.

Неизмененные филлиты *kaindi* состоят главным образом из кварцевых зерен и слюдястых минералов, преимущественно биотита; в подчиненном количестве присутствует плагиоклаз (№ 30).

В результате «генерального» метасоматоза образуются породы, состоящие из хлоритоида, аноксита (оба минерала развиваются по биотиту), хлорита и железистого эпидота. Плагиоклаз также полностью разрушен и замещен серицитом.

Первичные филлиты и пропилитизированные филлиты или хлоритоидные сланцы особенно отчетливо различаются по продуктам выветривания. Филлиты в ходе этого процесса почти не меняются.

Хлоритоидные сланцы превращаются в глинистую породу (mudstone), причем эта «аргиллизация» проникает на глубину 60 м.

При пропилитизации гранит-порфиров кварц переходит в измененную породу как реликтовый минерал. Биотит замещается сербристо-белым анокситом и хлоритом, полевые шпаты полностью серицитизируются. По краям кристаллов роговой обманки развивается лейкоксен. В основной массе развиваются кварц, рутил, вторичный сфен, пирит.

Рассматривая причины преимущественного образования хлоритоида (сравнительно с анокситом) в филлитах, Н. Фишер цитирует Донэя (Donnay), который объясняет это явление недостаточностью в филлитах кремнезема и воды, а также неполным выносом железа, связанным с трудностью циркуляции гидротермальных растворов в тонкозернистых и компактных метаморфических породах*.

Группа рудных жил округа Моробе размещается в пропилитизированных биотитовых гранит-порфирах (жила Edie № 1) и в так называемых «mudstone» (пропилитизированные филлиты).

Рудные минералы в кварц-кальцитовых с родохрозитом жилах представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, стефанитом, халькопиритом и тетраэдритом. Околожильное изменение пропилитов выражается в окремнении, хлоритизации и пиритизации.

Новая Зеландия. При характеристике пропилитизации новозеландских миоценовых вулканогенных толщ (Меланезийско-Кермадекский пояс) мы воспользуемся материалами А. М. Финлейсона [53], впервые давшего подробное описание этого процесса для северного острова Новой Зеландии.

Вулканогенные породы п-ова Хаураки (Коромандел) представлены андезитами, дацитами и их туфами. Возраст пород эоцен-миоценовый. Миоценовые андезиты и дациты перекрыты плиоценовыми риолитами. Гидротермальные изменения характерны для миоценового вулканогенного комплекса.

В прогрессивном изменении от свежего андезита к полностью измененному различаются два типа метасоматитов:

- 1) хлоритизированные андезиты, или «гринштейны»;
- 2) полностью измененные породы («пропилиты» — по новозеландским авторам — серовато-белые рыхлые породы).

«Гринштейны», или пропилиты в нашем понимании, развиты регионально, и пород, не подвергшихся пропилитизации, нет.

В этом типе пород ферромагнетизальные минералы (гиперстен, авгит, роговая обманка) псевдоморфно замещены волокнистым хлоритом (главным образом пеннингом), в то время как плагиоклазы остаются свежими или частично карбонатизируются и серицитизируются.

Второй тип развит в более узких линейных зонах, приуроченных к тектоническим элементам. Хлорит здесь замещен карбонатами

* Единичные находки аноксита имели место и при изучении пропилитов Камчатки (в верховьях р. Кирганик), где он также развивался по биотиту.

и магнетитом, часто с лейкоксеном. В породе очень много пирита — вкрапленного, прожилкового, а также в псевдоморфозах по цветным минералам. Широко развит сидерит. Полевые шпаты подвергаются карбонатизации и серицитизации; при этом контуры плагиоклазов даже в полностью измененной породе сохраняются.

Очень интересной особенностью таких околотрещинных метасоматитов, установленной в 1898 г. еще В. Линдгреном, является развитие по плагиоклазам «валенцианита», или адуляра, с образованием стекловатых слабо поляризующих псевдоморфоз. Более того, еще одна особенность этих пород состоит в том, что адуляр Ваии (по местности, где он был обнаружен) содержит много Na_2O и по существу является средним между адуляром и альбитом (вспомним калиевые альбиты пропилитов Японии).

Для сравнения А. М. Финлейсон приводит (табл. 1) сравнительные анализы адуляра, валенцианита и альбита по Дана.

Таблица 1

Минерал	Место	Уд. вес	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O
Адуляр	Тонопа	2,57	65,52	18,59	15,44	0,45
Валенцианит	Ваии	2,61	65,85	18,48	11,25	4,11
Альбит, по Дана	—	2,62	68,70	19,50	—	11,80

По плагиоклазу в околотрещинных метасоматитах, по Р. Моргану, развиваются также и цеолиты — стильбит и ломонтит. Основная масса представляет собою тонкозернистый агрегат карбонатов, серицита, пирита и вторичного кварца.

Эпидот, как пишет А. М. Финлейсон, «не очень характерен» для пропилитов Новой Зеландии.

Эпитермальные золото-серебряные месторождения в Новой Зеландии известны на северном острове в пределах п-ова Хаураки [25, 53]. Эпитермальные жилы залегают здесь в пропилизитизированных андезитовых и дацитовых лавах и туфах. Характер пропилизитизации рассмотрен нами ранее. Непропилизитизированных пород в пределах полуострова нет.

Главными рудными минералами эпитермальных жил Hauraki Gold-Field являются: самородное золото, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, стибнит, пираргирит, аргентит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, адуляром. Наблюдается вертикальная зональность оруденения в жилах, состоящая в том, что самородное золото верхних горизонтов с глубиной сменяется первичными сульфидными рудами ($\text{Au} : \text{Ag} = 1 : 6$), сначала вкрапленными, а затем и ленточными («banded ore») — типа японских руд «гингуро» ($\text{Au} : \text{Ag} = 1 : 30$). В пределах рудного поля выделяются участки: Северный с месторождениями Тэймс (Thames) и Коромандель (Coromandel), представляющими собой мелкие бонанцы

и неправильные рудные скопления, и Южный с месторождениями Ваии (Waihi) и Карангахаке. На Северном участке свободное золото сопровождается арсенопиритом и другими сульфидами. Бонанцевые зоны прослеживаются на глубину до 200 м. Наиболее богатые рудные столбы наблюдаются на пересечениях жил. Для месторождений Ваии и Карангахаке характерны более мощные жилы с зональным вертикальным строением.

К собственно околорудным изменениям пропилитов вокруг жил относятся маломощные оторочки осветленных серицитизированных и окварцованных (нередко с адуляром) пород. Однако и эти изменения в некоторых случаях являются более ранними, чем жилы. Жила может выходить за пределы зоны осветления таким образом, что в одном из ее экзоконтактов осветление наблюдается, а в другом оно отсутствует.

Восточный (Американский) сектор Тихоокеанского подвижного пояса

Краткий очерк вулканизма и рудоносности вулканогенных формаций

При описании послемагматических процессов в вулканогенных формациях молодых складчатых поясов восточной части Тихоокеанского подвижного пояса мы прежде всего сталкиваемся с трудностями определения тектонической позиции вулканогенных толщ и соответственно с трудностями сопоставления продуктов этих процессов с уже известными для других регионов. Несмотря на весьма значительное число самых разнообразных сводок по тектонике этой области, в том числе и сводку П. Н. Кропоткина и К. А. Шахваростовой, вопрос о закономерностях развития вулканизма для этого обширного региона не освещается с общих позиций. Вызвано это, с одной стороны, отсутствием расчлененности многих вулканогенных толщ, как, например, это имеет место в Береговом хребте шт. Калифорния (США), где мезозойские и, в частности, сенонские вулканогенные формации не отделяются от более древних и объединены в так называемую францисканскую серию, или в шт. Аризона и Нью-Мексико, где позднемиоценовые — палеогеновые кислые эффузивы не выделяются среди миоценовых вулканитов. Достоверно принадлежащие к раннегеосинклинальным вулканогенные породы позднего мела — палеогена — спилито-диабазовая формация — известны лишь в пределах Большой Английской островной дуги на о-вах Куба, Таити, Ямайка.

С другой стороны, для нас особенно важно было бы выразить историю молодого вулканизма всей американской ветви Тихоокеанского подвижного пояса, если это возможно, в той же легенде, что и для Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны, т. е. с позиций направленного во времени развития вулканизма с изменением места каждого последующего события в пространстве от эвгеосинклинального инициального вулканизма внешних (по отношению к материку) вулканических дуг через субсеквентный вулканизм так называемых

орогенных прогибов к конечному (финальному) вулканизму кордильер и платобазальтов.

К сожалению, подобных попыток еще не сделано, что объясняется, возможно, также и отсутствием до настоящего времени необходимости последовательного сравнения рудных объектов и продуктов послемагматических процессов, ибо хорошо известно, что тот или иной аспект в рассмотрении геологической истории региона определяется прежде всего спецификой поставленных перед исследователем задач.

Подобное состояние проблемы вулканизма молодых складчатых поясов Американского сектора Тихоокеанского подвижного пояса ставит нас перед необходимостью классифицировать явления вулканизма по-новому, сравнительно с имеющимися тектоническими схемами. Говоря «по-новому», мы, естественно, имеем в виду попытку корреляции вулканогенных толщ Северной, Центральной и Южной Америки с молодыми вулканогенными формациями Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов, т. е. выявления тех сторон и признаков явлений вулканизма в широком смысле, которые для решения поставленной перед нами задачи являются наиболее важными.

Учитывая сложность проблемы направленности вулканизма, а также то, что детальное ее рассмотрение для столь обширной территории отвлекло бы нас от основной задачи характеристики гидротермального зеленокаменного изменения и его отношения к процессу оруденения, локализованного в вулканогенных толщах, мы ограничимся лишь краткой попыткой привести разнообразные проявления вулканизма в молодых складчатых поясах Америки к схеме развития вулканизма в островных складчатых вулканических дугах, сознавая в то же время условность такого сопоставления с точки зрения действительных морфологических проявлений рассматриваемых вулканических процессов.

Более того, в силу перечисленных выше трудностей мы не ставим перед собой цели показать последовательную эволюцию вулканических и послемагматических процессов во времени непрерывно для всего региона Северной, Центральной и Южной Америки. Для нас достаточно и того, если мы сможем показать специфику пропилитов и рудных месторождений для разновозрастных проявлений магматизма и металлогении по материалам различных участков этого огромного региона.

О том, что такая попытка правомерна, свидетельствует анализ геологической истории региона, приведенный прежде всего в работах К. Худолея [55], Кэя [23], Ирдли [16], Кинга [17], Дженкса [11], Альфельда [3], Кристи [28], В. К. Столла [98].

Ф. Кинг различает в складчатых сооружениях западного обрамления Северной Америки эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны. В эвгеосинклинальной зоне Сьерра-Невады в основании разреза (серия Бедрок) развиты эвгеосинклинальные вулканогенные породы палеозойского и мезозойского возраста, ныне

деформированные, нарушенные и измененные, и прорывающие их плутонические породы. Палеозойские вулканогенные толщи относятся к формации Калаверас, мезозойские — к формации Мари-поса. Среди вулканогенных пород отмечаются диабазовые порфириты, авгитовые порфириты и кварцевые порфириты, а также их пирокластические аналоги.

Породы формации Калаверас (филлиты с прослоями граувакк, линзами кремнистых сланцев, известняков и местами большим количеством лав и туфов) накапливались, согласно Ф. Кингу, в глубоко опускавшихся трогах, разделявшихся тектоническими и вулканическими хребтами, вероятно, в условиях большой неустойчивости земной коры. Ф. Кинг предполагает в связи с этим наличие позднепалеозойской орогении, что делает необходимым обязательное расчленение эвгеосинклинальных вулканитов Сьерра-Невады.

Мезозойские эвгеосинклинальные вулканогенные толщи имеют, по Ф. Кингу, средне- и позднеюрский возраст. По более поздним данным, отраженным на тектонической карте Северной Америки [108], сюда же включены и более молодые — сенонские вулканиты. Плутонизм этого периода проявляется после невадской орогении в виде интрузий ультраосновных пород (серпентинитов) и более поздних и более широко проявленных кислых интрузий гранитов, кварцевых монцититов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, слагающих сложно построенный батолит Сьерра-Невады*.

На выровненной эрозионной поверхности, развившейся на древних эвгеосинклинальных комплексах в связи с великой деформацией (поверхность Пауэлла), отлагается формация Лоудербаки (по Девису, см. у Ф. Кинга) — третичные и четвертичные вулканогенные образования, часто переходящие в континентальные осадочные отложения. Более древние из них (олигоценовые и нижнемиоценовые андезитовые и дацитовые вулканиты) в настоящее время в значительной степени эродированы в поднятых горных хребтах. Они служат вмещающими породами для многочисленных миоценовых месторождений этого региона США (Комшток, Топопа и многие другие).

В ряде областей в среднемиоценовое время наблюдалось интенсивное развитие сбросов; породы испытали значительные блоковые перемещения и наклон, после чего на их эродированной поверхности накопились позднемиоценовые и плиоценовые отложения, часто носящие лахаровый характер и характер андезитовых по составу вулканогенных моласс.

В миогеосинклинальной зоне в результате ларамийской орогении моря также покинули пределы региона, и морские отложения здесь более не накапливались. Весь регион в целом был приподнят с эоценового времени, по Ф. Кингу, на 4500 м и более. Результатом ларамийской орогении является батолит Боулдер, прорывающий

* Судя по наличию среди эвгеосинклинальных отложений и вулканитов позднего мела, проявляется и ларамийская орогения.

лавы и туфы позднемелового времени и перекрывающийся туфами раннеолигоценного возраста. С этим батолитом связываются месторождения Бьютт (Си, Монтана), Кер-д'Ален (Северное Айдахо) и др.

Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и в южных штатах Запада США и в пределах Мексиканского нагорья. Часть кислых эффузивов, залегающих на кристаллическом палеозойском основании, имеет здесь позднемеловой — палеогеновый возраст и прорывается штоками кварцевых монцититов и монцитит-порфиров того же возраста, связанных с ларамийским орогенезом. С этой магматической фазой связаны многочисленные месторождения медно-порфировых руд («соррег порфругу»), тождественных некоторым типам руд месторождения Бьютт.

Кроме того, здесь развиты обширные поля миоценовых эффузивов кислого и среднего состава, прорванные субвулканическими интрузиями гранодиорит-порфиров и других пород, в которых размещаются широко известные эпитермальные золотые и серебряные месторождения Мексики.

В Южной Америке эвгеосинклинальные вулканогенные образования почти неизвестны, исключая проблематичные вулканогенные меловые толщи на самом юге Чили. Как правило, меловые толщи, развитые к востоку от водораздела Анд в предгорном прогибе, представляют собою красноцветные континентальные или миеосинклинальные терригенные осадки.

Великая деформация, если пользоваться образным выражением Ф. Кинга, имела место на территории Перу также в позднем мелу — палеогене [11]. Для этого периода характерны крупные гранитные батолиты (например, Андийский батолит). Северо-восточнее Андийского батолита в ряде мест Центрального и Южного Перу раннетретичные континентальные и вулканогенные отложения прорываются штоками дацитовых порфиров, кварцевых монцититов, монцититов и сиенитов. Характерным примером могут служить штоки кварцевых монцитит-порфиров в Серро-де-Паско и Марапуита, где они секут позднемеловые — раннетретичные (Cg₂—Pg) отложения группы Пакобамба и красноцветные отложения группы Касапалка. Как и в Северной Америке, в связи с ларамийским магматизмом известны медно-порфировые руды.

И, наконец, поздне-третичный вулканизм в Перу имеет уже миоценовый и плиоценовый возраст. С магматизмом этого периода связаны эпитермальные золоторудные месторождения типа Хуанакавелика и др. (Au + W).

Несколько специфичной является мезозойско-третичная геологическая история Боливии. Согласно Д. Альфельду [3], к концу мезозоя значительные части современных Центральных и Восточных Кордильер находились под уровнем моря. На территории Боливии не удается установить признаков первой андийской фазы орогенических движений в эоцене. Этап, с которым связано интенсивное складкообразование в палеозойском блоке Восточных Кордильер, относится к началу миоцена. К зоне наиболее интенсивной складча-

тости этого периода приурочен и знаменитый оловянный пояс Центральных Кордильер. Именно только здесь в период складчатости и после нее имела место мощная магматическая деятельность, выраженная главным образом интрузиями гранитов и кварцевых монзонитов. К контакту батолитов приурочены многочисленные штоки субвулканических и эффузивных дацитов и более кислых разновидностей вулканогенных пород. Вдоль контактов этих тел размещаются известные крупные месторождения оловянного пояса с оловянными, вольфрамовыми, свинцовыми, цинковыми, серебряными, медными, висмутовыми, сурьмяными и золотыми рудами.

Нетрудно видеть, что миоценовая фаза складчатости в Боливии (Центральные Кордильеры) сопоставляется (является аналогом) с ларамийскими движениями Северной и Центральной Америки и с ларамийской же фазой западной части Тихоокеанского подвижного пояса. То же, естественно, относится и к магматическим и, в частности, вулканогенным продуктам этого периода. Таким образом, вопреки довольно распространяемому мнению, миоценовый вулканизм и продукты послемагматической деятельности этого периода в Боливии отнюдь не являются одновозрастными аналогами так называемого субсеквентного андезитового миоценового вулканизма и не могут считаться продолжением миоценовых вулканитов Северо-Американских Кордильер в пределах Бразильской платформы.

И, наконец, на самом юге Южной Америки, в Чили и Аргентине, в начале третичного периода существовали континентальные условия, соответствующие весьма развитой кордильере. Осадочные толщи здесь представлены базальными конгломератами, песчаниками и красноцветными глинами формации Сан-Педро [28, 98]. В течение олигоценовой фазы андийского орогенеза отложения этой формации были собраны в складки. Вслед за горообразованием последовала пенепленизация и образование более или менее непрерывной выровненной поверхности от побережья Чили до Боливийского плоскогорья.

В течение миоцена в широкой северной зоне имел место очень интенсивный вулканизм, обусловивший образование мощной толщи кислых лав и туфов, известных под названием липаритовой формации. Эта формация покрывает обширную территорию в Северном Чили и у границы с Перу слагает полосу шириной около 150 км. Породы липаритовой формации заполнили древние широкие долины, дренировавшие ранее площадь современного Боливийского плоскогорья. Суммарная мощность толщ этой вулканогенной формации 1000—1500 м. Вулканический материал, согласно М. Кристи, поступал из крупных разломов в центральной части Береговой Кордильеры. В районах наиболее глубокой эрозии обычны дайки тех же типов пород, несущие медную минерализацию.

Вообще же в пределах Чили и Аргентины наблюдаются своеобразные поздне третичные металлогенические центры. Они рассеяны в пределах развития древних подвижных поясов (в Аргентине, на-

пример, в герцинском). Наиболее важные из них размещаются в кратонном регионе Pampean Ranges; другие известны в Восточных Кордильерах, Предкордильерах, Передовых Кордильерах, Главных Кордильерах и в Патагонии.

В глубокоэродированных участках здесь развиты золотые, золото-серебряные и зонально связанные с ними серебро-свинцово-цинковые месторождения, пространственно тяготеющие к позд-

Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Изоотерм изменения вмещающих пород		
	Внутроскл. дуга (вулканическая)	Внешн. скл. дуга (невулканическая)		Дорудные		Околорудные
				Региональные	Околотрошечные	
				Пр	вт.кв	Ср, кв
				пр	вт.кв	
				Пр	вт.кв Аргил	Ср

Рис. 4. Схема рудоносности мезо-кайнозойских вулканогенных формаций Кордильер Северной Америки.

Усл. обозначения см. рис. 2

третичным дацитовым порфировым интрузиям. Сюда относятся месторождения Guanaco, Capillitas, Mogote Rio Blanco, Sierra de Famatina, Cerro Blanco и др.

Большинство субвулканических рудных месторождений сформировалось в миоцене и плиоцене в течение субсеквентного вулканизма, связанного с эпейрогеническими поднятиями, которые следовали за ларамийской орогенцией.

Ларамийские магматизм и металлогения в Чили также весьма специфичны и сходны с таковыми в Северо-Американском регионе. В этот период происходит внедрение известных гранодиоритов и

гранодиорит-порфиров типа Чуквикамата и образование классических месторождений «porphyry copper».

Все вышеизложенное позволяет представить разрезы мезо-кайнозойских толщ Северной и Южной Америки (исключая Боливию) в виде формационных колонок, в известной степени сравнимых с теми, которые мы рассматривали для Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны Тихоокеанского подвижного пояса, а также для северного ствола Тетиса (рис. 4).

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Раннегеосинклинальная формация. В пределах Центральной Америки пропилитизация проявилась в позднемезозойских — палеогеновых раннегеосинклинальных формациях Антильской островной дуги (в основном на о. Куба).

Раннегеосинклинальная (эвгеосинклинальная) вулканогенная спилито-диабазовая формация развита на о. Куба в субширотной структурно-формационной зоне Саса (Zaza), а также на юго-востоке острова в зоне Кауто. При этом в зоне Кауто кроме вулканогенного спилито-диабазового нижнего мела развиты «интрагеосинклинальные», по Ю. В. Богданову, палеоцен-миоценовые вулканогенные образования андезитового состава.

Нижнемеловые вулканогенные породы зоны Кауто представлены базальтовыми порфиритами и их туфами, амигдалоидными базальтовыми порфиритами, долеритами и диабазами, образующими стратифицированные залежи среди нижнемеловых эффузивов.

Вулканогенные породы верхнего мела представлены более кислыми разностями — кварцевыми андезитами (дацитовыми порфиритами), однако и здесь развиты базальтовые породы спилито-диабазовой формации. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты мелового возраста характеризуются порфириковой текстурой и палеотипным обликом. Первичные породообразующие минералы представлены здесь плагиоклазом и моноклинным пироксеном; наблюдаются также оливин и роговая обманка; акцессорные минералы — магнетит, сфен и апатит.

Для всей толщи основных эффузивов мелового возраста характерно региональное гидротермальное зеленокаменное изменение — пропилитизация, обусловившая зеленые оттенки в цвете пород. Вторичными минералами, развивающимися при пропилитизации, являются минералы группы эпидота, уралитовая роговая обманка, пренит, кальцит, цеолиты, лейкоксен и кварц. В девитрифицированной основной массе пород наблюдается хлоритизация. Породы, как правило, имеют амигдалоидный характер. Миндалины достигают в поперечнике 3—4 мм и сложены кварцем, кальцитом, хлоритом, цеолитами, пренитом и эпидотом.

Для спилитов, сходных внешне с пропилитизированными базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, также характерны зеленый цвет и амигдалоидная структура. Количество миндалин

составляет до 30% объема породы. Как и в пропилитах, миндалитны сложены кальцитом, кварцем, эпидотом, хлоритом и пренитом.

Для диабазов, состоящих из лабрадора № 55—56 (50—60%) и светло-зеленого авгита, характерны те же вторичные новообразования, что и для пропилитов и спилитов — альбит, хлорит, уралитовая роговая обманка, лейкоксен и кальцит.

Особенно же характерно зеленокаменное изменение для пирокластических пород основного состава. Цвет их обычно светло-зеленый, серовато-зеленый или оливково-зеленый, обусловленный обильным развитием зеленого хлорита и эпидота. В цементе туфов наблюдается полная хлоритизация, а также карбонатизация, цеолитизация и силицификация. Вулканогенные породы среднего состава, андезитовые порфириды и их туфы (главным образом позднемеловые) также характеризуются зеленоватыми оттенками, обусловленными пропилитизацией. Первичные плагиоклазы этих пород (№ 40—45 в ядрах кристаллов и № 20—25 в краевых зонах) и роговая обманка замещаются хлоритом, минералами группы эпидота. Наблюдаются также одновременные эпидотизация и окварцевание.

В кислых породах — риолитовых порфирах, в которых кварц и фельдшпат составляют более 90% объема породы, наблюдается главным образом альбитизация. В полностью замещенных разностях пород присутствуют только альбит и кварц. В интерстициях между зернами кварца и альбита наблюдаются хлорит и гидроокислы железа.

В субвулканических разностях риолитовых порфиров часто проявлены серицитизация, окварцевание и серицитизация. Для дацитовых порфиритов и их туфов, состоящих из плагиоклаза (№ 25—30 в ядрах и № 15—25 в периферических зонах), уралитизированной роговой обманки, биотита и кварца (3—5%), характерны альбитизация, хлоритизация, окварцевание и иногда серицитизация.

Все перечисленные процессы характерны и для пород палеогенового возраста (эоцен), которые, по данным Ю. В. Богданова и К. М. Худодея, вместе с более древними меловыми вулканитами образуют единую раннегеосинклинальную формацию.

Интрузивная деятельность раннегеосинклинального периода в Антильской островной дуге проявилась в виде интрузий ультраосновных пород и более поздних гранитоидов. Наблюдаются две фазы интрузивной деятельности — послеверхнемеловая (маастрихт) и третичная.

Меловые гранитоидные интрузии представлены крупными (3×15 км²) массивами диоритов, гранодиоритов и кварцевых диоритов и плагиогранитов. Для массивов весьма характерны вторичные пропилитовые изменения, состоящие в развитии в породах актинолита, минералов группы эпидота, цоизита, хлорита и пренита. Нормальные граниты среди интрузий очень редки. Для эоценового периода магматизма характерны субвулканические штоки дацитов.

Зоны развития вулканогенных и интрузивных пород Саса и Кауто одновременно являются и металлогеническими зонами. Кроме месторождений никеля и кобальта, связанных с корой выветривания гипербазитов, и гистеромагматических месторождений хромитов и меди (также в гипербазитах) в зоне Саса известны и небольшие месторождения полиметаллов и барита, залегающие в породах спилито-диабазовой и андезитовой формации, а также месторождения меди (Буэна Виста, Фернандо, Куба Либре) и пирита (Антонио). Весьма характерны для зоны Саса медно-золоторудные месторождения, известные в зоне Ольгин-Баньос. В зоне Кауто наблюдаются гидротермальные месторождения меди, серебра, золота, реже свинца и цинка.

Месторождение Буэна Виста локализовано в меловых пропилитизированных пирокластических и эффузивных породах спилито-диабазовой формации и представлено рудными телами линзо- и штокообразной формы. Руды носят массивный или прожилково-вкрапленный характер; состав руд — халькопирит-пиритовый. В массивных рудах нередко отчетливо проявлены колломорфные текстуры. Вблизи рудных тел, по данным Ю. В. Богданова и др., только местами развиты вторичные кварциты. Можно думать, что и здесь серицит-кварцевые породы не являются результатом окологрудных изменений, так как руды, особенно халькопиритовые, могут залегать и вне зон окварцевания и серицитизации, особенно в жильных типах месторождений, таких, как, например, Куба Либре.

К жильному же типу относится и палеогеновое месторождение Ель Кобре в металлогенической зоне Кауто.

Зоны прожилково-вкрапленного оруденения и минерализованные зоны дробления в прошилитах контролируются дайками андезитовых порфиритов и тектоническими трещинами. Рудные зоны представлены брекчированными пирокластическими породами, сцементированными кварцем и сульфидами. Кроме кварца встречаются такие жильные минералы, как кальцит, гипс, хлорит, барит, эпидот. Сульфиды представлены пиритом и халькопиритом, значительно реже сфалеритом, пирротинном и галенитом. Они развиваются как вдоль зальбандов прожилков, так и в центральных их частях. В ряде случаев устанавливаются постепенные переходы по простиранию и падению минерализованных зон дробления в зоны прожилково-вкрапленного оруденения.

К медноколчеданной формации в этой зоне относится и месторождение Эурека. Для него характерно развитие метасоматических кварцитов и более позднее прожилково-вкрапленное халькопирит-пиритовое оруденение. Здесь же наблюдается и линза пирит-халькопиритовых руд с баритом.

В пределах Северной Америки аналогичные кубинским мезозойские сульфидные месторождения, связанные с раннегеосинклинальным магматизмом, известны только в связи с невадской орогенией [95]. Здесь наблюдаются как типичные гидротермальные несогласные с вмещающими породами рудные тела, так и залежки массив-

ных сульфидных руд в серпентинитах и на контактах серпентинитов и вмещающих их зеленокаменных пород, которым (залежам) приписывается сегрегационное происхождение.

Район развития сульфидных месторождений Орогена (Combo mine и др.) сложен породами вулканогенных формаций Калаверас (карбон) и Марипоса (мезозой, предположительно С₄). Они представлены метабазами — пропилитизированными базальтами и метагаббро-метадиоритами — пропилитизированными габбро и диоритами. Эти породы прорываются перидотитами, также претерпевшими зеленокаменное изменение и превращенными в серпентиниты (по оливину, энстату и кристаллам бастина развивается антигорит и по прожилкам — хризотил). Серпентиниты содержат ксенолиты пропилитов.

Массивные сульфидные руды залегают в тектонической зоне в серпентинитах, но в тесной связи с контактом их с пропилитами. Они сложены кобальтином, халькопиритом, кубанитом, сфалеритом и пирротинном. Отмечаются также Au и немного Ag. Совместно с массивными сульфидами в рудных залежах развит и кальцит. П. Шенон указывает также в составе «жилых» минералов кварц и эпидот.

Последовательность минералообразования представляется следующим образом. Пропилитизация основных вулканогенных толщ и серпентинизация массивов ультраосновных пород представляют собою региональный дорудный гидротермальный этап минерализации. В зоне тектонического нарушения в серпентинитах и на контакте серпентинитов с пропилитизированными вулканитами имеет место околотрещинный метасоматоз, приводящий к образованию мощных зон карбонатизации (совместно с окварцеванием), которая в этом случае является, естественно, аналогом дорудных зон серицит-кварцевого метасоматоза в средних по составу вулканогенных породах.

Рудные минералы, согласно П. Шенону, являются образованиями более поздними, чем вмещающие их метасоматиты.

Как мы видим, соотношения зеленокаменных изменений и оруденения и здесь, в случае с массивными сульфидными залежами в серпентинитах, оказываются вполне аналогичными ранее описанным для многих других типов руд.

В той же зоне западных склонов Кордильер (на западных склонах Сьерра-Невады) в южных районах шт. Калифорния размещаются знаменитые золоторудные месторождения системы Мазер-Лод.

Кварцевожилное золоторудное месторождение залегает [50] в поле развития зеленокаменных метаморфических пород формации Калаверас.

Во время невадской орогении в поздней юре вдоль системы трещин Аллегэйни произошло внедрение интрузий ультраосновных и основных пород и последующая их серпентинизация. Позднейшие движения невадской орогении привели к новым деформациям вмещающих толщ (в том числе и массивов ультраосновных и основных

пород), внедрению кислых невадских интрузивов и последующих гидротермальным изменениям пород и формированию рудных жил (некоторые жилы секут невадские граниты).

Как мы видим, гидротермальные изменения пород формации Калаверас и более поздних ультраосновных и основных пород не могут относиться, строго говоря, к пропилитам, поскольку здесь мы наблюдаем изменение древней вулканогенной уже пропилитизированной формации карбонового возраста в более поздние этапы, связанные уже с мезозойской (невадской) орогенной.

Гидротермальные изменения боковых пород — палеозойских пропилитов и юрских серпентинитов — в округе Аллегэини выражаются в хлоритизации, карбонатизации, отальковании, серицитизации и окварцевании и приурочены к контактам серпентинизированных ультраосновных пород и древних пропилитов. Гидротермальные изменения приводят к значительному выносу из вмещающих пород кремнезема и к пересотложению его здесь же в зоне гидротермального изменения в виде кварцевых жил.

Сульфидное оруденение в жилах округа Аллегэини, представленное арсенопиритом, герсдорфитом, энаргитом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, борнитом, галенитом, и самородное золото являются образованиями более поздними, чем метасоматиты. К числу собственно околорудных изменений относится лишь сопутствующее сульфидам и золоту окремнение, протекающее параллельно с микротрещинообразованием в метасоматитах.

В Британской Колумбии золото-кварцевые жилы известны в округе Бридж Ривер в восточной зоне Берегового хребта. Район сложен древними метаморфическими породами серии Бридж Ривер и перекрывающими их мезозойскими толщами серий Codwalloder (верхний триас) и Eldorado (нижний мел). Все они прорываются батолитом Берегового хребта, сложенным кварцевыми диоритами и гранодиоритами [83].

Здесь же наблюдаются штоки и дайки авгитовых диоритов, более древние, чем батолит, и интенсивно рассланцованные, разбитые трещинами. Авгитовые диориты секут только те породы, которые древнее нижнего мела. Именно к этим добатолитовым авгитовым диоритам и приурочено большинство золоторудных кварцевых жил. Кварцевые диориты и гранодиориты батолита неметаморфизованы и лишены крупных трещин и кварцевых жил. Авгитовые диориты интенсивно пропилитизированы. За счет первичных роговой обманки, авгита, андезита и небольшого количества ортоклаза и кварца при пропилитизации развиваются альбит, актинолит, хлорит, цоизит, кальцит и серицит. В околотрещинных зонах развивается агрегат серицита, кальцита, кварца и ферродоломита. Альбит также бывает устойчив в околотрещинных зонах. Мак Канн приводит, например, следующий состав такого метасоматита: альбит 16,24%, серицит 31,98%, Fe-доломит 23,88%, кварц 21,54%, хлорит 3,88%, магнетит 1,23%. Мощность таких метасоматитов в зонах изменения составляет 2 м.

Кварцевые жилы, залегающие в описанных метасоматитах, как и в Калифорнии, являются следствием гидротермального изменения вмещающих пород, происходящего с выносом кремнезема. Они содержат все те минералы, которые метасоматически развиваются и в окружающих породах, — кальцит, ферродоломит, сидерит, серицит, марипозит.

Рудные минералы, как более поздние образования, развиваются главным образом вдоль стенок жил. Золото, как и в Калифорнии, находится в тесной ассоциации с арсенопиритом.

Аналогичный характер имеют и мезотермальные золото-кварцевые жилы Аляски (Джюно и др.), а также в Неваде и хр. Гумбольдта (Bonanza King Mine).

Раннеорогенная формация. Миоценовые вулканогенные формации Северной, Центральной и Южной Америки вмещают большинство известных в этой части Тихоокеанского пояса эпитеpmальных месторождений свинца, цинка, меди, золота и серебра и ртути, которые образуют в совокупности пояс эпитеpmальных месторождений Америки. Одной из наиболее характерных черт пород этих вулканогенных формаций является и пропилитизация.

Рассмотрим соотношение пропилитизации и эпитеpmального оруденения по материалам некоторых рудных полей и отдельных месторождений.

Район Вешоу (Washoe) в хр. Вирджиния в Неваде весьма замечателен как своим знаменитым месторождением серебра Комшток, так и ртутными проявлениями и гидротермальной деятельностью горячих источников Стимбоут Спрингс [48, 111]. В этом районе в наиболее типичной форме проявились главные особенности постагматического гидротермального процесса, развивающегося начиная со среднего миоцена доньше.

На площади рудного поля месторождения Комшток развиты так называемые Alta-андезиты — серия потоков и брекчий пироксеновых и роговообманковых андезитов с прослоями пластов риолитовых туфов общей мощностью более 600 м. Вулканогенная толща прорывается штоком диоритов горы Дэвидсон.

В районе месторождения проходит крупный сброс Комшток. Перемещение по этому сбросу оценивается в 700 м до рудной минерализации и еще в 450—500 м в постминерализационный период. Висячем боку сброса Комшток, где сосредоточены рудные жилы, диориты отсутствуют. Наблюдаются лишь порфириновые породы, представляющие собою, возможно, апофизы интрузивного массива.

Alta-андезиты сложены основным андезитом (№ 50—64), гиперстеном, диопсид-авгитом, роговой обманкой. Аксессуарные — апатит, магнетит.

Наиболее широко распространены те изменения Alta-андезитов, которые Р. Коатс определяет как дейтерические. Они состоят в замещении первичного ромбического пироксена светло-зеленой псевдоморфозой бастита. Это явление распространено настолько широко, что свежего ромбического пироксена в породах почти нет. Согласно

Р. Коатсу, этот тип изменений соответствует пропилитизации, по представлению европейских исследователей, т. е. «автогидратации».

Собственно пропилитовые изменения, вызванные позднейшим гидротермальным метаморфизмом, характерны для тех пород, которые ранее, до Дж. Беккера (до 1882 г.), определялись как «пропилиты», в понимании Ф. Рихтгофена и Ф. Циркеля. Эти изменения также развиты чрезвычайно широко как во вмещающих интрузивный массив вулканогенных породах, так и в самих диоритах горы Дэвидсон. Первый внешний эффект пропилитизации, по Р. Коатсу, состоит в потере прозрачности полевых шпатов. Породы при этом становятся зеленовато-серыми. Под микроскопом устанавливаются новообразования эпидота, хлорита, альбита, кальцита и серицита. Роговая обманка замещается кальцитом, хлоритом и магнетитом. Бастит из желтовато-зеленого становится голубовато-зеленым. В основной массе развиваются хлорит, альбит, кальцит и некоторое количество кварца. Полевые шпаты в полностью пропилитизированных породах замещаются агрегатом эпидота, клиноптизита, альбита и кварца. Эпидот развивается также и в участках, сложенных Fe-Mg-минералами, замещенными хлоритом, кальцитом и магнетитом. Эпидот замещает эти вторичные продукты.

Наиболее интенсивно пропилитизация с образованием эпидота протекает в пределах диоритового массива Дэвидсон. В стороны от интрузии пропилитизация ослабевает, и эпидот в пропилитовых парагенезисах минералов становится редок.

Пропилитизация, по Р. Коатсу, не обнаруживает связи с остывающей поверхностью потоков или их подошвой. Наоборот, во многих местах удается наблюдать усиление пропилитовых изменений в соседстве с системой крутопадающих трещинных зон, параллельных осям хр. Виргиния.

Не обнаруживается также связи и с контактами интрузивного массива, хотя, как указывалось, степень изменений падает с увеличением расстояния от интрузива, и наиболее измененные разности пород наблюдаются именно в интрузиве.

В околотрещинных зонах в пропилитизированных породах нередко проявлено цеолитовое изменение. Цеолиты, главным образом натролит, совместно с альбитом развиваются здесь по плагиоклазам. Иногда образуются псевдоморфозы кальцита, альбита и натролита. Развитие пирита также контролируется околотрещинными зонами, хотя распространен он значительно менее, чем цеолиты.

Некоторые разновидности пропилитизированных андезитов с глубоких горизонтов горных выработок содержат гипс, внутри которого наблюдаются остатки ангидрита, представляющего собою, по Р. Коатсу, первичное метасоматическое образование.

Кварц-кальцитовые рудные жилы месторождения Комшток, содержащие Au, аргентит, полибазит в ассоциации с пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом, являются образованиями более поздними, чем пропилиты. В соседстве с жилами пропилиты подвергаются окремнению и серицитизации.

Широкое развитие пропилитовых изменений и отсутствие связи с рудными жилами свидетельствуют о том, что пропилитизация произведена не жилообразующими растворами. Растворы, вызвавшие пропилитизацию, по Р. Коатсу, были более высокотемпературными, чем те, что приводят к образованию типичных эпитермальных рудных жил. Пропилитизация на месторождении Комшток вызвана гидротермальной деятельностью, независимой и предшествовавшей оруденению.

Здесь же в районе Вэшоу, на участке Стимбоат Спрингс, Д. Томпсон и Д. Уайт описывают пропилитизацию и сопутствующие ей гидротермально-аргиллитовые изменения в связи с поисками ртутного (киноварного) оруденения. В околотрещинных зонах интенсивно проявляется выщелачивание (bleaching Zone). Здесь развиваются каолинит, пирофиллит, халцедоновидный кварц, кристобалит, анатаз, гематит, пирит и алунит. Подобные зоны выщелачивания окружены пропилитами или переходят с глубиной в пропилитизированные породы. Для последних, по наблюдениям Д. Томпсона и Д. Уайта, характерны хлорит, натровый плагиоклаз (альбит?), эпидот и пирит. В зоне, переходной от пропилитов к зоне выщелачивания (глубина менее 150 м), эпидот отсутствует. Интенсивно развиты эпистильбит, стильбит, хлорит, монтмориллонит, иллит, калиевый полевой шпат, вторичный кварц, пирит и местами карбонат. На глубине 180—200 м пирит и глинистые минералы отсутствуют, зато обильными становятся эпидот и ассоциирующие с ним хлорит, карбонат и актинолит. Стильбит и эпистильбит распространены мало. Глубже 200 м андезиты выглядят слабо измененными, содержат немного эпидота, актинолита и хлорита и не содержат совсем пирита и цеолита.

Главные рудные месторождения (третичные) находятся внутри зон выщелачивания, и на этих зонах и полях ставятся поиски, хотя и без существенных успехов. Объясняется это наложенным характером оруденения, в связи с чем не каждая зона выщелачивания оказывается впоследствии рудовмещающей.

Аргентитовые рудные жилы Мексики также залегают в пропилитизированных андезитах. Таковы месторождения Пачука, Реальдель-Монто и Гуанахуата. Жилы сложены кварцем, родохрозитом, родонитом, адуляром и кальцитом. Рудные минералы представлены аргентитом, стефанитом, полибазитом, пиритом, галенитом и сфалеритом. Около рудных жил пропилитизированные андезиты подвергаются силицификации.

Аналогичные соотношения пропилитизации и оруденения наблюдаются на эпитермальных месторождениях, которые В. Линдгрэн относит к типу золото-селенистых жил — Рипаблик (шт. Вашингтон) и Топопа (шт. Невада).

На месторождении Топопа гидротермальным изменением подвергаются миоценовые трахиты. В околотрещинных зонах среди полей пропилитизированных пород развиты агрегаты серицита, кварца, пирита, сидерита. За счет андезин-олигоклаза развиваются

кварц, серицит и адуляр. Пропилитовое изменение окружающих пород выражается в развитии хлорита, кальцита, пирита и сидерита. Пирит и сидерит при этом кристаллизуются совместно. Эпидота в пропилитизированных породах, по В. Линдгрену, мало.

Руды месторождения Тонопа очень похожи по составу на руды «гингуро» в Японии (серебристое золото, аргентит, полибазит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гюбнерит и шселит).

На месторождении Рипаблик развиты покровные андезиты и латиты также миоценового возраста. Эти образования прорваны латитовыми порфирами. И те, и другие породы на значительных площадях подверглись пропилитизации. В них развиваются хлорит, землистые карбонаты и пирит.

В пределах некоторых площадей пропилитизированных пород развит ряд параллельных трещинных кварц-карбонатных (кальцитовых) с адуляром жил, содержащих самородное серебро, селенистое золото, тетраэдрит и халькопирит. Рудные жилы имеют резкие зальбанды из пропилитизированных пород. Какие-либо окологорудные изменения пропилитов не наблюдаются.

Весьма интересны дорудные гидротермальные изменения вулканогенных пород на наиболее близповерхностных миоценовых эпитеpmальных месторождениях. Пропилитизация в обычном понимании, т. е. зеленокаменное изменение пород в широком ореоле, здесь отсутствует. Пропилитовые зоны редуцированы. Наоборот, широко проявлены парагенезисы, характерные для околотрещинных зон изменения — аргиллизация, силицификация, алунификация и т. д. Характерные примеры подобного редуцирования пропилитов наблюдаются в районах месторождений Флэтхид в шт. Монтана [96], Мэрисвэйл в шт. Юта [85], Гольдфильд в шт. Невада [25, 62] и др.

В районе рудника Флэтхид в Монтане прожилково-вкрапленные руды, сложенные пиритом, галенитом, Sb-матильдитом, энаргитом и самородным серебром, залегают в пределах полей аргиллизации, в которых развиваются Fe-бейделлит, галлуазит, алунит. Эти аргиллизированные породы, или «фумарольная грязь» [96], окружены ореолом пород, в которых, как можно судить по зарисовкам шлифов П. Шенона, развивается водяно-прозрачный адуляр. Внутри полей аргиллизации наблюдаются участки окремнения. Оруденение является более поздним, чем гидротермальные изменения, и локализуется вдоль трещин в измененных породах.

В районе Мэрисвэйл (шт. Юта) М. В. Молли и П. Ф. Керр описывают аналогичные глинистые изменения на участке развития урановой минерализации (Tushar Uranium Area). Здесь работами П. Керра устанавливается несколько стадий изменения — аргиллизация, окремнение, образование смешанных аргиллито-алунитовых ореолов, алунификация и цеолитизация. Наблюдается также зависимость типов изменения от состава и строения исходных пород. Так, в миоценовых кварцевых монцонитах каньона Bullion развиваются монтмориллонит, иллит и кварц, а во вмещающих более пористых вулканогенных породах — каолинит, алунит и кварц.

Оруденение, как золото-серебряное, так и урановое, является процессом более поздним, чем аргиллитовое и алунитовое изменение, и накладывается на изменение породы вдоль трещинных зон.

На месторождении Гольдфильд рудные жилы, содержащие пирит, марказит, гольдфильдит, фанатинит, самородное золото и теллуриды, залегают в гидротермальноизмененных экстрезивных дацитах, интрузирующих миоценовые андезиты. Гидротермальные изменения проявляются в каолинизации и пиритизации. Рудная минерализация является более поздней и локализована в зонах дробления.

Р. Хэрвей и Ч. Виталиано описывают наиболее внешние ореолы гидротермального изменения, сложенные пропилитами. Здесь развиваются хлорит, хлорит-вермикулит, кальцит и антигорит. Переход от неизмененных пород к пропилитам устанавливается по замещению темноцветных минералов темно-зелеными и коричневыми слюдястыми минералами. Плагноклазы замещаются кальцитом, биотит — хлоритом и калиевой слюдой, мелкие кристаллы пироксена полностью замещаются хлоритом и кальцитом. Большие кристаллы пироксена обычно подвергаются замещению только в зонах перехода пропилитов в аргиллизированные породы. Роговая обманка замещается во всем ореоле пропилитизации пеннином цвета «берлинской лазури», который ближе к зоне аргиллизации замещается хлорит-вермикулитом.

В линейных околотрещинных зонах аргиллизации породы являются «выщелоченными» и имеют белый или светло-коричневый цвет. Мощность зон аргиллизации достигает 60—70 м. Зоны аргиллизации сложены монтмориллонитом, иллитом, каолинитом и кварцем с небольшими количествами галлуазита, гематита, лейкоксена, ярозита и гипса. Внутри зоны аргиллизации выделяются подзоны монтмориллонитовая, примыкающая к пропилитам, и иллит-каолинитовая — околотрещинная.

Выше уже отмечалось что наиболее интенсивные изменения выражаются на месторождении Гольдфильд в окварцевании, каолинизации и алунилизации. Кроме этих минералов в алунит-кварцевых зонах присутствуют гематит, ярозит, галлуазит, гипс и рутил. Р. Харвей и Ч. Виталиано указывают, правда, еще и эпидот, но скорее всего, как это часто бывает, за эпидот ими принимается характерный для некоторых зон алунилизации диаспор. Подобную ошибку делают, например, при описании зональности месторождения Церро-де-Паско Грэйтон и Бовдич [61].

Заканчивая рассмотрение миоценовых пропилитов и руд Американского сектора Тихоокеанского подвижного пояса, остановимся еще на двух весьма характерных рудных районах, где взаимоотношения пропилитов и руд выясняются с достаточной определенностью. Это, во-первых, известный рудный район вулканического плато Колорадо в Северной Америке, а во-вторых — вулканический хр. Гуанако в Атакамской пустыне в Чили.

Для плато Колорадо еще в 1932 г. описал пропилитизацию В. Бэрбанк [43]. На примере рудного округа Бонанза он установил,

что изменениям пропилитового типа обычно подвергаются вулканические андезитовые породы. Пропилитизация состоит в развитии вторичных хлорита, кальцита, кварца, эпидота, серицита и рутила. При этом серицит и пирит развиваются обычно только в около-трещинных зонах.

Пропилитизация, по В. Бэрбанку, имеет региональный характер. Андезитовые лавы характеризуются постоянной ассоциацией вторичных хлорита, кальцита, кварца и гематита, и изменения эти остаются постоянными при прослеживании их на многие мили.

Весьма интересны наблюдения В. Бэрбанка над особенностями развития эпидота. Этот минерал развивается исключительно в интрузивных субвулканических порфировых латитах Eagle Gulch и не характерен для пропилитизированных покровов.

Касаясь взаимоотношений пропилитов и руд, В. Бэрбанк отмечает, что пропилитизация является процессом дорудным и связана с «консолидацией лавы», т. е. с дейтерическими процессами.

Эту же точку зрения он развивает и в более поздних работах, например в статье «Дорудная пропилитизация в кальдере Сильвертон, Колорадо» [44]. В этой работе автор указывает также и на наличие вертикальной зональности пропилитизации. С глубиной хлорит-карбонатные парагенезисы сменяются эпидот-хлоритовыми с альбитом.

Золото-медные месторождения хр. Гуанако [110] весьма напоминают одновременно как медные энаргит-люционитовые месторождения Югославии, так и золоторудные тела месторождения Гольдфильд. Дело в том, что верхние горизонты рудных тел, представляющих собою кварцеворудные жилы, характеризуются преимущественно или исключительно золото-серебряной минерализацией (золото, пирит), а нижние — медной (энаргит, люционит, стибнолюционит, халькопирит)*. При этом на уровне золотого оруденения вмещающие рудные жилы — миоценовые андезиты и дациты — подвергаются интенсивной каолинизации и алунитизации. С глубиной те же рудные жилы, несущие, однако, уже энаргитовую минерализацию, переходят в пропилитизированные породы хлорит-карбонатной ступени. Пропилитизация развита регионально. Пород, не затронутых ею, почти не наблюдается**. В околотрещинных зонах пропилиты сменяются породами каолинизированными, серицитизированными и окварцованными. Зоны окварцевания прослеживаются по простиранию на 150—200 м при мощности до 5 м. Рудные жилы, однако, совсем не обязательно залегают только в обрамлении таких метасоматитов. Они протягиваются вдоль трещин и далее, в пропилиты, за контуры кварц-серицитовых и кварц-каолинитовых пород. Пропилитизация и здесь является, следовательно, процессом до-

* На нижних горизонтах известна также и одна метасоматическая рудная залежь.

** Мюллер называет эти породы «андезит-пропилитами» и «дацит-пропилитами».

рудным. Равным образом дорудными являются и синхронные пропилитам околотрещинные метасоматиты.

Позднеорогенная вулканогенно-молассовая формация. Выше уже отмечалось, что плиоценовая геологическая история Западного и Восточного секторов Тихоокеанского подвижного пояса обладает многими общими особенностями. Сходство проявляется в том числе и в наличии в Американских Кордильерах плиоценовой (вулканогенно-молассовой), или лахаровой, формации. Как и на Камчатке, пропилитизация в породах лахаровых комплексов обладает своими специфическими особенностями сравнительно с пропилитизацией более древних миоценовых вулканогенных и интрузивных образований. Рассмотрим эти особенности на примере пропилитов округа Эббетс Пасс в Калифорнии.

Г. Уилшир [123] описывает две зоны пропилитизации, наблюдающиеся в эруптивных и лахаровых брекчиях плиоценового возраста, выполняющих позднечетвертичные прогибы и залегающих на эродированной доплиоценовой (миоценовой) поверхности. В основании разреза в связи с этим обильны обломки миоценовых гранодиоритов и кварцевых монцититов.

Вулканизм плиоценового периода начался массовым извержением риолитовых туфов (800 м); вслед за этим происходило отложение андезитовых туфобрекчий, переслаивающихся с туфогенными песчаниками также андезитового состава, конгломератами, а также лахаровыми и озерными отложениями. Вслед за образованием вулканогенно-осадочного комплекса пород произошло излияние массивных и автобрекчированных потоков андезитов, имеющих, по мнению Г. Уилшира, источниками многочисленные мелкие интрузии того же состава. Заканчивается плиоценовый магматический цикл внедрением куполовидных интрузий (экструзий) риолитов и дацитов.

В конце плиоценовой магматической деятельности имела место широкая пропилитизация андезитовых брекчий.

Пропилитизированные андезитовые породы округа Эббетс Пасс характеризуются синевато-зеленоватой окраской и значительной чувствительностью к эрозии. Рельеф в области развития пропилитов сглаженный, в то время как неизмененные породы обуславливают скалистый изрезанный рельеф.

Кислые разности пород под воздействием пропилитизирующих растворов становятся еще более светлыми.

Структура пород при пропилитизации сохраняется, равно как и их текстурные признаки. Так, при пропилитизации осадочных пород хорошо сохраняются все признаки косої слоистости (в песчаниках), округлые и полуокатанные гальки (в конгломератах) и т. д. В пропилитизированных эффузивах видна реликтовая порфировая структура, обусловленная сохранностью псевдоморфоз вторичных минералов по первичным вкрапленникам.

Пространственно пропилитизация приурочена главным образом к низам разреза вулканогенных пород, к горизонту вулканогенно-осадочных андезитовых по составу пород. Перекрывающие их потоки

андезитов пропилитизацией уже не затронуты. Граница между пропилитами и свежими породами на некоторых участках резкая. В других частях разреза андезитовые потоки, перекрывающие вулканогенно-осадочный комплекс, содержат тонкие прослойки андезитовых осадочных брекчий. Пропилитизация в таких участках «подымается» выше по разрезу. Есть, однако, площади, где пропилитизация отсутствует и в самом низу разреза, и наоборот, как, например, в районе Хайланд Лэйк, весь разрез сложен пропилитизированными андезитовыми брекчиями.

В ранних брекчиях оснований вулканогенного разреза представлены все члены кальциевой серии пород — от оливинового базальта до риолита, хотя, как отмечалось, преобладают здесь андезиты.

Г. Уилшир приводит следующие характеристики поведения отдельных минералов при пропилитизации.

Оливин полностью изменяется в агрегат магнетита, кальцита и кварца. Кроме кальцита обычно присутствует еще один (или более) карбонат. В некоторых случаях совместно с магнетитом наблюдается хлорит.

Ромбический пироксен также целиком замещается смесью хлорита, минералов группы монтмориллонита, кальцита и кварца. Иногда он полностью замещен хлоритом. Моноклинный пироксен полностью или частично превращается в агрегат хлорита, карбоната и эпидота или же хлорита, карбоната и магнетита или гематита. Карбонат обычно представлен кальцитом. Некоторые псевдоморфозы целиком состоят из кальцита или минерала из группы монтмориллонита и хлорита.

Амфибол при пропилитизации полностью замещается хлоритом, кальцитом и эпидотом (+ магнетит). Эпидот встречается в виде мелких зерен, сохраняющих следы спайности амфибола. Некоторые псевдоморфозы состоят из хлорита, эпидота и минерала из группы монтмориллонита. В случае гидротермального изменения кислых пород обычным является серицит, также в ассоциации с эпидотом, кварцем или кальцитом и минералом монтмориллонитовой группы.

Биотит, как это наблюдается почти во всех регионах, и здесь является самым устойчивым из темноцветных минералов. В пропилитизированных андезитах и дацитах биотит замещается одним или несколькими минералами из группы монтмориллонита в ассоциации с хлоритом и эпидотом. Встречаются карбонат и серицит. В измененных риолитах биотит замещается мусковитом или мусковитом и эпидотом, или магнетитом.

Характер изменения плагиоклаза во многом зависит от состава породы, подвергающейся гидротермальному изменению. При пропилитизации андезитов вторичный агрегат наиболее часто состоит из кальцита, светло-зеленого минерала монтмориллонитовой группы и кварца.

Эпидот и клиноцоизит образуют псевдоморфозы по плагиоклазам гранодиоритов, дацитов и некоторых риолитовых обломков. В псев-

доморфозах по плагиоклазам андезитов эпидот и клиноцоизит весьма редки. Очень часто плагиоклазы кислых пород или андезитов и оливиновых базальтов в контакте с кислыми породами замещаются серицитом.

Калиевый полевой шпат при пропилитизации замещается лишь частично. Вторичные агрегаты почти всегда содержат серицит, кальцит, эпидот и клиноцоизит.

Кварц, магнетит и апатит, как правило, изменениям при пропилитизации не подвергаются.

В пропилитизированных породах Эббете Пасс Г. Уилшир [124] наблюдал пустоты, выполненные агрегатами вторичных «пропилитовых» минералов, которые он объяснял как выполнение газовых пузырьков. Среди вторичных минералов им указываются хлорит, серицит, кварц, кальцит, опал. Вне зон пропилитизации подобные же газовые пузырьки выполнены монтмориллонитовым минералом и иногда опалом.

Микролитовая масса вулканических пород, стекловидная в неизмененных разностях, в пропилитах превращается в полнокристаллический агрегат. Среди вторичных минералов различаются кварц, кальцит и в контакте с кислыми породами — серицит. Микролитовая масса кислых пород замещается серицитом, кварцем и кальцитом.

Как и для пропилитов других регионов, для пропилитов Эббете Пасса характерны прожилки. Преобладают прожилки кальцит-кварцевого состава. В некоторых встречается хлорит, а иногда вместе с кальцитом — цеолит (в одном из случаев — стильбит). Пирит встречается редко и всегда связан с зернистым кварцем. Вне зон пропилитизации в качестве жильного минерала преобладает опал. На поверхности минерализованных трещин устанавливаются хлорит, кальцит, тонкозернистый кварц и эпидот.

В цементирующем материале андезитовых брекчий всегда присутствуют тонкозернистый кварц, серицит, иногда кальцит. Иногда обилен гематит (до 75% цементирующей массы).

Оруденения в связи с гидротермальными изменениями не наблюдаются.

Посторогенные формации. Месторождения «Соррег порфугу», среди которых можно назвать известные месторождения штатов Аризона, Нью-Мексико, Юта (Ахо, Майами, Багдад, Рэй, Бисби, Моренси и многие другие), Бингхем в шт. Юта, Эли в шт. Невада и др., размещаются, как указывалось выше, в миогеосинклинальной, по Ф. Кингу, зоне молодого складчатого пояса Северной (и, кстати, и Южной) Америки.

Общей геологической особенностью всех месторождений этого типа, в том числе и южноамериканских (Чуквикамата в Чили, Церро-де-Паско в Перу и др.), является их тесная связь с ларамийским магматизмом периода так называемой Великой деформации, имевшей место в позднем мелу — раннем палеогене. Магматизм этого периода проявляется в виде излияния огромных масс кислых эффузивов и извержения их пирокластических аналогов и во внедрении в толщу

этих кислых вулканитов субвулканических интрузий гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров (кварцевых монцонитов в американской номенклатуре) и других сходных пород. Нередко оказывается трудным проследить границы между интрузивными и эффузивными породами. В целом, весь пояс ларамийского вулканизма — плутонизма весьма сходен с так называемыми наложенными вулканогенными поясами, для которых наиболее характерной является «порфировая» формация (или точнее группа формаций). В пределах западной дуги Тихоокеанского подвижного пояса аналогичные образования характерны для Восточно-Сихотэ-Алиньского (Приморского) и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов.

Рассмотрим проявления пропилитизации и соотношения пропилитизации и медно-порфирового оруденения на важнейших месторождениях миогеосинклинальной зоны на западе Америки.

Месторождение Ахо (шт. Аризона). Руды этого месторождения залегают в гидротермальноизмененных кварцевых монцонитах [94]. Гидротермальные изменения проявляются на гораздо большей площади, чем оруденение, приуроченное к двум главным зонам.

Наиболее ранним изменением кварцевых монцонитов является их ортоклазизация и биотитизация. В результате формируются почти пегматитообразные биотит-ортоклазовые метасоматиты, локализованные в главных трещинных зонах массива; совместно с ортоклазом и биотитом в этих же зонах образуется и некоторое количество магнетита.

Следующим по времени проявления процессом является пропилитизация, которая захватывает почти весь массив. В эту стадию, или, точнее, период, поскольку процесс представляется непрерывным, происходит альбитизация и серицитизация плагиоклаза (за счет распада анортитовой молекулы) и замещение Fe-Mg-минералов хлоритом и эпидотом.

Рудные минералы на месторождении представлены пиритом, халькопиритом и борнитом; в небольших количествах присутствуют тетраэдрит, молибденит, сфалерит.

Если пирит является обычным вкрапленным минералом пропилитов, то халькопирит и борнит распространены преимущественно в виде более поздних, чем пропилиты, прожилков, главным образом в зонах развития ортоклазовых метасоматитов.

Месторождение Ахо весьма напоминает месторождение Сухое на Камчатке. Сходство проявляется как в составе дорудных метасоматитов — пропилиты и ортоклазовые метасоматиты, их зональности — ортоклазовые метасоматиты с биотитом и магнетитом слагают наиболее ранние и высокотемпературные околотрещинные зоны, так и в составе руд — развитие халькопирита и гипогенного борнита.

Месторождение Багдад [38] размещается в штоке кварцевого монцонита, интрузирующего докембрийские амфиболиты, сланцы и интрузивные породы, а также позднемеловые — раннетретичные риолитовые туфы и риолитовые дайки, развитые в пределах поля

развития туфов. В свою очередь кварцевые монцониты прорываются дайками диоритовых порфиров, которые также иногда вмещают оруденение.

Гипогенные сульфиды на месторождении представлены халькопиритом, пиритом и молибденитом. Молибденит присутствует в кварцевых прожилках, более молодых, чем халькопиритовые. Сульфидная минерализация приурочена к центральной гидротермальноизмененной части штока кварцевых монцонитов, однако оруденение не является равномерным. Среди безрудных участков выделяются богатые рудные скопления, имеющие в плане неправильные изометрические контуры.

Неизменные кварцевые монцониты, обнаруживающие переходы к гранодиоритам, сложены Са-олигоклазом или андезином, ортоклазом, развивающимся в интерстициях между зернами плагиоклазов, кварцем, также в интерстициях или в графических срастаниях с ортоклазом, биотитом и роговой обманкой. Акцессорные — сфен, апатит, магнетит, циркон.

Общим типом изменения кварцевых монцонитов является пропилютоподобное хлорит-серицитовое изменение. При этом плагиоклаз становится значительно более натровым (альбитом или Na-олигоклазом), биотит обезжелезивается, светлеет и становится магнетальным. В неизменных кварцевых монцонитах показатель преломления его колеблется в пределах 1,635—1,645, в пропилютитизированных 1,605—1,625. Серицит, по Т. Ловерингу, относится к гидрослюдам ($Nm = 1,595 \pm 0,005$). Ортоклаз содержит избыточное количество плагиоклазовой (Ab) молекулы.

Вдоль трещинных зон в пропилютитизированных кварцевых монцонитах проявляется ортоклазизация. Ортоклаз совместно с кварцем образует здесь прожилки, содержащие призмочки апатита.

Можно предполагать, что подобные кварц-ортоклазовые прожилки являются аналогами синхронных пропилютитизации кварц-эпизодитовых прожилков, в которых ортоклаз часто также обычен.

Кроме таких синхронных пропилютитизации прожилков на месторождении Багдад наблюдаются и околотрещинные зоны кварц-серицитовых метасоматитов (также с ортоклазом). Эти метасоматиты слагают выступающие в рельефе так называемые «ребра», т. е. окварцованные зоны, мощностью 3—6 м.

Оруденение, представленное на месторождении пиритом, халькопиритом и молибденитом (с примесью галенита, сфалерита и барита), является более поздним, чем гидротермальные изменения. Оно обнаруживает концентрацию в центральных частях штока. Метасоматиты, слагающие «ребра» в северо-западной окраине штока, находятся за пределами рудоносного контура этого штока.

Месторождение Каствл-Дом (шт. Аризона) размещается в штоке гидротермальноизмененных кварцевых монцонитов. Среди гидротермальных изменений отчетливо различаются три типа — пропилютитовое и аргиллитовое дорудные и кварц-серицитовое, часто с адуляром, рудное, развитое около кварц-пирит-халькопиритовых жил.

Пропилитизация проявляется в замещении первичных биотита и плагиоклаза агрегатом серицита, эпидота, клиноцоизита, хлорита, кальцита и лейкоксена. Кварц, ортоклаз и апатит изменяются мало. Сфен и ильменит замещаются лейкоксеном. За счет Ti , содержащегося в биотите, образуются зерна рутила и лейкоксен.

Гидротермальная аргиллизация проявлена гораздо уже, чем пропилитовое изменение, и поражает лишь отдельные участки в поле пропилитизации. Плагиоклаз при этом замещается глинистыми минералами — гидрослюдами и монтмориллонитовыми глинами. Ортоклаз и биотит местами также аргиллизуются, но биотит часто остается свежим. Сфен, ильменит-лейкоксен и апатит также разрушаются.

С участками аргиллизации совпадает и проявление рудной минерализации. При этом вокруг кварц-пиритовых с халькопиритом жил, пересекающих аргиллизированные породы, наблюдаются каемки мощностью до 3 см, сложенные почти нацело серицитом с небольшим количеством кварца, пирита и адуляра. Однако в рудных жилах адуляр отсутствует.

Аналогичные соотношения дорудных пропилитизации и аргиллизации с околорудной серицитизацией характерны и для месторождений Рэй и Майам в шт. Аризона, Морэнси, Бисби, Сан-Мануэль, Бингхэм в шт. Юта, Чайно (Chino copper deposit, Santa Rita) в шт. Нью-Мексико, Кананеа и Цакатекас в Мексике.

Дорудные пропилитизация и аргиллизация весьма характерны также и для месторождения Эли в Неваде. По кварцевым и бескварцевым монцонит-порфирам здесь развиваются гидробиотит, флогопит, альбит, хлорит, эпидот, рутил, лейкоксен и глинистые минералы — бейделлит, аллофан, каолинит и диккит, нонтронит, гидрослюды. Полностью измененные в участках аргиллизации породы представляют собою агрегат аллофана, каолинита и серицита (гидросерицита?).

Различаются максимально измененные разновидности «порфиров», так называемые «рудные порфиры», и менее измененные (Peanut). Как и на месторождениях Аризоны, здесь наблюдаются синхронные пропилитизации кварц-биотит-ортоклазовые прожилки, образовавшиеся за счет растворения и переотложения компонентов «порфиров» при пропилитизации.

Рудная стадия минерализации, представленная жилами кварца с сульфидами, является, однако, и здесь более поздней, чем пропилитизация и аргиллизация. Вдоль рудных прожилков наблюдается серицитизация дорудных метасоматитов. Имеющиеся факты не показывают, что руды связаны с каким-либо специфичным типом гидротермального изменения. Более того, указанное выше соотношение процесса оруденения и гидротермального изменения пород приводит к тому, что, как отмечает Г. Шварц, измененные породы и руды не обязательно являются соседями. Иногда руды залегают и в совсем неизмененных породах.

Закачивая характеристику пропилитов, связанных с ними

других типов измененных пород и отношений между пропилитами и оруденением на месторождениях медно-порфировых руд, остановимся на весьма своеобразных железорудных образованиях и метасоматитах района Айрон-Спрингс в шт. Юта, описанных И. Ингерсоном и Д. Маккином [14].

Кварц-монцонитовые порфиры района Айрон-Спрингс отчетливо подразделяются на три разновидности, образующие относительно контактов интрузивного массива три concentрические зоны. Самая внешняя, или периферическая, оболочка массива сложена свежими разностями кварцевых монцонит-порфиров. Наблюдаются неизменные черный биотит и роговая обманка или авгит. Центральная часть интрузивного тела сложена гидротермальноизмененным порфиром. Биотит и роговая обманка почти полностью преобразованы в агрегат магнетита, калиевого полевого шпата (ортоклаза? — *М. В.*) и хлорита. Август полностью или частично замещен бледно-зеленым волокнистым уралитом. Сравнительно с составом исходного кварцево-монцонитового порфира здесь увеличивается содержание магнетита и калиевого полевого шпата. Содержание новообразованного хлорита — 6%.

Вновь образовавшийся гидротермальный парагенезис близок к высокотемпературным актинолитовым ортоклазсодержащим парагенезисам пропилитов.

Зона между слежей периферической оболочкой и внутренней пропилитизированной частью интрузивного массива характеризуется развитием системы многочисленных минерализованных трещин первичного растяжения. Это зона так называемых «зальбандовых трещин». Мощность измененных зальбандов трещин колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Для них характерно еще более резкое, чем во внутренней зоне, обогащение калиевым полевым шпатом и падение содержания магнетита. Содержание плагиоклаза и кварца такое же, как в пропилитах ядра.

Извлеченное из зоны зальбандов железо было отложено в трещинах либо в виде отдельных кристаллов магнетита на стенках, либо в виде магнетитовых жил, достигающих мощности 6 м. Этот же магнетит слагает и тела так называемого контактового замещения.

Приведенный пример показателен с точки зрения выяснения природы пропилитизации и ее соотношения с оруденением в месторождениях типа «соррег порфугу». Нетрудно видеть, что магнетитовое оруденение, пропилиты и ортоклазовые метасоматиты района Айрон-Спрингс являются аналогами продуктов дорудного (до медно-молибденового) метасоматоза таких месторождений, как Ахо и ему подобные, относящихся к типичным «соррег порфугу». На месторождении Айрон-Спрингс, однако, не проявлена эта более поздняя рудная стадия, и, несмотря на наличие пропилитов и ортоклазовых метасоматитов, мы наблюдаем здесь только синхронный метасоматическим изменениям кварцевых монцонит-порфиров магнетит. Этот последний пример, таким образом, со всей убедительностью доказывает, что пропилитизация и связанные с нею метасоматические

изменения ни в коем случае не могут рассматриваться как изменения околорудные.

Выше мы рассмотрели соотношения пропилитизации и оруденения на месторождениях, связанных с ларамийской порфировой магматической формацией. Мы указывали, однако, что сходные по геологической позиции и связи с порфировой формацией месторождения известны и в миоцене Боливии, для которой миоцен является как бы аналогом раннетретичного периода Великой деформации в молодом складчатом поясе Северной Америки, а также в Андах Перу и Чили.

Наиболее характерными рудными образованиями миоценового возраста в Боливии являются знаменитые серебро-оловянные месторождения типа Оруро и Потози. Рассмотрим взаимоотношение пропилитов и руд на одном из этих месторождений — Потози — по материалам С. Яскольского [69].

Серебро-оловянные руды месторождения Потози залегают в гидротермальноизмененных микрогранодиоритах и гранодиорит-порфирах, характерных для миоценовой порфировой формации Боливии, аналогичных интрузивным породам месторождения Оруро, и во вмещающих вулканогенных породах.

Интрузивная порода Потози, указывает С. Яскольский, представлена двумя категориями, находящимися в различных стадиях превращения. Одна из них, развитая повсеместно и не связанная с рудными жилами, вызвана воздействием на микрогранодиориты процесса пропилитизации, выражающегося главным образом в хлоритизации и развитии гидрослюд. Другая, более локально проявленная, наложенная («телескопированная») на первую, проявляется в силицификации, пиритизации и серицитизации, а иногда и алунитизации более ранних пропилитов (лишенных пирита). С. Яскольский видит в пропилитах Потози аналогов пропилитов Венгрии, где пропилитизация характерна как для районов развития золоторудных жил, так и для районов, где этих жил нет.

Области разгрузки современных глубинных гидротерм

В заключение обзора наиболее молодых пропилитов Тихоокеанского подвижного пояса рассмотрим зеленокаменно-метаморфические породы в так называемых областях разгрузки современных глубинных гидротерм. Такие области к настоящему времени достаточно детально исследованы бурением на Камчатке (Паужетские и Паратунские горячие источники), в Северной Америке (Иеллоустонский парк, Стимбот Спрингс в Неваде, Калифорния) и Новой Зеландии (Вайракей). Имеются также некоторые данные о характере глубинного гидротермального метаморфизма и на вулканах Курильских островов. Одновременно остановимся и на особенностях гидротермального метаморфизма четвертичных базальтов Восточной Исландии, поскольку данные этого региона в значительной мере дополняют наши представления об общей эволюции четвертичного метаморфизма,

выведенные при изучении этого явления по материалам Тихоокеанского подвижного пояса.

На Камчатке в районе Паужетских горячих источников, по данным С. И. Набоко и Б. И. Пийпа [30], буровой скважиной до глубины 800 м вскрыты гидротермальноизмененные породы (главным образом туфы дацитового и андезитового состава), характеризующиеся следующей вертикальной метасоматической зональностью.

У поверхности в интервале 0—5 м имеет место каолинизация вулканогенных пород. От 30 до 240 м проявляются цеолитизация и фельдшпатизация. От 240 до 800 м наблюдается пропилитизация.

Породы, подвергшиеся каолинизации, полностью превращены в тонкодисперсные глины часто с сохранившейся структурой лавы или туфа. Основным минералом глин является каолинит. Нижний горизонт зоны каолинизации обогащен пиритом. Здесь же к каолиниту примешиваются минералы группы монтмориллонит-бейделлита.

В зоне цеолитизации, по данным С. И. Набоко и Б. И. Пийпа, наблюдаются две подзоны: верхняя (50—150 м) с максимальным развитием адуляра и нижняя (150—200 м), в которой адуляризация проявлена слабо. Цеолитизация развивается по тонкообломочному материалу туфа. Реже цеолиты выполняют трещины и пустоты. В интервале 100—150 м количество цеолита достигает 50% от всей массы породы. С. И. Набоко и Б. И. Пийп определили его как ломонтит ($-2V = 32-40^\circ$; $Ng = 1,513$; $Np = 1,507$; $Ng - Np = 0,006$).

В интервале 200—250 м совместно с ломонтитом встречаются лучистый цеолит ($-2V = 24-29^\circ$; $cNg = 27-33^\circ$; $Ng = 1,514$; $Np = 1,505$), адуляр, кальцит, хлорит и апатит.

В развитии адуляра по вертикали отмечаются следующие особенности. В самом верхнем горизонте интервала 50—150 м он наблюдается в форме скелетных образований, развивающихся в пустотах, вероятно, на месте плагиоклаза. Глубже адуляр замещает плагиоклаз; одновременно с адуляром при этом образуется кальцит. С. И. Набоко и Б. И. Пийп приводят следующие константы адуляра: $-2V = 68-70^\circ$; $Ng = 1,525$; $Np = 1,519$.

Хлорит в зоне цеолитизации редок. Рудные минералы — гематит и развивающийся по нему мушкетовит, а также лейкоксенизированный ильменит. Пирит в зоне цеолитизации редок и находится в виде кубических метакристаллов и скелетных образований.

В зоне пропилитизации, начинающейся на глубине 250 м и прослеживающейся до забоя скважины (800 м), новообразования цеолита и адуляра встречаются реже. Для этой зоны характерны хлорит, кальцит и пирит. Наблюдается локальное обогащение пропилитизированных пород гидрослюдой, гипсом, ангидритом, цеолитом, кварцем и халцедоном. В основании зоны пропилитизации (670—800 м) С. И. Набоко и Б. И. Пийп отмечают появление единичных зерен эпидота, а также иногда и альбитизацию плагиоклаза*.

* Исследования последних лет [29] позволили С. И. Набоко «поднять» верхнюю границу среднетемпературной (с образованием эпидота) пропилитизации до 60 м от дневной поверхности.

В плотных кристаллокластических дацитовых туфах пропилитизация проявляется слабо и выражается главным образом в развитии в пустотах пород хлорита, кальцита, цеолита, кварца, гипса и ангидрита. Выполнение пустот имеет зональный характер. По их периферии наблюдается кайма рудного минерала, а затем хлоритовая, и в центре — кальцит, иногда с гипсом и ангидритом. Сама порода (кристаллокластический дацитовый туф) при пропилитизации остается свежей.

Рудные минералы в зоне пропилитизации представлены пентагон-додекаэдрическим пиритом и мушкетовитизированным гематитом. Ильменит замещен лейкоксеном; наблюдаются также анатаз, брукит и реже рутил.

Спектральными анализами во всех трех зонах гидротермального изменения, по данным С. И. Набоко и Б. И. Пийпа, установлены свинец, молибден, медь, серебро, цинк, кобальт, никель, хром и другие элементы, однако каких-либо концентраций рудных компонентов в местах разгрузки современных гидротерм не наблюдается.

Изучением пропилитизированных пород Паужетки занимался также В. Л. Русинов. В своих исследованиях он пришел к выводу о том, что эпидот в гидротермальноизмененных породах Паужетских терм является экзотическим минералом и что он был привнесен в обломочные вулканогенные породы четвертичного возраста при разрушении третичных метаморфизованных (пропилитизированных — М. В.) толщ и сохранился в ходе современной пропилитизации в качестве метастабильной фазы. То же самое относится и к альбиту.

В дополнение к минералогической характеристике пропилитов Паужетки В. Л. Русинов описывает ранее здесь не отмечавшийся пренит. Наблюдаются две разновидности пренита — волокнистый и пластинчатый. Пластинчатые кристаллы пренита величиной в сотые доли миллиметра образуют скопления в серицитизированном туфе. Сферолиты волокнистого пренита сложены очень тонкими волокнами, сростающимися веерообразно. Пренит в пропилитизированных дацитах Паужетки образует друзы кристаллов (до 0,3 мм) в пустотах, розетки, метасоматически замещающие вкрапленники плагиоклаза, отдельные зерна и сфероиды в основной массе и, наконец, прожилки совместно с ломонитом.

Хорошо изучены, как отмечалось, гидротермальные изменения пород, как поверхностные, так и глубинные, на некоторых термальных полях Северной Америки. В Йеллоустонском заповеднике в пределах Верхнего бассейна отмечается следующая вертикальная зональность гидротермального метаморфизма [30, 118]. У поверхности (0—18,5 м) наблюдается зона окремнения. Характерен, хотя и редко встречающийся, опал. Нижняя глубина распространения опала 26 м. Д. Уайт указывает также как редко встречающиеся минералы каолинит и сульфаты (? , не алунит). В интервале 18,5—20,4 м установлены кварц, ортоклаз, опал, кальцит и гётит, которые цементируют обломки риолитов. Ниже 20,4 и до 62,6 м располагается зона цеолитизации, причем в интервале 20,4—28,3 м развит или преобла-

дает гейландит, а от 28,3 до 62,6 м — анальцим. Ниже 62 м располагается зона ортоклазизации (адуляризации) и окварцевания. В верхней части зоны преобладают жильные кварц и ортоклаз, в нижней они метасоматически развиваются в дацитах и риолитах. Кроме кварца и адуляра в породах зоны глубинного метаморфизма развивается хлорит. Рудные минералы представлены здесь главным образом гётитом и гематитом. Пирит встречается реже (главным образом в средних и нижних горизонтах скважины).

Рудные минералов в пропилитовых бассейнах Верхнего Йеллоустонского парка не обнаружено. Д. Уайт указывает лишь на наличие неопределенного «желтого сульфида» (аурипигмента?) в прожилке на глубине 28 м.

Весьма четко проявленная зона пропилитизации наблюдается на глубине в районе горячих источников Стимбот Спрингс в Неваде [118]. Для гидротермальноизмененных пород (гранодиоритов) у поверхности характерны опал, минералы группы каолинита, алунит, самородная сера. На глубине ниже 45,7 м развиваются иллит, серицит, монтмориллонит, хлорит, адуляр, кальцит, кубический и октаэдрический пирит, кварц, т. е. весь набор минералов низкотемпературных пропилитов. Цеолиты редки. Для пропилитов Стимбот Спрингса характерны жилы и прожилки, сложенные кальцитом и кварцем.

Рудные минералы в пределах термальных полей источников Стимбот Спрингс представлены киноварью и антимонитом, но концентрации этих минералов, которые можно было бы назвать рудами, в пределах исследованной зоны отсутствуют, хотя, как пишет Д. Уайт, они присутствуют в измененных породах в виде жил, не отличимых от жил месторождений. В целом киноварь характеризуется исключительно поверхностным распространением. Антимонит встречается в прожилках и полосах до глубин немногим более 30,5 м. В пропилитах ни тот, ни другой не встречены. Интересно, что в широко известном месторождении серы и ртути (киновари) Салфер Бэнк в Калифорнии, связанном с горячими источниками, пропилитовое изменение андезитов на глубине вообще не наблюдается. Широко развиты только поверхностные кислотные изменения — опализация и каолинизация. На глубине в свежих породах наблюдаются жилы кварца, халцедона, кальцита и глинистых минералов. Киноварь в Салфер Бэнк присутствует в кислотоизмененных породах в виде вкрапленности, а также в виде прожилков совместно с кварцем, халцедоном, марказитом и кальцитом среди пород, не подвергшихся гидротермальным изменениям.

В связи с исследованиями областей глубинной разгрузки современных гидротерм Калифорнии следует упомянуть также полученные в самое последнее время данные Д. Уайта, Е. Андерсона и Д. Груббса [120] о результатах глубинного бурения в Южной Калифорнии около оз. Салтон. Скважина пробурена до глубины около 1750 м и вскрыла высокотемпературный (более 270°) крепкий хлоридно-калиево-кальциево-натровый рассол с необычно высоким

содержанием калия, лития и тяжелых металлов *. Среди последних установлены серебро, медь и другие элементы рудных месторождений. По данным полуколичественного спектрального анализа (по Д. Уайту, Е. Андерсону и Д. Груббсу), осадок из рассола содержит следующие элементы (табл. 2).

Таблица 2

Элемент	%	Элемент	%
Si	Много	Bi	0,005
Al	0,7	Co	0,0001
Fe	7,0	Cr	0,0002
Mg	0,015	Cu	20,0
Ca	0,7	Ga	0,02
Na	1,0	Ge	0,001
K	1,0	Ni	0,0001
Ti	0,0015	Pb	0,02
Mn	0,5	Sb	0,3
Ag	2,0	Sn	0,0007
As	0,15	Sr	0,007
B	0,15	Y	0,0005
Ba	0,015	Yb	0,0002
Be	0,07		

Рентгеноструктурный анализ показал, что осадок состоит преимущественно из аморфного борнита.

Характерна и метасоматическая колонка (табл. 3) измененных пород (глинистых сланцев и алевролитов), в которых залегают эти рассолы [120].

Таблица 3

Глубина, фут.	Средний валовой уд. вес	Минералы в порядке убывающего содержания
4477	2,47	Хлорит, К-полевой шпат, К-слюда, кварц, альбит
4484	2,53	К-полевой шпат, кварц, хлорит, К-слюда, альбит
4662	2,52	Кварц, К-полевой шпат, хлорит, альбит, пирит
4917	3,18	Эпидот (>60%), кварц, полевые шпаты, пирит
4923	2,62	Кварц, хлорит, альбит, эпидот, пирит

К сожалению, природа такого зеленокаменного пропилитового метаморфизма не ясна. Как указывают авторы, метаморфизованные таким образом породы могут относиться либо к древним породам

* В этой статье авторы предполагают за этими рассолами природу первичного эндогенного магматогенного раствора. Позднее Д. Уайт [121] отказался от этой точки зрения. Высокие концентрации К, Na, Ca и Cl обусловлены растворением поверхностными водами солей наносов позднечетвертичного и четвертичного возраста.

фундамента, либо к продуктам современного метаморфизма третичных пород. Д. Уайт, Е. Андерсон и Д. Груббс придерживаются точки зрения о современном метаморфизме молодых пород. Однако, по их мнению: «Глубинные породы относятся к метаморфическим (а не гидротермальноизмененным — *М. В.*), даже если бы рассолы вызвали чисто химические изменения». Основан такой вывод на сравнении изменения удельных весов пород с глубиной, которые увеличиваются, как это бывает при динамическом метаморфизме, а не уменьшаются, как при метаморфизме гидротермальном.

В пределах Тихоокеанского подвижного пояса нам осталось рассмотреть только характер гидротермального метаморфизма в области разгрузки глубинных гидротерм термального поля Вайракей в Новой Зеландии [97]. Здесь, в центральной части Северного острова, развиты плагиориолиты, обсидианы, лапиллиевые туфы, туфогенные песчаники и риолиты. У поверхности наблюдается сернокислотное разложение пород. В интервале от 0 до 12 футов развиваются каолинит и опал. Рудный минерал — лейкоксен. От 12 до 20 футов наблюдается лишь частичная каолинизация. В качестве неизмененных реликтов присутствует нераскристаллизованное стекло. В интервале 20—70 футов все стекло изотропное, однако свежих плагиоклазов (кислый андезин) нет. Совместно с каолинитом здесь присутствуют алунит и пирит. Глубже 80 футов начинается зона монтмориллонитизации, также с пиритом; здесь же встречается сидерит и, как указывает Д. Уайт, некоторое количество хлорита.

Ниже зоны монтмориллонитовых глин располагается зона цеолитизации. Она простирается на глубину от 30 до 70 футов и характеризуется развитием главным образом птилолита, отчасти гейландита, анальцима и вайракита. В некоторых скважинах цеолитовая зона отсутствует, и вместо цеолитов наблюдаются небольшие количества вторичного альбита и кварца.

Наиболее глубокой зоной в Вайракей является зона адуляризации. Адуляр и вторичный кварц развиваются здесь по плагиоклазам. Присутствует также пренит.

Какие-либо рудные минералы, кроме пирита, в Вайракей отсутствуют.

В связи с проблемой молодых (современных) пропилитов и для выявления особенностей их минерального состава здесь же необходимо остановиться и на данных, полученных при разбурировании термальных полей Исландии, хотя бы мы и нарушили при этом принцип порегионной характеристики пропилитов.

Г. Сигвалдасон приводит наблюдавшиеся им особенности зеленокаменного метаморфизма в районе Рейкьявика и Хверагарди. В районе Рейкьявика пробурен ряд скважин, одна из которых достигла глубины 2200 м. Эта скважина прошла 110—120 м по совершенно свежим плейстоценовым оливиновым долеритам и почти на всю мощность вскрыла залегающие под ними третичные базальты. Изменения начинаются с монтмориллонитизации в кровле третичных базальтов (несколько десятков метров). Монтмориллонит ассоциирует

с обильным кальцитом и цеолитами. На глубине 176—185 м среди последних был определен морденит.

Ниже зоны монтмориллонитизации характерным является хлорит. С хлоритом ассоциируют альбит, кварц, кальцит и ломонтит. Хлорит, альбит и кальцит прослеживаются до самого забоя скважины. Альбит замещает плагиоклаз более или менее полностью. Кварц, как правило, наблюдается в виде хорошо образованных призм и находится в прожилках и амигдалоидных пустотах. В основной массе кварц не обнаружен. Кальцит слагает амигдалоидные трещинки, а также замещает другие минералы. Ломонтит появляется с глубины 160 м и далее становится наиболее распространенным цеолитом.

На интервале 820—1650 м обнаружены тонкозернистые агрегаты коричневатого нонтронита, рассеянные в основной массе. Пумпеллит был обнаружен сразу же под плейстоценовыми оливиновыми долеритами и прослежен на глубину 200 м. Клиноцоизит спорадически присутствует в небольших количествах в интервале 200—660 м.

Эпидот впервые отмечен в виде нитевидных прожилков с кальцитом на глубине 900 м. С глубиной количество эпидота увеличивается. На большой глубине эпидот уже замещает основную массу, и кристаллы его достигают 1—2 мм.

В Хверагарди, в 50 км от Рейкьявика, развиты туфы и лавы базальтов, прорванные мелкими интрузиями риолитов. Скважины пробурены здесь до глубины 1200 м. Как и в Рейкьявике, только верхние 100—200 м скважины прошли в четвертичных породах. Глубже 100—200 м они входят в гидротермальноизмененные третичные базальтовые лавы. У самой поверхности здесь наблюдается маломощная зона каолинизации, сразу же сменяющаяся зоной монтмориллонитизации, прослеживающейся до глубины 100 м. Ниже 100 м к монтмориллону прибавляется хлорит. Широко развиты также кальцит и цеолиты (в интервале 225—250 м это ломонтит).

Эпидот в Хверагарди встречен на глубине более 400 м. Пумпеллит прослеживается в третичных породах на глубину почти до 600 м (от поверхности).

Приведенные выше особенности размещения вторичных минералов по вертикали Г. Сигвалдасон объясняет вертикальной зональностью, возникшей при современном гидротермальном метаморфизме. Надо заметить, однако, что каких-либо доказательств современности перечисленных выше парагенезисов у автора нет. Весьма вероятно, и Г. Сигвалдасон также имеет это в виду, что в разрезах по скважинам в Рейкьявике и Хверагарди мы наблюдаем весьма типично проявленную третичную пропилитизацию третичных базальтов.

Интересно, что заведомо третичный гидротермальный метаморфизм третичных базальтов в Восточной Исландии (Берифиорд) до некоторой степени сходен с описанным выше и, если отличается от него, то только в сторону более низкотемпературной ступени.

По данным Г. Уолкера [116], в районе Берифиорда развиты мощные покровы третичных толеитовых лав, включающих отдельные горизонты оливиновых базальтов. И те, и другие базальты содержат большое количество минералов, выполненных цеолитами, среди которых установлены анальцит (развит очень широко), шабазит (очень широко), эпистильбит (обычен), эрионит (редок), жисмондин (редок), гейландит (очень широко), ломонтит (обычен), левин (обычен), мезолит (очень широко), морденит (очень широко), филлипсит (обычен), сколецит (очень широко), стильбит (очень широко), томсонит (очень широко).

Кроме цеолитов в гидротермальноизмененных породах установлены: апофиллит (обычен), арагонит (редок), кальцит (очень широко), селадонит (обычен), халцедон и опал (очень широко), хлорит (обычен), эпидот (редок), кварц (очень широко).

Ассоциации вторичных минералов в оливиновых базальтах резко отличаются от таковых и в толеитовых лавах.

В оливиновых базальтах среди цеолитов преобладают разности, бедные кремнеземом — томсонит, шабазит, анальцит, мезолит, левин, филлипсит. Совместно с цеолитами присутствуют кальцит, апофиллит и гиrolит.

Нижняя зона богата мезолитом и сколецитом. Цеолитизация здесь очень интенсивна, и количество минеральных видов огромно. Мезолит и сколецит сопровождаются шабазитом, томсонитом, анальцитом, стильбитом, гейландитом и иногда левинитом и ломонтитом. Цеолиты в этой зоне не образуют амигдалоидов, но находятся в самой породе между петрогенными минералами часто в виде продуктов замещения плагиоклазов.

Выше мезолитовой располагается 500-футовая анальцитимовая зона. Мезолит встречается и здесь, но количество его мало. Менее распространены также стильбит, гейландит и другие минералы. Наиболее характерен для зоны анальцитим.

Выше анальцитимовой зоны широкое развитие получают шабазит и томсонит, другие цеолиты развиты меньше. Интенсивность цеолитизации в шабазит-томсонитовой зоне вообще меньшая, чем на глубине. Это и самая верхняя из зон; в зоне восточных фиордов она протягивается до вершин гор.

В толеитовых лавах особенно характерно развитие стильбита и гейландита. Анальцит, филлипсит, левин, жисмондин и гиrolит здесь не обнаружены.

Нижняя зона характеризуется новообразованиями цеолитов (стильбит, гейландит, сколецит и эпистильбит), кварца и халцедона. Выше залегает зона халцедона, кварца, морденита, хлорофенита и селадонита. Верхняя часть толеитовых покровов новоминералобразований не содержит.

Из рассмотрения примеров глубинного гидротермального метаморфизма, приведенных Г. Уолкером, мы видим, что третичные изменения в третичных лавах Восточной Исландии, представляющие собою своеобразную цеолитовую пропилитизацию, в целом напоминают

цеолитовую зону метаморфизма в Рейкьявике и Хверагарди по Г. Сигвалдасону. Верхние горизонты этих цеолитовых пропицитов содержат элементы монтмориллонитовой зоны (хлорофенит, селадонит), нижние — эпидотовой (эпидот).

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Балканы и Восточная Европа

Вулканогенные формации и их рудоносность

Классические проявления пропицитизации известны на территории Балканского полуострова и Восточной Европы для двух главных вулканогенных формаций. Одна из них раннегеосинклинальная, по возрасту позднемеловая — палеогеновая, другая орогенная, главным образом неогеновая.

Раннегеосинклинальная формация. Вулканогенные толщи этой формации образуют в плане протяженную узкую полосу, протягивающуюся начиная от долготы г. Бургаса, через всю территорию Болгарии в широтном направлении по линии Бургас — Стара Загора почти до долготы Софии, где они изменяют простираание на северо-западное и продолжают уже на территории Югославии. Главный массив вулканогенных пород Тимок имеет здесь уже меридиональное направление. Далее к северу позднемеловые — палеогеновые вулканогенные образования не прослеживаются. В тектоническом отношении область развития вулканогенных образований позднего мела — палеогена, или Суббалканско-Среднегорская зона, представляет собою узкий прогиб, располагающийся между двумя крупными жесткими массивами — Мизийской плитой на севере и северо-западе и Македоно-Родопско-Эгейским срединным массивом на юге. Разрез вулканогенной толщи представляет собою переслаивание морских осадков с эффузивами и туфами, т. е. в Суббалканско-Среднегорской зоне прежде всего устанавливается подводный вулканизм. Однако, несмотря на это, геологическая позиция рассматриваемых вулканогенных образований, даже при наличии большого числа обобщающих работ, посвященных анализу тектоники и истории геологического развития Балкан и Восточной Европы, представляется во многом проблематичной. Дело в том, что будучи геосинклинальной по характеру формирования, эта толща, являясь андезитовой по петрохимическим особенностям, соответствует проявлениям вулканизма, присущим стадиям поднятий.

А. Циссарц в книге «Полезные ископаемые Югославии» пишет: «Я бы не мог этот андезитовый вулканизм отнести к геосинклинальному, «начальному вулканизму» («инициальному», по Г. Штилле — М. В.), и в этом отношении присоединяюсь к взглядам Штилле». Сам Г. Штилле указывал, что вулканизм Среднегорско-Суббалканской зоны по составу является не инициальным симатическим, а субсеквентным сиалическим, проявляющимся за счет «литогенной магмы, образовавшейся в литосфере в предшествующую фазу интенсивной

складчатости». В Болгарии того же взгляда придерживается В. Петрашек.

Указанная двойственность геологического характера верхнемеловой — палеогеновой вулканогенной толщи приводит к тому, что различные исследователи, учитывая какую-либо одну из ее особенностей, придают ей самый различный геологический смысл. Так, В. М. Муратов, И. Йовчев, А. А. Малахов считают ее типичным геосинклинальным образованием сенонского цикла развития альпийской геосинклинали Балкан и Восточной Европы, т. е. не учитывают петрохимических особенностей продуктов вулканизма и гетерогенности основания, на котором закладывается Суббалканско-Среднегорский сенонский прогиб. Наоборот, принимая во внимание именно эту гетерогенность цоколя и андезитовый характер вулканизма, другие исследователи (Г. В. Афанасьев, А. Д. Щеглов) квалифицируют Среднегорско-Суббалканскую зону только как зону активизации досенонского гетерогенного складчатого основания Балкан и Восточной Европы. При этом не учитываются геологические процессы в сопряженной с Суббалканско-Среднегорской зоной области, расположенной к югу и западу от системы срединных массивов, разделяющих Тэтис на два (северный и южный) ствола.

В связи со сказанным представляется, что и та, и другая концепция не могут каждая в отдельности отразить действительную геологическую сущность сенонского вулканизма и что при анализе последнего необходимо учитывать более общую особенность развития в альпийском цикле Средиземноморского подвижного пояса в целом. Такой особенностью является сопряженность геологических процессов в северном и южном стволах Тэтиса, разделенных системой внутренних срединных массивов, которая позволяет рассматривать Тэтис на позднемезозойском этапе его развития как систему двойных складчатых дуг.

Наиболее важными проблемами геологического строения Средиземноморского подвижного пояса являются проблема Понтид *, как ее сформулировал К. Н. Паффенгольц, и соотношение Понтид и Таврид (Динариды, Элениды, Тавр, Загрос). К настоящему времени сложилось представление, что развитие Понтид началось уже в юрское время и что молодые палеогеновые и неогеновые вулканогенные и связанные с ними осадочные толщи северного ствола Тэтиса являются конечными продуктами развития длительно проявлявшегося здесь вулканизма. Для Балкан и Восточной Европы такой точки зрения придерживаются В. М. Муратов, А. А. Малахов и И. Йовчев. В применении к Малому Кавказу это положение впервые, видимо, было сформулировано К. Н. Паффенгольцем еще в 1946 г. [33]. Его поддерживают А. Подлак [89] и Г. А. Твалчрелидзе [35]. Развитие Таврид, включающих складчатые структуры Западных

* С запада на восток Понтиды включают Суббалканско-Среднегорскую зону, собственно Понтиды Малой Азии, Аджаро-Триалетию, палеогеновые структуры Южной Армении (Мисхано-Зангезурская зона) и горные цепи Эльбурз в Иране.

Балкан, южного окаймления срединных массивов Малой Азии (собственно Тавр) и цепи Загрос в Иране, рассматриваются В. М. Муратовым, А. А. Малаховым и Г. А. Твалчрелидзе и многими другими как самостоятельный, не связанный с историей Понтида, процесс, отражающий развитие геосинклинали особого типа с «обратным» направлением развития (в противоположность «прямому», свойственному для Понтида). Рассматривая Суббалканско-Среднегорско-Понтийско-Аджаро-Триалетскую структурно-формационную зону и зону цепей Эльбурс в Иране (и ее западное продолжение в Южной Армении) с точки зрения геологической предистории, нетрудно видеть, что вулканогенные андезитовые толщи $Сг_2$ — $Рг$ и связанные с ними андезитовые и более кислые формации эоцена и миоцена размещаются в пространстве независимо от предшествующих им юрско-меловых геологических формаций и располагаются (на фундаменте) как на вулканогенной (спилитовой) юре большекавказско-крымского типа, так и на андезитовых юрско-меловых формациях сомхитокарабахского типа и на древних массивах кристаллических пород (Родопском, Мендересском, Центральном-Иранском и др.). Более того, вулканогенные юра и мел мало-кавказского типа практически неизвестны ни к западу, ни к востоку от Малого Кавказа.

Рассматривая историю проявления позднемелового — раннепалеогенового вулканизма в северном стволе Тэтиса, следует, с нашей точки зрения, особое внимание обратить на наличие в Севано-Амассийской зоне сенонских раннегеосинклинальных формаций с проявлением офиолитового магматизма, аналогичных таковым в восточном окончании зоны Эльбурс. При этом не следует ограничиваться выделением только поясов собственно офиолитов, ибо, как показывает опыт, так называемые офиолитовые интрузии нередко оказываются пространственно оторванными от самих инициальных формаций. Наличие этой северной ветви офиолитового пояса, занимающего место в основании вулканического цикла $Сг_2$ — N , отчетливо свидетельствует о том, что андезитовый вулканизм $Сг_2$ — $Рг$ и более поздний ни в коей мере не следует рассматривать в отрыве от раннегеосинклинальных процессов, протекающих на большей части рассматриваемого отрезка Средиземноморского подвижного пояса, главным образом в южном обрамлении срединных массивов древних кристаллических пород.

Учитывая сказанное, достаточно рассмотреть особенности структуры так называемой «внутренней», по С. С. Смирнову, зоны Тихоокеанского подвижного пояса (см. рис. 1), чтобы убедиться, что и в Средиземноморском поясе четко проявляется та особенность развития геосинклиналей, которая еще в 1892 г. отмечена Рихтгофеном, Науманом и Харада и которая состоит в развитии в пределах геосинклинали двойных складчатых дуг — «внешней» и «внутренней». «Внешние дуги» характеризуются преимущественным развитием раннегеосинклинального (инициального) осадконакопления и магматизма, «внутренние» — накоплением орогенических (субсеквентных) формаций, среди которых наиболее типична андезитовая.

Развивая представление о строении двойных дуг, Г. М. Власов назвал «внешние» дуги «невулканическими», имея в виду, что в ходе развития вулканизма во времени орогенический андезитовый вулканизм смещается в сторону «внутренней» дуги и более поздние стадии развития «внешней» дуги проявляются главным образом в накоплении вулканогенно-флишевых отложений вокруг поднятий, возникших на месте раннегеосинклинальных прогибов. Наоборот, «внутренние» дуги характеризуются проявлением именно орогенического андезитового (так называемого «литогенного») вулканизма (в широком смысле) и, как показывают материалы по Западному и Восточному секторам Тихоокеанского подвижного пояса, будучи пространственно оторваны от раннегеосинклинальных формаций, отделяясь от них, как и в Средиземноморье, срединными массивами кристаллических пород, развивающихся в виде наложенных прогибов на более древнем гетерогенном фундаменте.

Анализ размещения вулканогенных формаций Средиземноморского подвижного пояса в пределах Восточно-Средиземноморской и Ирано-Афганской металлогенических областей показывает, как нам представляется, со всей очевидностью, что здесь также имеют место двойные «внешние» и «внутренние» складчатые дуги, подобные, если не тождественные, двойным складчатым дугам Тихоокеанского подвижного пояса. «Внешние» дуги заложившейся в позднем мелу Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали здесь соответствуют южному столу Тэтиса, т. е. зоне Динарско-Эллинско-Таврско-Загросской, а «внутренние» — андезитовому поясу Суббалканско-Среднегорской, Аджаро-Триалетской, Мисхано-Зангезурской и Эльбурской структурно-формационных зон. Систему «внешней» и «внутренней» дуг представляют собою и Северные Карпаты (рис. 5). Однако «внешней», т. е. характеризующейся проявлением инициальных вулканогенных формаций и офиолитового магматизма, здесь является северная складчатая дуга — область развития Карпатского (мелового) флиша. Каким образом соотносятся разновозрастные внешние дуги Северных Карпат и Балкан, в настоящее время неясно. Возможно, они являются продолжением одна другой, смыкаясь к западу от Паннонского (Венгерского) массива.

Таким образом, позиция поздне меловой — палеогеновой вулканогенной толщи Суббалканско-Среднегорской зоны является более сложной, чем это представляется сторонникам «геосинклинальной» концепции или концепции зоны активизации.

Ларамийский (доэоценовый) интрузивный магматизм проявился, хотя и неравномерно, по всей Суббалканско-Среднегорской вулканогенной зоне. Еще в 1864 г. фон Котта описывал его в Румынии в округе Банат (зона Режица) как «банатитовый вулканизм». По петрографическому характеру интрузии «банатитов» являются гранодиоритами.

По глубинности образования интрузивы Суббалканско-Среднегорской зоны являются гипабиссальными. Они развиты исключительно по южному краю Суббалканско-Среднегорской зоны и не

являются синтетектоническими; на основании замеров трещин В. Петрашек установил, что они отвечают полю напряжения ларамийского орогенеза.

Суббалканско-Среднегорская вулканогенная зона известна главным образом как медная рудная провинция. В связи с позднемеловым — палеогеновым вулканизмом-плутонизмом здесь сформировались такие крупные медные месторождения, как Бор и Майданпек (и многие другие в Восточной Сербии) и месторождения Софийского

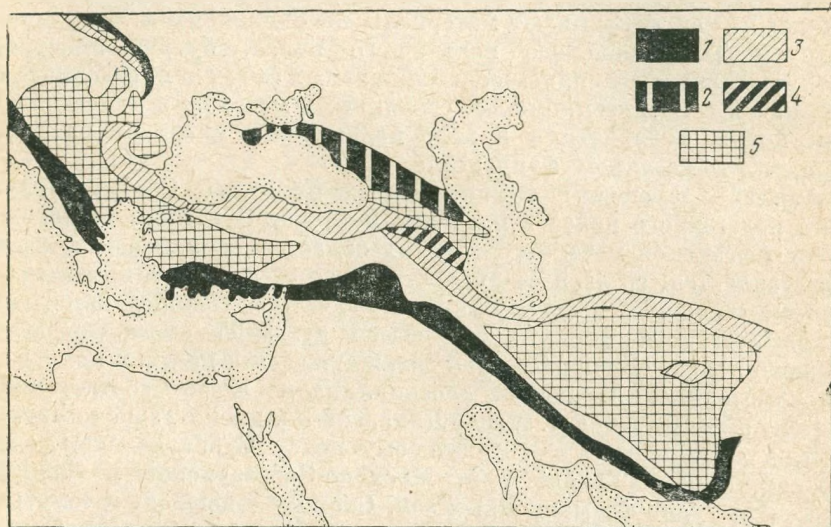


Рис. 5. Схема размещения вулканогенных формаций альпийских складчатых зон Средиземноморского подвижного пояса.

1 — внешняя складчатая дуга Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали и Северных Карпат, характеризующаяся развитием раннегеосинклиналиальных базальтовых вулканогенных формаций позднего мела — палеогена; 2 — внешняя складчатая дуга Северных Балкан — Крыма — Кавказа, характеризующаяся развитием раннегеосинклиналиальных базальтовых вулканогенных формаций средней юры; 3 — внутренняя складчатая дуга Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали и Северных Карпат, характеризующаяся развитием орогенических андезитовых и плагиолипаритовых вулканогенных формаций палеогена — неогена; 4 — внутренняя складчатая дуга геосинклинали Кавказа, характеризующаяся развитием раннегеосинклиналиальных базальто-липаритовых вулканогенных формаций средней юры и орогенических андезитовых формаций позднего мела; 5 — срединные массы (глыбы)

района и Панагюриште (Радка и др.) в Болгарии. Кроме того, для этой зоны характерно молибденовое оруденение. По данным И. Йовчева, молибденит присутствует в Болгарском Среднегорье повсюду. В Страндже молибденовое оруденение представлено месторождениями контактово-метасоматического типа с молибденитом и шеелитом. В Бургасском районе известно жильное месторождение Росен (молибденит, спекулярит). В месторождении Вырли Бряг молибденит ассоциирует с галенитом, сфалеритом и герсдорфит-сфалеритом. Наблюдается также и субвулканическая мезо- до эпитермальной телескопированная фация с золотом, мышьяком в Панагюриште и в районе

с. Челонец и, наконец, классические медно-порфировые руды с молибденитом в районе с. Медет. А. Циссарц считает, что подобные месторождения не характерны для продолжения Суббалканско-Среднегорской зоны в Восточной Сербии, однако очень сходным с некоторыми из указанных месторождений является месторождение Мачкатица.

С поздне меловым — палеогеновым тектоно-магматическим циклом Суббалканско-Среднегорской зоны связаны также мелкие, не имеющие промышленного значения месторождения свинца и цинка (Липова Долина в Восточной Сербии) и мышьяка (Нишка Банья, там же). Надо отметить, что небольшие концентрации свинца и цинка отмечаются и в медных месторождениях Кука-Дулкан [80]:

Орогенные формации. Анализируя данные по третичному вулканизму и плутоническому магматизму, а также по металлогении третичного периода в пределах Балкан и Восточной Европы, нетрудно видеть, что вулканогенные комплексы этих регионов могут быть по сумме геологических и минералогических признаков подразделены на три формации: эоцен-олигоценовую (частично включающую, видимо, и нижний миоцен), миоценовую и плиоцен-четвертичную (или только плиоценовую). Каждому из циклов вулканизма-плутонизма, приведших к накоплению этих формаций, присуща своя рудная минерализация. С эоцен-олигоценовым магматизмом связана основная масса полиметаллических месторождений Балкан (Родопы, Вардарская зона). С миоценовым магматическим циклом, наиболее широко проявленным в Трансильвании и Восточных и Северных Карпатах, связаны широко известные золото-серебряные месторождения Чехии, «золотого четырехугольника» Трансильвании и Восточных Карпат (Берегово-Байямарская зона). С этим же магматическим циклом в некоторых случаях связано промышленное полиметаллическое оруденение, вскрывающееся в глубоких горизонтах золото-серебряных месторождений. Плиоценовый тектоно-магматический цикл характеризуется главным образом мышьяково-ртутной минерализацией. Некоторые специфические минералогические черты несет и четвертичный вулканизм.

С учетом уже рассмотренной раннегеосинклинали поздне меловой — палеогеновой формации Суббалканско-Среднегорской вулканогенной зоны, наблюдающуюся на Балканах и в Восточной Европе последовательность явлений магматизма и рудообразования можно изобразить следующей схематической колонкой вулканоплутонических и рудных формаций (рис. 6).

Зоны развития каждой из перечисленных выше вулканоплутонических и рудных формаций обладают интересными геотектоническими особенностями. Последние состоят в том, что каждая последующая вулканоплутоническая формация (и связанные с нею месторождения) не совпадает в своем пространственном развитии с предшествующей формацией и накладывается на гетерогенный геологический фундамент. Так, эоцен-олигоценовая вулканоплутоническая формация и ее месторождения размещаются в пределах Родопского

массива, миоценовый магматизм и минерализация развиваются (как на фундаменте) как на древних кристаллических породах палеозоя (Паннонская и Мизийские плиты), так и на юрских мелафрах автономных Балкан и т. д. Наблюдается, таким образом, такая же особенность геотектонической позиции третичных вулканоплутонических


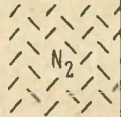

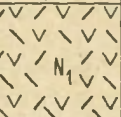


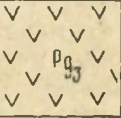


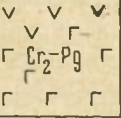

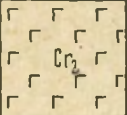

Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Гидротермические изменения вмещающих пород		
	Внутри складчатой (вулканической)	Внешней складчатой (невулканической)		Дорудные		Околорудные
				Региональные	Околотасцинные	
	 N ₂					
	 N ₁			Пр	Вт. кв. Кл. кв. Ср. кв.	Ср. Кв.
	 P _g			Пр		Ср. Кв.
	 Cr ₂ -P _g					
		 Cr ₂		Пр		Ср. Кв.

Рис. 6. Схема рудоносности вулканогенных формаций Суббалканско-Среднегорской вулканогенной зоны.

Усл. обозначения см. рис. 2.

комплексов, которая уже была отмечена для сенон-палеогенового магматизма Суббалканско-Среднегорской зоны. А именно, по отношению к фундаменту, на котором развивается более молодой тектоно-магматический процесс, зона его проявления является зоной автономной активизации. С другой стороны, историческая последовательность развития магматизма и минерации в третичном периоде позволяет рассматривать указанные выше вулканоплутонические и рудные формации как результат закономерно направленной эволюции внутренней складчатой дуги Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали, развитие которой началось

в Суббалканско-Среднегорской геоструктурной зоне в позднем мелу*.

Эоцен-олигоценая вулканогенная формация развита главным образом в области Македоно-Родопского массива кристаллических пород. В Югославии огромные массы вулканических пород характерны для так называемой Вардарской зоны. Они образуют здесь крупнейшие массивы Слишане (700 км²), Злетово-Кратово (1500 км²) и др. В пределах Югославии система массивов вулканических пород имеет ССЗ простирание, соответствующее простиранию главных структурных элементов позднемезозойско-палеогенового этапа развития. На широте г. Пирин при переходе в болгарские Родопы система вулканических массивов изменяет простирание на широтное, что также соответствует простиранию главного структурного элемента позднего мезозоя — палеогена Среднегорской вулканогенной зоны.

В болгарских Родобах главными массивами вулканогенных пород эоцен-олигоценного возраста являются Северо-Восточные Родопы (к юго-западу от г. Пловдив) и массив, расположенный к югу от г. Пазарджик в междуречье Воча и Воташка. Восточнее, в среднем течении р. Арда, обнажается Маджарский массив.

Как пишет А. Циссарц, «уровень застывания этих вулканических пород колеблется в довольно значительных пределах». Уровень этот в большинстве случаев был достаточно глубок и обусловил образование главным образом субвулканических пород с более или менее хорошо выраженными контактовыми образованиями вокруг массивов. Кроме субвулканических тел широко распространены лавовые покровы и горизонты пирокластического материала.

Миоценовые вулканогенные формации. Горы Апусени (Трансильвания), частью которых являются и горы Металичи (Рудные), занимают центральную позицию во внутренней Карпатской дуге. Система третичных бассейнов осадконакопления и проявления вулканизма, куда входят и бассейны Брад-Сэкэрэмб (Нагиар) и Златна — Алмашул Марэ, представляющие собою регионы преимущественного развития третичного магматизма и связанного с ним рудообразования, располагаются между двумя жесткими глыбами древних палеозойских кристаллических пород — массивами Мунтэл Марэ на севере и Пояна Руска (или Муреш) — на юге. Отдельные «осколки» этих кристаллических глыб наблюдаются также и в полях развития третичных вулканитов. По мнению ряда исследователей [24, 58], геологические образования гор Металичи слагают верхний комплекс геосинклинали Муреш, заложившейся в триасе и имеющей в основании разреза триасовые и главным образом юрские вулканогенные образования основного состава — комплекс мелафиров. Проявления вулканизма и интрузивной деятельности

* Такое соотношение орогенных вулканоплутонических формаций между собой и по отношению к фундаменту является отражением самой общей закономерности, проявляющейся практически во всех регионах.

в пределах третичных бассейнов приурочены к линейным зонам, простирающимся почти вкрест простирающимся до третичных мезозойских структур. В целом область развития третичного вулканизма гор Апусени обладает всеми признаками, которые позволили в свое время Ф. Ф. Рихтгофену отнести этот вулканизм к «новой революционной великой эре в истории Земли» и которые в настоящее время определяют эту область как «зону активизации». Было бы, однако, неверно видеть в третичном вулканизме только одну сторону. Исторический анализ развития магматизма и рудообразования в пределах Средиземноморского подвижного пояса, как уже отмечалось, позволяет видеть в геологических процессах третичного периода закономерное продолжение и развитие внутренней складчатой дуги Балкано-Понтийско-Иранской геосинклинали, заложившейся в сенон (Суббалканско-Среднегорская вулканогенная зона). Область проявления вулканизма каждого последующего цикла развития геосинклинали в пространстве не совпадает с предшествующей, смещаясь относительно последней в том или ином направлении в зависимости от характера напряжений, возникающих после консолидации области проявления предшествующего цикла осадконакопления, вулканизма и интрузивной деятельности.

Наиболее ранними среди третичного комплекса вулканитов являются пирокластические образования и лавовые покровы андезитового и риолитового состава. Так, в районе Брад-Сэкэрымб в основании разреза вулканитов залегают эруптивные брекчии андезитов и риолитов. В бассейне Алмашул Марэ — Златна после конгломератов континентального характера проявляется такая же эруптивная фаза: формируются андезиты типа Фаца Байи (Fața Baii). В регионе Роша Монтана наиболее ранними также являются туфы (отчасти туффиты). В конце этой фазы вулканизма имело место общее погружение региона, связанное с тортонской трансгрессией. В начале сармата тортонский цикл осадконакопления сменяется положительными движениями; этот цикл характеризуется второй фазой вулканизма, наиболее типичными продуктами которого являются дациты Кыинел (Câinel) и их туфы. К концу сармата проявляется третья фаза вулканизма, которая является и наиболее важной. С ней связаны огромные массы вулканогенных пород — кварцевые андезиты Барза, Сэкэрымб и Пуркуреа, а также дациты Четраш. Четвертая фаза по возрасту является уже плиоценовой. К ней относятся андезиты типа Rotunda и базальты типа Detunata и Bretia.

Область, расположенная в горах Апусени между реками Муреш и Ариеш, занимает территорию, имеющую, по определению Шумахера, форму неправильного четырехугольника, вершинами которого являются горнорудные центры Златна — Байя-Ариеш — Карачи — Сэкэрымб. В этом «золотом четырехугольнике» различаются по морфологическим признакам следующие типы месторождений.

1. Жильные:

а) трещинные жилы (наиболее распространенный и в промышленном отношении важный тип месторождений);

б) жилы на контактах «вулканических neckов» (штоков малых интрузий) и окружающих пород (Firiceana, Roşia, Montana, Negara, Honeş и др.).

2. Штокверковые (Baiţa Porcurea, Curechiu, Stanija, Roşia, Montana и др.).

3. Метасоматические залежи (в глинистых сланцах — Faţa Baii, Zorga, Piciorul и др.; в кристаллических известняках — Baja de Aries).

По вещественному составу руд среди них выделяются 5 типов месторождений.

1. Месторождения свободного золота. Питевидное золото и вкрапленность в жилах исключительно кремнистого характера (кварцевых, джаспероидных, халцедоновых и др.), содержащих небольшое количество карбонатов (кальцита, арагонита, доломита, родохрозита, сидерита и др.), сульфатов (барит, гипс), калиевого полевого шпата (адуляр) и цеолитов (десмин, анальдим, ломонтит). Эти месторождения содержат также немного пирита (от 3 до 5% от минерализованной массы). Месторождения такого типа играют очень важную экономическую роль и дают 60—70% добычи золота в регионе.

2. Сульфидные месторождения со свободным золотом. Содержание сульфидов составляет 8—15%. Питевидное самородное золото играет менее важную роль, хотя иногда и в этом типе извлекаются значительные количества золота. Среди сульфидов преобладает пирит. Кроме того, присутствуют скопления сфалерита и галенита, реже халькопирита. Средние содержания Zn, Pb и Cu обычно невелики и не определяют промышленной ценности месторождений. Среди прочих минералов отмечаются сульфосоли серебра — тетраэдрит, пираргирит, стешанит, аргентит, прустит, миаргирит, кераргерит, дискразит и др., которые образуют иногда богатые скопления. Отмечаются равным образом и теллуриды — сивланит, нагнагит, алтант, гессит, тетрадимит, петцит и др., присутствующие только в небольших количествах. Жильные минералы в описываемом типе месторождения представлены главным образом разнообразными кремнезема.

3. Месторождения золотоносных сульфидов. Такие месторождения содержат видимое самородное золото только в исключительно редких случаях. Это наиболее редкий тип месторождений. Сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Самостоятельного значения, как цинковые, свинцовые и медные, эти месторождения также не имеют.

4. Месторождения теллуридов золота. Теллуриды золота — нагнагит, сивланит, петцит, креннерит, гессит — присутствуют в заметных количествах и являются основой для эксплуатации. Только в редких случаях руды этого типа месторождений содержат видимое самородное золото.

5. Пиритовые залежи представляют собою метасоматические тела в глинистых сланцах, кристаллических известняках и третичных эффузивах. Залежи сложены компактными массами пирита, содержащими гнезда сфалерита и галенита и характеризуются весьма низкими содержаниями золота (1—2 г/т).

Кроме золотых месторождений в связи с третичным вулканизмом региона гор Апусени известны месторождения ртути, наиболее важные из которых локализованы в зоне Valea Dosului к северу от Златны. Месторождения представляют собою зоны более или менее концентрированной или рассеянной вкрапленности в конгломератах, песчаниках и сланцах мелового флиша. Киноварь, кроме того, установлена также в верхних частях некоторых жил рудника Zdraholtri.

Различные типы месторождений, названные выше, часто ассоциируются в каком-либо одном из рудных районов. Так, в Байя-Ариеш установлены жилы с самородным золотом, жилы с золотоносными сульфидами и золотоносные пиритовые залежи, в Vulcoi Carabia — жилы с самородным золотом и жилы с золотоносными сульфидами,

в Fata Baii — жилы с самородным золотом, сульфидные жилы и жилы с теллуридами золота, золотоносные пиритовые залежи и т. д.

На месторождениях «золотого четырехугольника» наблюдается отчетливая вертикальная зональность как в распределении золота, так и в смене по вертикали руд различного минерального состава.

Восточные Карпаты. Карпатский геосинклинальный прогиб в пределах Альпийского складчатого пояса заложился в позднем мелу между двумя крупными жесткими элементами земной коры — Русской платформой на востоке и Панноским (Венгерским) массивом на западе. Собственно геосинклинальный (инициальный) этап развития этого прогиба завершился складчатостью в конце палеогена, и после перерыва в осадконакоплении и вулканизме в период конца эоцена — олигоцена (в этот период развиваются пестроцветные континентальные отложения) в начале неогена начался новый, уже орогенный цикл развития геосинклинали, сопровождающийся так называемым субсеквентным вулканизмом. Область проявления субсеквентного магматизма представляет собою пограничную дизъюнктивную структуру между жесткой Паннонской плитой и Закарпатским прогибом, образовавшимся вследствие начавшихся орогенических движений в осевой флишевой зоне Карпатской геосинклинали.

В. С. Соболев и В. П. Костюк вслед за М. Кутаном [38] принимают трехчленное деление орогенных вулканогенных образований. К I фазе вулканизма ими относятся плагиолипаритовые туфы (Солотвинские), отложения которых началось уже в олигоцене и происходило в бурдигале, гелльвете и тортоне. Кроме того, А. С. Соболев и В. П. Костюк выделяют подфазу I⁶ береговские липариты, сменяющиеся ниже по разрезу андезитами. II фаза вулканизма, наиболее интенсивная, представлена главным образом андезитовыми продуктами. И, наконец, III фаза — базальтовая. Пространственно продукты I, II и III фаз разобщены. Породы I фазы слагают в пределах советского Закарпатья Береговское Холмогорье и Косинско-Запсонские холмы (Бегань). В румынских Восточных Карпатах породам I фазы соответствуют образования, залегающие в основании Гутинского массива — андезиты Сеинь, риолиты типа Местекэнош [59]. В Чехословакии и Венгрии (Западные Карпаты) I фаза вулканизма проявлена в Токайских и Прешовских горах [38]. II и III фазы вулканизма проявлены главным образом в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде и на ее юго-восточном простирании в горах Калиман-Харгита.

В. С. Соболев и В. П. Костюк дают следующие возрастные границы для выделяемых ими циклов (фаз). I (I⁶) фаза датируется как верхний тортон — нижний сармат, II фаза — верхний сармат — паннон и III фаза — плиоцен (главным образом верхний). В Гутинском массиве, согласно Д. Джюшке, возрастной объем II фазы ограничивается только сарматом, а с конца сармата и в плиоцене проявляется вулканизм III фазы. При этом II фаза Д. Джюшке включает такие образования, которые В. С. Соболев и В. П. Костюк

относят главным образом к паннону (дациты, кварцевые андезиты, роговообманковые андезиты и т. д.). Не совпадают и возрастные схемы рудообразования, выведенные А. С. Соболевым и В. П. Костюком для советской части Закарпатья и Д. Джюшке для Гутинского массива. Согласно В. С. Соболеву и В. П. Костюку, наблюдаются два разновозрастных типа оруденения — полиметаллическое и золото-серебряное, с одной стороны, и главным образом ртутное с другой. При этом первый тип оруденения имеет возраст I⁶ фазы вулканизма, а второй — главным образом паннон. Д. Джюшке рассматривает полиметаллическое и золото-серебряное оруденение как допаннонское, однако связывает его со своей II фазой вулканизма (также и по Кутану), что соответствует III (ртутной) фазе В. С. Соболева и В. П. Костюка, если считать, что, выделив фазу I⁶, эти авторы перешли на четырехчленное деление.

Свою схему металлогении неогенового вулканизма Закарпатья предложили В. Н. Зайцева, И. А. Новодережкин и С. В. Расточинский. Придерживаясь представлений В. С. Соболева и В. П. Костюка относительно последовательности магматических процессов, эти авторы связывают золото-полиметаллическое оруденение с III фазой (паннон), ртутное — с IV фазой (верхний плиоцен). При этом с III фазой вулканизма (накопление пирокластов и лав основного и кислого состава, внедрение гипабиссальных интрузий кварцевых диорит-порфириров, гранодиорит-порфириров и т. д.) связано формирование Берегово-Байя-Марской металлогенической зоны, а с IV фазой (эффузивные и пирокластические породы среднего и основного состава, прорванные куполами дацитов и липаритов, завершающиеся покровами, дайками и штоками андезитов, базальтов и эксплозивных брекчий) — Выгорлат-Гутинской металлогенической зоны. Укажем сразу же, что эти схемы наиболее близки к приведенной металлогенической схеме Трансильвании по Гицулеску.

Приведем краткие характеристики отдельных месторождений.

Береговское Холмогорье. Золото-полиметаллическое месторождение Берегово представляет собою сложный комплекс жильных и неправильных по форме штоковерковых и метасоматических рудных тел с массивными или вкрапленными золото-серебряными и золото-полиметаллическими рудами. Рудные минералы представлены главным образом галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, самородным золотом и серебром. Вмещающими породами для рудных тел являются гидротермальноизмененные плагиолипариты верхнего тортона — сармата. Различаются верхняя и нижняя части месторождения, разделенные прослоем аргиллитов, также подвергшихся гидротермальным изменениям. Месторождение сформировано в четыре стадии минерализации.

В первую стадию образовались кварц-адуляровые метасоматические тела линзовидной, близкой к изометрической, трубообразной или неправильной формы. Отдельные метасоматические тела достигают в поперечнике десятков метров. Ранее предполагалось, что адуляризация проявлена только в нижней части месторождения,

ниже горизонта аргиллитов. Э. А. Лазаренко установил наличие реликтов адуляризованных пород и выше горизонта аргиллитов. Проявление первой стадии минерализации приурочено к зонам разломов северо-западного, близкого к широтному, простирания. Метасоматические тела кварц-адулярового состава образуют в совокупности полосу шириной более 100 м. За пределами кварц-адуляровых тел во вмещающих породах также наблюдаются окварцевание и калишпатизация, однако, как уже отмечалось, в этом случае наблюдается развитие триклинного адуляра с санидиновой оптикой. С кварц-адуляровыми метасоматитами ассоциирует синхронная им, по мнению Э. А. Лазаренко, рудная минерализация — самородное золото, медь, халькопирит, пирит, галенит, реже сфалерит. Минерализованные участки распределены в теле метасоматита очень неравномерно. При этом рудная минерализация приурочена исключительно к кварцевым жилкам (часто с ромбиками адуляра) в теле метасоматита. Вне кварцевых жилок в кварц-адуляровом метасоматите наблюдается только пирит. В кварцевых жилках рудные минералы располагаются в призальбандовых частях и в центральных частях, а также в «адуляровой сыпучке» (агрегат мелкокристаллического адуляра, образующего в сечении характерные ромбики). Метасоматические изменения распространяются значительно шире, чем рудная минерализация.

Вторая стадия минерализации обусловила образование на месторождении зон золото-сульфидных руд, приуроченных к разломам северо-западного простирания. Это главная рудная стадия на месторождении. Рудные тела, сформированные в эту стадию, представляют собою линзовидные, часто кулисообразно расположенные друг относительно друга жилы, окруженные ореолом прожилково-вкрапленных руд. Различаются три типа жил:

1) массивные сульфидные жилы, сложенные галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, золотом и серебром; жильные минералы — друзовидный кварц и каолинит;

2) жилы симметрично-поясовой текстуры с гребенчатым кварцем в осевой зоне, сменяющимся к зальбандам зоной кварца с вкрапленностью галенита и сфалерита и гнездами каолинита; призальбандовая часть сложена агрегатом галенита и сфалерита с примесью пирита, халькопирита, золота и серебра;

3) жилы «с существенной примесью глинистого материала».

Отмечены переходы от одного типа жил к другому.

Интересно, что рудные тела — жилы второй стадии минерализации размещаются уже независимо от кварц-адуляровых метасоматических тел, и вмещающими породами для них могут быть и «фоновые» адуляризованные породы, в которых плагиоклазы адуляризованы «зерно за зерно», т. е. это наиболее ранние метасоматические образования на месторождении (исключая пропилитизацию). Тем не менее среди рудных жил второй стадии минерализации встречаются такие, в которых центральная часть сложена каолинитом с рассеянными в нем «ромбиками» адуляра и кристаллами галенита и сфалерита, а зальбанды оторочены кристалликами адуляра. Интересно, что

состав жильного выполнения, как сообщают Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко и др. [24], остается постоянным, независимо от того, залегают ли жилы в плагиолипаритах, или (на нижних горизонтах) в диабазах и спилитах.

Третья стадия минерализации приводит к образованию кварцевых жилок с небольшим количеством сфалерита, галенита, пирита, редко халькопирита, золота и серебра. Жилки имеют уже северо-восточное простирание.

Авторы работы «Минералогия Закарпатья» указывают, что вмещающие эти жилки липаритовые туфы окварцованы, а обломки кристаллов плагиоклаза замещены калишпатом. Надо заметить, однако, что это изменение — «фоновое» для месторождения, и вряд ли может быть точно установлена связь между ним и жилками третьей стадии, тем более, что и сами авторы пишут, что изменения распространяются равномерно, без видимого усиления около минерализованных трещин и на значительном удалении от них.

Четвертая стадия минерализации, как уже было отмечено, проявилась главным образом в верхних горизонтах месторождения и выразилась в алунитизации, каолинизации и окварцевании первоначально адуляризованных пород. Отмечены случаи алунитизации и ниже горизонта аргиллитов. С этой стадией минерализации связано ртутное оруденение (киноварь).

Вышковский район. Вышковский рудный район характеризуется наличием трех типов оруденения: а) полиметаллического (Вышковское месторождение), б) ртутно-полиметаллического (месторождение Грендеш) и в) ртутного (месторождение Большой Шаян и др.).

Вышковское полиметаллическое месторождение представлено системой рудных жил и зон оруденелых взрывчатых брекчий. Жилы имеют северо-восточное простирание, крутое падение и залегают как в массиве гранодиорит-порфиров, так и во вмещающих глинистых сланцах и туфах.

Мощность зон рудных брекчий колеблется от 1—5 см до 2—3 м. Жилы имеют четкообразную форму, контакты с вмещающими породами резкие. Строение жил полосчатое. Рудная брекчия состоит из обломков гранодиорит-порфиров и глинистых сланцев, сцементированных рудными минералами и кальцитом. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, пирротином, реальгаром, аурипигментом, антимонитом; жильные — кварц, кальцит, доломит, флюорит.

Месторождение Грендеш представлено минерализованными тектоническими зонами в пределах штока гипабиссальных кварцевых диоритовых порфиров. Оруденение приурочено к главной зоне нарушения и сопряженным с нею трещинам. Мощность зоны 5—50 см. Рудное тело представляет собою брекчию, обломками которой являются раздробленные кварц-серицитовые (иногда с каолинитом) породы с пиритом. Рудные минералы представлены киноварью, пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Галенит, сфалерит и пирит слагают нередко массивные агрегаты,

в которых киноварь развивается вдоль трещин. Подобное же оруденение наблюдается и во вмещающих туфогенных породах. Здесь развиты жилы мощностью до 10 см и достигающие по простиранию 60 м.

Месторождение Большой Шаян (по А. И. Славской) приурочено к зоне тектонического нарушения — сброса в кровле интрузии гранодиорит-порфиры горы Большой Шаян на контакте с вмещающими интрузию глинистыми и другими сланцами нижнего и среднего паннона.

Зона сброса падает почти вертикально, мощность ее 10 см. Общее протяжение зоны 1 км. В зоне разлома развита брекчия, обломки в которой сложены аргиллизированными гранодиорит-порфирами. Параллельно этому нарушению проходит еще одно мощностью около 0,5 м, падающее более полого. На глубине оба нарушения, видимо, соединяются. Между этими нарушениями находится зона трещиноватости шириной 60—100 м, в которой все породы (аргиллизированные гранодиорит-порфиры) раздроблены до глубины около 150 м. Цемент в брекчиях аргиллизированных пород представлен главным образом марказитом, развивающимся в виде характерных пластинчатых копьевидных кристаллов и неправильных зерен и округлых стяжений. Кроме марказита в цементе развивается карбонат (кальцит). Наиболее поздним образованием является киноварь, развивающаяся по раннему метациннабариту. Метациннабарит в рудах — наиболее ранний минерал.

Округ Байя-Марэ (СРР). Главная часть месторождений представлена кварцевожилным типом. Протяженность некоторых жил достигает 1500—2000 м, мощность колеблется от 1 до 20 м, на глубину некоторые жилы прослежены до 500—600 м.

Различаются три главные зоны минерализации, характерные для различных по глубинности срезов рудных жил:

- 1) зона золотоносного кварца, расположенная в верхней части жил;
- 2) сереброносная зона, залегающая ниже предыдущей, характеризующаяся присутствием заметных количеств минералов Ag, особенно пираргирита; во всех подобных зонах главной рудой является жильная масса, содержащая прожилочки и витевидные выделения пираргирита, стефанита и других сульфидов, богатых серебром и золотом;

- 3) зона золотоносных сульфидов, залегающая еще ниже. В этой зоне минералы серебра становятся все более редкими или исчезают совсем; в то же время золотоносные сульфиды, особенно пирит, становятся более обильными; на более глубоких горизонтах к пириту присоединяются сфалерит, галенит, халькопирит. Содержание Ag в сульфиде с глубиной последовательно убывает, хотя количество сульфидов с глубиной возрастает. Среди сульфидов с глубиной возрастает роль сульфидов меди — халькопирита и меденосного пирита.

Реальные соотношения различных типов руд на отдельных месторождениях округа Байя-Марэ зависят от степени эродированности рудных тел, строение которых в обобщенном виде может быть представлено рассмотренными выше вертикальными зонами. Некоторые жилы этой группы в значительном количестве содержат минералы серебра. Названная группа жил в долине р. Боркут очень сходна с жилами гор Металичи (горы Апусени). В еще большей степени на

рудные жилы Трансильвании похожи жилы рудников Красной Долины. Здесь известны многочисленные жилы, некоторые из которых протягиваются на 1000 м при мощности 1—4 м*. Минерализация в главной части этих жил представлена жильной кремнистой массой с небольшими количествами кальцита, родохрозита, доломита и барита, содержащей вкрапленное и нитевидное золото. Видимое золото здесь не образует, как в горах Апусени, дендритов, пластинок, жилок, а присутствует в виде мелких кристаллов в кремнистой массе. Жилы содержат также до 4—5% золотоносных сульфидов (главным образом пирит, затем сфалерит, галенит, халькопирит, гораздо реже стефанит, пираргирит, тетраэдрит). С глубиной наблюдается истощение золота (особенно видимого). С другой стороны, с глубиной увеличивается количество золотоносных сульфидов, которые и представляют здесь главные руды.

К северу от Байя-Марэ располагается другая группа золотых месторождений, представителем которых является месторождение рудника Dealul Crucii. Здесь развиты жилы протяженностью до 1200 м. Мощность жил 1—6 м, в среднем 2,5—3 м. Рудная минерализация прослежена на глубину 580 м. На этих жилах особенно часто проявлена та полная вертикальная зональность, которая описана в начале раздела и которая в отдельных звеньях присуща другим рудным жилам округа Байя-Марэ. Количество сульфидов с глубиной увеличивается от 3—5 до 17%.

Около Байя-Спри находится месторождение с рудами серебра, свинца и цинка. Жилы его достигают по простиранию 2000 м при мощности 4—6 м. В верхних горизонтах главные жилы разветвляются, образуя штокверковую зону. Рудоносность наблюдается до глубины 500—700 м. В более глубоких горизонтах минералы серебра становятся все более редкими и совсем исчезают, и руды представлены исключительно сереброносным галенитом. Здесь же присутствуют сфалерит, пирит, халькопирит и другие сульфиды. Преобладает сфалерит; устанавливается тенденция к увеличению его содержания с глубиной. Увеличивается с глубиной и содержание меди. В целом количество сульфидов от поверхности до глубины 550 м увеличивается с 3 до 24%.

Кроме золотоносных жил на месторождении Байя-Спри имеются жилы, весьма бедные золотом, представляющие собою рудные тела, дающие главным образом Ag, свинец и цинк. Верхние горизонты этих жил характеризуются преобладанием минералов серебра и сурьмы. С глубиной содержание серебра падает. Замечательной особенностью жил Байя-Спри является наличие в глубоких горизонтах жил пирротина (в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом) и наличие, таким образом, вертикальной зональности в ряду пирротин — пирит — марказит.

* В верхних горизонтах пересечения многочисленных маломощных жил образуют штокверки.

К востоку от Байя-Спри размещается район развития многочисленных жил, среди которых главными являются месторождения Капник и другие, подобные ему. Для месторождения Капник характерны минералы серебра — аргирозит (?), пираргит, стефанит, полибазит, дискразит. С глубиной содержание их падает, и на нижних

Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Гидротермические изменения вмещающих пород		
	Внутр. скл. дуга (вулканическая) Закарпатье	Внешн. скл. дуга (невулканическая) Центр. зона Карпат		Дорудные		Около-рудные
				Региональные	Около-трещинные	
				Пр	Вт. кв Кл, КВ	
				Пр	Вт. кв Кл, КВ	
				Пр		Ср. КВ

Рис. 7. Схема рудоносности вулканогенных формаций Восточных Карпат.

Усл. обозначения см. рис. 2.

горизонтах преобладают сульфиды цинка и свинца, содержащие Au и Ag. Сходную минерализацию имеют и другие жилы этого региона.

Обзор типичных месторождений Восточных Карпат показывает, что они приурочены к различным вулканогенным формациям (рис. 7).

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Раннегеосинклиальная формация. По наблюдениям М. Лазаревича [80], пропилитизация как петрографическое явление распространяется в позднемерловых — палеогеновых вулканоплутонических

комплексах Суббалканско-Среднегорской зоны на довольно значительные площади, так что она в этом отношении играет роль регионального гидротермального метаморфизма. Пропилитовые преобразования, по М. Лазаревичу, не имеют закономерной взаимосвязи с встречающимися в области развития вулканогенных толщ зонами разломов. Более того, не наблюдается также связи и между пропилитацией и рудными месторождениями, ибо по мере приближения к рудному месторождению степень пропилитации не возрастает. Не находится в зависимости от наличия или отсутствия в пропилитах месторождений и интенсивность пропилитизации. Так, непосредственные боковые породы рудного тела месторождения Кука-Дулкан изменены намного менее, чем занимающая свыше 5 км² поверхность андезитового покрова западнее Брестовацкой Бани, где рудных залежей не имеется. При проходке разведочных шурфов в окрестностях с. Метовница оказалось, что руда встречается абсолютно вне зависимости от пропилитизированных пород. Руды наблюдаются и в совершенно свежих андезитах.

М. Лазаревич приводит следующие характерные черты этого регионального гидротермального метаморфизма. Наблюдается значительное изменение роговой обманки и пироксена с образованием по ним псевдоморфоз хлорита (пенин, клинохлор) или «серпентиновой субстанции». Замещение протекает по трещинам спайности. Вдоль этих же трещин спайности развиваются кальцит, цоизит, эпидот, цеолиты и небольшие количества сфена. Биотит в пропилитизированных породах всегда более свежий, чем роговая обманка и пироксен, однако и он подвергается хлоритизации, карбонатизации и др. Полевые шпаты имеют гораздо более свежий облик, чем темноцветные минералы, однако и для них наблюдалось превращение в серицит, кальцит, клиноцоизит, цеолит и каолин. При изменении полевых шпатов, имеющих зональную структуру, особенно сильно замещаются вторичными минералами некоторые зоны, так что внутри в общем свежего кристалла полевого шпата может появиться зона вышеупомянутых новообразованных минералов. Магнетит, как правило, изменениям не подвергается. Лишь в отдельных случаях наблюдалось замещение краевых зон кристаллов магнетита агрегатом лейкоксена и гематита. Основная масса, как пишет М. Лазаревич, «местами тускнеет и очень редко замещается мелкими зернами вторичного кварца». Описанные превращения андезитов М. Лазаревич определяет как «пропилитизацию А», или «цеолитовую пропилитизацию». В отличие от нее он различает в массиве Тимок еще и «пропилитизацию В», или «пиритовую пропилитизацию». Отличительная ее особенность в том, что вместо гематита в породе развивается пирит, а полевые шпаты в значительной степени утрачивают свою свежесть. Часто наблюдаются полные псевдоморфозы по полевым шпатам серицита и каолинита. Магнетит также замещается вторичными минералами — пиритом и лейкоксеном. По мере увеличения количества пирита свежесть полевых шпатов равномерно уменьшается. При более значительных скоплениях пирита наблюдаются

лишь контуры имевшихся раньше полевых шпатов, выполненные новоминералообразованиями. Основная масса породы в случае «пиритовой пропилитизации» замещается тонкозернистым кварцем и пиритом. Сфен, часто встречающийся в «цеолитовых пропилитах» в виде плоских ромбоэдров, отчасти замещается рутилом. Кальцит и цеолиты (особенно цеолиты) менее характерны.

К сказанному о пропилитизации в андезитах Восточной Сербии следует добавить, что хотя она, по наблюдениям М. Лазаревича, и имеет региональное распространение, однако, как он сам указывает, среди пропилитизированных комплексов вулканогенных пород имеются отдельные покровы андезитов, совершенно не затронутые пропилитизацией.

Несколько иной характер носит пропилитизация в нижнесенонских андезитах Панагюриште в болгарском Среднегорье. По наблюдениям Т. Радоновой, пропилитизация здесь, как и в массиве Тимок, является процессом, предшествующим оруденению. Однако минеральный состав пропилитов отличается от восточносербских. Прежде всего это относится к изменениям полевых шпатов. Для пропилитов Панагюриште характерна интенсивнейшая альбитизация плагиоклазов как вкрапленников, так и основной массы. Основная масса полностью раскристаллизована и сложена мелкозернистым альбитовым или хлорит-альбитовым агрегатом. Альбит часто образует скопления аллотриоморфнозернистой структуры или прожилки, пересекающие также и порфиновые вкрапленники. Кроме того, в основной массе наблюдаются мелкие миндалины, выполненные цеолитом. Цеолит образует радиальнолучистые или сноповидные агрегаты. Т. Радонова определяет цеолит как ломонтит. Пропилитизированные дациты импрегнированы пиритом. Последний образует мелкие кубические кристаллы, рассеянные в основной массе и хлоритизированном биотите.

При пропилитизации андезитов по порфировым вкрапленникам плагиоклазов развивается альбит № 5—8. Одновременно с альбитом образуются кристаллы эпидота и чешуйки серицита. Темноцветные минералы замещаются хлоритом и эпидотом. Основная масса полностью раскристаллизована и превращена в хлоритовый, эпидотовый, хлорит-альбитовый или эпидот-альбитовый агрегат. Наблюдается вкрапленность пирита. Как и в дацитах, имеются миндалины, выполненные цеолитами. Сходным образом изменяются туфы и вулканические брекчи.

Сравнение химических анализов свежих и пропилитизированных пород позволило Т. Радоновой сделать вывод о том, что изменения химизма пород при пропилитизации почти не происходит. Отмечается привнос H_2O , H_2S и CO_2 .

Сравнивая пропилитизацию в Панагюриште и в массиве Тимок в Восточной Сербии, нельзя не обратить внимание на резкое различие в характере изменения полевых шпатов — их интенсивную альбитизацию в первом случае и абсолютную свежесть — во втором. В современной литературе есть тенденция считать ошибочными пред-

ставления прежних исследователей о свежести полевых шпатов в пропилитах Восточной Сербии и Трансильвании. Считается, что ранние исследователи пропилитовой проблемы ошибочно принимали за свежий плагиоклаз вторичный альбит. Такие сомнения представляются необоснованными. При описании одного из крупнейших месторождений из группы Бор месторождения Кука-Дулкан, М. Лазаревич наблюдал альбитизацию и отличал вторичный альбит от свежего неизменного плагиоклаза (для которого, кстати, приводятся точные определения состава). Однако развивается альбитизация в массиве Тимок только в узких зонах контактового воздействия андезитовых интрузий на вмещающие известковистые мергели совместно с контактовыми минералами диопсидом, эпидотом, тремолитом и др. Таким образом, отсутствие альбита в пропилитах массива Тимок требует объяснения.

Выяснение природы связей между пропилитизацией и оруденением представляет собою сложную проблему. Дело в том, что пропилитизированные породы составляют фон, на котором наблюдаются эти месторождения. Ответ на вопрос могут дать лишь те случаи, когда руды залегают в свежих, гидротермальнонеизмененных породах. Такие случаи, если они и есть, вообще редки. Некоторое приближение к решению вопроса может дать анализ тех случаев, когда одни и те же руды залегают в разных по минеральному составу, но взаимосвязанных типах гидротермальноизмененных пород. И, наконец, к выяснению вопроса о связи между оруденением и гидротермальным изменением вмещающих пород (в том числе и пропилитизацией) можно прийти, исходя из общих соображений, анализируя вещественный состав гидротермальноизмененных пород и руд, слагающих зонально построенное месторождение. Несомненную важность, естественно, представляет и рассмотрение общих взаимосвязей и корреляций парагенезисов пропилитизированных пород и размещенных в этих породах руд. Попытаемся с этой точки зрения рассмотреть некоторые из месторождений.

Месторождение Бор или, точнее, группа месторождений Бор, куда входят месторождения Кука-Дулкан, Тилва, Тилва Мика и др., расположенное в северо-западном фланге андезитового массива Тимок, представляет собою систему метасоматических залежей энаргитовых руд в пропилитизированных, каолинизированных и окремненых субвулканических биотит-рогообманковых андезитах предположительно сенонского возраста. Сведения о месторождении в современной литературе весьма скудны и, кроме того, относятся лишь к современному уровню обработки, что связано, как отмечает А. Циссарц, с тем, что месторождение во время французского управления (до 1939 г.) было практически закрыто для геологов. В связи с этим воспользуемся материалами М. Лазаревича, в которых содержатся данные о строении верхних горизонтов месторождения, к настоящему времени полностью выработанных.

Оруденение, будучи приурочено в зоне максимального окремнения, которое к тому же локализовано на наиболее высоких гипсо-

метрических отметках района, наблюдается также и в каолинизированных и пропилитизированных породах. Интересно, что на современных уровнях отработки вмещающими руды породами являются главным образом пропилитизированные породы.

Характеристика пропилитизированных пород и их взаимоотношения с рудами были приведены выше. Каолинизированные породы были вскрыты горными выработками на западном фланге месторождения. Мощность каолинизированных пород, граничащих с колчеданной массой, составляла 2,5 м. Всякие следы первичной порфировой структуры изверженной породы в каолинизированных породах отсутствуют. Правда, в 1,5 м от контакта в серовато-белой пропилитизированной глинистой породе (обратим внимание на то, что пирит сохранился, т. е. порода не является продуктом супергенеза) сохранились вкрапленники роговой обманки и биотита. Под микроскопом видно, что от полевых шпатов и основной массы сохранилось только мутное богатое чешуйками со слабым двупреломлением вещество, в котором очень нечетко обозначены контуры полевых шпатов. Роговая обманка и биотит замещаются хлоритом, при этом биотит более устойчив к замещению и часто сохраняется. В каолинизированной породе помимо кварца и халцедона (и пирита) были обнаружены рутил и шпинель. В отличие от пропилитов здесь нет кальцита и цеолитов, сфен заменяется рутилом. М. Лазаревич не приводит констант глинистого минерала из каолинизированной породы, однако приводит такие для крупнокристаллического глинистого минерала обнаруженного им в рудных жилах, содержащих барит. М. Лазаревич определяет минерал как накрит.

Каолинизация по своим пространственным масштабам по сравнению с пропилитизацией является более локальным метаморфизмом. Учитывая минералогические и химические особенности каолинизированных пород, М. Лазаревич приходит к выводу о том, что их следует рассматривать как прогрессивную стадию пропилитизации, которой достигает гидротермальный метаморфизм в областях (или участках) наиболее сильного воздействия восходящих гидротермальных растворов. Естественно поэтому, что так же, как и пропилитизация, это явление, т. е. каолинизация, не связано с формированием месторождений и наблюдается вне зависимости от него. И наоборот, на сегодняшнем уровне отработки руды встречаются в пропилитизированных породах вне связи с каолинизацией.

Окремнение пород с образованием почти мономинерального кремневого «скелета» породы, очень пористого и содержащего даже полости и пустоты объемом до нескольких кубических метров, наблюдается в наиболее верхних горизонтах месторождения. При этом кремнистые массы обладают четко выраженной порфировой структурой, обусловленной, однако, не присутствием минералов-вкрапленников, а негативных отрицательных форм этих вкрапленников, ибо материал их оказывается полностью выщелоченным. Исключение составляет пирит, который может сохраняться и в кремнистой породе и при окислении последней обусловить образование

«железо-кремнистой шляпы», которая и наблюдалась на месторождениях Кука-Дулкан, Тилва и др. Оруденение, по наблюдениям М. Лазаревича, наиболее часто пространственно ассоциировало с окремнением, однако в то же время наблюдалось как окремнение без оруденения, так и оруденение вне связи с окремнением. Химический анализ кремнистых пород*, как правило, свидетельствует лишь о кажущемся увеличении SiO_2 по сравнению с неизменной породой, так как речь идет только о соотношении масс SiO_2 . Объемные соотношения пористых окремненных зон и нормального андезита, по М. Лазаревичу, показывают, что неокварцованный андезит содержит даже больше кремнекислоты, нежели ее содержится в окремненных массах, из чего следует, что источником SiO_2 кремнистых масс являются исключительно боковые породы. Таким образом, окремнение, вызванное растворением вмещающих пород при подъеме гидротермальных растворов и в зонах их наиболее активной циркуляции, будучи связанным с процессами пропилитизации и каолинизации, также является дорудным процессом. Окремнение, по М. Лазаревичу, создавало условия для последующей локализации оруденения (пористость и даже крупные полости, которые позднее заполнялись рудными минералами).

Вещественный состав руд месторождения Кука-Дулкан весьма своеобразен. Рудные минералы (первичные) представлены, по М. Лазаревичу, исключительно сульфосолями, среди которых установлены энаргит, антимонит-люционит, люционит, медистый склероклаз. В жилах отмечены барит и каолинит (по М. Лазаревичу — накрит). Кроме того, при описании кремнистых «белоснежных» масс М. Лазаревич указывал алунит. Более поздние исследования руд, проведенные А. Циссарцем, дополнили список рудных минералов; им установлены халькопирит, борнит, а также «молодой» (непропилитовый) пирит. Связано ли это с большей детальностью более поздних исследований или с проявлением вертикальной зональности оруденения (ибо современное изучение вещественного состава описывается на материал более глубоких горизонтов месторождения), не ясно. Представляется более вероятным второе предположение, поскольку М. Лазаревич описывает сульфиды при анализе других типов месторождений системы Бор.

Таким образом, заканчивая рассмотрение месторождений Бор, еще раз просуммируем основные выводы. Пропилитизация, каолинизация и окремнение взаимосвязаны и являются явлениями дорудными. Каолинизация и окремнение своим проявлением отличают участки и зоны наиболее активной циркуляции гидротермальных растворов. Кроме того, каолинизация и окремнение наиболее интенсивно проявляются в верхних горизонтах месторождения. Оруденение является более поздним, чем гидротермальное изменение пород,

* Анализировались окремненные массы, главным образом пиритового месторождения Майданшек, аналогичного месторождениям Бор на ранних стадиях развития.

и обнаруживает вертикальную зональность. На более нижних горизонтах рудоотложение происходит как в виде сульфидов меди, так и в виде сульфосолей, на более верхних — только в виде сульфосолей. Связь между гидротермальным изменением субвулканических биотит-роговообманковых андезитов массива Тимок и оруденением следует рассматривать лишь в том смысле, что рудоносные растворы циркулировали и отлагали рудные минералы в тех же зонах, где в силу благоприятных структурных условий наиболее интенсивно проявили себя и гидротермальные растворы, обусловившие дорудное гидротермальное изменение пород. При наличии в отдельных случаях благоприятных структурных факторов руды локализируются и в свежих, не тронутых гидротермальным метаморфизмом, андезитах.

Месторождение Радка Панагюриште представлено линзообразными медноколчеданными телами, залегающими в интенсивно серицитизированных и окварцованных дацитах сенонского возраста. Пропилитизация, как и в Восточной Сербии, имеет региональное распространение.

Геологической особенностью района месторождения являются обнажающиеся здесь так называемые елшицкие граниты, содержащие, по Ц. Димитрову, ксенолиты андезитов, которые могут рассматриваться как крупная субвулканическая интрузия, связанная с субсеквентным магматизмом. Возраст елшицких гранитов, правда, пока спорен.

Выше при описании явлений пропилитизации в вулканогенных толщах болгарского Среднегорья указывалось, что пропилитизация рассматривается Ц. Димитровым, И. Йовчевым и Т. Радоновой как дорудный процесс. Дорудной, по Т. Радоновой, является и так называемая пиритовая (серицит-пиритовая — М. В.) стадия минерализации, которую следует рассмотреть более подробно, поскольку она отсутствует на месторождениях Восточной Сербии и, возможно, является ключевой для понимания различий в парагенезисах пропилитизированных пород массива Тимок и Панагюриште. «Пиритовая стадия минерализации», по Т. Радоновой, привела к образованию белых кварц-серицитовых или серицит-кварцевых пород с пиритовой вкрапленностью, которые часто сохранили первичные структурные и текстурные особенности исходных пород. В андезитовых породах серицитизация имеет слабое распространение. Альбит пропилитизированных пород в зонах серицитизации нацело исчезает. Из минералов пропилитизированных пород сохраняются только фенокристаллы кварца. Интенсивно серицитизированные и окварцованные породы залегают непосредственно около рудного тела. Часто не может быть проведена четкой границы между пиритовым рудным телом и серицит-кварцевой породой, содержащей густую пиритовую вкрапленность. Интенсивность серицитизации увеличивается с приближением к пиритовому рудному телу и уменьшается с удалением от него. Мощность зоны серицитизации достигает в центральной части 500 м.

Серицит образует крупные чешуйки, сноповидные, веерообразные и радиальнолучистые агрегаты, которые встречаются и в виде прожилков в пропицитизированных породах (совместно с кварцем и пиритом). Часто в серицитизированных породах наблюдаются мелкие игольчатые кристаллы и коленчатые сростания рутила и иглы гематита. По оптическим свойствам серицит относится к фенгиту ($-2V = 14^\circ$; $N = 1,58$). В интенсивно серицитизированных породах количество серицита нередко достигает 70% от объема породы.

Кварц в описываемых породах мелкозернистый (0,02—0,2 мм). Образует гнездообразные агрегаты с мозаичной структурой, а также прожилки в породе. Зерна кварца часто имеют включения кристаллов гематита и рутила.

Пирит распространен, в общем, равномерно, количество его в среднем составляет 1%. С приближением к рудному телу количество его увеличивается до 80—90%. Пирит образует мелкозернистые аллотриоморфнозернистые агрегаты, часто катаклазированные и расщепленные халькопиритовыми прожилками. Наблюдаются главным образом кубические кристаллы пирита, хотя в гидротермально измененных породах встречаются и идиоморфные отдельные пиритовые пентагон-додекаэдры. В нескольких шлифах кварц-серицитовых с пиритом пород обнаружен флюорит, образующий прожилки, зальбанды которых сложены кварцем. Эти прожилки секут пропицитизированные дациты. Образование метасоматических пиритовых рудных тел, приходит к выводу Т. Радонова, непосредственно связано с серицитизацией и окварцеванием дацитовых пород. Источником железа являются при этом эффузивные породы. В процессе гидротермальной дифференциации железо было выщелочено и переотложено в благоприятной структурной зоне. Собственно медная рудная минерализация является в месторождении наиболее поздней и представлена двумя последовательными стадиями — борнит-теннантит-халькопиритовой и халькопирит-пиритовой. Кроме этих рудных минералов, представленных, как мы видим, главным образом сульфидами меди и железа, Т. Радонова отмечает галенит и офалерит.

Нетрудно видеть, что на месторождении Радка Панагюриште наблюдаются классические взаимоотношения между гидротермально измененными породами серноколчеданными рудами, свойственные вообще этому типу месторождений. Правда, Т. Радонова разделяет во времени формирование пропицитов и кварц-серицитовых пород, однако, как видно из описания, взаимоотношения этих образований могут быть объяснены и с точки зрения разрастания метасоматической колонки, что отражает и более общий случай формирования серноколчеданных метасоматических месторождений. В этом случае, как мы видим, наблюдается почти полная аналогия в химико-минералогической направленности процессов формирования месторождений Бор и Радка. Однако для нас сейчас более важны наметившиеся различия в геологических и морфогенетических особенностях месторождений Болгарского Среднегорья и Восточной Сербии,

поскольку именно в этих различиях лежит возможная причина различий парагенезисов пропилитизированных пород в этих регионах.

Как мы помним, главное различие пропилитизированных пород Панагюриште и массива Тимок состоит в том, что парагенезисы первых характеризуются присутствием альбита, в то время как в пропилитах массива Тимок альбит отсутствует и первичные полевые шпаты остаются свежими. Однако различия наблюдаются, как мы видели, не только в парагенезисах пропилитов. В противоположность месторождению Бор (Кука-Дулкан), где развита каолинизация (и, возможно, гидрослюдистое изменение — *М. В.*), на месторождении Радка Панагюриште соответствующая зона метасоматической колонки представлена мусковит-серицитом. Отличен при этом не только минеральный состав, но и морфология минеральных индивидов, слагающих метасоматические породы. В противоположность месторождению Бор, где породы имеют глинистый облик и размеры чешуек глинистых минералов не могут быть определены даже под микроскопом, на месторождении Радка это более крупные (до 0,05 мм) кристаллические чешуйки, образующие правильные агрегаты. Зона окварцевания, представленная на месторождении Кука-Дулкан кремнистой массой с неразличимыми отдельными индивидами в месторождении Радка представлена зернистыми мозаичными агрегатами с размером кварцевых индивидов до 0,2 мм. И, наконец, на месторождении Радка в серицитизированных породах присутствует флюорит, не характерный для месторождения Бор. Рудная минерализация на сравниваемых месторождениях также различна. Для месторождения Бор характерны сульфосоли (Cu, As), для Радка — сульфиды. As присутствует здесь также в виде сульфида — арсенирита (в последней рудной халькопирит-пиритовой стадии минерализации).

Все приведенные отличительные особенности медных месторождений Восточной Сербии и Болгарского Среднегорья, с учетом уже отмечавшихся выше различий в общей геологической обстановке (субвулканические андезиты массива Тимок и глубинные гранитоиды Панагюриште), однозначно свидетельствуют о том, что названные месторождения формировались в различных геологических и физико-химических условиях и прежде всего в условиях различных температур и глубинности. Возможно также, что андезиты массива Тимок и месторождения Бор действительно являются третичными, как это предполагал Клар [46]. В этом случае, однако, глубинность также остается решающим фактором, но обусловлена она уже общей эволюцией физического состояния Среднегорской подвижной зоны во времени. Влияние этих факторов на парагенезисы пропилитов будет рассмотрено ниже в соответствующем разделе.

Орогенные формации. Эоцен-олигоценовая формация. Указанные выше субвулканические образования, главным образом андезито-дацитового состава, подвергались широко проявленной региональной дорудной пропилитизации. Пропилитизированные дациты и андезиты служат вмещающими породами для

месторождений и подвергаются вблизи рудных тел уже более поздним собственно околорудным изменениям. Не подвергаются пропилитизации наиболее поздние среди всех остальных продуктов эоцен-олигоценового вулканизма санидиновые дациты. Интересно при этом, что в ряде районов санидиновые дациты предшествовали рудообразованию. Таким образом, разрыв между пропилитизацией и рудообразованием является довольно значительным и определяется временем формирования санидиновых дацитов. Природа так называемых «санидиновых дацитов» представляется во многом спорной. Известны многочисленные примеры, когда подобные «санидиновые дациты», «санидиновые трахиты» и т. д. оказывались породами вторичными, метасоматическими, возникшими за счет интенсивного проявления процесса адуляризации. В ходе этого процесса образуется триклинный адуляр с санидиновой оптикой. Эти явления будут рассмотрены ниже при характеристике пропилитизации в Восточных Карпатах.

Пропилитизация, подчеркивает Г. Шнейдерхен [37], представляет собою региональное явление. «В большинстве случаев вся масса изверженных пород бывает «пропилитизирована» или претерпевает «зеленокаменный метаморфизм», т. е. обнаруживает автогидратацию, происшедшую сразу после затвердевания магмы и выражающуюся в образовании хлорита, пирита, кварца, карбонатов и серицита. Независимо от этого, существует дополнительное, более молодое изменение боковых пород, непосредственно граничащих с рудными жилами и зонами, которое выражается еще более сильной серицитизацией и особенно кальцитизацией и окремнением...» Пирит в большинстве случаев относится к наиболее ранним продуктам, и на месторождениях обычно можно выделить по крайней мере две фазы пиритизации — более древнюю, пропилитовую, и более молодую, гидротермальную, связанную с действием рудоносных растворов. По мнению А. Циссарца, еще не было отмечено проявлений силификации, карбонатизации, каолинизации и цеолитизации, связанных с пропилитизацией. А. Циссарц ссылается при этом на новейшие данные М. Илича [65], который пришел, в противоположность М. Лазаревичу, к выводу, о том, что цеолитизация совершенно не связана с пропилитизацией, но представляет собою более позднее гидротермальное изменение, связанное с рудообразованием или, по крайней мере, совпадающее с ним. Пропилитизация же, по данным А. Циссарца и др., влияет на рудообразование лишь постольку, поскольку она приводит к ослаблению пород в результате изменения их минерального состава и объема, что в дальнейшем облегчает циркуляцию рудоносных растворов.

Приводя общую характеристику эоцен-олигоценового тектономагматического цикла в болгарских Родопях и Вардарской зоне Югославии, мы указывали, что для него наиболее характерны цинково-свинцовые месторождения, такие, как Злетовское в Злетовско-Кратовском массиве, Леце в массиве Слишане, Стари Трт близ Треча в Югославии и месторождения Маджарово, Серница,

Звезделески, Лозен и др. в Болгарии. Возможно, к этому же комплексу месторождения относятся месторождения на о-вах Иброс и Патмос в Греции, хотя Г. Маринос считает их возраст уже миоценовым. Надо сказать, что и в Болгарии главная фаза оруденения считается уже миоценовой. Является ли это отражением закономерного омоложения однотипных геологических процессов в пространстве (такие явления характерны для Средиземноморского подвижного пояса), либо неточностями определений возраста, неясно. При ведущей роли цинково-свинцовых месторождений для рассматриваемого отрезка металлогенической истории региона характерны, хотя и мало распространены, месторождения меди (Дубица) VI молибдена (Мачкатица). Более распространены и имеют практическое значение сурьмяные месторождения. Надо отметить, что возраст месторождения Мачкатица и его принадлежность к этому, а не к предыдущему металлогеническому циклу вызывают сомнения, точно также, как это ранее указывалось для месторождения Бор, возраст которого, возможно, третичный и аналогом которого в это время является энаргитовое месторождение Дубица.

Рассмотрим наиболее значительные и типичные представители названных месторождений в целях иллюстрации взаимоотношений процессов пропилитизации и рудообразования.

Молибденовое месторождение Мачкатица расположено в верховьях р. Южная Морава (к востоку от г. Вране на долготе массива Тимок). Согласно А. Циссарцу и В. Микинчичу, здесь размещается крупный гранодиоритовый плутон Сурдулица, окруженный каймой более молодых дацитовых вулканических пород частично субвулканического, частично собственно эффузивного происхождения. Месторождения связаны с крупным субвулканическим дацитовым интрузивом, расположенным к северу от плутона. Дациты подверглись пропилитизации и реже цеолитизации. Сами же руды локализованы в зоне дробления в дацитах и подстилающих кристаллических сланцах. В зоне дробления устанавливается интенсивная силицификация, связанная с оруденением. Именно в силицифицированной зоне наблюдаются тонкие включения молибденита. Прочие сульфиды представлены исключительно пиритом. М. Илич считает, что оруденение следовало за пропилитизацией, которую он относит к явлениям автогидратации [65]. Новоминералообразованиями при пропилитизации, по М. Иличу, являются хлорит, эпидот (иногда с цоизитом), титанит, кальцит и пирит. Пропилитизация, по М. Иличу, вызывается главным образом H_2O , а также CO_2 и H_2S . Температура процесса 350° . Изменение в значительной степени является изохимическим. М. Илич исключает из признаков пропилитизации цеолитизацию, относя ее к более позднему гидротермальному метаморфизму главной рудной фазы, для которой помимо цеолитизации характерны силицификация и каолинизация. М. Илич отмечает, что характер пространственного развития пропилитизации меняется от одного вулканического цикла к другому. В более поздних миоценовом и

плиоценовом циклах пропилитизированные породы занимают меньшие площади.

Анализируя геологические условия месторождения Мачкатица, А. Циссарц приходит к выводу, что это месторождение относится к особому типу, неизвестному в других рудных провинциях мира. Такой вывод представляется неверным. Геологические соотношения между плутонами гранодиоритов позднего мела — палеогена с более поздними «субвулканическими» фазами того же цикла, переходящими в покровные образования, весьма характерны для Камчатки, Аризоны, Нью-Мехико и ряда других регионов. Точно также для них характерны аналогичные соотношения пропилитизации с собственно околорудным гидротермальным метаморфизмом и с кварцево-жильными молибденовыми месторождениями в самих гранодиоритовых плутонах — типа Стари Глог, о которых пишет и сам А. Циссарц.

Свинцово-цинковое месторождение Стари Трг расположено в рудном районе Капаоник (Югославия). Район месторождения, по А. Циссарцу, сложен древнепалеозойскими сланцами, песчаниками и мраморизованными известняками. Эта древняя толща в миоцене прорвана андезитом. Андезиты, как отмечает А. Циссарц, несут следы региональной автогидротермальной пропилитизации, в то время как с рудным процессом связаны силификация, карбонатизация и каолинизация. Интересно, что само месторождение образовалось в результате метасоматического замещения мраморизованных известняков, и рудные тела представляют собою метасоматические залежи, которые, залегая на контакте с вулканическими брекчиями санидиновых дацитов, тем не менее могут удаляться от этого контакта. Санидиновые дациты обычно не подвергаются пропилитизации, являются дорудными или рудосопровождающими и подвергаются только гидротермальному околорудному (сопровождающему оруденение) метаморфизму. Сульфидные руды месторождения представлены ранним пирротином и более поздними сфалеритом и галенитом. В подчиненных количествах на месторождении встречаются арсенопирит, халькопирит, буланжерит-бурнонит, джемсонит и антимонит.

В болгарских Родопах также известны многочисленные полиметаллические месторождения (Маджарово, Серница, Звезделски и Лозен).

Месторождение Маджарово. Олигоценые трахиандезиты, биотитовые андезиты, пироксеновые андезиты и дациты, а также андезитовые и трахиандезитовые субвулканические тела и дайки прорваны монцонитоидами, сиенит-порфирами с дайковым комплексом аплитов, лампрофиров и лейкократовых трахиандезитовых даек. Оруденение относится к кварцевожильному типу. Пропилитизация, по А. Атансову, Б. Маврудичеву и др., является наиболее ранним проявлением дорудного гидротермального метаморфизма. Вслед за пропилитизацией, согласно этим авторам, идет образование вторичных кварцитов и затем формирование кварц-гематит-сульфидных,

кварц-гидрослюдисто-гематит-сульфидных и кварц-гематит-галенит-клейофан-баритовых жил. Наиболее поздними жилами на месторождении являются кварц-халцедон-баритовые с арсенопиритом и карбонатные. Сходный характер имеют геологическая обстановка и последовательность минерализации и на месторождениях Лозен, Звезделски и др.

Видимо, к этому же металлогеническому циклу относятся свинцовые и цинковые месторождения Греции. Как правило, они размещаются в древних кристаллических породах, однако всегда в соседстве с молодыми вулканическими центрами. Иногда наблюдается непосредственная связь месторождений с вулканизмом, например в случае нахождения оруденения (галенита) в лавах на о-вах Иброс, Патмос и др. Для лав при этом характерна пропилитизация, хотя наблюдаются случаи нахождения их же и в неизмененных вулканогенных породах.

Миоценовая вулканогенная формация (горы Апусени). Основным признаком попилитового изменения в вулканических толщах и интрузивах гор Апусени является тот факт, что это изменение не ограничивается системой жил, а захватывает обширные площади, которые не всегда даже связаны с рудными жилами.

Породы имеют темно- или светло-зеленую окраску. Трахитовая структура первоначальной породы исчезает. Порфировая структура вследствие исчезновения темноцветных фенокристаллов (порфирировых выделений) исчезает или становится неясной. В типичном пироксен-амфиболовом андезите Брада первичные темноцветные минералы представлены ромбическим пироксеном, амфиболом. В порфирировых вкрапленниках присутствует также плагиоклаз. Аксессуарные представлены апатитом, цирконом, биотитом, кварцем и рудными (магнетит). Темноцветные минералы изменены — превращены в агрегат хлорита, серпентина (частично бастита) и кальцита. Эти агрегаты часто имеют форму первичных кристаллов темноцветных минералов, но при сильном разложении породы контуры псевдоморфоз также теряют четкость. Роговая обманка, как правило, резорбирована и имеет каемки из магнетита. Ядра кристаллов сильно хлоритизированы. Совместно с хлоритом развиваются кальцит и доломит. Полевой шпат, как правило, свежий; часто в нем присутствуют включения стекла, приуроченные главным образом к ядрам кристаллов. Факт этот заслуживает особого внимания, так как главным признаком пропилитизации, наблюдавшейся всеми без исключения исследователями, является потеря основной массы стекловатого облика. Такие наблюдения с достоверностью указывают на свежесть полевых шпатов трансильванских пропилитов — признак, который в настоящее время часто ставится под сомнение. Биотит в пропилитизированных пироксен-амфиболовых андезитах хорошо сохраняется даже тогда, когда различные изменения других темноцветных минералов завершились полностью и разложению стали подвергаться даже полевые шпаты. Иногда наблюдается хлоритизация биотитов. Кварц образует в основной массе лапчатые формы и, как правило,

свободен от примесей. Апатит, циркон и магнетит довольно часто присутствуют в неизменном состоянии. Структура основной массы кристаллическая; основная масса лишена включений стекла. Часто наблюдаются микролиты, главным образом полевого шпата, (Pl) и пироксен. При изучении более свежих разновидностей пропилитизированных пород устанавливается, что пироксен подвергается более интенсивным изменениям и прежде роговой обманки. Роговая обманка часто почти не тронута разложением, в то время как пироксены полностью хлоритизированы. Пирит в пропилитизированных андезитах Брада обычно полностью отсутствует.

Пропилитизация в рассматриваемом регионе распространена очень широко. Однако изменение, как правило, захватывает только купола андезитов (диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров) и редко выходит за пределы этих куполов (или как их называют «жерл вулканов»). Границы пропилитизированных куполов с вмещающими покровами и пирокластами очень резкие, характер пропилитизации по всему куполу (или, скорее, штоку) сохраняется один и тот же. Все эти признаки позволили Пальфи, Шумахеру и Бюргу прийти к выводу, что причину этих изменений следует искать не снаружи, а в самой магме. Очень важно подчеркнуть следующую характерную особенность пропилитизированных андезитов «золотого четырехугольника». Это не покровные андезиты или андезиты в обычном понимании. «Купола» представляют собой скорее приповерхностные штоки диорит-порфиритов («андезиты»), гранодиорит-порфиров («дациты»), т. е. интрузивные магматические образования, сформировавшиеся на определенной глубине.

Еще Б. Ф. Инкей установил, что пропилиты в направлении от контактов и от вершины купола-штока внутрь переходит в обычный андезит. Надо заметить, однако, что такие явления наблюдаются лишь тогда, когда речь идет о наиболее близкоповерхностных образованиях.

Чистые амфиболовые андезиты обнаруживают зеленокаменные изменения, в меньшей степени выраженные.

Гранатовые андезиты, как уже отмечено, наряду с большим количеством амфибола и темно-красного граната (пироба) содержат биотит и кварц; последний частично окружен венчиками вторичного кварца. Такие андезиты хлоритизированы более сильно, чем чистые роговообманковые разновидности.

Амфиболовые андезиты, однако, нередко обнаруживают наряду с образованием хлорита и сильную эпидотизацию. Происхождение эпидота в этих породах весьма своеобразно. Поскольку ни полевые шпаты, ни биотит и роговая обманка изменениям не подвергаются, то образование эпидота идет за счет разложения граната. Гранат распадается на эпидот, кальцит, кремнекислоту и доломит.

Сравнение анализов свежих и пропилитизированных андезитов показывает, что наблюдаемые колебания не могут служить признаками пропилитизации, поскольку такие колебания возможны внутри любой магмы и любого магматического тела. Пропилитизация

в куполах-штоках Брада и др. является, следовательно, изохимическим процессом. Увеличивается лишь содержание CO_2 .

В тех случаях, когда пропилитизация проявляется за пределами куполов в покровных андезитах, зачастую заметен переход от пропилитизированной породы к нормальной. Правда, в большинстве случаев за пределами куполов наблюдаются широко проявленные явления каолинизации. Пропилитизации подвергаются лишь наиболее плотные лавовые участки (не брекчии) — ядра покровов. Интенсивность пропилитизации находится в прямой зависимости от богатства пород кремнеземом.

Гидротермальное изменение, приводящее к изменению не только темноцветных минералов, но и полевых шпатов, сопровождается цеолитизацией. При этом оба процесса являются более поздними сравнительно с пропилитизацией.

Более локальным изменением пород является каолинизация. В Рудных горах каолинизация является очень распространенным проявлением изменения пород. Обычно она является почти постоянным спутником жил. При этом каолинизация проявляется не только около тех жил, которые размещаются в андезитах, но и в тех случаях, когда жилы находятся в других породах. Одновременно проявляется и пиритизация пород. Под микроскопом в таких каолинизированных породах наблюдаются агрегаты оптически изотропных каолинитовых масс и серицитовых чешуек (гидрослюда? — *М. В.*), которые либо образуют скопления, либо равномерно рассеяны по массе породы. Первичная структура породы утрачивается. Скопления пирита часто наследуют форму первичных кристаллов темноцветных минералов.

Одновременно с каолинизацией, серицитизацией и пиритизацией проявляется карбонатизация. При этом кальцитизация наиболее интенсивно проявляется за фронтом каолинизации на переходе к неизмененному пропилиту.

Каолинизация, таким образом, представляет собою в случае околожильного изменения поствулканический гидротермальный процесс преобразования уже пропилитизированных андезитов. Однако кроме такой «околожильной» каолинизации в регионе наблюдается каолинизация, отчетливо связанная с пропилитизацией постепенными переходами. Такие постепенные переходы наблюдаются как в покровных образованиях около куполов-штоков, так и в кровле пропилитизированных андезитовых штоков. Эти явления захватывают значительные площади, сравнимые с масштабами пропилитизации, в то время как околожильная каолинизация и сопутствующие ей процессы часто ограничиваются 1—2 см при мощности жилы 0,5—1 м. Правда, в случае, если порода около жил тектонически нарушена, околожильная «каолинизация» по мощности может достигать 20 м. Однако наиболее типичным является тот случай, когда между ответвлениями жилы, отороченными маломощными зонками «околожильной» каолинизации, сохраняются целики пропилитизированных пород и наблюдается как бы «слоеный пирог», в котором чередуются светлоокрашенные (каолинизированные) и зеленые (пропилитизированные) прослойки пород.

Окременнение наблюдается также двух типов: 1) связанное с каолинизацией и пропицитизацией и 2) околожилное.

Правильные представления о закономерностях локализации жил в пределах области третичного вулканизма гор Металичи сложились уже после работ М. Ф. Пальфи [87]. Он показал, что трещины, вмещающие золоторудные тела описанных морфологических типов (исключая метасоматические пиритовые залежи), являются трещинами тектонического происхождения и что направление этих трещин полностью совпадают с тектоническими элементами, характерными для всей горной области. Этими элементами являются трещинные зоны СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ простирания. Как пишет М. Ф. Пальфи, во всей рудной области нет ни одной стоящей разработки жилы, направление которой не совпадало бы с указанными направлениями. Наоборот, в ранние периоды изучения месторождений и в более поздние вплоть до современного периоды многие исследователи считали и считают (более по инерции, впрочем) структуры, в которых локализовано оруденение, генетически связанными с так называемыми «жерлами вулканов». По мнению таких исследователей, трещины с рудными жилами представляют собою контракционные трещины остывания некков. Наблюдается, однако, интересная особенность в размещении оруденения в жилах. Жильные трещины обнаруживают золотоносность, как правило, только в тех случаях, когда жила располагается вблизи андезитовых куполов-штоков. С удалением от них содержание золота в жилах падает, и сами жилы выклиниваются, хотя как безрудные могут прослеживаться еще на большом протяжении.

Рассмотрим некоторые наиболее представительные месторождения гор Металичи.

Месторождение Баица (Baia) представлено многочисленными жилами, главная из которых Suhaida эксплуатируется уже на глубине 800 м. Эта жила сложена многочисленными ветвящимися, сходящимися и расходящимися прожилками. По соседству с пересекаемым жилами куполом риолитов они становятся столь многочисленными, что образуют штокверк, оруденение здесь очень богатое, извлечено много самородного золота. С глубиной наблюдается слияние многочисленных жилок в одну главную жилу, для которой характерно обогащение сульфидами Pb и Zn. Главная жила залегает уже в юрских мелафирах. Золото здесь рассеяно в кварце в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом или образует прекрасные кристаллы. Обнаружены гнезда пираргирита и аргентита.

Месторождение Сэкэрымб (Săcărâmb — Nogyag) расположено в «кратере», как пишут Т. Р. Гицулеску и М. Соколеску, или, точнее, в пределах окружения штока субвулканических кварцевых диоритовых порфириров. Общее количество жил — более 200. В пределах месторождения выделяются участки, характеризующиеся специфической минерализацией.

1. Участок развития жилы Magdalena. Жила сложена кварцем, сопровождающимся родохрозитом. Жила богата сульфидами, среди которых установлены: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и

некоторое количество алабандина. Золото присутствует исключительно в форме нагиагита.

2. Участок жил Longhin и Antelonghin. Мощность жил от нескольких сантиметров до 2 м. Жилы сложены кварцем, сопровождающимся баритом, родохрозитом и иногда кальцитом. Среди сульфидов установлены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и тетраэдрит. Золото находится в форме сильванита, самородного золота и гораздо реже в виде нагиагита.

Рудный район Бреаза (Breaza). Андезитовые по составу вулканыты, аргиллиты и песчаники сарматского возраста прорваны здесь штоком кварцевых андезитов (или, точнее, кварцевых диоритовых порфиров) горы Бреаза. Месторождение представлено жилами. Жильные минералы — кварц, кальцит, родохрозит и каолинит. Рудные минералы — пирит, сфалерит, более редко встречаются галенит, халькопирит и тетраэдрит. Золото находится в тонкорассеянном виде в сульфидах. Рудные жилы залегают в пределах штока кварцевых диоритовых порфиров.

В месторождениях Мусцариу и Брэдизор рудные жилы также залегают в соседстве со штоками диоритовых порфиров. При этом вмещающими породами являются как мелафиры, так и третичные андезиты.

В месторождениях Троица (Troia), Трестиа (Trestia) рудные жилы наблюдаются в куполе диоритовых порфиров на контакте с мелафирами. Жильные минералы представлены кварцем, реже кальцитом. Среди рудных — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и тетраэдрит. Сульфиды образуют гнезда, прожилки и вкрапленность очень мелких кристаллов. Зальбанды жил сильно каолинизированы. Жилы могут переходить в зону вкрапленности пирита, в штокверковые зоны. Золото встречается или в гнездах сульфидов, или образует пластинки самородного золота в кварце.

На месторождении Байя Ариеш шток кварцевых диоритовых порфиров прорывает древние кристаллические и метаморфические породы (сланцы, известняки и др.).

Суммируя все вышеизложенное о геологических особенностях характера пропилитизации вулканогенных пород и рудоносности области «золотого четырехугольника», можно сделать следующее заключение.

В отличие от сложившихся представлений о широком развитии в горах Апусени (Металичи) вулканических аппаратов, так называемых «жерл вулканов», представленных «некками» и покровными образованиями лав и пирокластов, более правильно рассматривать этот регион как область широкого развития малых интрузий диорит-порфировитового и гранодиорит-порфирового состава, прорывающих стратифицированные вулканогенные образования неогена. Отсутствие или малая интенсивность проявления складчатости являются закономерными для подобного рода вулканогенных комплексов и характерны вообще для поздних стадий развития субсеквентного вулканизма. Тектоника этого периода в ряде подобных регионов имеет

обычно германотипный характер (tilting). Именно такой блоковый характер тектоники, как это подтверждается и материалами по другим регионам, обуславливает относительную открытость тектонически проработанных структурных элементов (разломов) и формирование весьма приповерхностных интрузий субвулканического типа. В опубликованной литературе по рассматриваемому региону отсутствуют доказательства того, что купола так называемых «андезитов», «дацитов» и «липаритов» являются автоинтрузиями. Наоборот, исследование аналогичных образований в Восточных Карпатах (советских) показывает, что интрузии подобного типа — диоритовые порфириды и гранодиорит-порфиры — прорывают неогеновые вулканогенные образования, будучи связаны с паннонской фазой складчатости, хотя бы и носящей германотипный характер блоковых перемещений.

Пропилитизация в районе носит региональный характер, однако проявляется главным образом в пределах штоков малых интрузий диоритовых порфиридов, гранодиорит-порфиридов и т. д., редко захватывая покровные стратифицированные образования за пределами этих штоков. Наличие таких отдельных случаев показывает тем не менее, что процесс пропилитизации носит, по крайней мере, частично наложенный гидротермальный характер. Одновременно и, видимо главным образом, проявляется и дейтерическая, или «автогидратационная», пропилитизация. Наблюдается перерастание явлений автогидратации в явления наложенного гидротермального метаморфизма. С пропилитизацией тесно связана так же широко проявленная каолинизация (развитие минералов каолиновой группы и группы гидрослюд), проявляющаяся особенно интенсивно в пористых горизонтах туфов и туфобрекчий, вмещающих штоки субвулканических интрузий, а также в кровле штока. Пропилитизация и связанная с нею каолинизация являются образованиями дорудными и не связаны с формированием рудных жил.

Особую важность для выяснения соотношения пропилитизации и оруденения имеет изучение так называемых жил «глаухов», т. е. дорудных брекчиевидных жил, в которых цементом является илоподобная грязевая масса, а обломки представлены пропилитизированными песчано-сланцевыми и вулканогенными породами. Эти «жилы» пересекаются с рудными жилами с сульфидами Pb и Zn, а также с Au и Ag. Таким образом, процессы пропилитизации и оруденения во времени оторваны один от другого, по крайней мере, периодом формирования жил «глаухов».

Рудные жилы залегают главным образом в контактах со штоками малых интрузий или в самих этих штоках и сопровождаются околорудными изменениями пропилитизированных пород, проявляющимися в каолинизации, серицитизации (развитие гидрослюд), карбонизации, пиритизации и окремнении. Эти околорудные изменения наблюдаются и в тех случаях, когда жилы залегают в породах, не подвергшихся пропилитизации — мелафирах *, сланцах и даже неогеновых андезитах. Околорудные изменения проявляются очень часто незначительно сравнительно с мощностями жил.

Трещины, вмещающие рудные жилы, не являются контракционными трещинами остывания штоков. Выдержанное простирание двух систем этих трещин свидетельствует об их тектонической природе.

Наблюдается, таким образом, чисто структурная взаимосвязь между пропилитизированными штоками малых интрузий и поздним рудообразованием. При этом связь собственно золотоносности и структур, в которых локализованы штоки субвулканических интрузий, еще более тесная, чем связь с ними систем.

Пропилитизация наиболее интенсивно проявлена в III вулканической фазе. Она совершенно не характерна для IV фазы, приведшей к излияниям андезито-базальтов океанического типа, и слабее проявлена в породах II фазы (дациты Căinel). Породы I фазы также несут слабые следы пропилитизации.

Миоценовая формация Восточных Карпат. Изученность метасоматических образований в настоящее время позволяет выделить следующие естественно ассоциирующиеся группы.

1. Метасоматически измененные породы II фазы, вулканизма — Береговское холмогорье, Бегань Байя-Марэ. Сюда же, возможно, относятся и некоторые типы гидротермально измененных пород Западных Карпат (Прешовские горы).

2. Метасоматически измененные породы III фазы вулканизма:

а) изменения покровных пирокластических и эффузивных образований;

б) изменения пород гипабиссальных интрузий.

3. Метасоматически измененные породы IV фазы вулканизма:

а) породы сольфатарных полей;

б) региональные изменения в андезитах и базальтах бужорской свиты.

Метасоматически измененные породы II фазы вулканизма. Поскольку основной нашей задачей является рассмотрение явлений пропилитизации, то наибольший интерес для нас представляют именно нижние горизонты верхнетортонских андезитов, плагиолипаритов и их туфов, где, по данным В. С. Соболева и М. Ю. Фишкина, протекают процессы, близкие к явлениям пропилитизации. Наиболее характерными типами изменения плагиогранитовых туфов являются альбитизация и адуляризация.

Альбитизированные туфы, по М. Ю. Фишкину, — плотные окварцованные пирокластические породы. Фельзитовидная основная масса (цемент) сложена преимущественно кварц-каолиновым агрегатом. Плагиоклаз, по определениям М. Ю. Фишкина ($N_g = 1,536$, $N_p = 1,526$), относится по составу к чистому альбиту. В зернах альбита нередко развиты чешуйки серицита и глинистых минералов. Местами присутствуют также карбонаты и пирит. Карбонаты особенно интенсивно развиваются во включениях измененного андезита. С описанными явлениями изменения плагиолипаритовых туфов находятся в связи и изменения более глубоко залегающих андезитов. Наиболее характерной особенностью береговских андезитов является серицити-

* Поскольку сами мелафйры представляют собою породы зеленокаменные, наверное, утверждать, что они не подверглись неогеновой пропилитизации, трудно. Однако закартированный характер пространственного развития пропилитов позволяет считать, что дело обстоит именно так.

зация плагиоклаза, а также каолинизация породы. Плагиоклаз при этом полностью замещается каолиновым агрегатом и часто карбонатом; основная масса также каолинизирована. Серицитовый агрегат, заместивший центральные части зерен плагиоклаза, каолинизации не подвергается. Пироксены замещаются нонтронитом. В отдельных случаях наблюдается значительное количество пирита. Кроме того, наблюдаются жилки сидерита, вблизи которых развит агрегат тонкочешуйчатого зеленого хлорита, и изредка — кальцит. Как уже отмечалось при петрографической характеристике пород II фазы вулканизма, среди андезитов, измененных в большей или меньшей степени, присутствуют и сильно измененные андезиты миндалекаменной текстуры, для которых наиболее характерной чертой является наличие линзочек зеленого тонкоагрегатного хлорита, в центральной части — с карбонатом. Такой же хлорит развивается в породе в краевых частях жилков, причем в самих жилках во внешней части выделился сидерит, а в центральной — кальцит. По мнению В. С. Соболева, изменения, приведшие к образованию «миндалекаменного андезита», те же самые, что и в вышележащих андезитах; хлорит не заполнял имеющиеся пустоты, а образовался за счет разложения андезита. Те же самые изменения характерны и для туфов андезитов.

Адуляризация проявлена в плагиолипаритовых туфах выше зоны альбитизации этих пород, при этом интенсивность процессов калишпатизации, по В. С. Соболеву и М. Ю. Фишкину, увеличивается вверх по разрезу измененных пород и приводит к полному исчезновению плагиоклаза (альбита) и широкому развитию калиевого полевого шпата. В. С. Соболев указывает, что нигде не устанавливается замещения калиевым полевым шпатом неизмененного андезита. Обычно замещению калишпатом подвергается уже альбитизированный плагиоклаз. Из описаний можно догадываться, что альбитизация плагиоклазов представляет собою не только более ранний, но и более широко проявленный метасоматический процесс. Под микроскопом в пирокластических породах с фельзитовой основной массой видно, что вкрапленники и обломки вкрапленников представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Фенокристаллы калиевого полевого шпата имеют разрезы вида параллелограмма, в других случаях представляют обломки вкрапленников. Оптическая ориентировка индикатриссы ($BNg = 90^\circ$, $BNm = 21^\circ$, $BNp = 69^\circ$) отвечает моноклинному ортоклазу. Замещение первичного плагиоклаза (альбита) идет «зерно за зерно» с образованием гомоосевой псевдоморфозы. По определениям М. Ю. Фишкина, показатели преломления минерала ($Ng' = 1,518$, $Np' = 1,514$) соответствуют чистому калиевому полевому шпату, лишенному натриевого (альбитового) компонента.

Основная масса состоит из кварца и калиевого полевого шпата. Характерно появление в основной массе участков окварцевания с крупнокристаллическим кварцем, иногда гребенчатым. В таких участках калиевый полевой шпат перекристаллизовывается и его водяно-прозрачные кристаллы приобретают в разрезе типичную для адуляра форму ромбов размером 0,02—0,03 мм. Более поздний

кварц нарастает и на первичных вкрапленниках кварца; отмечено также замещение кварцем калиевого полевого шпата, начинающееся с периферии кристалла. Кроме адуляра в основной массе туфов развиваются глинистые минералы — монтмориллонит, каолинит и гидрослюда. Встречаются также карбонат и пирит.

Образование вторичного калиевого полевого шпата наблюдалось также в обломках андезита с альбитизированным плагиоклазом, встречающихся в липаритовых туфах. По В. С. Соболеву, в крупных обломках андезитов адуляризация наблюдалась только в краевой части, далее она сменяется серицитизацией*. Выше по разрезу описанные породы сменяются каолинизированными, адунитизированными и окварцованными породами. Минералогические особенности этих пород, равно как и вертикальный характер зональности, подробно изучены В. С. Соболевым и М. Ю. Фишкиным. Ими установлено, что адуляровые метасоматиты, каолинизированные, адунитизированные и окварцованные породы представляют собою продукт единого метасоматического процесса и последовательно отражают уменьшение глубины минералообразования при вертикальной фильтрации гидротермальных растворов. Температура образования адуляра определяется ими в 400°C , алунита — $< 200^{\circ}\text{C}$.

К другому выводу о взаимоотношениях главной массы адуляризованных, каолинизированных и адунитизированных пород пришли Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко и др. По наблюдениям Э. А. Лазаренко, процессы адунитизации и каолинитизации в главной своей части, исключая каолинизацию, связанную с рудными жилами, были более поздними по отношению к основной адуляризации (I стадия минерализации, по Э. А. Лазаренко). Эти процессы накладывались на адуляризованные породы и рудные жилы (реликты адуляризованных пород были встречены и в верхних горизонтах Береговского месторождения) и приводили к замещению адуляризованных пород верхних горизонтов породами каолинизированными и адунитизированными.

Представляет значительный интерес сравнение особенностей пропилитизации регионов Береговского и Байя-Марэ. При описании пропилитизации в последнем я пользуюсь материалами Д. Джюшке и Д. Радулеску [59, 90].

В изученных Д. Джюшке породах адуляр представлен двумя модификациями — моноклинным адуляром с характерными ромбическими контурами разрезов мелких кристаллов, как правило тесно связанным с вторичным кварцем, замещающим основную массу породы и, иногда, пироксены, и адуляром триклинным. Триклинный адуляр образует более крупные кристаллы и наблюдается исключительно в псевдоморфозах по плагиоклазам. Псевдоморфозы могут быть микроскопическими или достигать размеров 5—6 мм. Для триклинного адуляра характерно тонкое полисинтетическое двойникование

* К сожалению, остается неясным вопрос о том, насколько интенсивно проявлена альбитизация в подстилающих плагиолипаритах андезитов.

по альбитовому и периклиновому законам. В отличие от описанных В. С. Соболевым и М. Ю. Фишкиным случаев, структура адуляровой псевдоморфозы может обладать различной оптической ориентировкой в зависимости от того, на какой стадии замещения остановилось образование псевдоморфозы, хотя в конечном счете контуры псевдоморфоз в точности соответствуют форме плагиоклазового кристалла. Также в отличие от адуляров Береговского района адуляр Байя-Марэ имеет санидиновую оптику, оптические оси расположены в плоскости второго пинакоида, угол оптических осей от 22 до 40°. В большинстве случаев, по данным Д. Джюшке, наблюдается полное замещение плагиоклазов адуляром, однако имеются многочисленные наблюдения промежуточных стадий замещения, показывающие, что адуляр действительно является вторичным минералом. Наиболее показательны явления замещения в кварцевом андезите Пескуйату (III фаза), в непосредственной близости от г. Байя-Марэ. Андезин (не альбит — М. В.) пронизан здесь прожилками и включениями адуляра неправильной формы с контурами, ограниченными ломаными линиями, следующими кристаллографическим направлениям. Процесс может распространяться за пределы кристалла, образуя вокруг последнего корону адуляра; реже местное разрастание некоторых инфильтратов дает центральные зоны адуляра в кристаллах плагиоклаза. Подобные явления наблюдались и в риолитах типа Местекеншо (в долине р. Илбы) — II фаза, однако здесь Д. Джюшке указывает на различные стадии превращения альбитита в адуляр. Им наблюдались здесь также новообразования адуляра в соседстве с кристаллами альбита, либо имеющими включения адуляра, либо лишенными их. В андезитах района Дялул Булат (III фаза) наблюдаются кристаллы андезина, чистого или слегка серицитизированного, замещаемые псевдоморфозами адуляра и хлорита. Карбонаты в адуляризованных породах, по данным Д. Джюшке, практически отсутствуют и если наблюдаются, то как более поздние, чем адуляр, новообразования. Как правило, адуляризация сопровождается окварцеванием (особенно вдоль зон разломов). При этом, как и в Берегово, по отношению к псевдоморфозам триклинного адуляра окварцевание является более поздним. Такое соотношение процессов наблюдается, например, в дацитах Синдилит (III фаза), где конечная стадия гидротермального метаморфизма проявилась широким окварцеванием, которое накладывается и на крупные кристаллы адуляра по прожилкам вдоль сети трещин. В связи с этой позднейшей силицификацией наблюдается серицитизация и каолинизация адуляра, одновременно разбивается коричневый или зеленый хлорит.

Наблюдаются, таким образом, два морфологических типа проявления адуляризации. Первый из них — адуляризация в жильных зонах, которые имеют периферию, сложенную хлорит-карбонатной фацией. Образование таких кварцитовидных псевдотрахитов наблюдается как в андезитах Сейни (II фаза), так и в кварцевых андезитах Пескуйату (III фаза), причем один фланг жильной зоны находится в андезитах II фазы, а другой — в андезитах III фазы. Второй,

наиболее характерный и распространенный тип адуляризации — это адуляризация эксплозивных брекчий и тех зон в андезитовых и дацитовых покровах, которые в силу каких-либо причин обладают повышенной проницаемостью для гидротермальных растворов (трещиноватость охлаждения и др.). В дацитах Синдилит, относящихся к третьей фазе вулканизма, Д. Джюшке были выделены контуры трех комплексов эксплозивных брекчий. Брекчии эти выделяются своим красным цветом в связи с обильным развитием в них гематита. Характерно, что расположение различных по размерам обломков брекчии показывает отсутствие существенных смещений этих обломков друг относительно друга. «Цемент» таких брекчий гематитизирован, содержит обломки кристаллов адуляра или полностью замещен микрозернистым кварцем. Фенокристаллы обломков брекчии, полностью адуляризованные, при более интенсивном развитии окварцевания уже не только в цементе, но и в самих обломках, перекристаллизовываются, и в конечном счете образуется агрегат зернистого вторичного кварца с ромбическими в разрезах кристаллами адуляра. Пироксен исходных пород остается неизмененным и окружается кварцем и кристаллами адуляра, более крупными, чем в остальной массе. Реже наблюдается развитие червеобразных агрегатов или чешуйчатого хлорита, тонко рассеянного в породе. Сходны с описанными адуляризованными эксплозивными брекчиями и адуляризованные псевдобрекчии, т. е. покровные андезиты и дациты, в которых адуляризация развивалась вдоль трещин, интенсивно и равномерно распределенных по всему покрову. Во многих случаях метасоматический процесс развивается и далее адуляризации. Наблюдается замещение адуляра кварцем, серицитом, каолинитом. Иногда наблюдается интенсивное развитие тридимита. Подобного типа изменения являются уже региональными. Поля адуляризации вулканогенных пород достигают площади 150—200 км².

Особый интерес для нас в целях выяснения соотношения процессов пропилитизации и адуляризации представляет также случай, описываемый Д. Джюшке для изменения андезитов Сейни в долине р. Сейни и ее притока р. Четэций. Здесь регионально проявлена пропилитизация пироксен-роговообманковых андезитов, которую Д. Джюшке связывает «со специальными условиями извержений, имевших место в районе, в большей своей части покрытом водами миоценового моря». Пропилитизация состоит, по Д. Джюшке, в хлоритизации пироксена* (и, видимо, в альбитизации андезина, поскольку в случае адуляризации андезитов Сейни наблюдались реликты альбита среди новообразованного адуляра — М. В.). В пределах площадей пропилитизированных андезитов наблюдается широкая сеть линейных зон осветления («дехлоритизации»), в которых развиваются серицитизация, карбонатизация и пиритизация. Процесс этот проявлен настолько широко, что «свежие» пропилитизиро-

* Этот исследователь применяет даже определение «пропилитизированный пироксен».

ванные породы встречаются лишь в отдельных участках. Внутри таких зон или полей осветления (аргиллизации), сложенных пластичными породами, наблюдаются метасоматические жиллообразные зоны мощностью 1—2 мм, ориентированные в различных направлениях, соответствующих направлениям основных систем трещин в толще андезитов Сейни. Эти жиллообразные зоны сложены породами, сохранившими реликтовую структуру исходных андезитов (порфировую с пилотакситовой структурой основной массы), адуляризованными и слабо окварцованными.

Основная масса здесь замещена агрегатом кварца и адуляра, плагиоклаз фенокристаллов также адуляризован. Наблюдается, таким образом, зональность, проявляющаяся в смене по горизонтали (по направлению к осевым зонам трещин) пропилитизированного андезита зоной серицитизации и (в осевой трещине) зоной адуляризации. При этом, однако, Д. Джюшке относит процесс адуляризации к более поздним явлениям метасоматоза, нежели пропилитизация и аргиллизация. «Эксплозивные» (dicurible) и псевдоэксплозивные (трещинные — М. В.) каналы долины Четэций представляют собою адуляризованные и силицифицированные участки, размещенные в серицитизированных и каолинизированных породах.

Суммируя все изложенное относительно метасоматических изменений в породах II^с фазы в Береговом холмогорье и в породах округа Байя-Марэ, можно сделать следующие основные выводы.

1. Если допустить, согласно В. С. Соболеву, В. П. Костюку, М. Ю. Фишкину и др., что возраст метасоматических образований Берегового холмогорья не моложе нижнего и среднего сармата, то адуляризация Берегово и Байя-Марэ — равновозрастные процессы, так как в Байя-Марэ адуляризации подвергаются породы как II (верхний тортонский сармат), так и III (шаннон) вулканических фаз. Это противоречие снимается, если принять последнюю схему В. Н. Зайцевой, И. А. Новодережкина и С. В. Расточинского, согласно которой процессы адуляризации связаны именно с III фазой.

2. Для пород II фазы вулканизма и в Береговом районе Закарпатья, и в Гутинских горах округа Байя-Марэ характерны хлоритизация, карбонатизация и альбитизация, т. е. комплекс минералов, определяющих при наблюдающейся геологической обстановке наличие процесса пропилитизации верхнетортонских андезитов. Процесс пропилитизации, связанный с геологическим циклом накопления вулканогенных пород (толщ), естественно ограничивается по возрасту времени проявления II фазы вулканизма. Естественно, поэтому, что пропилитизация и адуляризация в породах Берегового холмогорья и в породах II фазы в Гутинских горах должны рассматриваться как генетически не связанные между собою процессы. Даже в том случае, если каждой фазе вулканизма свойственна своя послемагматическая адуляризация, и тогда последняя должна рассматриваться как процесс более поздний, чем пропилитизация, поскольку она накладывается либо на пропилитизированные породы, либо на зоны более продвинутого изменения (серицитизации, аргиллизации и т. д.). В этом случае адуляризация подобна оруденению и столь же оторвана от пропилитового процесса.

Общей особенностью изменения пород гипабиссальных интрузивных штоков являются преимущественное развитие гидротермального (и, может быть, дейтерического) процесса исключительно по темноцветным минералам и относительная свежесть плагиоклазов. Фемические минералы в некоторых интрузивах в неизменном состоянии

вообще не обнаружены (например, в гранодиорит-порфире горы Большой Шаян), а плагиоклазы совсем не изменены или подвергаются слабой альбитизации и калишпатизации. Темноцветные минералы (главным образом гиперстен) замещаются здесь анкеритом; изверженная порода теряет при этом магнитность. Низкая магнитность гранодиорит-порфиров горы Большой Шаян указывает на то, что подобному изменению был подвержен весь массив изверженных пород.

Хлоритизация в гранодиорит-порфирах горы Большой Шаян не проявлена совсем, о чем свидетельствуют сохранившиеся чешуйки совершенно свежего биотита. Калишпатизация и альбитизация в гранодиорит-порфирах, по наблюдениям А. И. Славской, проявлены очень слабо. Оба минерала образуют неправильные прожилковообразные выделения в кристаллах плагиоклазов; в диоритовых порфиритах массива Варгедь темноцветные минералы, представленные гиперстеном и роговой обманкой, подвергаются сначала хлоритизации и затем также анкеритизации. Совместно развивается лейкоксен. Еще более поздним процессом здесь является калишпатизация плагиоклазов, которая так же, как и в гранодиорит-порфирах Большого Шаяна, развивается вдоль прожилков в кристаллах плагиоклаза.

Гранодиорит-порфиры массива Ракош также испытали сходное изменение. Фемические минералы нацело разложены и замещены хлоритоподобным минералом железо-зеленого цвета (точнее, неопределенным), хлоритом, мусковитом и иногда железистым эпидотом. Плагиоклазы в той или иной степени замещены серицитом, альбитом и каолинитом.

Пропилитизация в главной интрузии гранодиорит-порфиров, как и в других случаях, имеет площадное распространение. Ей подвергся весь массив изверженных пород. Начинается изменение с замещения темноцветных минералов хлоритом; разложение роговой обманки, по В. С. Соболеву, начинается еще в магматическую стадию и приводит к замещению ее агрегатом моноклинного пироксена, плагиоклаза, магнетита и вторичного биотита. Хлорит замещает гиперстен и другие темноцветные, а также развивается вдоль трещин по плагиоклазам. Возникший за счет темноцветных минералов хлорит, по данным А. И. Славской, окрашен в густо-зеленый цвет, плеохроирует слабо, образует лучистые или волокнистые агрегаты; удлинение положительное, $N_m = 1,595$, цвета интерференции — аномальные. Хлорит, развивающийся по плагиоклазам и являющийся более поздним, окрашен слабо, плеохроирует в зеленовато-желтых тонах, иногда бесцветный, $N_g - N_p = 0,003$. Совместно с хлоритом и, будучи связан с ним постепенным переходом, развивается хлоритоподобный, точнее неопределенный, минерал — зеленый, слабо плеохроирующий с повышением двупреломлением; удлинение положительное, $N_g = 1,638$. Местами развит идингситоподобный минерал. Иногда в виде линзочек в хлорите, заместившем, видимо, биотит, наблюдается эпидот, а также мусковитовая каемка вокруг хлорита. А. И. Славская указывает, что мусковит в этом случае образуется по биотиту, реликты которого иногда сохраняются внутри новообразованного мусковита.

Можно думать в связи с этим, что речь идет о замещении здесь хлоритом сразу двух минералов — скорее всего роговой обманки и биотита, образующего вокруг него оторочку. Одновременно с хлоритизацией или несколько позднее нее происходит карбонатное замещение темноцветных минералов. Развиваются карбонаты ряда анкерит — сидерит. Замещению подвергаются главным образом моноклинный пироксен и роговая обманка, реже гиперстен. Карбонаты слагают обычно центральные части псевдоморфоз, края которых сложены хлоритом, а также пересекают хлоритовые зоны в виде прожилков. Образование хлорит-карбонатных псевдоморфоз имеет место до каких-либо изменений плагиоклазов в породе; полные псевдоморфозы наблюдаются на фоне совершенно свежих первичных плагиоклазов гранодиорит-порфира.

Изменения плагиоклазов в Вышковской интрузии гранодиорит-порфиров в ходе пропилитизации весьма слабые. Наблюдается их частичная альбитизация и калишпатизация. При этом калиевый полевой шпат формируется в жилках и околотрецинных зонах, «в непосредственной близости от путей циркуляции растворов». В. С. Соболев и др., а затем и А. И. Славская описывают следующий наиболее типичный случай калишпатизации гранодиорит-порфиров. Кроме серицитизации и частичной альбитизации плагиоклазов, а также полного замещения фемических минералов хлоритом и карбонатом наблюдается вкрапленность пирита, вокруг которого выделяется сидерит и, по-видимому, каолинит — вторичная жилочка состоит из кварца, карбоната, пирита, а вблизи контакта с породой в ней содержатся крупные кристаллы чистого полевого шпата с низким показателем преломления, местами со своеобразным волнистым погасанием и как-будто с неясной микроклиновой решеткой. В самой породе вблизи контакта с жилкой хорошо видно, как калишпат замещает вкрапленники плагиоклаза, а местами видны также остатки мутного плагиоклаза в прозрачном калишпате.

Помимо регионально проявленной пропилитизации описываемого типа в гипабиссальных породах III фазы наблюдаются серицитизация и каолинизация, а также «гидротермальная аргиллитизация».

Не останавливаясь подробно на этих явлениях, укажем только, что максимального развития названные процессы достигают в трещинных зонах. При этом наблюдается горизонтальная зональность, состоящая в смене по направлению в осевой зоне трещины пропилитизированных пород серицитизированными (кварц-серицитовые породы с пиритом) и каолинизированными. Явления эти аналогичны описанным ранее для других районов проявлениям пропилитизации и, в частности, для гор Металичи в Трансильвании.

Подводя итоги всему сказанному о пропилитизации в породах III фазы карпатского вулканизма, можно сделать однозначный вывод о полном сходстве ее с пропилитизацией в породах III фазы вулканизма гор Металичи в Трансильвании. Наиболее характерной особенностью пропилитизации является полное изменение темноцветных минералов при относительной свежести плагиоклазов. Альбитизация

плагноклазов проявлена весьма слабо и только в наиболее крупных интрузивах. Адуляризация, независимо от того, имеем ли мы дело с псевдотрахитами по андезитам Пескуйату или дацитам Синдилент или слабой адуляризацией в гранодиорит-порфирах, носит околотрещинный характер и ни в коем случае не равнозначна по особенностям своего проявления альбитизации при формировании пропилитизированных пород. Адуляризация в прожилках и даже зонах является аналогом столь характерных для третичных пропилитов жильных образований, которые можно наблюдать во всех районах третичной вулканической деятельности.

Районы развития месторождений полиметаллических и золото-серебряных руд обладают определенной спецификой, состоящей в том, что оруденение размещается не столько в зеленокаменных породах, сколько в породах адуляризованных, иногда даже нацело лишенных вторичных темноцветных и других минералов, характерных для пропилитов (хлорита, эпидота, пирита и т. д.). В связи с этим, прежде чем делать выводы о характере отношений между оруденением и пропилитизацией, необходимо рассмотреть вопрос об отношении к пропилитизации адулярированного метасоматоза. Главная особенность адуляризации состоит, как уже отмечалось, в том, что она в отличие от пропилитизации обнаруживает четкую приуроченность к определенной системе трещин и центров (эксплозивных, например). Эта приуроченность, по материалам Д. Джюшке, Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко и др. проявляется даже тогда, когда адуляризованные породы слагают в пределах развития неогеновых вулканитов целые поля так называемых «псевдотрахитов». Как показал Д. Джюшке, адуляризация, будучи связана с III фазой карпатского вулканизма, является процессом заведомо более поздним, чем пропилитизация в андезитовых породах верхнего тортона — нижнего сармата, которая, по его мнению, связана со специфическими условиями вулканической деятельности в миоцене. Таким образом, гораздо более поздним, чем пропилитизация пород Береговского холмогорья и андезитов Сеинь в округе Байя-Марэ, является и оруденение в этих районах. Это соотношение останется в силе и в том случае, если более справедливой окажется схема В. С. Соболева и В. П. Костюка, поскольку на материалах округа Байя-Марэ видно, что адуляризация накладывается на андезиты II фазы как более поздний, чем пропилитизация и аргиллизация, процесс и использует в своем пространственном развитии как трещины в пропилитизированных андезитах, так и те трещинные зоны, вдоль которых максимально проявлена аргиллизация. Для нас, однако, гораздо более важным является выяснение отношений адуляризации и пропилитизации в породах III фазы. По наблюдениям В. М. Соболева, адуляризация в массивах гипабиссальных гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритов Вышковского района носит околотрещинный характер. При этом дальнейшее развитие околотрещинного метасоматоза приводит к замещению адуляра серицитом и каолинитом и формированию околотрещинных зон аргиллизации. Только последующее дробление пропилитизированных и ар-

гиллизированных кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров привело к образованию брекчий, цементом в которых являются рудные минералы. Оруденение, следовательно, и в этом случае является более поздним процессом, чем пропилитизация и околотрещинные адуляризация и аргиллизация.

Ртутное оруденение, безусловно, является более поздним, чем пропилитизация, процессом и в том случае, когда оно сочетается во времени с полиметаллическим и золото-серебряным, и тем более в том случае, когда оно представляет более позднюю фазу оруденения, связанную с IV фазой карпатского вулканизма. Некоторые трудности для анализа геологической позиции ртутного оруденения в Вышковском районе создает нерасчлененность развитых здесь интрузивных образований. Все интрузии в настоящее время относятся к паннонским, в то время как прорывают паннонские отложения в пределах рудного поля лишь гранодиорит-порфиры горы Большой Шаян; Вышковская же интрузия прорывает только отложения верхнего тортона — нижнего сармата, и верхний возрастной предел для нее неизвестен. В то же время послемагматические процессы в этих двух интрузиях носят, как было показано, различный характер. В гранодиорит-порфирах Большого Шаяна адуляризация и альбитизация совсем не проявлены, не отмечена и хлоритизация. Возможно, что некоторые из интрузий Вышковского района, такие, как Большой Шаян, относятся к более поздней интрузивной фазе, и пропилитизация здесь, обладающая, кстати, рядом минералогических особенностей, должна считаться более поздним процессом, чем пропилитизация с хлоритизацией и околотрещинной адуляризацией. Правда, и в этом случае ртутное оруденение следует рассматривать как еще более поздний процесс, так как рудные минералы цементируют брекчии аргиллизированных и пропилитизированных гранодиорит-порфиров горы Большой Шаян.

Малая Азия и Малый Кавказ

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Восточные Понтиды. Многие исследователи Восточно-Средиземноморской области все время подчеркивают большое сходство между Восточными Балканами (Суббалканская или Среднегорская зона) и складчатой зоной Понтид (зоной Цонгульдак, на западе).

Согласно наблюдениям Ц. Вильсера [125], Ф. Косма, Р. Арни, Е. Новака, В. Петрашека, А. Поллака и др., фации молодых отложений в зоне Цонгулдак (Южное Причерноморье) и на Восточных Балканах весьма сходны. В обеих зонах установлено наличие весьма типичных для внутренней (северной) складчатой дуги позднемерловых вулканогенных образований, представленных преимущественно продуктами ачдезитового вулканизма (сенонская эффузивно-мергелистая фация). Как и на Восточных Балканах, первые складчатые движения отмечаются в зоне Цонгулдак в сеномане. Вообще же

следует отметить, что в западной части Понтида вулканогенные образования мелового возраста довольно редки. Наоборот, восточнее Самсуна андезитовые вулканогенные толщи пользуются исключительно широким развитием. Они сложены все горные сооружения, вытянутые вдоль южного берега Черного моря вплоть до советско-турецкой границы и еще далее на восток, уже в пределах нашей страны — в Аджаро-Триалетской складчатой области. По данным А. Поллака, вулканогенные породы в ассоциации с рифовыми известняками прослеживаются бурением из Суббалаканской зоны вдоль Черноморского побережья почти непрерывно. Вулканогенные толщи позднего мела в Восточных Понтидах представлены, по данным А. Поллака, В. Ковенко и др., спилитами*, андезитами, дацитами, базальтами и их пирокластами. Толщи прорваны молодыми гранодиоритовыми интрузивами. В основании вулканогенной толщи залегает так называемая раннемеловая «древняя спилитовая серия», для которой, по А. Поллаку, характерны зеленые туффины, агломераты и основные и средние эффузивы «со спилитами» (имеются в виду, по-видимому, интенсивно зеленокаменноизмененные породы — *М. В.*). Выше залегают уже позднемеловые вулканы дацитового состава (дациты I). Интересно, что мощность дацитовых вулканогенных толщ весьма изменчива. Она достигает максимума (1000 м) в районе медных месторождений (Мургул, например). Часто эти вулканогенные породы, содержащие почти все наиболее крупные рудные месторождения Понтида, весьма сильно гидротермально изменены. А. Поллак отмечает пропилитизацию, силицификацию, серицитизацию, каолинизацию, пиритизацию. Пропилитизированные дациты (дациты II) залегают выше ранних рудоносных дацитов I, однако рудных месторождений эти поздние дациты, как правило, не содержат. Стерильными в отношении рудоносности являются и так называемые «верхние спилиты». Возраст наиболее молодых вулканогенных образований приведенного разреза определяется как эоценовый. Между позднемеловыми и эоценовыми отложениями в Понтидах отмечается несогласие. К эоценовым проявлениям магматизма относятся интрузивы гранитного и диоритового состава.

Наиболее молодые вулканогенные породы Восточных Понтида представлены дацитами III фазы (горный массив Зувальдат, у Мургул), дайками андезитового состава, прорывающими все породы района, и, наконец, четвертичными оливиновыми базальтами, слагающими обширные плато.

Среди месторождений Восточных Понтида, залегающих в зеленокаменноизмененных, пропилитизированных вулканогенных породах или находящихся в связи с этими породами, П. Викерслот [122], К. Клефт, А. Поллак [89] и В. Ковенко [76] различают:

1) медно-магнетитовые месторождения в скарнах, образовавшихся в контакте молодых (Cr_2-Pg) гранитов и рифтовых известняков; кроме магнетита для этих месторождений характерны пирит, пирротин и халькопирит;

* Надо заметить, что «спилитами», по данным турецких геологов, сложены и некоторые молодые покровы четвертичных вулканов (например Арарата).

2) месторождения медистых пиритов, содержащие также халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит; руды этого типа залегают непосредственно в гидротермальноизмененных дацитах — пропилитизированных, аргиллизированных и окварцованных;

3) полиметаллические месторождения, рудные минералы в которых представлены галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами и небольшим количеством халькопирита и пирита; присутствует также стефанит. Жильная масса руд этих месторождений представлена баритом. Весьма характерны для руд мелкозернистая и колломорфная текстуры.

В верхних горизонтах полиметаллических месторождений иногда преобладают жилы, сложенные только галенитом и сфалеритом. Такие руды выделяются П. Викерслотом в самостоятельный тип. Наиболее типичными для рассматриваемого региона являются месторождения медистых пиритов, нередко содержащие промышленные концентрации не только меди, но также цинка, свинца, серебра и золота. Таковы месторождения Моргул, Куварсхана, Лаханос, Израиль, Кара-Эрик, Карилар, Агалик-Маден, Кицил-Кая и др.

Представителями жильных месторождений свинца и цинка являются Фоль-Маден, Балья-Маден и др.

Общей особенностью перечисленных месторождений Восточных Понтид, отмечаемой всеми исследователями, является близповерхностный характер оруденения, проявляющийся в быстрой смене парагенезисов рудных минералов по вертикали и широком развитии колломорфных структур руд.

Пространственно оруденение в вулканитах Восточных Понтид контролируется в первую очередь границей вулканогенных (или, точнее, эффузивно-экструзивных) и осадочных пород в горизонте «ранних дацитов». Этот «стратиграфический» признак оруденения постоянен и выдержан на всем простирании Восточных Понтид. Внутри «рудноносного горизонта» развитие серноколчеданного оруденения контролируется разломами северо-восточного простирания. При этом вдоль разломов наблюдаются либо протяженные мощные полого залегающие залежи серноколчеданных руд (месторождения Мургул, Израиль, Лаханос и др.), либо крутопадающие рудные столбы (colonnes), расположенные друг за другом в том же северо-восточном направлении (месторождение Кара-Эрик и др.).

Мощность пластовых месторождений достигает 100 м и более, протяженность по простиранию 1500—2000 м. Обычно в пределах рудного тела в дацитах наблюдаются вкрапленные пиритовые руды. Залежи массивных пиритовых руд встречаются, как правило, на границе дацитов и выше залегающих осадочных пород (например, мергелей, туфов и т. д.). Рудные столбы, напротив, состоят из массивной пиритовой руды, переходящей во вкрапленность пирита в стороны от «столба» в брекчированном даците. Наблюдавшаяся глубина столбов на месторождении Кара-Эрик составляла 100 м, диаметр рудного столба у основания 15 м.

Серноколчеданные руды перечисленных выше месторождений являются наиболее ранними рудными образованиями Восточных Понтид. Общей особенностью всех медноколчеданных и колчеданно-поли-

металлических месторождений этой области является наложенность медной и полиметаллической минерализации на первичные серноколчеданные рудные тела. Характерно при этом, что если серноколчеданные залежи и цепочки рудных столбов простираются в северо-восточном (30—50°) направлении, то более поздние рудные жилы и прожилки, сложенные халькопиритом, галенитом и сфалеритом и содержащие серебро и золото, ориентированы на всех месторождениях по азимуту 120°. Рудные жилы с сульфидами меди, цинка и свинца наблюдаются как внутри серноколчеданных рудных тел, так и за их пределами. На месторождении Лаханос, например, по данным А. Поллака, медно-цинковые руды не выходят за границы колчеданной залежи. В других месторождениях руды цветных металлов секут колчеданные рудные тела и дают апофизы в эти тела, совпадающие с ними по простиранию (северо-восток).

Во всех случаях более поздние рудные парагенезисы минералов развиваются в висячих боках серноколчеданных рудных тел.

Мы не случайно задержали внимание на вопросах взаимоотношения серноколчеданной и полиметаллической минерализации на месторождениях Восточных Понтид. Дело в том, что данные о пропилитизации и соотношения с ней оруденения по рассматриваемому региону практически отсутствуют, и соотношения различных типов руд являются единственными, пускай даже косвенными, указаниями для решения этого вопроса. Серноколчеданные месторождения Восточных Понтид обладают всеми признаками месторождений синметасоматических, т. е. сформированных в процессе метасоматического перерождения пород с образованием пропилитов, аргиллизированных, окремненных и т. д. разновидностей. Медное, цинковое и свинцовое оруденение, таким образом, и здесь является более поздним по отношению к пропилитизации и связанным с нею изменениям. Нужно заметить, однако, что по мнению многих исследователей (Ковенко, Поллак, Шнейдерхен), изменения вулканогенных пород несут автоматический характер. Г. Шнейдерхен считает месторождения Мургул, Эргани-Маден (во внешней зоне Тавра) и другие, сходные с ними, эксгальциционно-осадочными.

Данные В. Ковенко [76] по свинцово-цинковому месторождению Балья-Маден, свидетельствуют о более сложном генезисе. Дациты, вмещающие рудные тела месторождения, подвергаются карбонатизации, серицитизации, каолинизации, реже эпидотизации. Биотит, как правило, замещен хлоритом и серицитом. Пропилитизированные дациты секутся так называемыми «зелеными» дайками андезитов, т. е. тоже пропилитизированными. В лежачем боку пропилитизированных даек развиваются так называемые «порфиновые руды», представляющие собою продукты замещения пор и вкрапленников пропилитов рудными минералами. Такие руды не прослеживаются на глубину более чем на 80 м от современной дневной поверхности. Глубже они сменяются рассеянными непромышленными рудами.

Рудные минералы (пирит, галенит, сфалерит) часто ассоциируют с флюоритом, реже с адуляром. Главные жильные минералы: каль-

цит и кварц. По мнению В. Ковенко, месторождение Балья-Маден является субвулканическим гидротермальным и образовалось при температурах 150—300° С (ближе к 300°).

Аджаро-Триалетская складчатая область. Хотя восточное продолжение Понтид Малой Азии в пределах Советского Союза представляет собою проблему, многие стороны которой еще неясны и обсуждаются до настоящего времени, данные А. Поллака [89], Н. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе и других исследователей отчетливо свидетельствуют о том, что продолжением зоны вулканизма и складчатых сооружений Восточных Понтид является Аджаро-Триалетская складчатая область. Нужно заметить, однако, что прямое сопоставление вулканогенных и рудных образований Восточных Понтид и Аджаро-Триалетии невозможно, поскольку верхнемеловые вулканогенные образования, аналогичные восточнопонтским, в Аджарии неизвестны, хотя несомненно присутствуют в основании геосинклинального разреза этой области. Видимая часть разреза Аджаро-Триалетской области начинается Боржомским флишем (палеоцен — нижний эоцен). Средний и верхний эоцен представлены вулканогенными образованиями; выделяются три свиты — нижняя (слоистая пестроцветная), средняя (массивная туфобрекчиевая) и верхняя (слоистая туфогенная). Олигоценные, миоценовые и плиоценовые отложения пользуются в Аджаро-Триалетии ограниченным развитием. Время заложения Аджаро-Триалетской геосинклинали, по П. Д. Гамкрелидзе, — апт, по Г. А. Твалчелидзе — бат. Однако, независимо от этого, положение средне-верхнеэоценовых вулканитов и их преобладающе андезитовый состав свидетельствуют, по нашему мнению, об их принадлежности к орогенной (субсеквентной) андезитовой формации, сопоставимой с поздними островными вулканогенными формациями вулканических дуг.

Интрузивный комплекс Аджарии, по С. Ш. Саркасяну, связан с триалетской, т. е. доверхнеэоценовой, фазой складчатости. С. Ш. Саркасян сопоставляет его с интрузивными комплексами средних, по Ю. А. Билибину, этапов развития складчатых областей. Учитывая принадлежность среднеэоценовых вулканитов к орогенному этапу развития области, а также весьма специфичный состав интрузивных образований (сиенито-диориты, монцониты, диориты, тоналиты, банатиты, гранодиориты), можно думать, что более логично относить магматические и рудные образования Аджаро-Триалетии к продуктам «послескладчатых», поздних этапов развития геосинклинали.

Рудными районами Аджаро-Триалетии являются Аджарский, Гуретский, Дзамский и Зекарский.

Для Аджарского рудного района наиболее характерны, как и для Восточных Понтид, медно-полиметаллические руды (Мерисский рудный узел) двух типов: 1) пирит-халькопиритовые и 2) галенит-сфалеритовые, часто встречающиеся на одном месторождении, и серноколчеданные (месторождение Цаблока) руды. По наблюдениям С. Ш. Саркасяна, в размещении медных и свинцово-цинковых руд Аджарии наблюдается вертикальная зональность. Халькопиритовая минерали-

зация является наиболее глубокой. Сфалерит, как правило в ассоциации с галенитом, слагает верхние горизонты месторождений. В этом смысле Аджарские рудопроявления отличаются от более древних рудных образований Восточных Понтидов, в которых наиболее типичной является ассоциация сфалерита с халькопиритом.

Мерисский рудный узел расположен на южном крыле Боржомско-Абастуманской антиклинали, сложенной среднеэоценовыми туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и порфиридами, прорванными многофазным Мерисским интрузивом габбро-диоритов и сиенито-диоритов.

Породы, вмещающие рудные жилы рудопроявлений Мерисского рудного узла (верхняя свита среднего эоцена), представлены псаммитовыми и пелитовыми песчаниками общего андезитового состава и витрокластическими образованиями. Для всех пород рудного узла характерно зеленокаменное изменение — пропилитизация, проявляющаяся в интенсивном развитии вторичных хлорита, серицита, карбонатов, кварца, в меньшей степени эпидота. Плаггиоклаз исходных пород альбитизирован. В подчиненном количестве развиты цеолиты (по плаггиоклазам). Интрузивные породы Мерисского штока, среди которых выделяются сиениты, сиенито-диориты, монзониты, диориты, также подвергаются пропилитизации.

Все рудные участки Мерисского рудного узла располагаются в ореоле Мерисского интрузивного штока в пропилитизированных вулканогенных породах среднего эоцена (туфогенно-осадочная свита). Всего выделяется около 30 рудных тел, представленных рудными кварцевыми жилами и зонами дробления.

Кварцевые жилы, обычно ветвящиеся, залегают часто среди сильно осветленных пород околотрещинных метасоматических зон. Обычная рудная минерализация кварцевых жил медная (халькопирит). В верхних горизонтах наблюдается обогащение галенитом и сфалеритом (присутствует блеклая руда); жильный минерал (кроме кварца) — карбонат, реже барит.

Оруденелые зоны дробления приурочены к разломам среди пропилитизированных пород. Цементирующее обломки пропилитов оруденение является главным образом свинцово-цинковым и сопровождается окварцеванием пропилитов. Зоны, несущие оруденение, по С. Ш. Саркисяну, характеризуются значительными мощностями и постепенными переходами в безрудные вмещающие пропилитизированные породы. Наблюдаются переходы между рудными кварцевыми жилами и окварцованными и оруденелыми зонами дробления.

Гидротермальное изменение вмещающих оруденение пород обнаруживается, по С. Ш. Саркисяну, зональность относительно Мерисского интрузива. Изменения внутренней зоны (С. Ш. Саркисян связывает их с воздействием на породы интрузива и называет контактными) выражаются в развитии биотита, эпидота, цоизита, хлорита, серицита, карбоната. Изменения внешней зоны, наблюдающиеся в ореоле 1,5—2 км, по С. Ш. Саркисяну, выражаются в хлоритизации, карбонатизации, серицитизации, окварцевании, каолинизации и пирит-

тизации. Реже наблюдается цеолитизация. Интенсивность пропилитизации, по С. Ш. Саркисяну, и преобладание того или иного вида этого процесса находятся в прямой зависимости от близости к выходу интрузива и от близости к тектонически нарушенным зонам. В около-трещинных зонах пропилитизация сменяется кварц-серицит-хлоритовым изменением и в осевой зоне кварц-серицитовым (с каолинитом и сапонитом).

Вопрос о зональности пропилитизации и ее отношении к интрузивам является одним из наиболее интересных и важных. По нашим наблюдениям, общий характер зеленокаменного пропилитового изменения вулканогенных пород одинаков как на рудных участках, так и за их пределами, а также и за пределами самого Мериского интрузива. Более того, отчетливо устанавливается, что и сами породы интрузивного штока подверглись интенсивному гидротермальному пропилитовому изменению. В них наблюдаются эпидотизация, хлоритизация, окварцевание. Этот факт позволяет сделать вывод о том, что «ореола» пропилитизации, которая являлась бы следствием воздействия интрузии на вмещающие породы, нет, и мы наблюдаем здесь зональность пропилитовых изменений, выражающуюся в том, что в околоинтрузивной зоне и за счет пород самого интрузива развиваются более высокотемпературные пропилиты. В самих пропилитизированных сиенито-диоритах наблюдается зона окварцевания и пиритизации. Вмещающие интрузив породы не несут каких-либо ярко выраженных следов контактового изменения. Микроскопическое изучение контактовых пород указывает лишь на проявление биотитизации, которая одна может рассматриваться как результат «допропилитового» контактово-метаморфического процесса.

В поле зеленокаменных изменений наблюдаются зоны околотрещинного осветления с пиритом. Однако кварцеворудные жилы с халькопиритом, сфалеритом и галенитом встречаются и непосредственно в пропилитизированных породах и не сопровождаются при этом какими-либо околорудными изменениями (месторождение Верхняя Цхалбокела). Пропилитизация и синхронное ей околотрещинное осветление вулканогенных пород (серицитизация, окварцевание) не являются, таким образом, околорудными изменениями и предшествуют оруденению.

М и с х а н о - З а н г е з у р с к а я структурно-формационная и металлогенетическая зона представляет собою западное окончание восточной ветви внутренней (Эльбурской) складчатой дуги Ирано-Афганской геосинклинали. В пределах зоны развиты преимущественно среднеэоценовые и олигоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования наиболее поздних этапов орогенного вулканизма внутренней складчатой дуги Эльбурса. Образования эоцена и олигоцена прорваны сложно построенными многофазными гранитоидными интрузивами батолитоподобного типа (Зангезурский плутон в Конгуро-Алангезском хребте и др.), имеющими, по представлениям И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна, миоценовый возраст.

С точки зрения места интрузивного магматизма Мисхано-Зангезурской структурно-формационной зоны в истории ее тектоно-магматического развития подобные плутоны, как правило, относят к образованиям, соответствующим средним этапам развития складчатых областей, по Ю. А. Билибину. Такой точки зрения придерживаются И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян и многие другие исследователи. Несмотря на это, нам представляется, что подобное решение вопроса не является единственно возможным. Дело в том, что при отнесении гранитоидных плутонов Мисхано-Зангезурской рудной области к средним этапам все исследователи исходят из представлений о среднеэоценовых вулканитах как об образованиях «доскладчатых», раннегеосинклинальных. При этом, как нам кажется, исследователи не учитывают того, очень важного для понимания истории геологического развития Малого Кавказа, факта, что собственно инициальный («доскладчатый», раннегеосинклинальный) вулканизм имел место во внутренней складчатой дуге Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали в позднем мелу и отделен во времени от орогенного вулканизма позднегеосинклинальных прогибов среднеэоценового возраста периодом накопления флишевых отложений (палеоцен — нижний эоцен). Таким образом, миоценовые гранитоидные плутоны Мисхано-Зангезурской структурно-формационной зоны логичнее, с нашей точки зрения, рассматривать как образования пост- или позднеорогенные, т. е. образования, аналогичные гранодиоритовым, монцит-гранодиоритовым и т. д. плутонам Коунрада в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области, Алмалыка в Кураминском вулканическом поясе и т. д.*. Общность перечисленных интрузивных образований с таковыми Мисхано-Зангезурской зоны проявляется и в характере постмагматических процессов в широком смысле и ассоциирующем с ними оруденении, в частности медно-молибденовом, на что давно указывают многие исследователи (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян и др.) и что подтверждается проведенными сопоставлениями.

В пределах Мисхано-Зангезурской металлогенической зоны выделяются четыре молибденоворудных района — Мисханский, Зангезурский, Дастакертский и Далидагский. Рассмотрим явления процилитизации и соотношение процилитизации с медно-молибденовым и связанным с ним оруденением на материалах Зангезурского рудного района, хорошо изученного И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном, С. А. Мовсесяном, А. Г. Казаряном, К. А. Карамяном, А. С. Фармазяном и другими исследователями.

Зангезурский рудный район расположен в наиболее поднятой части Кюнгуро-Алангезского хребта в области развития глубоко-эродированного миоценового по возрасту Зангезурского плутона. Интрузивный плутон сформирован, по существующим представлениям, в две фазы — первую монцититовую (монцититы, сиениты,

* Вулканогенные образования этого типа развития складчатых областей относят в настоящее время к так называемой «порфировой» формации «палочковых» вулканических поясов.

тоналиты) и вторую гранодиоритовую (гранодиориты, банатиты, порфиroidные грачиты). Оруденение генетически связывается со второй гранодиоритовой фазой, хотя пространственно приурочено бывает и к сиенитам и монцонитам первой фазы. В тектоническом отношении медно-молибденовые месторождения контролируются нарушениями системы Дебаклинского разлома. Руды носят штокверковый (Каджаран, Джиндара, Агаран и др.), жильный (Каджаран, Айгедзор) и вкрапленный (Каджаран, Мюльк-Личк) характер.

Район месторождения Каджаран сложен, по И. Г. Магакьяну, С. С. Мкртчяну и С. А. Мовсисяну, эоценовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туффитами, прорванными интрузивными породами Конгуро-Алангезского (Зангезурского) плутона — монцонитами и гранодиоритами. Медно-молибденовое оруденение приурочено к зоне разлома и дробления мощностью от 50 до 100—120 м в монцонитах первой фазы и контролируется, кроме того, более поздними дайками жильных порфиров (гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и др.), секущих монцониты. Вдоль даек, а также в зонах дробления монцониты подвергаются гидротермальным изменениям, среди которых устанавливаются ортоклазизация, пропилитизация, серицитизация, окварцевание и др.

И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян и др. выделяют на месторождении продукты шести этапов, или стадий, минерализации:

- I — пегматитовые и аплитовые дайки с крупночешуйчатым молибденитом, халькопиритом и гипогенным борнитом;
- II — высокотемпературные кварцевые жилы с турмалином, магнетитом, халькопиритом и иногда молибденитом;
- III — кварцевые жилы и прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, гематитом, пиритом и халькопиритом;
- IV — кварцевые прожилки с пиритом, молибденитом, халькопиритом, борнитом, людонитом и медно-висмутитовыми минералами;
- V — кварц-карбонатные прожилки с пиритом, молибденитом, халькопиритом, людонитом, сфалеритом, галенитом, аргентитом и блеклой рудой;
- VI — карбонатные и халцедоновые прожилки.

Сходную последовательность стадий минерализации наблюдали А. Г. Казарян, специально изучавший метасоматически измененные породы Каджаранского месторождения. К образованиям I стадии минерализации (кварц-ортоклазовый) он относит кварц-ортоклазовые жилы и прожилки мощностью от 0,5 до 10 см, содержащие кроме кварца и ортоклаза молибденит, редко халькопирит и магнетит. II стадия — кварц-молибденитовая (кварц, молибденит, реже халькопирит, магнетит, пирит). В III — кварц-халькопиритовую стадию минерализации, продукты которой развиты, по А. Г. Казаряну, наиболее широко, образуются кварц, халькопирит, молибденит, пирит. Установлены также энаргит, блеклые руды, борнит, магнетит, гематит, медно-висмутовые минералы. IV — кварц-пиритовая стадия минерализации проявлена слабо. Около прожилков мощностью 0,2—2 см, содержащих кварц, пирит (главный рудный минерал), халькопирит и редко молибденит, повсеместно наблюдается серицитовая «околорудная» оторочка. Характерной особенностью прожилков IV

стадии минерализации является наличие в них адуляра. V стадия минерализации — кварц-галенит-сфалеритовая, проявленная очень слабо, несет галенит и сфалерит, в тесной ассоциации с которыми находятся халькопирит, блеклые руды, редко пирит, энаргит. VI — анкеритовая, VII — халцедоновая и VIII — гипсовая стадии являются наиболее поздними на месторождении. Процесс гидротермального изменения вмещающих оруденение пород на Каджаранском месторождении делится, по А. Г. Казаряну, на три этапа. На раннем этапе происходит альбитизация вмещающих пород, образование эпидотовых прожилков, биотитизация безрудных свежих монзонитов. В так называемый «гидротермальный» этап наиболее распространенной является пропилитизация эпидот-хлорит-альбитовой (с биотитом) ступени гидротермального метаморфизма. А. Г. Казарян считает ее синхронной оруденению, однако указывает, что каждая из выделенных серий минерализации сопровождается специфическими околорудными изменениями. Можно указать, что все рудные прожилки сопровождаются серицитизацией окружающих пропилитов. Особенно интересны околорудные изменения, сопровождающие кварц-пиритовые прожилки III этапа минерализации. Осветленная кайма вокруг этих прожилков достигает 2—3 см и сложена кварцем, адуляром, серицитом, альбитом, карбонатом. Установлено, что альбит (№ 8—10) является минералом более ранним (пропилитовым — М. В.) и замещается адуляром (аналогичное явление мы наблюдали и на медно-молибденовых рудопроявлениях Камчатки). В кварц-серицитовой массе наблюдаются псевдоморфозы по биотиту, полностью замещенному серицитом, карбонатом и пиритом.

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Нижнее Приамурье и Северный Сихотэ-Алинь. В конце мезозоя (турон — ранний сенон) в этом регионе вулканизм и сопровождавший его интрузивный магматизм происходят в зонах островных поднятий в пределах остаточных геосинклинальных прогибов — Тумнинского и Амурского. Общий состав вулканитов этого периода андезитовый. Характерны интрузивные серии щелочноземельного состава типа габбро — диорит — гранодиорит — гранит.

С середины раннего сенона начинается вулканизм, приведший к формированию крайнего Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, включающего вулканогенные породы позднего мела, палеогена и неогена. Одновременно с вулканизмом имел место гранитоидный интрузивный магматизм.

В составе сенон-датских эффузивов отмечаются колебания от андезито-базальтов до риолитов. Преобладают андезиты и дациты. Интрузивы по составу меняются от диоритов до аляскитов; преобладают гранодиориты.

В палеогене (по В. П. Руссу и И. В. Кунаеву) развиты андезиты, андезито-дациты, дациты и риолиты. Интрузивы представлены верхнеудоминской серией — монзонит-гранодиоритами, гранодиоритами, гранитами и аляскитами.

Эоцен-миоценовые вулканиты, в том числе и экструзивы, имеют преимущественно основной состав.

Поля развития гидротермальноизмененных пород, или, как их называет В. И. Сухов, «массивы» вторичных кварцитов и пропилитов, образуют в плане удлиненные полосы-цепочки, вытянутые согласно с простиранием Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Выделяются следующие основные «цепочки массивов» — Прибрежная, вытянутая вдоль побережья Татарского пролива и Амурского лимана (11 массивов), Срединная, проходящая по левобережью р. Амура до Сахалинского залива (36 массивов), Бичи-Гырманская, протягивающаяся вдоль западной окраины вулканического пояса от р. Бичи на юго-западе до г. Белая Гора на северо-востоке,

Большемихайловская (на правом берегу Амура) и другие, выраженные менее отчетливо. Полосы-цепочки развития гидротермальноизмененных пород приурочены, по В. И. Сухову, к одноименным продольным зонам магмоконтролирующих глубинных разломов, располагаясь при этом на пересечении продольных разломов поперечными.

По мнению В. И. Сухова, поля гидротермальноизмененных пород развиты в пределах «палеовулканов», которые также располагаются на пересечении продольных и поперечных разломов. По мнению В. В. Русса, Г. И. Наговской и И. В. Кунаева, такое заключение является в значительной мере спорным, так как какие-либо структуры вулканов центрального типа в областях развития гидротермальноизмененных пород и рудопроявлений, по крайней мере в сенонских вулканитах, не устанавливаются.

Рассмотрим явления пропилитизации в некоторых из полей гидротермального изменения и на рудопроявлениях различных типов.

Прибрежная группа («цепочка») полей измененных пород. В районе мыса Сабах развиты вулканогенные образования больбинской свиты, прорванные штоком гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. Гидротермальному изменению с образованием вторичных кварцитов и пропилитов подвержены как вулканические, так и интрузивные породы.

В составе вторичных кварцитов Г. П. Шавро установлены андалузит-серицитовые, корунд-андалузит-серицитовые и серицитовые кварциты. В. И. Суховым отмечается также развитие аргиллизированных и пропилитизированных пород.

Гидротермальные изменения, в том числе и пропилитизация, протекают вдоль линейной зоны северо-западного простираения; протяженность зоны 1,5—2 км, мощность ~ до 0,2—0,3 км. Характерна, таким образом, довольно четкая приуроченность к тектоническим нарушениям и отсутствие регионального зеленокаменного изменения пород, типичное для молодых орогенных вулканогенных формаций.

В качестве аргиллизированных пород В. И. Сухов описывает измененные гранодиориты и гранодиорит-порфиры, в которых по зональным плагиоклазам развиваются серицит, хлорит и монтмориллонит. Монтмориллонит развит в виде сети прожилков. Темноцветные минералы (биотит) обычно нацело замещены тонковолокнистым хлоритом, в котором наблюдаются также включения эпидота, сфена и рутила. В массе хлорита также развиваются скопления и прожилки монтмориллонита; характерна и вкрапленность пирита.

Нам представляется, что одного наличия монтмориллонита в парагенезисе с эпидотом и хлоритом недостаточно, чтобы относить эти породы к аргиллизированным. Выше мы уже встречались с молодыми пропилитами, в которых минералы монтмориллонитовой группы (монтмориллоиды) играли значительную роль.

Пропилитизированные породы с монтмориллонитом сменяются альбит-серицит-эпидот-хлоритовыми пропилитами, сменяющимися затем каолинит-серицитовыми кварцитами. Последние в свою очередь опять сменяются пропилитизированными породами сначала без монт-

мориллонита (альбит-хлорит-эпидот-серицитовыми) и такими же пропилитами, но уже с монтмориллонитом. В. И. Сухов выделяет следующие разновидности пропилитизированных пород: альбит-серицит-хлоритовые пропилиты и альбит-серицитовые пропилиты. Кроме того, им выделяются еще породы пропилитизированные, характеризующиеся развитием в них альбита, эпидота, хлорита и пирита. Учитывая, что, согласно описаниям В. И. Сухова, в обеих разновидностях пропилитов, хотя и в разных количествах, присутствуют альбит, эпидот и хлорит, все эти породы, по нашему мнению, следует относить к альбит-эпидот-хлоритовому минеральному типу. Развитие в краевых зонах пропилитов монтмориллонита, а в более внутренних — серицита — явление обычное в молодых зеленокаменноизмененных породах и связано с ростом зон метасоматической колонки.

Какие-либо рудные образования в измененных породах мыса Сабак не встречены. Спектральные анализы измененных пород показывают, правда, несколько повышенные содержания меди, однако данных для суждения о соотношении меденосности и гидротермально-измененных пород нет.

Пропилитизация в районе мыса Среднего. Здесь, по В. И. Сухову, размещается «палеовулкан центрального типа», склоны которого слагают полого залегающие андезиты, туфобрекчии и агломератовые туфы андезито-дацитов больбинской (Cr_2Sn) свиты. На участке наблюдаются «кластолавобрекчии» андезито-дацитов, слагающие, как считает В. И. Сухов, экструзив, приуроченный к жерлу вулкана, а также серия даек дацитовых порфиритов, андезитов и диабазовых порфиритов.

Все вулканогенные породы, в том числе и дайковые, исключая дайки диабазовых порфиритов, претерпели пропилитовое изменение, которое носит на данном участке региональный характер. Пропилитизация прослеживается в береговых обнажениях непрерывно на протяжении более 3 км.

Характерны интенсивные альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, карбонатизация, а также развитие пренита, цеолитов, монтмориллонита.

Плагиоклаз (андезин) вулканогенно-обломочных и эффузивных пород замещается альбитом, кварцем, карбонатом, серицитом, эпидотом, реже хлоритом. Альбит образует полные гомоосевые псевдоморфозы по плагиоклазам с включениями серицита и эпидота. Вкрапления темноцветных минералов полностью замещены кварцем, эпидотом, хлоритом, серицитом, монтмориллонитом. Монтмориллонит развивается по серициту и хлориту и является, по В. И. Сухову, гипергенным.

В основной массе пород также развиваются хлорит, эпидот, альбит и кварц. Цеолиты (ломонтит) развиваются обычно в цементе пропилитизированных туфобрекчий. Пренитизация наблюдалась в андезито-дацитах жерловой фации. Плагиоклаз и здесь нацело альбитизирован и переполнен эпидотом, хлоритом, серицитом. Реже он замещается пренитом и авальцитом. В основной массе развиваются кварц, серицит, эпидот и альбит.

Весьма интересным является факт пропилитизации не только собственно вулканогенных пород, но также и прорывающих эти породы даек дацитовых порфиров и пироксеновых андезитов. При рассмотрении пропилитизации более древних вулканогенных толщ мы еще столкнемся с проблемой, является ли она дайковой, или дайковой, одновременной с накоплением вулканогенных пород, или более поздней, «послеинтрузивной». В регионах с проявлением молодых вулканических и интрузивных процессов этот вопрос решается совершенно однозначно. Пропилитизация имеет место после внедрения в уже сформированные вулканогенные толщи интрузивов или интрузивных даек.

Пропилитизированные дацитовые порфиры обладают полнокристаллической основной массой и миндалекаменной текстурой. Вкрапленники плагиоклаза нацело альбитизированы. В основной массе также наблюдаются лейсты альбитизированного плагиоклаза, иногда образующие сферолитовые агрегаты. Миндалины в породе выполнены кварцем, хлоритом, эпидотом.

Альбитизация, эпидотизация и хлоритизация характерны и для пропилитизированных дайковых андезитов. Наблюдаются также и типичные для пропилитов прожилки эпидозитов, кварцевые прожилки и прожилки пренита.

Для участка мыса Среднего характерна медная минерализация. В пропилитизированных породах с обильными цеолитом и пренитом наблюдаются желваки халькозина. В меньшей мере желваки характерны для эпидот-хлорит-альбитовых с серицитом пропилитов. Халькозин же образует в породах вкрапленность и прожилки. Рудная цеолит-пренит-халькозиновая минерализация является более поздней, чем пропилитовое изменение вулканогенных пород, и отражает, по В. И. Сухову, «вторую стадию минерализации».

Наиболее значительный интерес для нас представляет Бухтянское поле пропилитизации, в пределах которого обнаружено золоторудное месторождение. Пропилитизации здесь подвергаются олигоценовые экстрезивные и эоценовые покровные образования, представленные андезитами и андезито-базальтами (эоцен) и трахириолитами, трахидацитами и щелочноземельными трахитами (олигоцен).

Новообразованными минералами гидротермальноизмененных пород Бухтянского участка являются адуляр, серицит, монтмориллонит, карбонат, хлорит, пирит, эпидот, анатаз. Наиболее распространены в районе рудопроявления кварц, адуляр, серицит, монтмориллонит и хлорит.

В. И. Суховым выделены следующие типы метасоматитов:

- 1) кварц-адуляровые (кварц, адуляр, серицит, гидрослюда, пирит);
- 2) кварц-серицитовые (кварц, серицит, пирит, адуляр, гидрослюда, монтмориллонит);
- 3) серицит-монтмориллонитовые (серицит, монтмориллонит, кварц, хлорит, пирит);
- 4) карбонат-хлоритовая (хлорит, кварц, пирит с примесями монтмориллонита, серицита, эпидота).

Из перечисленных типов метасоматитов лишь последний, по нашему мнению, отвечает пропилитам переходного (от эпидот-хлоритовых к хлорит-карбонатному) типа. Кварц-серицитовые и серицит-монтмориллонитовые метасоматиты относятся, скорее, к типу аргиллизированных пород. Среди адуляризированных пород наблюдаются многочисленные жильные тела, сложенные сливным кварцем с примесью адуляра и гидрослюда. Протяженность таких жил колеблется от 1—2 до 20 м, мощность — от первых сантиметров до 1—1,5 м. Сливной кварц с адуляром наблюдается также и в качестве цемента в окружающих брекчированных кварц-адуляровых и серицитовых метасоматитах. Налицо, таким образом, более поздняя жильная стадия минерализации (кварц-адуляровая), приводящая к образованию жил и цементации более ранних брекчированных адуляровых и кварц-серицитовых метасоматитов. Кварц-адуляровые метасоматиты образуются за счет щелочноземельных трахитов, редко по андезито-базальтам. Наблюдается реликтовая порфирировая структура исходных пород, обусловленная наличием псевдоморфоз адуляра и кварца или одного адуляра по вкрапленникам полевых шпатов. По темноцветным минералам наряду с кварцем и адуляром развивается гидромусковит. В основной массе также развиваются кварц, водяно-прозрачный адуляр, серицит, гидрослюда. Весьма интересно, что в качестве реликтовых минералов в кварц-адуляровых метасоматитах наблюдаются минералы пропилитов — эпидот и альбит.

Пирит в кварц-адуляровых метасоматитах («пропилитах», по В. И. Сухову) встречается в виде рассеянной вкрапленности в количестве 1—2%.

Кварц-серицитовые метасоматиты (содержащие также и адуляр) развиваются по щелочноземельным трахитам, реже андезито-базальтам. Эти метасоматиты связаны с кварц-адуляровыми постепенными переходами.

Серицит-монтмориллонитовые метасоматиты часто представляют собою внешне жирную на ощупь глину. Количество монтмориллонита 30—60%. Он образует тонкоchешуйчатые скопления в основной массе и псевдоморфозы замещения по вкрапленникам (совместно с серицитом). Содержание кварца в породе от 3—5 до 15—20%. Пирит образует рассеянную вкрапленность.

Пропилиты развиты по периферии перечисленных выше метасоматитов и образованы главным образом за счет андезито-базальтов. Для них характерно развитие хлорита (20—60%), эпидота (до 5%), карбоната (10—20%), кварца, пирита (5—7%). Кварц, хлорит и карбонат образуют также прожилки. Характерна примесь монтмориллонита (от следов до 30%). Для рассматриваемого участка характерно непромышленное золотое эпитермальное оруденение.

Золотая минерализация связана с развитием кварцевых жил и прожилков (до 0,8 м), наложенных на уже сформированные дорудные метасоматиты. Золото чаще наблюдается в тонкозернистом

(халцедоновидном) кварце, где ассоциирует с гидрослюдой и адуляром.

Знакомясь с общей геологической обстановкой, метасоматитами и оруденением Бухтынского месторождения, нельзя не обратить внимания на его сходство, если не тождественность с румынскими золоторудными и полиметаллическими месторождениями в адуляровых метасоматитах. В этой связи следует еще раз особенно подчеркнуть, что и здесь, как и в округе Байя-Марэ, например, оруденение является более поздним, чем пропилитовое изменение и связанное с ней изменение вмещающих пород. Как и в округе Байя-Марэ, на Бухтынском месторождении мы, возможно, наблюдаем наложение на пропилиты кварц-адуляровых с серицитом метасоматитов, свидетельством чего является наличие в последних реликтовых эпидота и альбита.

Опуская характеристику пропилитизированных пород других «цепочек» и отдельных полей гидротермального изменения, сходных с ранее рассмотренными, остановимся в заключение на соотношении гидротермальноизмененных пород и оруденения на эпитермальном золоторудном месторождении Белая Гора.

Месторождение Белая Гора находится на северном окончании Приморского (Восточно-Сихотэ-Алиньского) вулканического пояса (Ульско-Мухтельская группа «массивов» измененных пород, по В. И. Сухову). Рудное поле приурочено к некку и связанному с ним покрову трахидацитов, трахилипаритов и фельзитов эоцен-олигоценного возраста, прорывающему толщу эоцена. Породы некка и окружающие их базальты подвергнуты гидротермальным изменениям на площади 9 км². Трахидациты и трахилипариты превращены в адуляр-кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые, диккит-кварцевые породы и монокварциты. Основные эффузивы близ некка сильно пропилитизированы. В пропилитах наблюдаются карбонат, хлорит, эпидот и пирит.

Месторождение представляет собою штокверк с редкой сетью кварцевых прожилков, в которых кроме серебристого золота присутствует также небольшое количество сульфидов — пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита, киновари. Т. А. Югтай указывает на наличие в рудах, правда, очень редких, касситерита, деревянистого олова, тетрадимита. Жильные минералы представлены кварцем, гидрослюдой, адуляром, галлуазитом. Промышленные руды наблюдаются в адуляр-кварцевых, в гидрослюдисто-кварцевых и диккит-кварцевых метасоматитах; слабее оруденение проявлено в пропилитах.

Весьма характерным является наличие вдоль рудных прожилков собственно околорудных изменений — окремнения и серицитизации дорудных метасоматитов.

Таким образом, как делает совершенно справедливый вывод Т. А. Югтай, золотое оруденение локализуется независимо от размещения различных по составу гидротермальноизмененных пород, пользующихся площадным распространением. Оно завершает послемагматическую деятельность и имеет наложенный характер.

О х о т с к о - Ч у к о т с к и й в у л к а н и ч е с к и й п о я с .

В составе вулканогенных пород южного отрезка Охотско-Чукотского пояса выделяются две серии — охотская (апт-турон) и эвенская (дат). Породы обеих серий по петрохимическим характеристикам относятся к трем формациям — андезитовой, липаритовой и платобазальтовой (Pg). Андезитовая формация (апт-турон) характеризуется преобладанием андезитов: значительную роль играют дациты. Реже встречаются липариты, андезито-базальты, базальты, туфы среднего состава и игнимбриты. В составе липаритовой, или игнимбритовой, формации (сенон-дат) резко преобладают игнимбриты. В меньших количествах встречаются липариты, их туфы, андезиты и андезито-базальты. Палеогеновые вулканы представлены преимущественно плато-базальтами.

Для наиболее древних вулканогенных пород характерна региональная пропилитизация. Кроме того, особая, по мнению И. М. Сперанской, пропилитизация наблюдается в контактах с интрузивными образованиями.

Региональная пропилитизация носит низкотемпературный характер и проявляется в развитии карбоната, серицита и хлорита. В большей степени подвергаются пропилитизации пирокластические породы (нараулийская свита). Лавовые покровы иногда сложены совершенно неизмененными породами.

Покровы игнимбритов в целом не пропилитизированы, равно как и палеогеновые эффузивы.

На участках развития интрузивных пород пропилитизация проявляется более интенсивно, причем пропилитизации подвергаются и сами интрузивные породы. Интересно при этом, что около интрузивов и в них часто проявляется уже среднетемпературная пропилитизация с новообразованиями эпидота.

В измененных породах позднемеловых интрузивов И. М. Сперанская наблюдала также биотит-альбит-актинолитовые и актинолит-альбит-эпидотовые парагенезисы пропилитов. Вмещающие породы таким изменениям не подвергаются. Для них характерна пропилитизация эпидот-хлоритового типа.

На фоне региональной пропилитизации, которая, как мы видим, меняется от низкотемпературной в удалении от интрузивов до среднетемпературной в околоинтрузивных зонах и даже до высокотемпературной в самих интрузивах, наблюдается развитие кварц-серицитовых с пиритом околотрещинных метасоматитов, которые И. М. Сперанская ошибочно, по нашему мнению, относит к «околорудным пропилитам».

Общая степень пропилитизации вулканогенных пород в Охотско-Чукотском вулканическом поясе убывает от более древних пород к более молодым.

Район Хаканджинского эпитермального золото-серебряного месторождения, расположенного в южной части Охотско-Кухтуйского водораздела, сложен андезитами раннего мела (охотская серия), перекрытыми липарито-дацитами и липаритами позднего мела (эвенская серия). Среди покровных образований наблюдаются

субвулканические тела липаритов, липарито-дацитов (Cr_2), а также дайки граносиенит-порфиров (Cr_2) и долеритов (Pg).

Месторождение пространственно связано, по Л. Н. Пляшкевич, с субвулканическим телом липаритов позднего мела.

Рудная зона месторождения протягивается в северо-западном направлении, падает на юго-запад под углом $35-40^\circ$. По периферии рудной зоны развиты пропилитизированные породы (андезиты, отчасти липариты и игнимбриты).

Пропилитизированные породы, по О. В. Русиновой, сложены альбитом, хлоритом, кальцитом, эпидотом, замещаемыми вблизи рудного поля гидрослюдой, кварцем, адуляром. Для них характерен также пирит. Для петрографического изучения были отобраны главным образом образцы пропилитов из периферических частей рудного поля, где в связи с формированием «вторичных кварцитов» исходные минералы пропилитов оказались также в большой степени замещенными более поздними. Альбит встречается сравнительно редко. В подавляющем большинстве случаев он замещен адуляром или гидрослюдой. В тех шлифах, где наблюдались реликты альбита, не удалось определить свойства последнего из-за значительной степени изменения. В ряде случаев видно, что кристаллы альбита, слагающие псевдоморфозы по вкрашенникам и микролитам плагиоклаза, полисинтетически сдвойникованы. В единичных шлифах наблюдались реликты кальциевого плагиоклаза (андезин № 44) среди новообразованного альбита.

Хлорит участвует в псевдоморфозах по цветным минералам, один или с эпидотом, гидрослюдой и пиритом. По мере приближения к массиву «вторичных кварцитов» замещается гидрослюдой. Хлорит представлен разностью с $Ng = Nm = 1,623$; $Np = 1,617$; $Ng - Np = 0,006$ (диабантит-брунсвит). Карбонаты в пропилитах вблизи рудного поля пользуются незначительным распространением и представлены кальцитом ($No = 1,671 \pm 0,002$).

Адуляр слагает псевдоморфозы по вкрашенникам плагиоклазов, а также рассеян в виде мелких кристалликов в основной массе пород. Адуляр в псевдоморфозах обнаруживает «пламенную» структуру и обладает малым углом оптических осей ($-2V = 20-30^\circ$). Не отмечалось случаев непосредственного замещения кальциевого плагиоклаза адуляром. Адуляр всегда развивается за счет альбита, реликты которого местами сохраняются в выделениях адуляра.

Изучение структурных взаимоотношений минералов в пропилитизированных породах позволило О. В. Русиновой выделить следующие парагенетические ассоциации:

хлорит + эпидот + кварц + альбит,
хлорит + кальцит + альбит + кварц,
хлорит + адуляр,
адуляр + хлорит + кварц.

Почти всюду присутствует пирит, который, однако, подвергся интенсивному окислению в гипергенных условиях. Вблизи рудного поля преобладают безэпидотовые ассоциации.

В рудной зоне, т. е. ближе к зоне разлома, пропилиты сменяются кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. На границе пропилитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов иногда развивается монтмориллонит. В осевой части рудной зоны, в краевой области развития кварц-гидрослюдистых метасоматитов, наблюдается рудное тело, представляющее собою штокверк адуляр-кварцевых и кварцевых жил и прожилков северо-западного и северо-восточного направлений. Для рудного тела характерна помимо электрума марганцевая минерализация — пиролюзит, вад, псиломелан. Золото ассоциирует с адуляром и гидрослюдой.

Зональность гидротермальноизмененных пород выражается в последовательной смене по направлению к зоне разлома региональных эпидот-хлоритовых пропилитов хлорит-карбонатными, а затем (в осевой зоне) и кварц-гидрослюдистыми метасоматитами (тип зональности, как видим, обычный). К флангам кварц-гидрослюдистых метасоматитов приурочены более поздние рудные жилы и прожилки.

Л. Н. Пляшкевич делает совершенно справедливый вывод о том, что пропилиты и вторичные кварциты не обнаруживают непосредственной связи с рудными жилами, т. е. не являются околорудными. В значительной степени эти процессы протекают в дорудную стадию послемагматической деятельности.

Наблюдается, правда, и собственно околорудное изменение (серицитизация, адуляризация), накладывающееся, однако, на уже дорудно измененные породы.

Агатовское месторождение расположено в северной части охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса в области Охотско-Колымского водораздела. Район месторождения сложен песчано-глинистыми отложениями нижней юры (J^2) и вулканогенными образованиями раннего мела и позднего мела — палеогена.

Раннемеловые вулканыты представлены преимущественно породами андезитового состава — андезитами, андезитовыми лавобрекчиями, миндалекаменными андезитами и т. д.

Для пород характерно региональное гидротермальное зеленокаменное изменение — пропилитизация.

Вулканогенные породы позднего мела — палеогена представлены преимущественно кайнотипными разновидностями. К ним относятся трахиандезиты, андезиты, андезито-базальты.

Позднемеловые, интрузивные и субвулканические образования представлены гипабиссальными телами порфиroidных диоритов, межпластовыми залежами двупироксеновых андезитов и дайками и субвулканическими телами липаритов и кварцевых альбитофиров.

В рудном поле Агатовского месторождения установлено более 30 кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жил, приуроченных главным образом к нарушениям северо-западного ($290-300^\circ$) простирания. Рудные жилы размещаются в различных породах. Лишены их лишь липариты позднего мела и палеогеновые образования. В размещении кварцевых и кварц-карбонатных жил наблюдается

приуроченность к выходам интрузивных и субвулканических пород среднего состава.

Вмещающие породы в пределах рудного поля и за его пределами подверглись пропилитовому изменению. Наиболее широко (регионально) проявлена низкотемпературная пропилитизация, особенно характерная для раннемеловых андезитов (региональный, повсеместный зеленокаменный характер изменений раннемеловых вулканитов служит одним из их специфических признаков). Новоинералообразованиями в пропилитах по раннемеловым андезитам являются хлорит, карбонат, альбит, кварц и спорадически пирит. Часто встречаются гидромусковит и серицит. Обычен лейкоксен. Кроме альбитизации Л. Н. Пляшкевич отмечает в пропилитизированных раннемеловых андезитах развитие адуляра (в виде сети прожилков в плагиоклазах). В локальных зонах проявляется эпидотизация.

В позднемеловых вулканитах, как отмечалось, гидротермальные изменения носят более локальный характер, проявляясь преимущественно в зонах разломов и в пределах массивов интрузивных пород. Для последних характерны также аутометасоматические и позднемагматические изменения.

Аутометасоматические изменения, по Л. Н. Пляшкевич, выражаются в окварцевании, ортоклазизации, биотитизации, альбитизации и актинолитизации. Актинолит в ассоциации с эпидотом, кварцем и альбитом встречается и в высокотемпературных парагенезисах пропилитов, развивающихся только в зонах интрузивов и не выходящих за их пределы. Столь же связаны с интрузивами и эпидот-хлорит-альбитовые пропилиты, развивающиеся по андезитам и андезитобазальтам малтанской свиты. Нередко эпидот в ассоциации с пренимом замещают вкрашленники плагиоклазов, а иногда образуют скопления, в которых иногда присутствует и адуляр.

В пропилитизированных породах рудного поля наблюдаются характерные для пропилитов синхронные им по времени образования прожилки, сложенные актинолитом (в актинолит-эпидотовых пропилитах), кварцем и эпидотом (в эпидот-хлоритовых пропилитах), хлоритом и карбонатом, кварцем, хлоритом и карбонатом, карбонатом, кварцем и адуляром и т. д.

Наиболее интенсивно на площади рудного поля проявлена пропилитизация хлорит-карбонатного типа. В околотрепциных зонах пропилитизация сменяется образованием кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Карбонат в пропилитах представлен кальцитом. Более интенсивные изменения приводят к образованию доломита и анкерита. На границе между пропилитами и кварц-гидрослюдистыми метасоматитами Л. Н. Пляшкевич отмечает аргиллизацию. Монтмориллонит встречается и в составе пропилитов.

Все вышеизложенные наблюдения, по нашему мнению, показывают, что закономерности в проявлении пропилитизации и связанных с нею других типов метасоматических изменений аналогичны описанным ранее и для других регионов.

Весьма интересны также наблюдения Л. Н. Пляшкевич и над

взаимоотношениями гидротермальноизмененных пород и рудных жил Агатовского месторождения. Установлено, что рудные жилы встречаются независимо от того, подверглись ли вмещающие породы пропилитизации или они ею совсем не затронуты (Центральный участок). Рудные жилы являются образованиями более поздними, чем пропилитизация и кварц-гидрослюдистые изменения. Они сопровождаются собственно околорудными изменениями пород, либо подвергшихся дорудной пропилитизации, либо свежих. Собственно околорудные изменения, выражающиеся в окварцевании, развитии гидромусковита, серицита, адуляра, не превышают по мощности 0,2—0,4 м (лишь местами доходя до 0,8—1 м).

Пропилитизация, таким образом, и здесь представляет собою дорудное гидротермальное изменение вулканогенных (в том числе и интрузивных) пород. Степень широты ее проявления по площади меняется, как и в других регионах, в зависимости от возраста вулканогенных толщ, т. е. от положения их в разрезе и истории геологического развития региона.

Чем древнее толща, тем более регионально проявлена пропилитизация. Весьма показательными для решения вопроса о соотношении пропилитизации и оруденения являются наблюдения О. В. Русиновой на золоторудном месторождении Карамкен. Рудные жилы здесь обнаружены как во вторичных кварцитах, так и в пропилитизированных породах. Около кварцевых жил и зон трещиноватости пропилиты изменены с образованием метасоматической зональности типа:

кварц + гидрослюда + кальцит + альбит + хлорит + гидробитит;
кварц + гидрослюда + кальцит + альбит + хлорит;
кварц + гидрослюда + кальцит + альбит;
кварц + гидрослюда + кальцит;
кварц + гидрослюда;
кварц + каолинит;
кварц.

Вблизи кварцевых жил обычно отмечается интенсивное окварцевание. Наблюдаются также участки развития пиритизации и мелкопрожилковой карбонатизации, имеющие локальное распространение.

Аналогичные вышеописанным проявления пропилитизации характерны, по Л. Н. Пляшкевич и А. А. Сидорову, и для других районов Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Приморский вулканический пояс. Гидротермальные изменения вулканогенных пород в пределах приморского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса проявлены чрезвычайно широко. В то же время степень изученности этих образований в Приморье чрезвычайно низкая. Особенно это касается пород пропилитизированных. Имеются лишь указания на проявления зеленокаменного гидротермального метаморфизма в вулканогенных породах раннего мела, позднего мела — палеогена и в палеогене (главным образом олигоцене). Краткие сведения свидетельствуют о большом разнообразии разновидностей пропилитов Приморья,

равно как и в разнообразии рудных месторождений, которые размещаются в пропилитизированных породах. По данным Р. Е. Остроумова, в пропилитах наблюдаются полиметаллические, олово-полиметаллические, золоторудные, медные и некоторые другие рудопроявления. Известны также значительные поля гидротермально измененных пород — пропилитов и связанных с ними вторичных кварцитов, — лишенные оруденения.

Основная масса известных в Приморье рудопроявлений перечисленных типов имеет олигоценовый возраст. Общей особенностью олигоценовых пропилитов является их четко проявленный околотрещинный характер. Как указывает Р. Е. Остроумов, мощность пропилитового изменения составляет обычно первые метры. Наиболее распространенной разновидностью пропилитов является эпидот-хлорит-альбитовая (с пиритом или без него). По направлению к трещине эпидот-хлорит-альбитовые пропилиты сменяются безэпидотовыми хлорит-карбонатными разностями, а затем, в зоне трещины, кварц-серицитовыми метасоматитами. Рудовмещающими являются как пропилиты, так и кварц-серицитовые метасоматиты. И в том, и в другом типе измененных пород наблюдаются рудные прожилки и вкрапленность. Около рудных прожилков, как можно понять из описаний Р. Е. Остроумова, наблюдается окварцевание и развитие гидромусковита. Пропилитизация представляет собою первую, дорудную стадию минерализации. Характер пропилитовых изменений на полиметаллических, олово-полиметаллических и золоторудных проявлениях одинаков. Более высокотемпературные парагенезисы пропилитов (с актинолитом) наблюдаются в пропилитизированных дайках среднего состава. Для вулканогенных пород раннего мела, характеризующихся преимущественно андезитовым составом, и в Приморье (как и в Нижнем Приамурье и на Северо-Востоке СССР) характерна региональная пропилитизация. По наблюдениям В. С. Коренбаума, пропилитизация раннемеловых вулканитов выражается в их альбитизации, эпидотизации и хлоритизации. Порфиоровые выделения плагиоклазов замещаются кварцем, альбитом, эпидотом, хлоритом, гидрослюдой и серицитом. Те же минералы развиваются и за счет основной массы.

Степень пропилитизации пород, вообще говоря, неравномерная. Наиболее интенсивная пропилитизация, при которой в породах уже не устанавливаются реликтовые минералы исходных пород, наблюдается на границе с более локально развитыми кварц-серицитовыми с пиритом, порфиритом и алунином метасоматитами (вторичными кварцитами). Последние, правда, чаще развиваются за счет позднемеловых вулканитов, однако и в этом случае по периферии полей вторичных кварцитов наблюдаются более слабо выраженные, чем в раннемеловых толщах, хлоритизация, альбитизация, эпидотизация и окварцевание.

В случае, если на участке гидротермально измененных пород наблюдаются интрузивные породы, пропилитизация в последних особенно интенсивна, и часто свежих разновидностей интрузивных

пород вообще не наблюдается. Комплекс пропилитовых минералов здесь обычный — эпидот, кварц, альбит, хлорит, карбонаты, однако в ряде случаев пропилитизация по интрузивным породам носит более высокотемпературный характер и сопровождается обильным развитием актинолита (актинолит-эпидотовые пропилиты).

Соотношение руд и пропилитов в Приморье такое же, как и в других регионах. Пропилитизация и сопутствующие ей «более продвинутые» изменения (вторичные кварциты) являются процессами дорудными. На известных золоторудных проявлениях в бассейнах рек Иман и Сучан, например, оруденение приурочено к зонам дробления пропилитизированных пород.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Большой и Малый Кавказ

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Рассматривая историю вулканизма Средиземноморского подвижного пояса и его структуру, мы уже указывали, что здесь также имеют место двойные («внешние» и «внутренние») дуги, подобные, если не тождественные, двойным дугам Тихоокеанского подвижного пояса. При этом различаются двойные дуги южного склона Большого Кавказа и Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа, соответствующих последовательно «внешней» и «внутренней» дугам юрской геосинклинали Кавказа, разделенным Рионско-Куринской плитой, и система двойных дуг Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали, заложившейся в позднем мелу. «Внешние» дуги здесь соответствуют южному стволу Тетиса, т. е. зоне Динарско-Эллинско-Таврско-Загросской, а «внутренние» — андезитовому поясу Среднегорской, Понтской, Аджаро-Триалетской, Мисхано-Зангезурской и Эльбурской структурно-формационных зон. Малый Кавказ не является исторически целым сооружением с характерной органической взаимосвязью последовательно развивающихся геологических процессов. В его пределах сложно сочетаются орогенические андезитовые формации двух разновозрастных и развивающихся навстречу друг другу геосинклиналей — юрской Крымско-Кавказской и верхнемеловой Балкано-Анатолийско-Иранской.

В связи с этим рассмотрение явлений пропилитизации в районах мезозойского вулканизма и рудообразования на Кавказе мы ограничим структурно-формационными зонами юрско-меловой геосинклинально-складчатой области, куда входят:

- 1) зона развития юрских базальтовых вулканитов раннегеосинклинальной Крымско-Кавказской геосинклинальной области;
- 2) зона развития среднеюрских и верхнемеловых вулканитов (при этом имеется в виду поздний мел Болнисского района).

Продукты мелового вулканизма Аджаро-Триалетской складчатой системы относятся к более молодым Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинальной зоне и рассмотрены нами ранее.

Раннегеосинклиналиная формация. Южные склоны Большого Кавказа (Сухумско-Джавская зона). Согласно Г. С. Дзоценидзе [12], вулканогенная формация этой зоны сложена спилитами, порфиритами, туфобрекчиями порфиритов, чередующихся с нормально-осадочными образованиями и являющихся продуктами интенсивных подводных излияний лав основного состава. Продукты наиболее ранних излияний представлены, по Г. С. Дзоценидзе, альбитизированными авгитовыми порфиритами (спилитами), «обязанными своим происхождением ювенильной (т. е. позднемагматической — М. В.) альбитизации» [12]. В верхней части разреза вулканогенной формации, по Г. С. Дзоценидзе, альбитизация проявлена слабее и породы представлены лабрадоровыми, иногда авгитовыми и роговообманковыми базальтовыми порфиритами. В составе толщи, главным образом среди глинистых сланцев, встречаются также диабазы и диабазовые порфириты, слагающие, как правило, отдельные жильные тела, реже образующие покровы.

Кислые породы встречаются в рассматриваемой зоне в виде отдельных жил дацитов, липарит-дацитов и трахидацитов, в которых плагиоклаз всегда нацело альбитизирован. В целом Г. С. Дзоценидзе относит вулканогенную формацию южного склона Большого Кавказа по петрохимическим признакам к известково-щелочной спилит-порфирит-диабазовой формации геосинклиналиного типа, сходной с аналогичными формациями Тихоокеанского кольца.

Заканчивается геосинклиналиный вулканизм Сухумско-Джавской зоны предкелловейской орогенической фазой, в течение которой имели место складчатость вулканогенных толщ и внедрение интрузивов гранодиоритов.

Более детально нами изучен разрез вулканогенных пород этой зоны в долине р. Риони вдоль Военно-Осетинской дороги к югу и северу от пос. Циплари и в районе баритовых месторождений Кутаисской группы (месторождение Джонети). В первом районе обнажается сложная по составу осадочно-вулканогенная толща, образованная как эффузивно-пирокластическими, так и нормально-осадочными (песчаники, алевролиты, сланцы) породами. В целом, однако, толща очень монотонная; наблюдается переслаивание сланцев, песчаников, пирокластов и порфиритов. При этом в отдельных частях разреза осадочные образования преобладают, и толща носит характер флишовой. Мощность отдельных прослоев сланцев и песчаников составляет 2—3 см. Нередки также прослои кремнистых сланцев.

Весьма характерной особенностью как туфогенных песчаников, так и самих порфиритов является наличие в них сфероидальной отдельности. В горизонтах эффузивов наблюдаются типичные подушечные лавы. Нередко эффузивные покровы сложены подушечными лавами на всю мощность.

Как осадочные, так и эффузивно-пирокластические породы подверглись изменению. Обращает на себя внимание общий зеленоватый оттенок почти всех (исключая черные сланцы) пород, слагающих толщу. Различные зеленоватые оттенки имеют и песчаники, и эффу-

зивы, и пирокласты. В последних зеленый цвет наиболее интенсивен. Свежих разностей пород практически не наблюдается.

Макроскопически среди новоминералообразований устанавливается только хлорит. В целом, измененные породы, особенно пирокластические, удивительно напоминают уже описанные выше «зеленые туфы» Курильских островов и Японии.

Изучение зеленокаменноизмененных осадочно-вулканогенных пород Сухумско-Джавской зоны под микроскопом показало, что помимо хлоритизации для них характерны также альбитизация, эпидотизация (проявленная, правда, несравненно более слабо, чем хлоритизация), биотитизация, карбонатизация, серицитизация и очень слабая пиритизация (пирит устанавливается в редких случаях и только под микроскопом).

Очень часто наблюдаются миндалекаменные разности измененных пород. При этом миндалины и жеодки встречаются и в вулканогенно-осадочных породах (туфогенных песчаниках). Жеодки выполнены кварцем, карбонатом или и тем и другим минералами совместно с хлоритом. Основная масса в эффузивных разностях пород нацело хлоритизирована и карбонатизирована. Карбонат очень часто развивается в породе в виде гнезд или пятен. Хлорит в жеодках ярко-зеленого цвета, радиальнолучистый со светло-серыми цветами интерференции. Биотит (точнее, гидробиотит) наблюдается в виде единичных пластинок, плеохроирующих в цветах от светло-бутылочно-зеленого до густо-зеленого.

Вкрапленники первичных плагиоклазов в зеленокаменно-измененных породах альбитизированы, серицитизированы и карбонатизированы. Реже отмечается развитие совместно с альбитом и эпидота. Эпидот наблюдается также и в основной массе породы. Нередко изменения плагиоклазов вкрапленников приводят к замещению их псевдоморфозами хлорита и каолинита.

Неизмененные вкрапленники первичных темноцветных минералов наблюдаются редко. Псевдоморфозы по ним сложены, как правило, хлоритом и карбонатом.

Почти в каждом шлифе под микроскопом помимо магнетита, являющегося наиболее распространенным рудным аксессуарным минералом, встречаются отдельные зерна пирита.

Особенностью эффузивно-пирокластических и осадочных пород, подвергшихся зеленокаменному изменению, является наличие в них реликтового ортоклаза. Ортоклаз при зеленокаменных изменениях более устойчив, чем плагиоклаз.

В районе баритового месторождения Джонети общей особенностью изменений вблизи рудных тел является осветление и увеличение интенсивности хлоритизации и карбонатизации. Хлорит и карбонат нацело слагают породу. Кроме них присутствуют магнетит и значительное количество пирита. Баритовые жилки наблюдаются как в измененных эффузивно-пирокластических, так и в вулканогенно-осадочных породах (туфопесчаниках, например). Совместно с баритовыми в «околорудных» породах наблюдаются также прожилки кварцевого и кварц-

карбонатного состава; баритовые прожилки, судя по наличию в некоторых из них кварцевых оторочек, являются близкосоудновременными с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами или несколько более поздними. Осветленные в связи с интенсивной околотрещинной карбонатизацией зеленокаменные породы в контакте с баритовыми прожилками не несут никаких «околобаритовых» изменений. В удалении от рудного тела в зеленокаменных породах встречается эпидот. В околорудной зоне эпидот отсутствует. Таким образом, осветление носит характер частного проявления регионального зеленокаменного изменения в околотрещинных зонах. Результатом того же регионального зеленокаменного метаморфизма, по-видимому, как считает Г. С. Дзюценидзе, являются и баритовые рудные тела в зеленокаменноизмененных вулканогенных породах южного склона Большого Кавказа.

Кроме собственно баритовых месторождений в той же зоне зеленокаменных изменений известны и месторождения барит-полиметаллические. Правда, как отмечает Г. А. Твалчрелидзе, баритовые и полиметаллические руды на отдельных месторождениях обычно встречаются как самостоятельные образования, и объединение их в один комплекс является условным. До некоторой степени условным является и возраст барит-полиметаллических руд. По Г. А. Твалчрелидзе, они послесреднеюрские — доверхнемеловые, по Н. Ф. Шония — постэоценовые. К. И. Чичинадзе считает, что есть оруденения как юрского, так и третичного возраста.

В Абхазском рудном районе к месторождениям барит-полиметаллического типа относятся, по Г. А. Твалчрелидзе, месторождения Хицма, рудный узел Тхмори-Ватетра, Техурский рудный узел. В Южной Осетии сюда относятся послесреднеюрские, но доверхнемеловые барит-полиметаллические руды месторождения Квайса*, месторождение Скаты-Ком и др.

Месторождение Хицма представляет собою, по А. А. Авалишвили, систему маломощных (0,2 м) кальцитовых с баритом и кварцем жил с галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом. Те же минералы наблюдаются и в зоне вкрапленных руд.

Вмещающие оруденение зеленокаменноизмененные туфобрекчии порфириров в околотрещинных зонах нередко превращаются в хлорит-глинистую массу с кальцитом и баритом. Соотношение регионального зеленокаменного и околотрещинного хлорит-глинистого изменения (аргиллизации) с оруденением определяется совершенно однозначно. Оруденение является наложенным на гидротермальноизмененные породы, поскольку последние (а также баритовые рудные тела) встречаются и независимо от оруденения; рудные минералы цементируют раздробленные гидротермальноизмененные породы.

В связи со сказанным мы в дальнейшем можем уже отказать от общего определения «зеленокаменное изменение»

* На этом месторождении имеются и более молодые послеоценовые Pb-Zn руды.

и употреблять по отношению к этому процессу понятие «пропилитизация».

Аналогичные соотношения пропилитов и руд наблюдаются, по Г. А. Твалчрелидзе и Р. А. Шубладзе, и в рудном узле Тхмори-Ватетра. Околотрещинные дорудные изменения носят здесь характер низкотемпературной пропилитизации.

По данным Г. А. Твалчрелидзе и Р. А. Шубладзе, в пропилитах наблюдается ассоциация адуляра с альбитом, кальцитом, хлоритом, анкеритом, цеолитами, кварцем, халцедоном и сульфидами. Местами устанавливаются новообразования гипса и эпидота. Наиболее развиты адуляризация, карбонатизация и хлоритизация.

Порфирировая свита байоса подразделяется здесь на две подсвиты. В нижней преобладают туфовый материал с редкими прослоями порфирировых покровов, в верхней — туфобрекчии, переслаивающиеся с многочисленными покровами роговообманковых и авгит-лабрадоровых порфиритов. Спилитовый горизонт в районе отсутствует.

Порфириты представляют собою серовато-зеленые породы с вкрапленниками плагиоклаза. Встречаются миндалекаменные разности порфиритов; миндалины в последних выполнены хлоритом, часто с кварцевой каемкой, реже кварцем и карбонатом.

Основная масса порфиритов хлоритизирована, карбонатизирована и серицитизирована. Плагиоклаз, в неизменных разностях имеющий состав лабрадора, часто альбитизирован (*Ab* № 2). Пироксен (авгит) замещается хлоритом и карбонатом. Роговая обманка карбонатизирована, реже хлоритизирована. Для пропилитизированных порфиритов, по Г. Н. Габашвили, характерна также сильная пиритизация, сингенетичная зеленокаменному изменению.

Вулканогенные образования байоса в Техурском рудном районе прорваны интрузивными телами габбро-диабазов, наиболее крупное из которых представляет собою пластовое тело с длиной по простиранию 2,3 км при наибольшей мощности 350 м.

Габбро-диабазы сложены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, замещенным уралитом, реже хлоритом, актинолитом, эпидолитом, карбонатом, пренитом, хлоритом. Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом, аксессуарные — апатитом, сфеном. Особенно интенсивно в пропилитизированных породах (габбро-диабазы) проявляются эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация. Эпидот развивается по плагиоклазам (№ 52) и сопровождается альбитизацией последних. Местами плагиоклаз альбитизирован вдоль узких каемок по граням кристаллов; ядро в этих случаях представлено андезином, реже олигоклазом.

Весьма интересным является отмечаемое Г. Н. Габашвили развитие в измененных габбро-диабазы вторичного анортоклаза, слагающего небольшие ксеноморфные участки в породе или развивающегося в виде широких красно-бурых каемок вокруг плагиоклазов. Г. Н. Габашвили связывает анортоклазизацию со щелочным метасоматитом позднемагматической стадии, более ранней, чем пропилитизация и низкотемпературный околожильный метасоматоз.

На месторождении Скаты-Ком в околотрепщинных зонах (на фоне региональной пропилизации порфиритов байоса) проявлены карбонатизация, силицификация и хлоритизация.

Низкотемпературная околотрепщинная пропилизация наблюдается и на Квайсинском месторождении.

В целом для базальтов и андезито-базальтов средней юры (байос) южного склона Большого Кавказа (Сухумско-Джавская зона) характерна, таким образом, региональная средне-низкотемпературная пропилизация эпидот-хлорит-альбитового и главным образом хлорит-карбонат-альбитового типа, более интенсивная в околотрепщинных зонах и переходящая здесь в изменения типа аргиллизации. Пропилитовое изменение вулканогенных пород байоса обусловило образование в околотрепщинных зонах синметасоматических (по Г. С. Дзоценидзе) баритовых месторождений. В более поздние периоды формировалось полиметаллическое оруденение. Оценить разрыв во времени образования синметасоматических баритовых и эпиметасоматических полиметаллических руд в настоящее время трудно, так как возраст полиметаллического оруденения спорен.

Необходимо согласиться с Г. С. Дзоценидзе в том, что частично зеленокаменное изменение осадочно-вулканогенных пород байоса носило автометаморфический характер («ювенильная альбитизация», по Г. С. Дзоценидзе), о чем свидетельствуют наблюдавшиеся устойчивые парагенезисы метастабильных авгита и роговой обманки и хлорита и альбита.

Раннеорогенные формации. Юрские формации Малого Кавказа. В отношении колчеданных месторождений Малого Кавказа существуют две общие для всех колчеданных месторождений точки зрения на их генезис, т. е. две гипотезы, которые сокращенно можно назвать «интрузивной» и «субвулканической», или «эффузивной». «Интрузивная» гипотеза, предполагающая образование колчеданных месторождений в связи с гидротермальной деятельностью, имевшей место после внедрения завершающих магматический этап интрузивов, развивается С. С. Мкртчяном, Б. С. Вартапетяном, Г. А. Твалчрелидзе, Ш. А. Азизбековым и другими исследователями. «Субвулканическое» происхождение колчеданных руд, близкое к одновременному излияниям эффузивов и образованию «субвулканических» тел кварцевых порфиров и альбитофиров, защищается И. Т. Магакьяном, В. Н. Котляром, М. А. Кашкаем и др.

В последнее время довольно распространенным стало представление о «полигенности» колчеданных (колчеданно-полиметаллических) месторождений * и соответственно «полиметаморфизме» среднеюрских зеленокаменных вулканогенных толщ. К такому выводу пришли В. Г. Гогишвили, Э. А. Сагателян и А. Г. Казарян. Надо заметить, однако, что А. Г. Казарян считает возраст колчеданного оруденения Малого Кавказа послесреднеэоценовым, а юрский вулканизм в от-

* При этом не пмеется в виду возможное эксгальационно-осадочное их происхождение.

ношении оруденения, по А. Г. Казаряну, является продуктивным. К такому же выводу о возрасте руд Дамблудского месторождения пришел Г. Н. Бежанишвили.

Рассмотрим особенности зеленокаменного метаморфизма юрских (главным образом среднеюрских) вулканогенных толщ последовательно для Катанского, Алавердского, Болнисского и других рудных районов Малого Кавказа. В основу описания положены материалы целого ряда исследователей колчеданных месторождений этих районов, а также личные наблюдения автора.

Кафанский рудный район в структурно-тектоническом отношении является частью (наиболее южной) Алаверди-Кафанской (по И. Г. Магакяну) или сомхито-Карабахской (по В. Е. Хаину) структурно-формационной и металлогенической зоны. Район сложен вулканогенными образованиями преимущественно средней и верхней юры. Правда, Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе выделяют в основании разреза юрских вулканитов нижнеюрские так называемые эпидотизированные порфириты, однако Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян, а также А. Г. Казарян наличие нижнеюрских образований отрицают и относят эпидотизированные порфириты к средней юре (байосу). Кроме эпидотизированных порфиритов для байоса Кафанского района характерны плагиоклазовые (мандельштейновые), кварц-плагиоклазовые и кварцевые порфириты и их пирокластические производные.

Вулканогенная толща средней юры собрана в крупную антиклинальную складку СЗ простирания и прорвана интрузиями гранитоидов, среди которых Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе различают собственно интрузивные породы — габбро-диабазы и микродиориты и субвулканические, или «экструзивные» — кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры. Необходимо заметить, что более ранние исследователи, как это отмечается и Э. Г. Малхасяном и Ю. А. Лейе, определяли те же породы как габбро-диориты, порфириовидные диориты, плагиограниты и т. д.

На среднеюрских вулканогенных образованиях с резким угловым несогласием залегает осадочно-вулканогенная толща верхней юры (оксфорд-лузитан, по А. Г. Казаряну), сложенная грубозернистыми туфопесчаниками (основание разреза), туфоконгломератами и туфобрекчиями с подчиненными прослоями диабазовых и плагиоклазовых порфиритов. Верхнеюрские вулканиты в отличие от среднеюрских гидротермальных изменениям почти не подверглись.

Пропилитизация среднеюрских пород проявилась в различной степени. Залегające в основании разреза авгитовые и плагиоклазовые порфириты подверглись особенно интенсивным изменениям. Наиболее характерными новоминералообразованиями являются эпидот, хлорит, карбонат; менее характерен пренит. Эпидот развивается в основной массе породы и за счет порфириовых вкрапленников плагиоклазов. Весьма характерны также многочисленные эпидозитовые прожилки, или, как их называют Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе, «инъекции эпидотового вещества». Реже наблюдаются и кварцевые прожилки. Обилие эпидозитовых создает впечатление брекчиевидного

сложения нижних порфиритов. Наряду с этим встречаются и столь же характерные для пропилитов «метапорфировые» структуры, обусловленные наличием полных псевдоморфоз эпидота по плагиоклазовым вкрапленникам. Столь же распространенным является замещение плагиоклазов серицитом и карбонатом. Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе не указывают на наличие или отсутствие в породах альбита. Дополнительный просмотр нами шлифов из нижних порфиритов, обнажающихся в долине р. Вохчи, показывает, что плагиоклаз в зеленокаменных породах (пропилитах), как правило, альбитизирован. Особенно чистые водяно-прозрачные альбиты наблюдаются в ассоциации с эпидотом в псевдоморфозах по первичным плагиоклазам (№ 38—45). Авгитовые порфириты в процессе пропилитизации превращаются в темно-зеленые породы с вкрапленниками, замещенными рыхлой массой грязно-зеленого цвета. Особенно сильно в таких породах проявлена хлоритизация (наряду с эпидотизацией и карбонатизацией).

Пропилитизированные плагиоклазовые порфириты, слагающие более высокие горизонты разреза среднеюрских вулканитов, макроскопически представляют собою травяно-зеленые или зеленовато-серые породы порфиритового облика. Вкрапленники размером до 3—4 мм представлены альбитом или альбит-олигоклазом.

Основная масса в породе сложена агрегатом микролитов альбита, сцементированных хлоритовой массой с мелко распыленным рудным веществом, содержащим участки, сложенные кальцитом. Иногда наблюдается полное замещение основной массы хлоритом. Присутствуют также эпидот, доизит, серицит и пренит.

Особую разновидность пропилитизированных плагиоклазовых порфиритов представляют собою мандельштейновые пропилиты. Миндалины округлые, реже удлинённые, неправильные. Выполнены миндалины эпидотом, хлоритом, карбонатом, цеолитом, кварцем, либо отдельно, либо сочетанием некоторых из этих минералов. Иногда в центральной части миндалин встречаются пирит и халькопирит. Кроме того, в некоторых миндалинах установлен палагонит, образующий пленки, выстилающие стенки миндалин.

Пропилитизированные кварц-плагиоклазовые порфириты макроскопически представляют собою зеленые, серовато- или желтовато-зеленые породы с порфиритовой структурой. Во вкрапленниках — плагиоклаз (5—8%) и кварц. Плагиоклаз вкрапленников интенсивно серицитизирован и иногда замещен вторичным кварцем. В целом для пород характерны серицитизация, окварцевание и хлоритизация.

Пропилитизированные кварцевые порфириты — темно-серые или зеленовато-серые породы, содержащие преимущественно кварцевые (бипирамидальные порфиритовые выделения) и плагиоклазовые (№ 32—35) вкрапленники. Порфиритовые выделения роговой обманки, если они были, полностью замещены агрегатом хлорита и карбоната. Хлорит, карбонат, серицит, пренит и пирит развиваются и в основной массе, и по плагиоклазам вкрапленников (серицит, пренит). Э. Г. Мал-

хасян и Ю. А. Лейе определяют эти породы как спилиты, что, по-видимому, неверно.

Интрузивные породы подвергаются пропилитизации наряду с вулканогенными. Пропилитизированные кварцевые порфиры микроскопически представляют собою зеленовато-серые порфировые породы с бипирамидальными вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Основная масса пород состоит из мелкокристаллических кварца и полевого шпата и заметно хлоритизирована (7—10%). Кроме хлоритизации характерна карбонатизация (10—15%) и пропилитизация (до 3%). Плагиоклаз в кварцевых порфирах представлен олигоклазом (№ 12—15). Альбитизацию Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе не отмечают.

Характерна альбитизация для кварцевых альбитофигов. Кроме альбита наблюдаются вторичные хлорит (по пироксену) и серицит. Хлоритизация наблюдается и в основной массе породы. В более интенсивно измененных породах отмечается пирит.

Особенно интенсивной пропилитизации подвергаются дайковые плагиоклазовые порфириты, по возрасту, согласно Э. Г. Малхасяну и Ю. А. Лейе, относящиеся, правда, к образованиям послепозднеюрским. Эти дайковые плагиоклазовые порфириты всегда значительно эпидотизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Эпидот замещает вкрапленники плагиоклаза, выполняет округло-вытянутые пустоты и развивается совместно с хлоритом в основной массе. Альбитизацию плагиоклаза, представленного № 50—60, Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе не отмечают. По данным С. С. Мкртчяна, для пропилитизированных пород Кафана характерен также и актинолит, а в контакте с интрузивами весьма интенсивно проявлена альбитизация.

Для даек диабазов и диабазовых порфиритов, иногда мандельштейновых, характерны интенсивные хлоритизация, карбонатизация и развитие пренита и пирита. Вторичные кварциты на Кафанском рудном поле, по данным А. Г. Казаряна, обособлены и развиты лишь на руднике 5-6 в виде сопки среди пропилитизированных пород. Они представлены существенно кварцевым минеральным типом. По данным Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе, среди вторичных кварцитов Кафана присутствуют и алунитовые разности. Наличие таких алунитовых вторичных кварцитов на Кафанае подтверждено и Н. И. Наковником.

Оруденение на Кафанском месторождении, локализованном в северо-восточном крыле Кафанской антиклинали, носит жильный и прожилково-вкрапленный характер. Оруденение в пределах Кафанского рудного поля, по данным А. Г. Казаряна, на разных рудниках приурочено к породам различного состава. На рудниках 1-2 и 7-10 оно пространственно приурочено к туфобрекчиям порфиритов, на руднике 5-6 — к порфиритам и вторичным кварцитам, образовавшимся за счет порфиритов, на Барбатумском руднике — к кварцевым порфиритам. Следует добавить к сказанному, что поскольку неизменные среднеюрские вулканогенные породы

в пределах Кафанского рудного поля (и вообще на Малом Кавказе) отсутствуют, то под туфобрекчиями, порфиритами и т. д. понимаются их зеленокаменно измененные или, точнее, пропилитизированные разности. Характерно при этом, что проходящие в пропилитах рудные жилы сопровождаются своими весьма слабыми гидротермальными собственно околорудными изменениями пропилитов. Так, по данным А. Г. Казаряна, в районе штольни Капитальной в пропилитизированных порфиритах наблюдаются прожилки пирита с отчетливыми оторочками осветления (серцитизации).

На руднике 5-6, где оруденение локализовано во вторичных кварцитах, по наблюдениям А. Г. Казаряна, последние пересекаются диабазовыми дайками, которые по времени образования являются дорудными. О дорудном возрасте диабазов, по А. Г. Казаряну, свидетельствуют пересечение диабазов рудными жилами, проникновение в дайку рудных прожилков в тех случаях, когда дайка экранирует оруденение, и др.

На том же руднике 5-6 рудные жильные штокверки, залегающие во вторичных кварцитах на верхних горизонтах, с глубиной сменяются менее многочисленными и более мощными рудными жилами, залегающими уже в пропилитизированных порфиритах.

Все эти наблюдения, а также изучение месторождений Ахтала, Шамлуг и др., о которых речь пойдет ниже, привели А. Г. Казаряна к совершенно справедливому выводу о наличии разрыва во времени между пропилитизацией и образованием вторичных кварцитов, с одной стороны, и оруденением — с другой. Гидротермальноизмененные породы (вторичные кварциты) зачастую слагают безрудные участки, в то время как рудная минерализация в ряде случаев приурочена к весьма слабо измененным породам. Колчеданное оруденение сопровождается собственно околорудными изменениями вмещающих пород. Однако проявление околорудного метасоматоза зависит от состава вмещающих пород. Оно хорошо заметно в пропилитах и не проявляется во вторичных кварцитах, поскольку последние устойчивы (инертны) к воздействию рудоносных растворов.

Для Алавердского рудного района также характерно широкое развитие вулканогенных пород байоса, которые и являются рудовмещающими на месторождениях Алаверди, Ахтала, Шамлуг.

Зеленокаменное изменение рудовмещающих вулканогенных пород Алавердского района обусловлено, согласно В. Г. Гогишвили, Т. Г. Зулиашвили и Н. А. Каландаришвили, двумя разновозрастными процессами: автометасоматическим и гидротермальным. Автометасоматические процессы, особенно интенсивно проявившиеся в нижних порфиритах, выражаются в альбитизации плагиоклаза, эпидотизации, хлоритизации, карбонатизации, окварцевании. Хлорит наблюдается обычно в миндалинах. Присутствуют также серицит, апатит, пирит, цеолиты. Согласно В. Г. Гогишвили и др., среди автометаморфизованных пород можно выделить следующие минеральные типы: 1) эпидот-карбонат-гематит-кварцевые, 2) карбонат-пирит-халцедон-кварцевые, 3) хлорит-серицит-кварцевые,

4) хлорит-кварц-халцедон-пиритовые, 5) карбонат-хлорит-пиритовые. Нужно заметить, что разделение зеленокаменных изменений на автотермаморфические и гидротермальные (т. е. более поздние, поскольку гидротермальными являются и приведенные автотермаморфические парагенезисы — М. В.) производится ими, как можно судить, по наличию в зеленокаменных породах двух генетических типов хлоритов. Хлорит «автотермаморфический» имеет региональное распространение. Хлоритизация этого типа наблюдается в порфиритах, их туфах и туфобрекчиях основного состава.

Совместно с кальцитом, кварцем, халцедоном, иногда серицитом и пиритом «автотермаморфический» хлорит слагает миндалины в краевых частях некоторых покровов и субвулканических тел вулканогенной толщи байоса. В. Г. Гогшвили и др. (1957 г.) указывают на наличие двух разновидностей автотермаморфического хлорита. Первая разновидность представлена радиальнолучистыми агрегатами бутылочно-зеленого хлорита с аномальной ярко-синей, серовато-синей, коричневато-розовой интерференцией; плеохроизм — от зеленого до серого; $Nm = 1,607 \pm 0,002$; кристаллохимическая формула хлорита соответствует клинохлору. Вторая разновидность (в миндалинах) — бледно-зеленый хлорит с $Nm = 1,592 \pm 0,002$.

Хлориты гидротермального происхождения также представлены двумя разновидностями. Одна из них — травяно-зеленый, слабо плеохроирующий хлорит с $Nm = 1,590 \pm 0,002$. Такой хлорит слагает совместно с кварцем и гидрослюдой околотрещинные метасоматиты, в которых иногда наблюдаются (локализованы) медно-колчеданные руды (Шамлуг, Алаверди). Иногда этот хлорит встречается в рудных телах в виде жильного минерала.

В удалении от рудных тел встречается хлорит ярко-зеленый с $Nm = 1,629 \pm 0,002$ (в парагенезисе с кварцем и серицитом).

Гидротермальный хлорит, или хлорит пропицитов, по В. Г. Гогшвили, развивается по первичному плагиоклазу в парагенезисе с эпидотом, кальцитом, альбитом (или альбит-олигоклазом) и серицитом, а также по первичному пироксену. Встречающиеся в пропицитах хлориты автотермаморфического типа замещаются гидротермальным хлоритом, хотя клинохлор и является весьма устойчивым к этому замещению.

Рассматривая пропицитизированные породы месторождения Ахтала, В. Г. Гогшвили, М. Г. Зулиашвили и Н. А. Каландаршвили в составе пропицитизированных пород кроме альбита, хлорита, эпидота и кварца указывают актинолит. Актинолит, правда, встречается в удалении от трещинных зон, в которых развиваются метасоматические кварциты. Вблизи кварцитов пропициты сложены главным образом альбитом, хлоритом, серицитом, эпидотом и кварцем, а в самих околотрещинных зонах — хлоритом, гидрослюдой и кварцем. Наблюдается, таким образом, следующая зональность околотрещинного метасоматоза:

- 1) актинолит + эпидот + альбит;
- 2) эпидот + хлорит + альбит + серицит;

- 3) хлорит + гидрослюда + кварц + пирит,
- 4) метасоматические кварциты околотрещинной зоны.

Оруденение, согласно В. Г. Гогипшвили, А. Г. Казаряну и др., локализовано на границе между метасоматическими кварцитами и пропилитами. Согласно А. Г. Казаряну, формирование барит-полиметаллических руд Ахталского месторождения происходило позже образования вторичных кварцитов и пропилитов. Гидротермальные изменения, сопровождающие оруденение, во вторичных кварцитах, правда, почти не проявились, что связано, по А. Г. Казаряну, с составом вторичных кварцитов, сложенных почти нацело кварцем, который устойчив к воздействию рудных растворов. Напротив, в пропилитизированных кварцевых плагиопорфирах и порфиритах Ахталы вдоль пиритовых прожилков наблюдаются оторочки осветления, сложенные тонкочешуйчатым серицитом. Наложенность оруденения на вторичные кварциты и пропилиты устанавливается еще и тем, что оруденение накладывается на дорудные дайки диабазовых порфиритов, которые секут измененные плагиопорфиры.

На Шамлугском месторождении оруденение* (рудные штоки, сменяющиеся на глубине жилами) залегает и во вторичных кварцитах (кварц-серицитовых и кварц-каолинитовых) и в пропилитах (рудные жилы). Непосредственно к рудам примыкают кварц-хлорит-пиритовые метасоматиты. Кварц-серицитовые метасоматиты также могут быть «околорудными» (на верхних горизонтах месторождения). С удалением от рудного тела в них проявляется хлорит. Наблюдается, таким образом, инфильтрационная зональность околотрещинного метасоматоза, аналогичная зональности на Ахталском месторождении.

По наблюдениям А. Г. Казаряна, на Шамлугском месторождении наблюдаются диабазовые дайки, внедрение которых происходило после пропилитизации и образования вторичных кварцитов, но до оруденения. Выяснению абсолютной величины возрастного разрыва между гидротермальными изменениями пород и оруденением на месторождении Шамлуг А. Г. Казарян уделил особое внимание.

По А. Г. Казаряну, собственно околорудный серицит, сформировавшийся в результате взаимодействия с вмещающими (пропилитизированными — *М. В.*) породами рудных растворов, возник гораздо позже (разрыв во времени составляет 27 млн. лет). А. Г. Казарян в связи с этим связывает оруденение месторождения Шамлуг с более поздней, чем среднеюрская, интрузивной деятельностью.

К сходным выводам при анализе абсолютного возраста дорудных и околорудных серицитов месторождений Шамлуг и Ахтала пришла и Э. А. Сагателян. Согласно Э. А. Сагателян, разрыв во времени образования тех и других серицитов составляет 12—18 млн. лет.

* Пирит и халькопирит (главные рудные минералы), сфалерит, галенит, блеклая руда, борнит, гематит, магнетит, золото, серебро, аргентит, сташинит, марказит; жильные — кварц, хлорит, серицит, барит, кальцит, анкерит, сидерит, гипс.

Кварц-серицитовые метасоматиты в пропилитах имеют возраст 154—170 млн. лет, окологрудная серицитизация — 142 млн. лет. Как можно видеть, по Э. А. Сагателян, возраст оруденения не выходит за пределы юры. В отличие от А. Г. Казаряна, Э. А. Сагателян делает вывод о полигенности месторождений Алавердского района, которая тем не менее укладывается в период «первых» циклов развития юрской геосинклинали. В первый этап формируется серноколчеданное оруденение, генетически тесно связанное с «субвулканической фацией», во второй — медное и полиметаллическое оруденение, связанное генетически с «гипабиссальной фацией эффузивно-интрузивных комплексов».

Дамбулутское месторождение Болнисского рудного района размещается в порфиритовой свите байоса в северном крыле Локской антиклинали. Рудные тела представлены, согласно Г. А. Твалчрелидзе, 35 жилами мощностью 0,3—1,0 м, сложенными сфалеритом, галенитом, пиритом и халькопиритом с примесью блеклых руд, марказита, алтаита, петцита, тетрадимита, аргентита и самородного золота. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, серицитом, каолинитом, хлоритом. Наиболее поздними на месторождении, по Г. А. Твалчрелидзе, являются барит-сульфидные жилы, связанные, по-видимому, с металлогенией позднего мела.

Вулканогенные породы байоса в районе интенсивно пропилитизированы. Согласно Г. Н. Бежанишвили, пропилиты пользуются широким площадным распространением и сложены в основном альбитом, эпидотом, карбонатом, серицитом и кварцем. Выделяя фации пропилитизированных пород, Г. Н. Бежанишвили в составе так называемой эпидот-хлорит-карбонатной фации указывает и актинолит. Таким образом, на Дамбулутском месторождении выделяются следующие минеральные типы пропилитов: 1) актинолит-эпидот-альбитовый, 2) эпидот-хлорит-альбитовый, 3) хлорит-карбонат-серицитовый. В последнем типе, по Г. Н. Бежанишвили, присутствуют пренит и пирит.

Околотрещинные метасоматиты, которые Г. Н. Бежанишвили также относит к пропилитам, представлены серицит-карбонатными (серицит, карбонат, кварц, пирит), кварц-серицит-каолинитовыми (кварц, серицит, каолинит, опал, пирит) и кварц-серицитовыми (кварц, серицит, халцедон) метасоматитами.

В рудных районах Азербайджана в связи с преобладанием в составе юрских вулканогенных толщ кислых разностей (кварцевые порфиры, кератофиры и т. д.) пропилитизация выражена слабо. Тем не менее Г. Х. Эфендиев отмечает наличие пропилитов на Алабашлинском пластовом месторождении гематита, Мехманинском свинцово-цинковом месторождении, а также на пирит-анаргитовом Битубулахском и сфалерит-халькопиритовом Новогореловском месторождениях. Слабая пропилитизация вулканогенных пород наблюдается, по данным В. И. Алиева [2], и в пределах Чирагидзор-Тогаалинского рудного поля.

Месторождение Алабашлы размещается в породах верхней вулканогенной толщи байос-батского возраста, сложенной туфобрекчиями, туфами порфиристов и плагиоклазовыми, кварцевыми и мандельштейновыми порфиритами. Вулканогенная толща юры прорвана интрузивами диоритовых порфиристов и габбро-диабазов послесреднеюрского — домелового возраста.

Месторождение представлено двумя пластовыми залежами кварц-гематитовых руд среди гидротермальноизмененных туфов и туфобрекчий. В подстилающих туфах и туфобрекчиях интенсивно проявлена хлоритизация, в меньшей степени — эпидотизация. В надрудной толще наблюдаются серицитизация, хлоритизация и эпидотизация, сопровождающиеся слабой гематитизацией. Гематитовые руды месторождения Алабашлы, по Г. Х. Эфендиеву, являются синметасоматическими, т. е. формировались одновременно с пропилитизацией вмещающих пород.

Свинцово-цинковое месторождение Мехмана относится, по Г. Х. Эфендиеву, к жильному типу. Кварц-карбонатные жилы, содержащие пирит, сфалерит, блеклые руды, халькопирит, галенит, пирротин, Au и Ag, залегают в пропилитизированных порфиритах байоса и породах Мехманинской интрузии (в среднем кварцевые диориты). Пропилитизация выражена в эпидотизации, карбонатизации, хлоритизации и окварцевания. Аналогичные метасоматиты, местами с обильным развитием эпидотитов, наблюдаются и на Новогореловском цинково-медном и Биттубулахском пирит-анаргитовом месторождениях.

Поздне меловые формации Сомхито-Карабахской зоны. Отложения нижнего мела в Сомхито-Карабахской зоне, согласно Г. А. Твалчрелидзе, обычно отсутствуют. В этом смысле внутренняя (Мало-Кавказская) складчатая дуга юрской геосинклинали Кавказа весьма напоминает молодые внутренние складчатые дуги, в пределах которых наблюдается значительный перерыв в осадконакоплении и вулканизме между раннегеосинклинальными и орогенными формациями, связанный с антиклинальным поднятием ложа прогиба в конце «доскладчатого» этапа. Среди вулканогенных отложений позднегеосинклинального прогиба широким распространением пользуются уже вулканогенные породы кислого состава — андезиты, дациты, плагиолипариты.

Наиболее полно поздне меловой магматизм и сопутствующее рудообразование проявились в Болнисском рудном районе. Меловые отложения представлены здесь, по Г. А. Твалчрелидзе, вулканогенными и осадочными образованиями сеномана, турона и сенона. Наиболее распространенная в районе мощная туфогенная свита, сложенная туфобрекчиями, туфами и покровами альбитофиров (альбитизированных андезитов и дацитов — М. В.) и кварцевых порфиристов, кварцевыми туфопесчаниками и т. д., относится по возрасту к турону — коньяку.

К интрузивным образованиям верхнемелового возраста относятся предпалеогеновые штоки и лакколиты кварцевых порфиристов.

В Храмском рудном узле особенно четкая зональность метасоматитов и последовательность гидротермальных процессов устанавливаются на месторождении Бнели-Хеви. Здесь, по В. Г. Гогишвили, наблюдается мощная (100—150 м) и протяженная (>1 км) полоса интенсивно измененных пород. В центральной части полосы наблюдается система полиметаллических жил, сопровождающихся гидромусковитовым изменением вмещающих гидротермально-аргиллизированных пород, переходящих на флангах в регионально пропилитизированные породы.

Главными минералами гидромусковитовой зоны, суммарная мощность которой около системы полиметаллических жил достигает 30 м, являются гидромусковит и серицит, развивающиеся по фенокристаллам порфириров, и гидромусковит и монтмориллонит, замещающие основную массу. Второстепенные минералы этой зоны представлены пиритом, рутилом, ангидритом, гипсом, галлуазитом. Среди реликтовых минералов исходных кварцевых порфириров в этой зоне устойчив только кварц.

Для зоны аргиллизации мощностью 25 м характерны кварц, адюляр и каолинит, развивающиеся по фенокристаллам порфириров, и кварц, каолинит и галлуазит — в основной массе. Второстепенные минералы представлены серицитом, рутилом, хлоритом. Реликтовые минералы в этой зоне — минералы пропилитизированных пород — альбит, хлорит, кальцит.

И, наконец, пропилитизированные породы сложены альбитом, хлоритом, эпидотом, карбонатами (кальцит, анкерит) и кварцем. Второстепенные минералы — серицит, сфен, магнетит, пирит. Реликтовые минералы пропилитов это минералы андезитовых порфириров, их туфов и туфобрекчий — андезин, авгит и кварц во вкрапленниках и микролитовая, иногда стекловатая основная масса.

Как мы видим, соотношение процессов гидротермального изменения пород и оруденения здесь такие же, как и в других районах, где оруденение наблюдается в пропилитах. Региональная пропилитизация и синхронная ей околотрещинная гидротермальная аргиллизация являются процессами дорудными. Полиметаллическое оруденение наложено на эти изменения и сопровождается уже собственно околорудными изменениями дорудных гидротермальных метасоматитов.

В. Г. Гогишвили указывает также и на наличие аутометасоматических изменений вулканитов, более ранних, чем пропилитизация. Они носят низкотемпературный характер и выражаются в цеолитизации, хлоритизации и образования халцедона. Цеолиты представлены томсонитом ($N_{g'} = 1,522 \pm 0,002$, $N_{p'} = 1,515 \pm 0,002$), патролитом ($N_{g'} = 1,498 \pm 0,002$, $N_{p'} = 1,480 \pm 0,002$) и анальцимом. Особенно интенсивно аутометасоматические изменения проявлены в породах субвулканических тел.

В геологическом строении Поладаурского рудного поля, для которого характерны железорудные гематитовые месторождения, принимают участие верхнемеловые вулканогенные породы, представленные

в основном туфами кварцевых и бескварцевых порфиров, дацитами и альбитофирами.

Для пород характерны гидротермальные изменения, выражающиеся в альбитизации, серицитизации, карбонатизации, хлоритизации, пиритизации и окварцевании. Гематитовое оруденение также сопровождается карбонатизацией.

Альбитизация, по В. И. Буадзе, Т. Н. Габашвили и Т. П. Загю, является первой стадией гидротермального процесса. Результатом этой стадии является образование альбитофиров. Изменение носит, таким образом, региональный площадной характер. В то же время вблизи рудных тел отчетливо наблюдается постепенный переход неизменных порфиров и их туфов в альбитизированные породы. Такие соотношения альбитизированных и неальбитизированных пород наблюдаются, согласно В. И. Буадзе и др., на месторождениях Гулар и Балидара.

Серицитизация, как считают В. И. Буадзе, Т. Н. Габашвили и Т. Н. Загю, является обособленной стадией гидротермального процесса. Самостоятельной является также и хлоритизация, наиболее приближенная в пространстве к рудным телам, хотя рудовмещающими являются чаще вторичные кварциты.

Последней стадией гидротермального процесса является рудоотложение. При этом рудовмещающими, как отмечено, могут быть как вторичные кварциты, так и хлорит-карбонатные метасоматиты.

Рудные тела, представляющие собою линзы, штоки и пластообразные залежи вкрапленных руд и очень редко жиллообразные и трубообразные тела небольших размеров, приурочены к полосе длиной 20 км и шириной 3 км. Максимальные мощности гематитовых залежей 25 (месторождение Саркинет) — 40 м (месторождение Ташкясан). Контакты рудных тел и вмещающих пород четкие. Наиболее богатая гематитовая руда обычно выполняет трещины мощностью 15—20 см и сетчатое вкрапленное гематитовое оруденение. Все рудные залежи приурочены к пористым слоистым туфам. Покровы порфиров служат экраном рудных залежей и сами безрудны.

Месторождение Маднеули и Цители-Сопели. Рудные тела барит-свинцово-цинкового месторождения Маднеули залегают в толще позднемиоценовых вулканогенных пород, представленных главным образом андезитовыми порфиритами, альбитофирами (альбитизированными дацитами — М. В.) и их пироксалатами [35]. Вмещающие породы в пределах рудного поля подверглись региональному зеленокаменному гидротермальному изменению — пропилитизации. Непропилитизированные породы, по нашим наблюдениям, в районе отсутствуют. В пропилитизированных породах в виде линз, вытянутых в близширотном направлении, залегают вторичные кварциты, развитие которых предопределялось сопряжением межпластовых нарушений с разрывами близширотного простирания. К этим же нарушениям приурочены и рудные линзы, залегающие главным образом среди вторичных кварцитов.

Для вторичных кварцитов Маднеульского месторождения характерны, согласно исследованиям Ю. И. Назарова, кварц, халцедон, опал, серицит, хлорит, гидрослюда, алуниит и ярозит. Предположительно диккит и пирофиллит*. В расположении парагенезисов вторичных кварцитов по вертикали наблюдается вертикальная зональность. Наиболее высокие горизонты сложены кварц-серицит-алуниновыми метасоматитами; с глубиной появляются кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые метасоматиты. Оруденение в последних представлено уже медно-колчеданным типом (вкрапленность и прожилки). На флангах месторождения и на глубине развиты пропилиты. Последние, по данным В. А. Гогшвили, совсем не содержат эпидота и относятся к образованиям субвулканической фации глубинности.

Однако в редких случаях эпидот был встречен нами среди пропилитов Маднеули и даже в виде реликтового минерала в рудном баритовом теле. Вообще же наиболее характерными новоминералообразованиями пропилитов Маднеули и Цители-Сопели являются хлорит, альбит, кальцит, сидерит, цеолиты (гейландит), кварц. Весьма характерны прожилки кварц-хлоритового состава. Широко проявлена серицитизация. Особенностью позднемерловых пропилитов является также наличие в них синхронных пропилитизации прожилков ортоклаз-карбонатного состава. Карбонат занимает в них осевые части, а кристаллы ортоклаза растут от стенок трещины внутрь полости.

Широкая пиритизация для пропилитов не характерна. Пирит наблюдается лишь в определенных трещинных зонах, где интенсивно проявлено и окварцевание. Наблюдается пирит и в прожилках кварц-карбонатного состава.

По геологической позиции, составу и взаимоотношениям руд и гидротермально измененных пород месторождение Маднеули является полным аналогом японских и курильских месторождений типа «куромоно», казахстанских месторождений Майкаин, Торткудук, Акбастау, Космурун и др. Аналогия проявляется как в типах руд, так и в их зональном расположении по вертикали. Верхние горизонты месторождения, как указывалось, сложены баритовыми рудами с обильным гематитом (гидротермальные «баритовые яшмы»), ниже вскрываются черные галенит-сфалеритовые руды типа «куроко», еще ниже — медноколчеданные руды, аналогичные так называемым «желтым рудам кеико».

Эти же руды развиты и на месторождении Цители-Сопели. При этом весьма характерно наличие медноколчеданных руд и вне зон вторичных кварцитов непосредственно в пропилитах. Вокруг таких рудных прожилков наблюдается лишь слабая серицитизация. Взаимоотношения руд и измененных пород, таким образом, и здесь

* Во вторичных кварцитах установлены также барит, самородная сера, бирюза.

такое же, как и в других регионах. Региональная пропилитизация и образование синхронных ей околотрещинных вторичных кварцитов предшествуют оруденению. Последнее сопровождается собственно околорудными изменениями пропилитов и вторичных кварцитов, однако фиксируется этот наложенный процесс только в пропилитах. Выделение околорудных изменений во вторичных кварцитах весьма затруднительно как в силу их устойчивости к околорудным изменениям, так и чисто технически в связи со сходством дорудных и околорудных продуктов гидротермального процесса.

Весьма интересным и показательным для оценки возрастного разрыва между баритовым и свинцово-цинковым оруденением, с одной стороны, и пропилитизацией и образованием вторичных кварцитов — с другой, является наличие своеобразных «брекчиевых» руд, в которых барит цементирует обломки вторичных кварцитов.

ОБЛАСТИ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Краткая характеристика вулканогенных формаций и их рудоносности

Проилитизацию в областях средне- и позднепалеозойского вулканизма и рудообразования мы рассмотрим по материалам изучения герцинских Джунгаро-Балхашской и Чаткало-Кураминской складчатых областей. Выбор этих регионов в значительной мере определяется тем соображением, что в них наиболее полно представлены, по нашим представлениям, продукты самых поздних этапов развития складчатых областей и, в частности, «порфировые» формации «наложенных» вулканических поясов, с которыми мы сталкивались лишь при рассмотрении явлений проилитизации и рудообразования в областях мезо-кайнозойской металлогении Дальнего Востока (Приморский, или Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс) и Северо-Востока СССР (Охотско-Чукотский вулканический пояс). Сходство этих разновозрастных геологических регионов, проявляющееся в одинаковой направленности их геологического и металлогенического развития, обуславливает также и определенное (и значительное) сходство в проявлении постмагматических процессов, завершающих отдельные этапы и стадии тектоно-магматического цикла.

Джунгаро-Балхашская складчатая система. Проведенные к настоящему времени работы по синтезу истории вулканизма на этой территории позволяют выделить следующие основные стадии развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали: силурийскую, турнейскую (включая фамен и нижний визе), визе-намурскую, средне-верхнекарбовую и пермскую.

Раннегеосинклинальные вулканогенные формации имеют ограниченное развитие в пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория, где они представлены кремнисто-диабазовыми образованиями, чередующимися с песчано-сланцевыми отложениями ($S_{1w} - S_{2ld}$). Некоторые исследователи склонны относить к этой стадии геосинклинального развития яшмо-диабазовую формацию Кентерлауского и Тектурмасского антиклинориев ($O - S_1?$). До живетского времени вулканическая деятельность в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы не проявлялась, и происходило накопление флишовой формации ($S_2 - D_2^1$).

Живет-франский вулканизм проявился в разных условиях с образованием двух формаций: 1) наземной андезито-дацитовый, сменяющейся во времени и пространстве пестроцветной конгломерат-песчанико-сланцевой (развитой в западной и северо-западной частях Джунгаро-Балхашской системы) и 2) подводной андезито-базальтовой с известняками, охарактеризованными фауной, песчаниками, линзами яшм и алевролитами, содержащими флору (развита в восточной части Центрального Казахстана — Предчингизье). По-видимому, данные формации связаны с начальной стадией инверсии Джунгаро-Балхашского геосинклинального прогиба и относятся к раннеостровным.

Вулканогенные образования андезитовой формации входят в состав мощной зеленоцветной серии Северного и Северо-Западного Прибалхашья. Представлены вулканогенные образования фамена, турне и нижнего визе андезитовыми, дацитовыми и плагиолипаритовыми лавами и туфами, часто альбитизированными. Формация включает также и туфогенно-осадочные образования — туффиты, алевролиты, известняки. Осадочно-вулканогенная толща фамена, турне и нижнего визе накапливалась в островных условиях, возникших после начальной инверсии, имевшей место в живет-франское время. Для периода верхнего турне — нижнего визе характерно максимальное количество вулканических островов и относительно более кислый (плагиолипаритовый) по сравнению с более ранними вулканитами состав пород.

В середине визе имела место саурская фаза складчатости, обусловившая переход цепей вулканических островов в вулканические кордильеры. С саурской фазой тектогенеза тесно связаны интрузии гранодиоритов и тоналитов. Как указывает В. Ф. Беспалов, лавы и интрузии турнейского времени отличаются сравнительно с породами девона пониженной щелочностью и повышенной основностью.

В наиболее полных разрезах вулканогенной свиты $C_1 v_2-n$ (каркаралинской) выделяются три пачки. Нижняя сложена андезитовыми и дацитовыми порфиритами, средняя — мелкообломочными слоистыми туфами и туффитами с прослоями нормально-осадочных пород и верхняя — светлыми крупнообломочными туфами липаритовых порфиритов, близких по типу к игнимбрикам. По простиранию каркаралинская свита не прослеживается на большие расстояния, но слагает отдельные вулканические массивы, отвечающие, таким образом, существованию в верхнем визе — наюре крупных субэвральных эруптивных построек центрального типа, дифференциация изверженных пород в которых доходила до образования самых кислых продуктов. В целом ряде подобных построек устанавливаются субвулканические фации (экструзивные) кислых и умеренно-кислых интрузий, с одной стороны прорывающие пирокластические образования крупных стратовулканов, а с другой — являющиеся интрузивными фациями кислых покровов на этих вулканах.

Совокупность признаков каркаралинской свиты — ее литология, состав, место в истории вулканизма и палеогеографические условия

накопления — указывает на ее принадлежность к типичной вулканогенно-молассовой формации, аналогичной как позднекаледонским вулканогенно-молассовым образованиям Северного Казахстана, так и поздненеогеновым Камчатки.

Верхнепалеозойский вулканизм Джунгаро-Балхашской складчатой системы отвечает завершающей стадии геосинклинального тектоно-магматического цикла. Он проявился в накоплении трех свит: калмакэмельской (C_2), керегетасской ($C_2 - C_3$) и колдарской ($C_3 - P$). Первые две свиты, а может быть и все три, в своей совокупности соответствуют «порфировой» формации.

Перед средним карбоном проявились крупные тектонические движения, вызвавшие несогласия и отложение мощных толщ базальных конгломертов с крупными валунами интрузивных пород различного состава, залегающих в основании калмакэмельской свиты. Вулканогенные породы этой свиты представлены пироксеновыми и роговообманковыми андезитовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами, состав которых выдержан на больших расстояниях. Излияния носили региональный характер в условиях выровненного рельефа.

В конце среднего карбона и особенно в верхнем карбоне происходило накопление кислых продуктов вулканизма (керегетасская свита), локализованного уже в целом ряде самостоятельных эруптивных центров. Породы керегетасской свиты располагаются в полях широкого развития калмакэмельских вулканитов и слагают наиболее возвышенные части рельефа. Помимо туфов, туфобрекчий, сферондных лав и игнимбритов липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава для свиты характерно огромное количество кольцевых интрузивов и интрузивов субвулканической фации глубинности, представляющих собою части излияний кислых лав.

Проявление вулканизма носило эксплозивный характер и происходило уже в условиях расчлененного рельефа, о чем свидетельствует накопление лахаровых брекчий. Устанавливаются реликты громадных стратовулканов, расположенных в крупных компенсационных депрессиях.

Колдарская (архарлинская) свита по составу близка к керегетасской. Она сложена эффузивно-туфогенными породами преимущественно липаритового и трахилипаритового состава. В значительном количестве присутствуют игнимбриты, встречаются прослои песчаников и туффитов. Характерным для данной свиты является особенно широкое развитие экструзивных и субвулканических образований. «Порфировая» верхнепалеозойская вулканогенная формация сменяется в Северо-Восточном Прибалхашье трахибазальто-трахилипаритовой. На севере Джунгаро-Балхашской складчатой системы возраст этой формации, по-видимому, несколько древнее и отвечает нижней перми или даже пермо-карбону.

Рудная специализация отдельных стадий средне-верхнепалеозойского вулканизма рассматриваемого региона изучена пока далеко не достаточно. В частности, наиболее широко развитые в этой области

вторичные кварциты и нередко размещающиеся в них руды не дифференцированы по генетической связи с орогенным (каркаралинская вулканогенно-молассовая формация) или посторогенным («порфировая» формация — калмакэмельская и керегетасская свиты) вулканизмом. Н. И. Наковник в 1941 г. впервые высказал мысль о возможной связи вторичных кварцитов с поствулканической (фумарольно-сульфатарной) деятельностью и «субвулканическими» интрузиями, а также о приуроченности массивов вторичных кварцитов к эруптивным аппаратам. Позднее Н. И. Наковник [32] рассматривает все вторичные кварциты как образования, связанные только с фумарольно-сульфатарной послевулканической деятельностью. В то же время наблюдениями, проведенными в районах более молодых проявлений вулканизма, исследованиями С. Н. Гавриковой, Э. М. Нурбаева и А. И. Полетаева на месторождении Коунрад, нашими наблюдениями на Коунраде и таких массивах вторичных кварцитов, как Жекедуан и Касе, а также многочисленными данными прежних лет [31] устанавливается, что помимо фумарольно-сульфатарных имеются вторичные кварциты («порфировой» формации), которые представляют собою образования, тесно связанные с контактами умеренно-кислых и кислых интрузивных штоков субвулканической фации глубинности и являются, по определению Д. С. Коржинского [20], субвулканическими аналогами грейзенов. Не разработаны до настоящего времени и вопросы взаимосвязи вулканизма и металлогении нижнего карбона. Однако, несмотря на противоречивость и недостаточность фактического материала, проведенные нами полевые наблюдения и анализ данных геологосъемочных и геологопоисковых работ последнего времени все же позволяют наметить следующие металлогенические характеристики выделенных вулканогенных формаций:

1) начальные стадии вулканизма герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали сопровождаются медноколчеданным оруденением, локализованным в яшмо-диабазовых образованиях ордовика (рудопроявление Теспик-Тас и др.);

2) с базальтовыми порфиритами живет-франского возраста в Предчингизье связано медно-цеолитовое оруденение рудопроявлений Сары-Шока, Актумсук, Жангиз-Тюбе, Карашилк и др.;

3) фаменско-турнейский островной андезитовый вулканизм и саурская интрузивная деятельность характеризуются штокерковым полиметаллическим оруденением в пропилитизированных андезитах (рудопроявления Адылбай, Кузюк-Адыр, Тулагай, Алабье, Ктай * и многочисленные безымянные «рудные точки» в пределах Токрауского синклинория).

Известно, что турнейскими по возрасту являются многочисленные месторождения свинца и цинка в известняках и сланцах Северного Прибалхашья, прорванных малыми интрузиями диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов. Можно допустить, что будучи связаны с проявлениями постмагматической деятельности турнейской стадии вулканизма и плутонизма, эти месторождения (Баркара,

* Раннекарбонный возраст вмещающих оруденение толщ, приписывавшийся до сих пор, представляется нам правильным, хотя некоторыми исследователями эти толщи считаются сейчас более молодыми.

Кень-Шоки, Акджал и др.) локализовались в песчаниках, туффитах, известняках и сланцах, представляющих собою более благоприятную для замещения, сравнительно с эффузивами, среду. Следует отметить, что в районах развития типичных руд «куромоно» в эффузивах известняковые фации не отмечаются.

Металлогенические особенности дацитовой (плагиолипаритовой) субформации островного вулканизма в Северном Прибалхашье пока не выявлены. Однако есть основания полагать, что и в этом регионе, равно как и в других, более изученных в этом отношении, имеет место золоторудная специализация этой субформации. Весьма показательно в этом смысле обнаружение Б. С. Зейликом и Я. А. Виньковецким повышенной золотоносности в поле развития кварцевых штокверков в этих породах. Есть все основания предполагать, что дифференцированный подход к вулканогенным образованиям $D_{3fm} - C_1v_1$, выделение, внимательное изучение и опробование гидротермально-измененных пород в полях развития вулкаников $C_1t_2 - v_1$ позволяет выявить новые участки, перспективные в отношении поисков золота.

Послемагматическая деятельность в связи с «каркаралинским» вулканизмом проявилась в формировании крупных массивов вторичных кварцитов фумарольно-сульфатарного типа. Наиболее характерна для этих массивов алунитовая минерализация (массивы Шатырша, Северные Жусалы, Жалпаккаин и др.).

Оруденение в области развития «порфировой» формации в Северном Прибалхашье устанавливается более отчетливо. Здесь, как и в аналогичных по геологическому строению более молодых регионах, прежде всего обращает на себя внимание оруденение, пространственно часто ассоциирующее, с многочисленными массивами вторичных кварцитов «контактного» типа. В глубокоэродированных массивах, где вскрыты субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров, монцитит-порфиров и т. д. наблюдается золотое оруденение и оруденение типа «соррег porphyru» в пропилизированных интрузивных породах. Классическим примером руд типа «соррег porphyru» является Коунрад; сюда же относятся руды золотоносных пропицитов Жекедуан, Касе и др. В слабо эродированном поле вторичных кварцитов Науразбай проявлено золото-сурьмяное оруденение.

Совмещенная колонка вулканогенных и рудных формаций Джунгаро-Балхашской складчатой области представлена на рис. 8. Легко видеть, что приводимые формационные ряды аналогичны таковым во всех ранее рассмотренных более молодых регионах.

Ч а т к а л о - К у р а м и н с к а я с к л а д ч а т а я с и с т е м а. Представления о геотектонической природе слагающих Чаткало-Кураминскую складчатую систему осадочных, вулканогенных и интрузивных образований можно четко классифицировать на две категории. С точки зрения одних исследователей (Абдуллаев, Мирходжаев, Раджабова, Аделунг и др.) регион развивался как единая геосинклинальная система с нижнего палеозоя до мезозоя. По представлениям Н. П. Васильковского [7], в конце силура Чаткало-Кураминская область была охвачена каледонской складчатостью и в

нижнем девоне представляла собою краевую часть каледонской платформы. Е. Д. Карпова исходит из представлений о длительно развивающейся геосинклинальной системе, в которой Чаткало-Кураминская область представляет собою внутреннюю геантиклиналь,

Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Гидротерм изменения вмещающих пород		
	Внутр. скл. дуга (вулканическая)	Внешн. скл. дуга (небулканическая)		Дорудные		Околорудные
				Региональные	Околотрецинные	
				Пр Пр Пр		
					вт. кв Ал+Кв	
				Пр		
				Пр Эп-Хл-Альб		Ср
				Пр Эп-Хл-Альб		

Рис. 8. Схема рудоносности вулканогенных формаций Джунгаро-Балхашской складчатой области (герцинская складчатая система).

Усл. обозначения см. рис. 2

испытывавшую во второй (подчеркнуто нами — М. В.) половине геосинклинального периода (конец среднего девона — нижний карбон) неглубокое прогибание. Основной складчатостью, завершающей геосинклинальное развитие области, Е. Д. Карпова считает складчатость на границе нижнего и среднего карбона. В течение среднего, верхнего карбона и перми, по Е. Д. Карповой, здесь устанавливается геантиклинальный послескладчатый режим. Наземная вулканиче-

ская деятельность и связанный с нею интрузивный магматизм привели к накоплению средних и кислых эффузивов и пирокластов, внедрению гипабиссальных и поверхностных интрузивных комплексов, в своей совокупности отвечающих образованиям «порфировых» наложенных вулканических поясов, аналогичных позднегерцинскому Джунгаро-Балхашскому, каледонскому Кайдаульскому (север Центрального Казахстана), меловому-палеогеновому Охотско-Чукотскому и др.

Нижне-среднепалеозойские геологические формации рассматриваемой области сравнительно с Джунгаро-Балхашской складчатой системой обладают определенной спецификой, определяющейся тем, что Чаткало-Кураминская область в этот период представляет собою область краевого прогиба и преимущественно невулканогенных формаций, в то время как адекватные им эвгеосинклинальные формации наблюдаются в Фергано-Кокшальской области. В Кураминской зоне к вулканогенным образованиям орогенного этапа развития геосинклинали относятся, по-видимому, лишь верхневизейские и намюрские аркутсайские порфириты андезито-базальтового состава. По Н. П. Васильковскому, накопление этих порфиритов связано с вулканизмом, имевшим место в условиях вулканических островов. Интересно, что, как и порфириты островных формаций других регионов, аркутсайские порфириты подверглись региональному гидротермальному зеленокаменному изменению — пропилитизации [7].

Данный этап вулканизма завершился мощными излияниями кислых лав кызылсуйской свиты. По Н. П. Васильковскому, это были извержения центрального типа, характеризующиеся и значительной взрывной деятельностью. Для этой же эпохи характерно накопление больших масс обломочного, в значительной мере вулканогенного материала (свита Уя), которое, по нашему мнению, отвечает формированию вулканогенной молассы.

Все сказанное позволяет видеть в вулканогенных образованиях орогенного этапа развития Кураминской зоны аналоги островных и вулканогенно-молассовых формаций Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области.

Намюрские отложения несогласно перекрываются минбулакской эффузивной свитой. В базальных конгломератах минбулакской свиты наблюдается галька интрузивных диоритовых порфиритов, которые, возможно, соответствуют интрузивной деятельности конца орогенного этапа.

Посторогенная (послескладчатая, по Е. Д. Карповой) история Чаткало-Кураминского региона обладает еще большим сходством с аналогичным периодом истории Джунгаро-Балхашской области. Начинается она после складчатости на границе нижнего и среднего карбона накоплением минбулакской эффузивной свиты (C_2), по целой сумме признаков отчетливо сопоставимой с калмакэмельской свитой Северного Прибалхашья (C_2). В основании ее залегают, как уже отмечалось, конгломераты, гальки которых сложены аркутсайскими порфиритами, известняками и т. д. Выше залегают фельзитовые

порфиры, пироксен-плагиоклазовые и биотитовые порфиры, дацитовые порфиры, туффиты, туфы и конгломераты.

Всюду, где встречаются порфиры минбулакской свиты, исследователи отмечают как их характерный признак наличие регионально проявленных зеленокаменных пропилитовых изменений.

Минбулакские вулканы прорваны гранодиоритами так называемого карамазарского типа и сиенито-диоритами алмалыкского типа (предакчинская фаза), которые также несут следы интенсивной пропилитизации. Минбулакские эффузивы и рвущие их гранодиоритовые интрузии карамазарского типа перекрываются вулканогенными образованиями акташского вулканического комплекса, включающего свиты акчинскую, сарысиюнскую, оясайскую и каражансайскую и в целом сопоставимого с керегетасской ($C_2 - C_3$) свитой Джунгаро-Балхашской складчатой системы. По данным Н. П. Васильковского, Х. М. Абдуллаева, Е. Д. Карповой, З. П. Артемовой, А. Д. Каленова и других исследователей, сюда входят породы от андезитовых порфиритов до наиболее кислых липаритовых, дацитовых и сферолитовых порфиров. Среди андезитовых порфиритов установлены пироксеновые, роговообманковые, биотитовые и плагиоклазовые разновидности. Для акчинской свиты в целом характерен андезито-дацитовый состав. Надакская, сарысиюнская и оясайская свиты более кислые, липаритовые.

Вулканогенные породы акташского комплекса прорваны так называемыми «предшурабсайскими» интрузивными массивами диоритовых порфиритов, сиенитов, сиенито-диоритов, гранит-порфиров, гранодиоритов и гранитов. Многие из этих массивов представляют собою корневые части излияния кислых лав акташского вулканического комплекса.

После некоторого перерыва в Кураминской структурно-фациальной зоне началась новая фаза вулканической деятельности, в результате которой накапливалась пермская вулканическая толща. Последняя делится на две свиты, из которых нижняя — шурабсайская, включает липаритовые, фельзитовые и дацитовые порфиры, андезитовые порфиры, переслаивающиеся с конгломератами, песчаниками, песчанистыми сланцами и известняками. В этой толще эффузивов залегают многочисленные мелкие гиабиссальные тела гранитового, сиенитового, монцонитового и диоритового состава, выделяемые Х. М. Абдуллаевым, А. С. Аделунгом и др. [1] в комплекс малых «предравашских» интрузий. Вышележащая равашская свита, залегающая с несогласием на шурабсайской, сложена конгломератами, песчаника и туффитами, лавами и туфами основного и кислого состава. Нижняя часть свиты имеет раннепермский возраст, а верхняя относится уже к верхней перми.

Разрез вулканогенной толщи верхнего палеозоя завершается кызылнуринской свитой, нижняя часть которой относится к верхней перми, а верхняя — к нижнему триасу (?). Сложена свита липаритовыми порфиритами и их туфолами.

Для всех перечисленных выше свит характерно локальное разви-

тие, связанное с тем, что большая часть излияний происходила, по-видимому, из аппаратов центрального типа. Суммарная мощность верхнепалеозойской вулканогенной толщи Кураминской структурно-фациальной зоны ≈ 6000 м.

Наиболее поздние пермские проявления верхнепалеозойского вулканизма-плутонизма Кураминской зоны, таким образом, обусловили накопление весьма сложного по строению и составу комплекса вулканитов, который, как нам представляется, условно может быть сопоставлен с колдарской (архарлинской) толщей Джунгаро-Балхашской складчатой системы ($C_3 - P$).

Металлогенические особенности верхнепалеозойских вулканогенных формаций Кураминской зоны (мы не рассматриваем редкометальное скарновое и грейзеновое оруденение) в целом сопоставимы с таковыми в Джунгаро-Балхашской складчатой области. Аналогом Коундарского медно-молибденового месторождения является месторождение Алмалык (Кальмакыр). Наиболее молодое, послекызылсуинское ($P_2 - T_1$) эпitherмальное золото-серебряное месторождение Чадак сравнимо с эпitherмальными золото-серебряными проявлениями гор Архарлы и Катув в Заилийском Алатау. Для Кураминской зоны, кроме того, характерны свинцово-цинковые месторождения скарнового и гидротермального типа, связанные с теми же нижнепермскими гранитоидами, с которыми связано и медно-молибденовое оруденение Алмалыка.

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Сведения о пропилитизации в вулканогенных породах девонского возраста, имеющиеся в литературе, носят самый общий характер. Обычно указывается, что породы основного состава, как правило, несут черты зеленокаменного пропилитового изменения, выражающегося в альбитизации, хлоритизации и эпидотизации, несущего региональный характер. Мы имели возможность наблюдать пропилитизацию вулканогенных пород франского возраста (D_3fr), развитых в пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория на участке Кур-Монако близ оз. Коктынколь. На этом участке развиты андезиты, в меньшей степени дациты. В геологическом отношении, по представлениям Ю. П. Ненашева, участок представляет собою нековую горловину своеобразного вулканического аппарата, по-видимому, глубоко эродированного. Жерловая часть постройки сложена лейкократовыми габбро, которые, судя по постепенным переходам в андезиты через габбро-порфиры и диоритовые порфиры, не являются рвущим телом, а представляют собою корни покровов. К дугообразному разлому вдоль границы габбровой и андезитовой фаций приурочены своеобразные гидротермальноизмененные породы — окварцованные, турмалинизированные, альбитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные и пиритизированные. Изучение керн скважин, пройденных на участке, показывает, что в породах имеют место два одновременных типа гидротермальных изменений: 1) про-

пилитизация и 2) турмалинизация и окварцевание. Сульфидизация сопровождается оба этих процесса.

Пропилитовое изменение характеризуется развитием как в габбро, так и в андезитах альбита, эпидота, хлорита, пирита. Наблюдается увеличение интенсивности этого процесса по мере приближения к жерловой фации габбро. Проявляется это в увеличении интенсивности зеленоватой окраски в связи с возрастанием степени хлоритизации, увеличении количества эпидота и интенсивности альбитизации. Особенно хорошо это видно на примере альбитизации порфировых вкрапленников плагиоклаза в разностях, переходных от габбро к андезиту. Чем далее от контакта с жерловыми габбро, тем менее интенсивным становится зеленоватый оттенок андезитов.

Турмалинизация сохраняет одинаковую интенсивность как на глубину (до 100—110 м по скважинам), так и по площади. С чем связана турмалинизация, неясно. Однако, судя по наличию рвущих габбро-аплитов и гранит-порфиров с турмалином (массив Коктыноколь *), можно думать, что этот процесс является более поздним, чем пропицитизация, и вызван именно этими интрузивами. В измененных (пропицитизированных) породах района Кур-Монако спектрографически установлены Pb, Au, As и другие элементы. Однако первичных сульфидов или других рудных минералов проведенные поиски не обнаружили. В каком отношении находятся оруденение и пропицитизация, неясно.

С верхнедевонским же вулканизмом-плутонизмом связаны в Центральном Казахстане, по данным К. С. Баишева, и свинцово-цинковые месторождения так называемого Алайгырского типа (месторождения Алайгыр, Акчабай, Восточный Самамбет, Устинская зона полиметаллической минерализации). Все эти месторождения, по К. С. Баишеву, обладают рядом общих признаков:

- 1) оруденение приурочено к измененным кислым вулканитам — порфиroidам, фиолетовым альбитофирмам, зеленым альбитофирмам, туфам этих пород;
- 2) все месторождения размещаются в системе крупных тектонических нарушений Успенской зоны смятия и контролируются локальными складчатыми структурами и зонами дробления и трещиноватости;
- 3) руды имеют существенно галенитовый состав;
- 4) в районах месторождений и за их пределами широко проявлены гидротермальные изменения пород пропицитового типа; на самих месторождениях существенным развитием пользуются зоны околотрещинного «осветления».

На основании изучения гидротермальноизмененных пород К. С. Баишев пришел к выводу о наличии дорудных изменений, относящихся к пропицитовому типу, и собственно околорудных, локально проявленных изменений. Пропицитовый парагенезис минералов, по К. С. Баишеву, представлен эпидотом, ортоклазом, хлоритом, альбитом, серицитом, кальцитом. В околотрещинных зонах проявлен березитовый парагенезис — кварц, серицит, кальцит, пирит. Сульфидное оруденение, сопровождаемое баритизацией, является

* Возраст массива предположительно пермский.

по отношению к пропилитизации и березитизации более поздним процессом.

Пропилитизация в породах вулканогенных толщ нижнего карбоната (включая фамен в Джунгаро-Балхашской области) наблюдалась нами в области Токрауского синклиория в Северном Прибалхашье. Как мы уже отмечали, аналогом вулканитов этого возраста и геотектонического положения в Кураминской структурно-формационной зоне являются вулканиты аркутсайской свиты. Для андезитовых пород этой формации также характерна региональная пропилитизация, хотя и более слабая, чем в девонских эффузивах. Увеличение интенсивности пропилитизации наблюдается в краевых зонах тектонических нарушений; осевые части таких зон сложены метасоматитами кварц-серицитового состава. Окварцевание в осевой зоне весьма интенсивное. Оно захватывает также и более внешние пропилитовые метасоматические подзоны. Нередко в окварцованных пропилитах наблюдаются штокверки более поздних кварцевых жил — прожилков, которые могут переходить и в окварцованные серицитизированные породы. В кварцевых жилах иногда наблюдаются сульфиды — сфалерит и др. Оруденение, таким образом, и здесь является более поздним, чем пропилитизация и образование серицит-кварцевых околотрепчинных метасоматитов.

Исследование гидротермальных изменений пород низов нижнего карбона (C_{1t}) приводит нас к выводу о их значительном сходстве как в отношении состава и зональности, так и в отношении оруденения с гидротермальными изменениями пород, аналогичных по геотектоническому положению вулканогенных толщ в других, более молодых регионах.

Весьма интересным является штокверковое золоторудное проявление Кудер, кварцевые жилы которого содержат ксенолиты пропилитизированных андезитов. Предположительный возраст оруденения — C_1v_1 .

Каркаралинская вулканогенно-молассовая формация характеризуется, как уже указывалось, наличием массивов вторичных кварцитов, приуроченных к крупным эруптивным аппаратам центрального типа. Кислый состав слагающих ее пород обусловил отсутствие типичных зеленокаменных изменений. Во внешних зонах алунитовых вторичных кварцитов наблюдается, как правило, лишь серицитизация.

Гидротермальные изменения пород «порфировой» формации (C_2 , C_{2-3} , C_3 — P), как правило, в настоящее время не дифференцируются на более дробные возрастные группы. Связано это с тем, что вулканизм, приведший к накоплению этих позднепалеозойских вулканогенных толщ, проявлен локально, т. е. в пределах системы отдельных, пускай даже крупных, эруптивных аппаратов центрального типа. Изменения пород в пределах таких разрозненных аппаратов сопоставлять весьма трудно. Кроме того, в ряде районов возраст гидротермальноизмененных пород и руд вообще еще не установлен (Северное Прибалхашье).

Пропилитизация минбулакских вулканитов наблюдается повсеместно. Послемагматический региональный метасоматоз пропилитового типа, по данным Б. И. Сигалова и Ю. К. Лешенко, выражается в развитии в породах альбита, хлорита, эпидота, карбоната и пирита. В тех случаях, когда в пропилитизированных породах наблюдаются рудные кварцевые жилы, отчетливо устанавливается, что интенсивность пропилитизации от наличия или отсутствия таких жил не зависит, хотя в отдельных трещинных зонах пропилитизация может проявляться более активно.

Аналогичные пропилитовые изменения наблюдаются и в интрузивных породах, прорывающих минбулакскую свиту, — гранодиоритах, кварцевых диоритах и диоритах. В этих породах наблюдаются альбитизация, эпидотизация, хлоритизация.

Вышележащие (надминбулакские) андезито-дацитовые порфиры акчинской свиты также подвергаются пропилитизации, однако проявляется пропилитизация в этом более верхнем структурном ярусе уже локально [7]. Локальные же проявления альбитизации, эпидотизации, карбонатизации и хлоритизации наблюдаются также во всех вышележащих вулканогенных толщах.

В Алмалыкском рудном районе развиты месторождения различных генетических и морфологических типов, образующие в совокупности единый, как считают многие исследователи, генетический ряд. Наиболее ранними рудными образованиями являются медно-молибденовые руды Кальмакыра. На них накладывается свинцово-цинковое и золотое оруденение. Завершается рудный процесс формированием редкометалльных месторождений.

В пространственном размещении руд различных типов наблюдается горизонтальная зональность. В центральной части Алмалыкского района размещаются медно-молибденовые месторождения, тяготеющие к штокам гранодиорит-порфиров и сиенито-диоритов и локализующиеся в висячем боку Кальмакырского разлома (месторождения Кальмакыр, Ак-Чеку, Джаныбек и др.). В некотором удалении от них находятся золоторудные месторождения, приуроченные к породам монцонитовой группы (Балыкты, Ак-Турпак, Гольдуран и др.). Еще дальше — полиметаллические месторождения Курнашинкан, Наклай, Кулемес и др. И, наконец, в периферической части Алмалыкского рудного района проявлена флюоритовая минерализация (Кара-Булак, Гут-Булак и др.).

С. Т. Бадалов [4] считает все эти месторождения генетически взаимосвязанными в едином процессе рудообразования в самой поздней фазе интрузивной деятельности (P_1). Такой же точки зрения придерживаются Е. Д. Карпова, Ф. И. Вольфсон, А. В. Королев и другие исследователи. В отличие от них Х. М. Абдуллаев считает, что руды различного состава значительно разобщены во времени и связаны с различными этапами интрузивного процесса.

Район месторождения Кальмакыр сложен кварцевыми порфирами D_1 (вскрытыми на глубине) и карбонатными породами $D_3 - C_1$, прорванными ранневарисийским (послеминбулакским — ?) интрузивом.

зивом сиенито-диоритового и монцититового состава. Ранневарисцийские образования в свою очередь прорваны более молодыми гранодиорит-порфирами поздневарисцийского возраста и дайками сиенито-диорит-порфиров, диабазовых и диоритовых порфиров, относящихся уже к киммерийскому циклу магматизма. Оруденение связывается с гранодиорит-порфирами и датируется как послераннепермское.

Пространственно оруденение локализуется в висячем боку Бургундинского и Мисканского разломов. Рудные тела представляют собою серии жил и прожилков халькопирита и молибденита, образующих рудные зоны мощностью от нескольких до десятков метров. Оруденение локализуется главным образом в гидротермально измененных разностях сиенито-диоритов. В промежутках между рудными зонами медно-молибденовая минерализация почти отсутствует. В отличие от этого пиритизация не имеет определенных контуров и равномерно проявляется во всем рудном поле. Кроме медно-молибденовой минерализации в рудном поле Кальмакыра наблюдается свинцово-цинковая (сфалерит, галенит) минерализация, развитая, однако, хотя и широко, но в очень незначительных масштабах.

Характеристика измененных пород месторождения, несмотря на длительную историю их изучения, представляет значительную трудность. Дело в том, что все проявления гидротермальной минерализации в пределах Алмалыкского рудного района вообще так или иначе связываются исследователями с рудным процессом. Исключение представляет лишь пропилитизация минбулакских эффузивов, которая носит региональный характер и проявлена в них и в удалении от оруденения. В то же время гидротермальные изменения в ранневарисцийских интрузивах (предакчинских сиенито-диоритах карамазарского типа и гранодиорит-порфирах алмалыкского типа), которые могут иметь и соответствующий предакчинский возраст в силу того, что они наблюдаются в пределах рудного поля, связываются с гидротермальным процессом, приведшим к медно-молибденовому оруденению. Тем не менее комплекс гидротермально измененных пород месторождения Кальмакыр во многом, если не полностью, сходен с комплексом метасоматитов таких молодых медно-молибденовых месторождений, как Каджаран, Дастакерт и др. в Армении, которые мы рассматривали ранее *. Это сходство дает нам основания допустить, что послемагматический процесс, приводящий к медно-молибденовому оруденению типа «соррег рофругу», в «порфировых» вулканогенных формациях действительно сопровождается теми преобразованиями вмещающих пород, к описанию которых мы и переходим.

По С. Т. Бадалову, послемагматический процесс на месторождении Кальмакыр протекает в пять этапов. Первый этап предрудный. Он проявляется в широком гидротермальном изменении вмещающих пород, связанном с ранними послемагматическими процессами,

* Хотя нужно напомнить, что и там оруденение часто наблюдается в породах более древней интрузивной фазы.

с одной стороны в зонах региональных тектонических нарушений, а с другой — непосредственно в зонах контактов с интрузивами. В этот этап формируются скарны и ортоклазиты (локальные проявления) и происходит близкоодновременная им региональная пропилитизация. Вторым этапом, уже рудный, проявляется в медно-молибденовой минерализации. Третий этап — свинцовоцинковый, четвертый — золоторудный и, наконец, пятый — редкометальный.

Р. А. Мусин выделяет в послемагматическом процессе три этапа:

1) ранний высокотемпературный, приведший к образованию контактовых роговиков и скарнов;

2) поздний среднетемпературный, с которым связано образование пропилитизированных пород и связанных с ними метасоматитов, а также главной массы сульфидных руд;

3) поздний низкотемпературный, проявившийся в образовании пострудных гидротермальных изменений и высокоглиноземистых вторичных кварцитов (? — М. В.).

Т. В. Закиров выделяет этапы предрудного изменения пород, раннепродуктивный этап, в течение которого на дорудные гидротермальноизмененные породы накладывается магнетитовая, гематитовая и молибденитовая минерализация, главный продуктивный этап, с которым связана основная масса сульфидных руд, и послерудный этап — образование карбонатов, ангидрита, цеолитов и др.

В наиболее позднем исследовании В. Ф. Викторова весь комплекс изменений гидротермальной стадии подразделяется на три стадии:

1) раннещелочную высокотемпературную, куда он относит наиболее раннюю серцитизацию, альбитизацию, ортоклазизацию, амфиболитизацию и биотитизацию;

2) кислотную среднетемпературную, в течение которой происходит главным образом пропилитизация, проявляющаяся в альбитизации, хлоритизации, эпидотитизации, биотитизации, пиритизации и, отчасти, микроклинитизации;

3) низкотемпературную щелочную — карбонаты, ангидрит, цеолиты.

Выделенные стадии гидротермальных изменений пород соответствуют, по В. Ф. Викторovu, дорудному, внутрирудному и послерудному процессам.

Выше мы уже отмечали наличие в Алмалыкском рудном районе горизонтальной зональности, состоящей в том, что медно-молибденовое оруденение локализуется в центральной его части, а свинцово-цинковое и золоторудное последовательно смещаются к периферии.

Рассмотрение медно-молибденового месторождения Кальмакыр позволяет дополнить этот ряд зональности. Центральная часть месторождения является безрудной. Здесь наиболее интенсивно проявлен наиболее ранний метасоматический процесс — ортоклазизация, сопровождающаяся окварцеванием и серцитизацией. Медное оруденение наблюдается за пределами зон ортоклазизации и пространственно совмещается с породами биотитизированными, хлоритизированными, серцитизированными и окварцованными.

Таким образом, пропилитизация, равно как и предшествующее ей кварц-ортоклаз-биотитовое изменение, а также синхронное про-

пилитизации образование околотрещинных кварц-серицитовых метасоматитов являются процессами дорудными.

По минеральному составу парагенезисы гидротермальноизмененных пород Кальмакыра весьма близки минеральным парагенезисам молодых миоценовых медно-молибденовых месторождений Армении, таких, как Каджаран, Дастакерт и др., а также некоторым медно-молибденовым рудопроявлениям Камчатки и другим (американским, например) месторождениям типа «соррег рофругу».

Месторождение Коунрад (Джунгаро-Балхашская складчатая область), открытое М. П. Русаковым в 1928 г., исследуется до настоящего времени. В наиболее ранний период изучения Коунрадского месторождения Н. И. Наковником [31] защищалась так называемая «интрузивно-контактная» гипотеза образования месторождения. Согласно этой гипотезе месторождение сформировалось в кровле Коунрадского интрузивного штока гранодиорит-порфиров, прорывающего кислые риолитовые лавы позднего палеозоя ($C_2 - C_3$?). В контакте кровли интрузивного штока и вмещающих эффузивов произошло интенсивное пневматолито-гидротермальное изменение тех и других пород. В надкровлевой зоне в эффузивах и в кровле интрузивного штока формируются вторичные кварциты с андалузитом, корундом, диаспором, диккитом и алунитом. На глубине в штоке гранодиорит-порфиров корунд-андалузитовые вторичные кварциты сменяются серицитовыми разностями и еще глубже — пропилитизированными гранодиорит-порфирами и свежими порфировидными гранодиоритами. Оруденение прожилково-вкрапленного типа (рудные минералы в порядке распространенности представлены пиритом, халькопиритом, энаргитом, борнитом, молибденитом, теннантитом, тетраэдритом, галенитом, марказитом, изредка арсенопиритом и сфалеритом) сформировалось в апикальной части интрузива и локализовано преимущественно в серицитовых вторичных кварцитах.

В 1940 г. Н. И. Наковник пришел к выводу (который он разделяет и теперь) о том, что все массивы вторичных кварцитов Казахстана представляют собою «остатки денудированных вулканических сооружений» [32]. Соответственно этому гранодиорит-порфировый шток Коунрадского месторождения интерпретируется Н. И. Наковником как «вулканическая интрузия», т. е. экструзивное тело, застывшее в жерловине или в толще вулканических пород околожерловой фации. «Таким образом, — замечает Н. И. Наковник, — взаимоотношение и последовательность образования риолитов и гранодиорит-порфиров оставались теми же, что при «интрузивно-контактной» гипотезе, но переносились в приповерхностную зону экструзивных (эффузивных — М. В.) образований» [32].

К. С. Газизовой взаимоотношения риолитов и гранодиорит-порфиров представляются совершенно иными. Риолиты пермского возраста, по К. С. Газизовой, прорывают шток гранодиорит-порфиров в виде кольцевой дайки и изливаются на эродированную поверхность этого штока. Затем «поднявшиеся с глубины рудные гидротермы, дойдя до эффузивных порфиров, перекрывающих гранодиорит-

порфиры, образовали в последних вкрапленные руды» [9]. Те же гидротермы, по К. С. Газизовой, произвели и «общую кварцитизацию как гранодиорит-порфиров, так и прикрывающих их эффузивных порфиров» (цитируется по Н. И. Наковнику).

Более поздние исследования А. Д. Долженкова, С. Н. Гавриковой, З. М. Нурбаева и А. И. Полетаева, а также наши полевые наблюдения 1964 г. не подтвердили наличия на Коунраде кольцевой дайки риолитов, более поздней, чем гранодиорит-порфиры. Взаимотношения Коунрадского интрузивного штока и эффузивов, доказываемые в настоящее время совершенно однозначно, такие, как это предполагалось ранее С. Ф. Машковцевым и Н. И. Наковником. Гранодиорит-порфиры прорывают позднепалеозойские кислые эффузивы и содержат их останцы в кровле.

Однако вопрос о природе гидротермальных изменений на Коунраде до сих пор остается открытым. С. Н. Гаврикова поддерживает первоначальную «интрузивно-контактовую» гипотезу и связывает образование вторичных кварцитов, сменяющихся с глубиной пропилитами эпидот-альбитовой ступени метаморфизма, с внедрением гипабиссальных гранодиорит-порфиров. Возраст вторичных кварцитов, пропилитов и руд Коунрада, по И. М. Юдину и С. Н. Гавриковой, С₁.

З. М. Нурбаеву и А. И. Полетаеву картина послемагматических процессов на месторождении Коунрад представляется более сложной. Самыми ранними на месторождении являются изменения кислых вулканогенных пород (риолитов), выразившиеся почти в полной серицитизации полевых шпатов и перекристаллизации кварца основной массы породы и связанные с автотометасоматозом лав. Следующие изменения, связанные с гидротермальной послевулканической деятельностью зафиксированного на восточном фланге месторождения диабазового вулкана центрального типа, проявляются в цеолитизации диабазовой «жерловины» и в сменяющей цеолитизацию на глубине пропилитизацией. В контакте интрузивного штока гранодиорит-порфиров, прорывающих кислые вулканические породы и «вулканическую постройку диабазовой магмы», образовались вторичные кварциты с андалузитом, корундом, диаспором и т. д. (по кислым породам) и гранат-эпидотовые породы (по диабазам). Все эти метасоматиты, по З. М. Нурбаеву и А. И. Полетаеву, представляют собою контактово-реакционные образования. После кристаллизации гранодиорит-порфиров в связи с проявлением гидротермальных процессов происходит аргиллизация гранодиорит-порфиров и отложение пирита. Гидротермальный процесс прерывается новым этапом интрузивной деятельности, приведшей к образованию даек мелкозернистых гранодиорит-порфиров. И лишь после этого возобновление гидротермальной деятельности привело к отложению на месторождении штокверкового кварца и медной минерализации.

Таким образом, делают вывод З. М. Нурбаев и А. И. Полетаев, наиболее близкой по времени формирования к оруденению, но тем не менее дорудной, является аргиллизация. Вторичные кварциты тесной связи с оруденением не обнаруживают.

По наблюдениям А. Д. Долженкова, интрузивные гранодиорит-порфиры прорывают уже вторичные кварциты, ранее сформировавшиеся за счет эффузивных пород. Основания для этого вывода имеются, хотя, конечно, вопрос все еще требует самой тщательной проверки. В гранодиорит-порфирах действительно наблюдаются ксенолиты кварцитов (нацело окварцованных пород) по эффузивам, однако включены эти ксенолиты не в свежие или слабо измененные (пропилитизированные, например), а в серицитовые вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам. Такие взаимоотношения могут объясняться и избирательным замещением кислых эффузивов. С другой стороны, на восточном фланге месторождения (к северу от Северной сопки) в разведочных канавах отчетливо устанавливается, во-первых, более древний сравнительно с гранодиорит-порфирами возраст измененных диабазов, а во-вторых, еще более древний, чем у диабазов, возраст кислых эффузивов, уже подвергшихся окварцеванию, соответствующему, по-видимому, наиболее ранним измененным породам по З. М. Нурбаеву и А. И. Полетаеву.

Современный уровень обработки Коунрадского месторождения не позволяет наблюдать кровлю интрузивного штока на большей части площади рудного поля. Тем не менее на флангах месторождения у контакта кровли интрузива и вмещающих эффузивов наблюдаются массивные кварциты, представляющие собою краевые останцы грибообразной зоны окварцевания, развитой некогда в кровле интрузива (ее наблюдали ранее рудничные геологи). Корневые части этой метасоматической залежи наблюдаются в настоящее время в эксплуатационных карьерах и прослеживаются на многих уступах. В линейных зонах окварцевания, ориентированных на месторождении по азимуту $30-35^\circ$ с углом падения $55-60^\circ$, окварцевание на глубоких горизонтах накладывается на пропилитизированные и серицитизированные гранодиорит-порфиры. Зоны окварцевания в уже измененных интрузивных породах представляют собою и рудные зоны месторождения. Оруденение не рассеяно равномерно по всему интрузиву, но концентрируется в пределах некоторой линейно ориентированной зоны северо-восточного простирания. Это не значит, однако, что таково простирание рудоконтролирующего разлома. В пределах контура балансовых руд максимальные концентрации сосредоточены именно в уже упоминавшихся выше зонах северо-западного простирания. Эти зоны максимального штокверкообразования прослеживаются и во вмещающие эффузивы, образуя в последних ожелезненные окварцованные зоны. Разломы, к которым приурочены зоны штокверкового окварцевания, несущие оруденение, существовали и до гидротермальных изменений гранодиорит-порфиров, так как эти изменения обнаруживают отчетливую горизонтальную зональность относительно разломов. На каждом из эксплуатационных горизонтов можно проследить переходы от зеленых пропилитизированных гранодиорит-порфиров в стороны от них по горизонту к серицитовым вторичным кварцитам и еще далее к рудной зоне более позднего штокверкового кварца, приуроченного к осевой части зоны

разлома. По мере перехода на более глубокие горизонты карьера (вертикальный интервал 250 м) характер горизонтальной зональности не меняется.

Гидротермальные изменения гранодиоритов, в частности пропилитизация и образование серицитовых кварцитов (точнее, аргиллизированных пород), имели место после внедрения даек гранодиорит-порфиров, приуроченных к тем же нарушениям северо-западного простирания. Мощность таких пропилитизированных даек достигает 6—10 м. По падению они прослеживаются в уступах карьеров на всю их глубину.

Пропилитизация в гранодиорит-порфирах проявляется в их альбитизации, эпидотизации, хлоритизации и пиритизации. Переход к зоне серицит-кварцевого изменения (гидрослюдистого) осуществляется через безэпидотовые хлорит-серицитовые с пиритом метасоматиты.

Весьма характерным для пропилитизированных пород Коунрада является присутствие грязно-зеленого гидробиотита. Мелкие чешуйки такого биотита нередко равномерно рассеяны во всей массе породы, но часто образуют также и своеобразные оторочки вокруг хлоритизированного и эпидотизированного первичного биотита гранодиорит-порфиров. Нередки также случаи пространственной ассоциации вторичного биотита с хлоритизированным первичным биотитом и магнетитом, иногда пиритом.

Аналогичная геологическая обстановка наблюдается на месторождении Жекедуан.

В целом для месторождений Коунрад и Жекедуан характерна пропилитизация эпидот-хлорит-альбитовой ступени гидротермального метаморфизма. Интенсивность пропилитизации обнаруживает четкую зависимость от близости к постинтрузивным тектоническим нарушениям. При этом вдоль нарушений развиваются аргиллизированные породы или так называемые серицитовые (гидрослюдистые) вторичные кварциты. Оруденение (медно-молибденовое и золоторудное) является и здесь процессом более поздним, чем гидротермальное изменение вмещающих пород.

Заканчивая обзор явлений пропилитизации в связи со средне- и верхнепалеозойским вулканизмом и рудообразованием, кратко остановимся на особенностях пропилитизации пермских вулканитов андезитового состава в области развития позднепермских эпитермальных золото-серебряных месторождений в Южной Джунгарии (Архарлинское месторождение).

Архарлинское месторождение локализовано, по данным М. Д. Исевой, в пределах вулканической постройки центрального типа. Стратовулкан, в настоящее время разрушенный, сложен эффузивно-пирокластическими породами андезитового состава. В структурном отношении Архарлинское месторождение контролируется системой крупных региональных разломов и оперяющих их трещин, сочетающихся с кольцевыми разломами и зонами дробления, развитыми на периферии стратовулкана.

Гидротермальноизмененные породы, приуроченные к тектоническим нарушениям, развиты на нескольких участках. Характерным является наличие между участками гидротермальных изменений целиков неизмененных пород. На каждом из выделяемых М. Д. Исаевой участков гидротермальные изменения обнаруживают зональность относительно тектонического нарушения. Наблюдаются четыре типа зональности.

В первом типе неизмененные породы по мере приближения к зоне нарушения сменяются пропилитами, затем алунит-каолинитовыми и алунитовыми кварцитами и, наконец, в осевой зоне — монокварцитами. Второй тип зональности характеризуется сменой в том же направлении неизмененных пород пропилитами, каолинитовыми кварцитами, алунит-каолинитовыми кварцитами и монокварцитами. Для метасоматических разрезов третьего типа не характерны подзоны алунитсодержащих кварцитов. И, наконец, зональность четвертого типа состоит в смене по направлению к нарушению неизмененных пород пропилитизацией и монокварцитами. Пропилитизация на всех участках проявляется в развитии эпидота, хлорита, альбитизации.

Все перечисленные выше гидротермальные изменения пород являются дорудными и связываются М. Д. Исаевой с первой фазой гидротермальной деятельности. Оруденение обусловлено проявлением второй фазы гидротермальной деятельности. Оно локализовано в зонах окварцевания и адуляризации («монокварцитах» второй фазы), приуроченных к узким линейным зонам дробления в предварительно гидротермальноизмененных породах. М. Д. Исаева связывает эту вторую, рудную, фазу с гидротермальной деятельностью молодых андезито-базальтовых вулканов (мезозойских?).

Аналогом Архарлинского золото-серебряного месторождения в Кураминской зоне является Чадакское (Пирмирабское) месторождение. Золото-серебряное оруденение здесь связывается послекызылнуринскими ($P_2 - T_1$) дайкообразными интрузивами кварцевых порфиров, гранит-порфиров, фельзит-порфиров и т. д. Однако вмещают эти интрузивы преимущественно породы более древних вулканогенных свит (минбулакской, надакской) и прорывающие их также более древние интрузивы. И те, и другие несут следы интенсивной «докызылнуринской» пропилитизации и связанных с нею изменений (см. выше). Более поздние «послекызылнуринские» изменения в этих породах не отмечаются. Собственно околорудное изменение околорудных кварцевых адулярсодержащих жил, локализованных в интрузивах кислого состава, проявляются в окварцевании и серицитизации и весьма незначительны по мощности.

ОБЛАСТИ РАННЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Северный Казахстан

Вулканогенные формации и их рудоносность

Как известно из работ Р. А. Борукаева и др. [6], в каледонской зоне Центрального Казахстана выделяется направленный ряд вулканогенных формаций, последовательно и закономерно сменяющих одна другую во времени и пространстве. Начинается история палеозойского вулканизма бошекульской спилито-кератофировой формацией нижнего — среднего кембрия ($Сm_{1-2}$). Формация сложена типичными для инициального вулканизма спилитами, диабазовыми порфиритами, альбитизированными порфиритами (в верхней части разреза формации), туфами этих вулканитов и осадочными породами, среди которых наиболее характерны яшмы. Выше по разрезу залегают флишевые отложения (сасыксорская формация — $Сm_2^2$), столь характерные для периода начальной инверсии геосинклинали и наблюдаемые в аналогичных условиях как в палеозойских, так и в мезозойских и кайнозойских складчатых областях.

После перерыва вулканизм возобновляется в верхнем кембрии — тремадоке ($Сm_3 — O_{1tr}$) и приводит к накоплению торткудукской андезитовой формации (в Чингизской зоне — андезито-базальтовой), сложенной роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами и их туфами и мелководными осадками. Накопление этой формации, по Р. А. Борукаеву, происходит в островных условиях, и отложения торткудукской формации «несут все тектоно-структурные черты так называемых «наложенных» брахисинклинальных структур». Нетрудно видеть, что приведенные характеристики литологии, состава и условий формирования торткудукской формации аналогичны таковым для нижних частей разреза островных андезитовых формаций Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны нижнемиоценового возраста, верхнемеловых андезитовых вулканических серий геосинклинали Малого Кавказа и целого ряда других областей.

Дальнейшее развитие вулканизма приводит, по Р. А. Борукаеву, к накоплению андезитовых (и более кислых) формаций ордовика — сарыбидаикской (O_1^1) и еркебидаикской (O_2^1) в Северо-Восточ-

ном Казахстане и сарылокинской (O_1^2)* и сарыбидаикской — в Чингизской зоне.

Сарыбидаикская свита (O_1^2) сложена осадочно-вулканогенными породами типичной эпиконтинентальной порфиритовой формации — пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и дацитовыми порфирами. Широко развиты также разнообразные туфы. Для эффузивов весьма характерна «бурая» фаза преобразования, также являющаяся отличительной особенностью производных островного вулканизма. Равным образом характерно и переслаивание субаэральных продуктов островного вулканизма с нормально-осадочными морскими фациями. Подобная осцилляция движений вообще характерна для условий накопления островной андезитовой формации. Легко видеть, что здесь в верхних частях разреза как и в других регионах, выделяются породы плагиолипаритовой или дацитовой субформации. Ю. И. Лялин, Е. Е. Миллер и Л. Г. Никитина считают, что эффузивы сарыбидаикской и торгкудукской свит практически неотличимы. Если же судить по общему набору пород, то для торгкудукской свиты характерно преобладание пироксеновых порфиритов андезито-базальтового состава, а для сарыбидаикской — андезитовых роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов с крупными вкрапленниками полевого шпата и вишнево-бурой гематитизированной основной массой. По кислотности порфириты сарыбидаикской свиты относятся к группе андезито-дацитового состава.

Андезитовый вулканизм ашгиллия (O_3a) и силура, по Р. А. Борукаеву, происходил уже в субаэральных условиях «сравнительно невысоких горных хребтов» (жарсорская и шакшанская формации — свиты), а затем в силуре после таконской фазы тектогенеза и денудации этих хребтов — вдоль ослабленных зон, созданных германотипной тектоникой последних стадий геосинклинального развития Северного Казахстана (шансорская формация — свита). По внешнему виду, как пишет Р. А. Борукаев [6], эффузивы шансорской формации почти ничем не отличаются от вулканогенных образований ашгиллия. «Очевидно, жарсорские и шансорские эффузивы принадлежат к единому вулканическому комплексу и, по-видимому, к единому вулканическому циклу; центры извержений этого цикла мигрируют во времени от ашгильского века до готландской (силурийской) эпохи с севера на юг. Пожалуй, наиболее бросающейся в глаза разницей является значительно большее количество пирокластов, главным образом агломератовых туфов и конгломератов в разрезе шансорской формации». Отчетливо видно, таким образом, что как по составу и литологии, так и по палеогеографическим условиям накопления вулканогенные образования жарсорской и шансорской толщ полностью сопоставимы с вулканогенно-молассовой формацией стадии вулканических кордильер как в пределах Охотско-Ниппонской геосинклинальной области Тихоокеанского подвижного пояса, так и

* В разрезе вулканогенных образований северо-восточной части Центрального Казахстана сарылокинские вулканы отсутствуют.

в его Восточном (Американском) секторе. Замечательно наличие специфических для этой позднеорогенной (позднегеосинклинальной) стадии развития Северного Казахстана интрузивных образований роговообманковых диоритовых порфиритов, микродиоритов и особенно жерловых экструзивных фаций тех же эффузивов, отмечавшихся в 1932 г. еще Д. С. Коржинским [18]. Стирание границ между эффузивным и интрузивным магматизмом является также характерной чертой позднегеосинклинального вулканизма вулканогенно-молассовой формации.

Девонский вулканизм в Северном Казахстане несет в себе все черты завершающей стадии развития геосинклинального тектоно-магматического цикла, и наиболее широко распространенные преимущественно кислые эффузивы нерасчлененного нижнего и среднего девона относятся к образованиям типичной порфировой формации. Нижняя часть формации составлена диабазами, андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами (сильно альбитизированными), а верхняя — липаритовыми порфирами, их туфами и игнимбритами*. С вулканизмом живет-франского времени в каледонской зоне связано образование базальт-липаритовой формации, ассоциирующей с красноцветной наземной молассой. Приурочена данная формация к грабен-синклиналям, возникшим после проявления ниже-среднедевонского вулканизма.

Из приведенного выше сопоставления вулканогенных формаций Северного Казахстана с вулканогенными формациями такой молодой островной вулканической дуги (или, вернее, системы дуг), какой является Охотско-Ниппонская геосинклинальная область, можно сделать следующий основной вывод: вулканогенные формации Северного Казахстана представляют собою формации, свойственные геосинклиналям, прошедшим в своем развитии стадии островных вулканических дуг. Интрузивные образования Северного Казахстана, связанные с этими формациями, и молодых островных дуг также аналогичны.

Обращает на себя внимание значительное сходство металлогении рассмотренных палеозойских формаций Северного Казахстана с металлогенией молодых островных дуг. Прежде всего это относится к направленному ряду инициальных и субсеквентных (собственно орогенных) формаций.

Бошекульская спилито-кератофировая формация, равно как и спилито-диабазовая формация Охотско-Ниппонской геосинклинальной области, вмещает медно-молибденовое оруденение (месторождение Бошекуль) прожилково-вкрапленного типа в пропилитизированных породах. Пропилитизации подвергаются как собственно вулканогенные породы, так и породы интрузий, характерных для этапа раннегеосинклинального магматизма — диориты и плагиограниты.

* Вулканогенно-интрузивную формацию D_{1-2} следует относить, по аналогии с другими регионами (Приморье, Охотско-Чукотская вулканогенная зона) уже к разряду посторогенных.

Проилиты верхних горизонтов рудных зон Бошекульского месторождения содержат прожилково-вкрапленную полиметаллическую минерализацию.

Для ранних стадий островного андезитового вулканизма характерны колчеданные барит-золото-полиметаллические месторождения. Это прежде всего месторождения типа «куромоно». В Северном Казахстане сюда относится Торткудукское месторождение, в Чингизе — месторождения Акбастау и Космурун. Как и в месторождениях «куромоно», здесь могут быть выделены «черные» и «желтые» руды, характеризующиеся преобладанием, с одной стороны, сульфидов Pb и Zn и барита (черные руды или «куроко»), а с другой — сульфидов меди и пирита («желтые» руды типов «око» и «кеико»). Отчасти последние разновидности руд наблюдаются в торткудукской формации, как это отмечает Р. А. Борукаев, в виде формации прожилково-вкрапленных медных руд. Нужно заметить, что в той же мере сходными с рудами «куромоно» являются и руды месторождения Майкаин. Является ли это следствием сходства металлогении вулканогенных формаций конца стадии инициального магматизма и начала орогенного островного, имеющих одинаковый андезито-базальтовый характер, либо руды Майкаинского месторождения имеют торткудукский, а не бошекульский возраст (как это предполагал в 1946 г. В. С. Коптев-Дворников), неясно.

Заканчивая сопоставление рудной минерализации в ранних субформациях островного андезитового вулканизма Северного Казахстана и молодых островных дуг, отметим следующее. В аналогичной геологической позиции в молодых дугах и в Северном Казахстане находятся кварцевожильные аналоги полиметаллических месторождений «куромоно». В Северном Казахстане они представлены месторождениями Западно-Александровской группы. И, наконец, весьма показательной является приуроченность к одним и тем же продуктам островного андезитового вулканизма медноцеолитового оруденения в Северном Казахстане (Селетинское месторождение) и на Командорских островах (о. Медный). Верхняя субформация островного андезитового (точнее уже андезито-дацитового) вулканизма характеризуется в Северном Казахстане, как и в молодых островных дугах, четко проявленной золоторудной металлогенией. Корни золотоносности при этом уходят в ранний островной вулканизм. В Северном Казахстане это ярко иллюстрируется примерами месторождений Аксу, Жана-Тюбе и Жолымбет. Разрезы метасоматически измененных пород торткудукской свиты на месторождениях так называемых «кварцитовых горок» Аксу весьма сходны по минеральному составу, характеру зональности и целому ряду других признаков с разрезами рудных зон на месторождении Торткудук.

Вулканогенно-молассовая формация Северного Казахстана, объединяющая жарсорскую и шансорскую формации — свиты, пока не имеет четкой металлогенической характеристики. Для подобных вулканогенных формаций молодых подвижных зон наиболее характерны вторичные кварциты фумарольно-сульфатарного типа.

Возможно, эти метасоматические образования имеют место и в каледонской зоне Центрального Казахстана (Маятас?), но не отличаются пока при геологических исследованиях от вторичных кварцитов порфировой формации D_{1+2} .

Интрузивы	Вулканогенные формации		Рудные месторождения	Гидротерм. изменения вмещающих пород		
	Внутр. скл. дуга (вулканическая)	Внешн. скл. дуга (невулканическая)		Дорудные	Около-рудные	Около-рудные
				Региональные	Около-рудные	Около-рудные
				Пр	Вт. кв Ср+кв	Ср кв
				Пр	Вт. кв Ср+кв	Ср, кв
				Пр	Вт. кв Ср+кв	

Рис. 9. Схема рудоносности вулканогенных формаций Казахстана (каледонская складчатая система).

Усл. обозначения см. рис. 2

Для «порфировой» формации D_{1+2} наиболее характерны высокоглиноземистые руды массивов вторичных кварцитов (Семиз-Бугу и др.), а также многочисленные проявления руд типа «соррег рофругу» в связи с пропилитизированными штоками монзонит-порфиров. Более поздние стадии минерализации на месторождениях этого типа представлены сульфидами свинца и цинка. Последние могут образовывать и самостоятельные месторождения — Алайгыр,

Мизек (?) и др. Можно предполагать также, что и Тургайское месторождение связано с кайдаульской (D_{1+2}) металлогенией и представляет обычную для поздних стадий «порфирового» вулканизма сурьмяную (ртутно-сурьмяную) формацию. Металлогенограмма каледонид Казахстана представлена на рис. 9.

Пропилитизация пород и ее отношение к оруденению

Бошекульская формация сложена зеленокаменными породами и так называемыми кератофирами. В связи с этим при рассмотрении особенностей и квалификации зеленокаменно-метаморфических пород этой формации мы сразу же сталкиваемся с трудностями, определяемыми сложившимися петрографическими традициями, поскольку в качестве первичных пород здесь указываются [6 и др.] и описываются спилиты, диабазы и кератофиры, хотя в настоящее время многими, если не большинством, исследователями признается, что формирование таких пород связано с более поздними наложенными региональными процессами. Более того, отсутствие ясности в понимании спилитов и, естественно поэтому, отсутствие строгих критериев для отнесения зеленокаменных пород в группу спилитов привели к тому, что под спилитами, когда речь идет о породах бошекульской формации, понимаются не классические спилиты, характеризующиеся своей особой спилитовой структурой и хлорит-альбитовым составом, а так называемые «обычные» зеленокаменно-метаморфические породы не только с хлоритом и альбитом, но и с эпидотом, и актинолитом и даже с биотитом.

В специальных работах, посвященных метаморфизму бошекульской формации, приводится расчленение метаморфических образований на «собственно зеленокаменно-метаморфические» и «динамогидротермальные» или зеленокаменные автометаморфические и гидротермальные пропилитовые формации. Однако в этих же работах вместе с тем указывается, и это подтверждается нашими полевыми наблюдениями, что между теми и другими образованиями имеются постепенные переходы, делающие часто невозможным предлагаемое разграничение. Более того, наблюдаются переходы зеленокаменно-метаморфических пород в существенно кварц-серицитовые с пиритом, уже типично гидротермальные образования.

Все сказанное заставляет нас рассматривать все так называемые зеленокаменно-метаморфические и заведомо гидротермальные метасоматические образования в их совокупности, а также в их связи с оруденением, характерными для бошекульской вулканогенной формации.

По литологическому и петрографическому составу в бошекульской формации — свите выделяются две подсвиты: нижняя — джангабульская, или спилитовая, сложенная вулканогенными породами основного и среднего состава (мощность 1500 м), и верхняя — ащикольская, или кератофировая, представленная главным образом кислыми эффузивами (мощность 2000—2500 м).

Для спилитовой джангабульской подсветы характерно преобладание порфиритов, образовавшихся по основным эффузивам и туфам, и зеленокаменных сланцеватых пород, возникших в результате интенсивного смятия вулканогенных пород. В составе ащикольской подсветы наблюдаются порфириты и также сланцы, но уже кварц-серицитового состава.

Зеленокаменное изменение в вулканогенных породах основного состава проявляется в альбитизации плагиоклазов, эпидотизации, актинолитизации и хлоритизации. Кроме того, развиваются карбонаты (преимущественно кальцит), кварц, серицит, гематит и лейкоксен. Ю. И. Лялин и Е. Е. Миллер указывают также на присутствие цоизита, как, например, в спилитах, где лейсты альбита наблюдаются среди хлорит-эпидот-цоизитового агрегата, включающего также карбонат и рудные минералы.

Первичный плагиоклаз, представленный лабрадором (№ 60), замещается чистым альбитом или альбит-олигоклазом (№ 0—4). Первичный темноцветный минерал, наблюдаемый лишь в редких реликтах, представлен авгитом.

В породах наблюдаются миндалины, сложенные хлоритом, карбонатом, кварцем и альбитом. Размеры миндалины 2—4 мм в поперечнике, количество 20—25%.

Аналогичные изменения наблюдаются и при зеленокаменном изменении вулканогенных пород среднего состава — пироксеновых, роговообманково-пироксеновых, роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов. Вкрапленники плагиоклазов (андезит № 35—40) здесь также альбитизированы. Кроме того, по ним же развиваются эпидот, хлорит, карбонат и серицит. Роговая обманка замещается эпидотом и хлоритом, пироксен (авгит) — эпидотом (иногда актинолитом), хлоритом, кальцитом и кварцем. Все перечисленные минералы развиваются также и в основной массе пород.

Как для основных, так и средних по составу пород, подвергшихся зеленокаменному изменению, характерно наличие прожилков, сложенных кварцем, кварцем и карбонатом, кварцем и хлоритом, иногда с эпидотовыми оторочками.

Указанные выше зеленокаменные преобразования являются региональными и характерны для всех пород бошекульской формации.

В 1946 г. в составе «зеленокаменных» пород бошекульской формации Е. Е. Миллер обнаружила пумпеллит, который, по ее данным, развит в так называемом «пумпеллитовом горизонте» амигдалоидных лав в низах зеленокаменной джангабульской подсветы. Встречается пумпеллит в миндалинах и прожилках в ассоциации с пренитом и кварцем. При развитии пумпеллита в основной массе зеленокаменной породы он находится в парагенезисе с хлоритом и эпидотом. Иногда пумпеллит составляет главную массу породы (60—75%). Наблюдаются две морфологические разновидности пумпеллита — призматический и игольчатый. В единичном случае пумпеллит встречен Е. Е. Миллер в ащикольских альбитофирах. В настоящее время пумпеллит установлен не только в составе «пумпел-

литового горизонта», но и в других участках, в частности и в районе месторождения Бошекуль.

Месторождение Бошекуль пространственно приурочено к крупной гипабиссальной дайкообразной интрузии среднекембрийского возраста и вмещающим ее зеленокаменным породам нижней (джангабульской) подсквиты бошекульской формации. По простиранию интрузивное тело прослеживается на 6 км при ширине выхода от 500—600 до 1000 м.

Р. А. Борукаев и Е. Е. Миллер выделяют в составе бошекульской интрузии две фазы: I — диоритовых порфиритов и II (главная) — гранитоидных порфиров. В составе II фазы выделяется субфаза сиенит-порфир.

Г. Ф. Ляпичев считает, что диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры, с одной стороны, и сиенит-порфиры — с другой, составляют самостоятельные разновозрастные интрузии.

Диоритовые порфириты макроскопически представляют собою темно-серые с отчетливым зеленоватым оттенком породы. Вкрапления представлены олигоклазом № 20—30, как правило, замещенными серицитизированным альбитом, роговой обманкой и биотитом. И роговая обманка, и биотит замещаются эпидотом и хлоритом. Кроме того, в породах отчетливо выражены окварцевание, серицитизация и пиритизация. Наблюдаются кварцевые с пиритом прожилки. «Гранитоидные порфиры» II фазы представлены адамеллитами и гранодиорит-порфирами. Эти породы, как правило, сильно гидротермально изменены (почти во всем объеме). Наиболее характерно замещение первичных пород, содержащих плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, роговую обманку и биотит, кварц-хлорит-серицитовым агрегатом, нередко с пиритом. В дополнение к этому уже известному факту укажем, что очень часто кроме кварца в этих «вторичных кварцитах» по плагиогранитам и гранодиорит-порфирам содержится альбит.

Весьма характерным видом гидротермального метаморфизма как самой интрузии плагиогранитов, так и вмещающих ее вулканогенных пород является биотитизация. Процесс этот заслуживает особого внимания в виду того, что он приводит к формированию устойчивых парагенезисов с биотитом как в гидротермально измененных плагиогранитах, так и в окружающих зеленокаменных породах. В плагиогранитах биотитизация выражается в образовании либо равномерно распределенных, либо образующих скопления чешуек и агрегатов свежего слабо окрашенного биотита, отличного от биотита первичного, как правило, хлоритизированного. Этот вторичный биотит плеохроирует от почти бесцветного до грязно-серого со слабым зеленоватым оттенком. Как правило, биотитизация сопровождается окварцеванием и образованием лейкоксена. Можно сказать таким образом, что наиболее типичное гидротермальное изменение плагиогранитов и гранодиорит-порфиров приводит к образованию вторичного кварц-альбит-хлорит-биотит-серицитового парагенезиса.

Аналогичная биотитизация проявлена и во вмещающих интрузию вулканогенных породах. По данным Г. Е. Нарвайт, она прослеживается вдоль простираия интрузии в полосе шириной до 2 км при общей площади ее 14 км². Биотит образует бурые листочки размером до 0,1 мм и развивается в альбитизированных плагиоклазах совместно с актинолитом в псевдоморфозах по первичным пироксенам, а также в основной массе и в миндалинах. Следует подчеркнуть, что и актинолизация, и окварцевание бошекульских эффузивов в районе интрузии более интенсивные, чем в обычных зеленокаменных породах бошекульской формации. В конечном счете в окружении Бошекульского массива среди эпидот-хлорит-альбитовых зеленокаменноизмененных породах с редким актинолитом отчетливо выделяется поле биотит-актинолит-эпидотовых с кварцем метасоматитов, которым в пределах самой интрузии соответствуют метасоматиты кварц-альбит-биотит-хлоритового с серицитом состава.

Внутри поля биотит-актинолитовых метасоматитов наблюдается узкая полоса (500—600 м), включающая и кислые дайкообразные плагиограниты, в пределах которой развиты темно-зеленые или светло-зеленые микрозернистые породы кварц-хлоритового или хлорит-карбонатного состава, содержащие рассеянную вкрапленную или прожилковую рудную минерализацию. В промежуточной зоне между биотит-актинолитовыми и кварц-хлоритовыми (хлорит-карбонатными) метасоматитами развиваются эпидот, хлорит, пренит, пумпеллиит, кальцит и серицит. Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пирротинном, борнитом, галенитом, сфалеритом и пиритом; жильные — кварц, карбонат, барит, флюорит. Г. Е. Нарвайт указывает, кроме того, и адуляр. Надо сказать, что адуляра мы в рудах Бошекульского месторождения не наблюдали, однако калиевый шпат среди жильных минералов присутствует и представлен, по нашим наблюдениям, ортоклазом. Рудные прожилки имеют самую различную мощность — от волосовидных до 2—3 см. К ним приурочена главным образом молибденитовая минерализация. Халькопирит и главным образом борнит рассеяны как в прожилках, так и по массе пород. Около рудных жилков наблюдается осветление гидротермальноизмененных плагиогранитов и гранодиоритов, вызванное их околожильной серицитизацией.

При наблюдениях под микроскопом устанавливается также, что рудные прожилки секут как гидротермальноизмененные породы, так и характерные для них и синхронные им по времени образования прожилки. Иногда более поздний возраст рудных прожилков устанавливается не только по пересечению ими гидротермальноизмененной породы и содержащихся в ней дорудных прожилков. Наблюдаются случаи, когда рудные и дорудные прожилки приурочены к одной и той же трещине. При этом рудный прожилок то слагает осевую часть сложной жилки, то локализуется в ее зальбанде.

В северной части рудного поля наблюдаются массивные и жильные руды колчеданно-полиметаллического типа, сложенные пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Часто в кварцевых

жилах наблюдается ассоциация только сфалерита и халькопирита, отвечающая более глубоким горизонтам рудного тела.

Мы рассмотрели характер зеленокаменно-метаморфических пород бошекульской формации и их взаимоотношение с заведомо гидротермально-метаморфическими образованиями и оруденением. Как легко было заметить, при изложении фактического материала мы избегали как-либо квалифицировать зеленокаменно-метаморфические породы бошекульской формации, поскольку отнесение их к той или иной генетической группе зависит как от геологической позиции зеленокаменно-метаморфических образований, так и от характера взаимосвязей их с гидротермальноизмененными породами и рудами. Вместе с тем анализ приведенного материала позволяет сделать следующие основные выводы:

- 1) зеленокаменный метаморфизм проявлен регионально;
- 2) в околотрещинных линейных зонах зеленокаменные актинолит-эпидотовые парагенезисы минералов замещаются более низкотемпературными гидротермальными парагенезисами так называемых вторичных кварцитов (кварцсерицитовые с пиритом породы). Наблюдается, таким образом, зональность, которая говорит о направленном характере метаморфического процесса и позволяет квалифицировать этот процесс как гидротермально-метасоматический;
- 3) медно-молибденовое и колчедано-полиметаллическое оруденение в породах бошекульской формации является закономерным, что следует из сопоставления гомологичных вулканогенных и рудных образований тектоно-магматических и металлогенических циклов других геосинклинальных областей; оно связано с геологическим циклом становления бошекульской вулканогенной формации;
- 4) метасоматиты бошекульской формации являются образованиями до-рудными и также связаны генетически с геологическим циклом становления этой формации;
- 5) мы не видели и не находим в исследованиях, посвященных зеленокаменным метасоматитам бошекульской формации, каких-либо свидетельств того, что зеленокаменный метасоматоз является следствием аутометаморфизма дав. Это относится даже и к метасоматитам, образовавшимся за счет пород гипабиссальной бошекульской интрузии. Актинолитизация и биотитизация накладываются в околоинтрузивном поле как на вмещающие эффузивы, так и на породы интрузии.

Все изложенное позволяет сделать однозначный окончательный вывод. Зеленокаменные породы бошекульской вулканогенной формации представляют собою древние (салаирские — Ст₂) пропилиты.

В пропилитизированных породах бошекульской формации, как считается, размещается и колчеданно-золото-полиметаллическое месторождение Майкаин. По Р. А. Борукаеву, оно парагенетически связано с дайками плагиогранит-порфиоров бошекульской фазы и размещается на границе нижней спилитовой и верхней альбитофировой подсвет. Следует заметить, однако, что мнения о возрасте этого месторождения и принадлежности его к тому или иному металлогеническому циклу весьма противоречивы. Ранее (Билибин, Коптев-Дворников и др.) формирование этого месторождения связывалось со среднепалеозойским вулканизмом. В настоящее время устанавливается значительное сходство геологической позиции и вещественного состава вмещающих пород и руд Майкаинского месторождения

с месторождением Торткудук, которое размещается в так называемой торкудукской формации. Следует иметь в виду, что наиболее древние «зеленокаменные» (пропилитизированные — *М. В.*) эффузивы Майкаинского рудного района залегают выше яшмо-кварцитовых образований [21], которые можно было бы отнести к бошекульской формации, и таким образом возраст месторождения, возможно, действительно является более молодым, чем бошекульский.

Форма рудных тел на Майкаинском месторождении преимущественно линзовидная, четковидная. Длина отдельных линз по простиранию достигает 300 м, по падению 255 м при мощности от 0,5—1 до 12—15 м.

Рудные тела залегают, по Р. А. Борукаеву, в системе параллельных дизъюнктивных нарушений так называемой главной рудной зоны, проходящей в контакте крупной (2300 м) дайки плагиогранит-порфиров и вмещающих вулканогенных пород. В лежащем боку рудных тел залегают измененные плагиогранит-порфиры, висячем — измененные вулканиты, главным образом вторичные кварциты серицит-карцевого типа.

Р. А. Борукаев различает на месторождении Майкаин два типа руд:

- 1) серноколчеданные, главная роль в которых принадлежит пириту при небольшом содержании халькопирита и сфалерита;
- 2) полиметаллические, в которых главными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и блеклые руды.

В серноколчеданном типе руд жильные минералы представлены кварцем и сидеритом, в полиметаллическом — баритом. Следует отметить также широкое развитие в барит-полиметаллических рудах гематита, главным образом в ассоциации с баритом.

Указанные типы руд либо слагают самостоятельные рудные тела, либо встречаются совместно, создавая при этом сложно построенные зональные рудные линзы.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение локализовано в линейной тектонической зоне, проходящей у контакте вулканогенно-осадочных пород и иногда в контакте вулканогенных пород и дорудной дайки габбро-диабазовых (базальтовых) порфириров.

Барит-полиметаллические руды слагают осевые части рудных линз и окаймлены более ранними по времени образования колчеданными рудами. В некоторых разрезах рудных линз, главным образом на глубоких горизонтах месторождения, барит-полиметаллические руды отсутствуют, и рудная линза является чисто серноколчеданной. Барит-полиметаллические руды получают максимальное развитие в верхних горизонтах месторождения, где в свою очередь они также могут слагать самостоятельные рудные линзы и жилородные рудные тела, лишённые оторочки из колчеданных руд. Здесь же максимального развития достигают баритизация и гематизация. Образуются гидротермальные «сургучные яшмы».

Вмещающие месторождение вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, а также дорудная дайка базальтовых порфириров

полностью пропилитизированы. Для пропилитов характерны ново-минералообразования актинолита, эпидота, хлорита, альбита, отчасти карбонатов и пренита. Характерны также синхронные пропилитам прожилки кварц-эпидот-хлоритового и эпидозитового состава.

В околотрещинной (тектонической) зоне зеленокаменное пропилитовое изменение сменяется серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией. В зоне серицит-кварцевых с пиритом пород, достигающей мощности 30 м, наблюдаются участки резкого обогащения пиритом, переходящие в участки массивной колчеданной руды. Колчеданные руды и серицит-кварцевые с пиритом метасоматиты, равно как и пропилиты, являются образованиями близкоодновременными.

Барит-полиметаллическое оруденение по отношению к пропилитизации и образованию околотрещинных серицит-кварцевых метасоматитов и массивных серноколчеданных руд является более поздним. Околорудное изменение в связи с полиметаллическим оруденением выражается в баритизации (отчасти хлоритизации, поскольку хлорит обнаружен в составе барит-гематитовых прожилков) и гематитизации вмещающих гидротермальноизмененных пород — пропилитов и вторичных кварцитов.

В целом по своей геологической позиции, типам руд, характеру гидротермальных изменений вмещающих пород и соотношению процессов гидротермального изменения пород и оруденения месторождение Майкаин является аналогом курильских и японских месторождений типа «куромоно». Вкрапленные пирит-халькопиритовые руды в окварцованных породах самого внешнего «чехла» рудного тела являются аналогами так называемых «кремнистых» руд «кейко», массивные пирит-халькопиритовые руды — «желтых» руд «око» и барит-полиметаллические руды — «черных» руд «куроко».

Торткудукская формация ($Сm_3 — O_{1tr}$). Породы торткудукской формации, так же как и породы более древних толщ, претерпели региональный гидротермальный зеленокаменный метаморфизм — пропилитизацию. В плагиопорфиритах при этом наблюдается интенсивная карбонатизация (кальцит) и альбитизация плагиоклазов и хлоритизация и гематитизация основной массы. Развивается также вторичный кварц. Отдельные разновидности порфириров подвергаются особенно интенсивной хлоритизации и кальцитизации, и конечный продукт пропилитизации представляет собою агрегат хлорита и кальцита с вкрапленниками разрушенных зерен плагиоклаза (андезита), от которого сохранились лишь альбитизированные каемки. Те же процессы хлоритизации, карбонатизации и гематитизации наблюдаются в туфах и в туфогенно-осадочных породах. При этом совместно с хлоритом наблюдается и эпидот.

Среди пропилитизированных пород торткудукской формации установлены и так называемые миндалекаменные разности. Миндалины в них выполнены хлоритом, кальцитом, альбитом, цеолитами и иногда пренитом и халцедоном. Отмечается присутствие самородной меди.

В целом для пород торткудукской формации при общем пропиловом их изменении с образованием хлорит-эпидот-альбитовых разновидностей пропилов весьма характерны очень интенсивная карбонизация и пропилов хлорит-карбонатного типа.

Альбитизация в породах торткудукской формации внешне выражается слабее, чем в более древних толщах, возможно, за счет большой интенсивности процессов хлоритизации и карбонизации. Альбитизация иногда захватывает только вкрапленники плагиоклаза, за счет которых образуется альбит № 0—2, в то время как плагиоклаз микролитов в основной массе пород представлен олигоклазом № 15—20. Н. Г. Сергеев связывает этот факт с тем, что альбитизация, по крайней мере частично, имела место еще в интрателлурическую стадию и является процессом аутометаморфическим. Об этом же свидетельствуют и данные Р. А. Борукаева, наблюдавшего обломки вкрапленников альбита в слабо измененных туфах.

Вмещающая месторождение Торткудук вулканогенная толща тремадока неоднородна по составу. Наряду с андезитовыми порфиритами и туфоагломератами того же состава присутствуют прослои осадочных пород — туфопесчаников, туфоалевролитов. Между этими литологически разнородными породами проходит зоны тектонических нарушений, вдоль которых наблюдается гидротермальное изменение вулканогенных и осадочных пород, более продвинутое, чем регионально свойственная им пропиловитизация. Вдоль линейных околотрещинных зон формируются серицит-кварцевые с пиритом метасоматиты. Весьма интересна наблюдаемая при этом зональность перехода пропилов в «серицитовые вторичные кварциты». В узкой экзоконтактной зоне пропилов и серицитовых вторичных кварцитов регионально свойственная пропиловитизация сменяется пиритизацией.

Месторождение Торткудук в современном эрозионном срезе представляет собою баритовую линзу, окруженную чехлом вкрапленных руд, залегающую на пересечении двух тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простираний.

Вмещающими породами для линзы являются серицит-кварцевые с пиритом метасоматиты околотрещинных зон. По простиранию линза выклинивается целой серией маломощных линз и прослоев. На отработанных горизонтах баритовое рудное тело имело неправильную (с апофизмом) форму рудного столба. С глубиной оно преобразуется в мощную линзу.

Руды представлены в основном тонкозернистым баритом с весьма тонкой и убогой вкрапленностью рудных минералов. Среди последних установлены пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, энаргит, самородное золото, электрум, аргентит, висмутин, борнит. С глубиной количество сульфидов возрастает, и на глубине 100 м появляются их гнездообразные скопления и участки сплошных серноколчеданных руд.

Сравнивая Торткудукское и Майкаинское месторождения, нельзя не видеть, что оба они обладают целым рядом общих особенностей

как в смысле геологической позиции, вещественного состава и зональности руд и измененных пород, так и в отношении взаимосвязей различных метасоматитов и оруденения. Как и в Майкаинском рудном поле, здесь наблюдается дорудная региональная пропилитизация вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которая в околотрепчинных тектонических зонах, приуроченных к границам литологически разнородных комплексов руд, сменяется более продвинутым изменением, приводящим к образованию серицит-кварцевых с пиритом метасоматитов. На глубине этот процесс приводит к формированию массивных серноколчеданных руд. Золото-полиметаллическое оруденение, локализованное в тех же тектонических нарушениях, вдоль которых происходило максимальное изменение, является процессом более поздним сравнительно с пропилитизацией и образованием вторичных кварцитов и серноколчеданных руд. Оно сопровождается интенсивной баритизацией вмещающих гидротермальноизмененных пород. Совместно с баритом имеют место гематитизация и хлоритизация.

В заключение отметим, что и месторождение Торткудук имеет своих аналогов среди барит-полиметаллических месторождений, размещающихся в пропилитизированных породах более молодой (миоценовой) формации «зеленых туфов» Охотско-Ниппонской геосинклинальной области. Таким аналогом является месторождение Прибрежное на о. Кунашир.

В Северном Казахстане жильным аналогом Торткудукского (и Майкаинского) месторождения является Западно-Александровское.

Аналогичные соотношения между гидротермальным метаморфизмом вулканогенных пород и размещающимся в них оруденением характерны и для золото-медноколчеданных месторождений Чингиз-Тарбагатайской структурно-формационной зоны.

Заканчивая рассмотрение отношения пропилитизации пород торткудукской формации к оруденению, необходимо остановиться еще на очень важном и интересном типе золоторудных месторождений — так называемых «кварцитовых горок» месторождения Ак-су. Правда, многие исследователи рассматривают эти месторождения совместно с золоторудными месторождениями кварцевожильного типа, размещающимися в более молодой сарыбидаикской формации (O_2), и даже с золотыми месторождениями во вторичных кварцитах кайдаульской альбитофировой толщи (D_{1+2}), однако наличие многих общих черт между месторождением Торткудук и «кварцитовыми горками» Ак-су и закономерная взаимосвязь между ними позволяют нам не согласиться с тем, что «кварцитовые горки» представляют собою лишь морфологическую разновидность золотых месторождений Северного Казахстана.

«Кварцитовые горки» месторождения Ак-су представляют собою минерализованные тектонические зоны, проходящие в пределах поля развития пород торткудукской формации в контакте нижней осадочной и верхней вулканогенных толщ. Вдоль этих зон наблюдаются гидротермальноизмененные породы более продвинутых типов, нежели

регионально свойственные этой формации пропилиты. Здесь развиваются околотрещинные серицит-кварцевые с пиритом (вплоть до почти мономинеральных кварцевых) метасоматиты.

С глубиной линзы околотрещинных серицит-кварцевых метасоматитов показывают тенденцию к выклиниванию. Если в карьере мощность линзы достигает 50 м, то на горизонте 180 м она составляет уже 15 м, а на глубине 253—261 м — только 8 м.

В всячем боку рудного тела развиты рассланцованные серицит-хлорит-кварцевые с пиритом породы, которые сменяются далее от рудного тела кварц-карбонатными породами и еще далее массивными, хотя также сланцеватыми, пропилитизированными порфиритами. Для пропилитизированных пород характерно меньшее количество пирита. На расстоянии 40 м от рудного тела пирит уже не устанавливается, и рудные минералы в пропилитах представлены магнетитом и лейкоксеном. В содержании эпидота устанавливается закономерность. Количество его в пропилитах увеличивается с увеличением расстояния от рудного тела. Характерны также маломощные (до 10 см) прожилки хлорит-кварцевого, хлорит-карбонатного, хлорит-эпидотового и хлорит-карбонат-кварцевого состава. Плаггиоклаз в пропилитах почти нацело серицитизирован; в меньшей степени видны предшествовавшие альбитизация и хлоритизация. Хлорит развивается как по плаггиоклазу и в основной массе породы, так и в составе хлорит-эпидотовых прожилков и гнездообразных скоплений. Эпидот часто образует также мелкозернистые агрегаты, рассеянные по всей массе породы. Характерно также окварцевание. Отдельные участки породы сложены только вторичным кварцем со скоплениями кристаллов пирита. Окварцевание в пропилитах также падает с удалением от рудного тела.

Серицит-кварцевые с хлоритом в краевых зонах или без него в осевой зоне метасоматиты рудного тела содержат многочисленные прожилки карбонатного состава, располагающиеся как по сланцеватости породы, так и вкрест этой сланцеватости. Осевая часть рудного тела сложена серицит-кварцевыми с пиритом метасоматитами, которые в самой центральной зоне сменяются метасоматитами существенно кварцевыми. Количество пирита в породах обнаруживает прямую зависимость от количества серицита. Чем больше серицита, тем больше пирита. Однако почти мономинеральные скопления мелкозернистого пирита наблюдаются и в осевых окварцованных породах. Рассланцевание пород имело место после их пропилитизации и образования синхронных пропилитам околотрещинных серицит-кварцевых с пиритом метасоматитов. Это отчетливо устанавливается наблюдением таких явлений, как образование теней давления около зерен пирита с перекристаллизацией кварца и обрастанием пиритовых кристаллов шестоватыми кварцевыми щетками, перекристаллизация самих агрегатов пирита с образованием кристаллов пирита, вытянутых в направлении сланцеватости, дробление и метаморфизм пропилитовых прожилков и др. Наблюдаются, в общем, те же самые явления, что и на Торткудукском и Майкаинском месторождениях.

Интересно отметить при этом, что продукты рудной баритовой (см. ниже) минерализации такому метаморфизму не подвергаются.

Заметной разницы в характере пропилитизации и составе около-трещинных метасоматитов в зависимости от глубины не обнаруживается. Породы той и другой метасоматических зон одинаковы как в карьерах «кварцитовых горок» у дневной поверхности, так и на глубинах последовательно 125—180—260 м. Интересные особенности пропилитизации устанавливаются в карьере I «кварцитовых горок». Среди пропилитизированных порфириров всякого бока рудного тела, представленного здесь кварц-серицит-хлоритовыми породами, содержащими весьма умеренные количества эпидота (единичные зерна при наблюдениях в шлифах), обнажаются неправильные по форме, и общем изометрические в плане, тела интрузивных субвулканических диоритовых порфириров. В пределах таких тел наблюдается весьма интенсивная даже макроскопически эпидотизация. Вмещающие же породы вокруг субвулканических интрузий в пределах рудного поля подвергаются лишь пиритизации (поблизости от рудного тела) и хлоритизации.

В шлифах пропилитизированных диоритовых порфириров наблюдается альбитизация плагиоклазов, а также развитие по ним хлорита и эпидота. Эпидот образует также кристаллы в составе прожилков кварц-эпидотового и карбонат-эпидот-кварцевого состава. В случае, когда в породе сохраняется первичный пироксен (авгит), видно, что последний также замещается эпидотом (в ассоциации с кварцем). За счет основной массы породы развивается хлорит-эпидот-карбонатный агрегат. Пирита в пропилитизированных диоритовых порфиритах очень мало; главный рудный минерал — магнетит.

Помимо, в общем изометрических в плане, субвулканических диоритовых порфириров в карьере II «кварцитовых горок» наблюдается маломощная (30 см) дайка диоритовых порфириров, согласная с общим простиранием рудной зоны. Порода дайки также пропилитизирована. Наблюдаются альбитизация, хлоритизация, карбонатизация и эпидотизация. Эпидот образует здесь радиальнолучистые агрегаты.

Среди пропилитизированных порфириров I «кварцитовых горок» наблюдаются и так называемые миндалекаменные разности. Миндалины в них сложены карбонатом и хлоритом или кварцем, карбонатом (мало) и хлоритом.

В лежащем боку рудных тел «кварцитовых горок» развиты осадочные породы нижней части торткудукской формации. Характер гидротермальных изменений и их зональность по отношению к рудному телу в общем такие же, как и в вулканогенных породах всякого бока.

Все перечисленные выше разновидности гидротермальноизмененных пород «кварцитовых горок» являются, как установлено В. С. Коптевым-Дворниковым, М. А. Петровой и др., дорудными и относятся к продуктам наиболее ранней, так называемой колчеданной стадии минерализации. Рудная стадия минерализации, в которую

развиваются кроме жильных кварца и карбоната антимонит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото и буланжерит, лишь пространственно приурочена к зоне развития более раннего пирита. Более поздние рудные минералы развиваются в зонах дробления колчеданных руд, играя также роль цемента для обломков вмещающих гидротермальноизмененных пород. Более того, нередко контуры золотого оруденения не совпадают с формой дорудных метасоматитов, и собственно золотое оруденение локализуется в структурах, секущих линзовидные тела дорудных серицит-кварцевых метасоматитов.

Самой поздней стадией минерализации, по В. С. Коптеву-Дворникову и др., является баритовая.

Из изложенного легко видеть, что «кварцитовые горки» Ак-су обладают значительным сходством с месторождениями Торткудук и Майкаин. Это сходство проявляется как в тождественности геологической позиции, так и в отношениях между рудами, пропилитами и связанными с пропилитами серицит-кварцевыми метасоматитами и составе самих руд.

Сарыбидаикская формация (месторождения Джеламбет и Жана-Тюбе). Месторождение Джеламбет (Жолымбет) представляет собою оруденелое дайкообразное интрузивное тело интенсивно пропилизированных диоритов, залегающих в осадочно-вулканогенной толще карадока (O_2 — сарыбидаикская формация). Мощность дайки 30 м, протяженность несколько сот метров. В пропилизированных диоритах развита штокверковая система кварцевых жил и прожилков, которые частично распространяются и за пределы интрузии диоритов в тонкоплитчатые туфогенно-осадочные породы и рассланцованные эффузивы. Вмещающие породы также подверглись интенсивной пропилизации.

Макроскопически среди кварцевых прожилков в пропилитах различаются два типа. Одни из них — дорудные — как бы вплавлены в пропилиты, содержат эпидотовые и эпидот-хлоритовые оторочки и подвергаются рассланцеванию совместно с окружающими пропилизированными породами. Другие — рудные — неметаморфизованы, имеют осветленную серицит-мусковитовую оторочку и отличаются интенсивной лимонитизацией, связанной с окислением сульфидов. Насыщенность пропилизированных диоритов рудными прожилками на верхних горизонтах месторождения такова, что дайка на всю мощность представляет собою рудное тело. С глубиной штокверк рудных прожилков сменяется системой рудных кварцевых жил, мощность которых и определяет мощность рудного тела (в среднем 1,2—1,5 м). Рудные минералы в кварцевых жилах, по Н. А. Фогельман, представлены пиритом, арсенопиритом, — молибденитом (очень мало), шеелитом (очень мало), блеклыми рудами, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, самородным золотом, теллуридами — алтаитом и гесситом, антимонитом и др.

В характере пропилизации пород наблюдается отчетливая зональность. В висячем боку рудного тела (дайки диоритов) в удале-

нии около 30 м наблюдаются пропилитизированные биотитовые дациты, в которых интенсивно проявлены процессы альбитизации и хлоритизации. Хлорит развивается по чешуйкам первичного биотита с образованием гомоосевых псевдоморфоз «зерно за зерно», причем чешуйки хлоритизированного биотита содержат хорошо сохранившуюся сагенитовую решетку. Кроме того, они переполнены включениями опаловых лейкоксеновых агрегатов. Нередко в их пределах развиваются и кубические кристаллы пирита.

Основная масса породы нацело альбитизирована. Первичные контуры вкрапленников плагиоклазов сохраняются, что особенно хорошо видно в тех участках, где они погружены во вторичный гидротермальный кварц, однако переполнены, кроме того, чешуйками серицита. Правда, сам альбит является водяно-прозрачным.

Очень интересным является наличие в породе очень мелких изометрических и изотропных, иногда аномально двупреломляющих зеленоватых зерен, окруженных келифитовой каемкой или полностью замещенных келифитовым веществом, принадлежащих, по-видимому, гранату гроссулярового типа. Это тем более интересно, что и Бюрг в 1931 г. как типичную особенность золотоносных андезито-дацитов Семиградья описывает гранатовую фацию зеленокаменных андезитов. Ближе к интрузивному телу в тех же пропилитизированных биотитовых (с гранатом) дацитах при весьма интенсивно проявленной хлоритизации и карбонатизации появляется, хотя и в незначительных количествах, эпидот. Первичные плагиоклазы замещены альбитом и серицитом. Интенсивно проявлена пиритизация.

В осадочных породах здесь же наблюдается большое количество мелкочешуйчатого биотита (зеленовато-бурого до темно-буро-коричневого) и масса актинолитовых прожилков. Для породы характерно также наличие отдельных участков, сложенных мозаичными агрегатами кварца с равномерно в нем рассеянными иголочками актинолита и чешуйками биотита.

Еще ближе к интрузивному телу окварцевание и биотитизация вмещающих пород становятся еще более интенсивными. При этом хорошо образованные кристаллы биотита размером 0,02—0,05 мм находятся в сростании с мозаичным гидротермальным кварцем. Здесь же развивается очень мелкозернистый пирит. Среди окварцованных участков находятся включения, сложенные альбитом первичного пропилитизированного эффузива.

Кристаллы альбита обычно содержат серицитовые включения, и иногда в кварцевой массе сохраняется только этот серицит, и только по нему угадываются контуры замещенных кварцем полевых шпатов.

Что касается оруденения, то оно явно является процессом более поздним, чем пропилитизация, и даже отделено от нее периодом некоторой деформации, приведшей к рассланцеванию пропилитов. Особенно отчетливо эти явления наблюдаются на месторождении Жана-Тюбе.

Месторождение Жана-Тюбе представлено системой золоторудных кварцевых жил среди пропилитов. Интрузии в пределах рудного поля Жана-Тюбе неизвестны.

Для пропилитов рудного поля Жана-Тюбе и его окружения наиболее характерными являются регионально развитые парагенезисы хлорит-биотит-карбонат-эпидотового состава. Рудные минералы в пропилитах представлены магнетитом и лейкоксеном. В пределах собственно рудной зоны месторождения Жана-Тюбе, в которой локализована кулисообразная система золоторудных кварцевых жил, а также в других околотрещинных зонах биотитсодержащие пропилиты сменяются пропилитами эпидот-хлорит-карбонатного (без биотита) состава, а в самой околотрещинной зоне — хлоритовыми или хлорит-карбонатными метасоматитами.

Пропилитизированные породы и особенно околотрещинные метасоматиты подверглись интенсивному рассланцеванию. При этом образуется весьма характерная глазковая текстура рассланцованных пропилитов, очень сходная с текстурой пропилитизированных пород формации «зеленых туфов» миоценового возраста в Японии. В тонкосланцеватой чешуйчатой массе, сложенной хлоритом и биотитом, в которой рассеяны пылевидный пирит и более крупные зернышки эпидота, наблюдаются «глазки», сложенные раздробленными вкрапленниками нацело альбитизированного плагиоклаза («albiteaugen», по Суги).

Псевдоморфозы мутные, переполненные карбонатом, иногда серицитом. Все перечисленные минералы — альбит, хлорит, биотит, эпидот, карбонат, пирит — образовались до динамометаморфизма, т. е. являются результатом пропилитизации. Динамометаморфизм привел к тому, что карбонат начинает расти в «тенях давления» около раздробленных или обвальцованных кристаллов альбита. Альбит образует кристаллы до 1 мм в поперечнике и мельче. Отдельные лейсты достигают 5 мм. Количество таких кристаллов альбита в породе ~20%. Они, как правило, переполнены мелкозернистыми включениями кальцита и иногда серицита. Лейсты альбита раздроблены, изогнуты; однако прожилкового альбита нет. Эпидот в породах присутствует в количестве ~1%. Он образует единичные зерна и агрегаты желтоватых или почти бесцветных зерен размером 0,1 мм и менее (до 0,01 мм). Наблюдается эпидот всегда в ассоциации с хлоритом и биотитом, и в пределах псевдоморфоз альбит по первичному плагиоклазу не встречен.

Хлорит в породах светло-травяно-зеленый, почти без плеохроизма, с аномальным двупреломлением, часто изотропный. Присутствует он в сланцеватой основной массе и в прожилках. Общее количество хлорита 45—50%.

Карбонат в породах представлен главным образом кальцитом. Он развивается по сланцеватости, впритык к порфиробластам альбита, а также в виде лестничных прожилков между такими порфиробластами. Количество его в шлифах 5—7%.

Биотит от светло-буро-желтого до коричневатого-желтого; сильно

плекрохрирует от почти бесцветного по Nm до бурожелтого по Np ; $Nq = Nm$; $Ng - Np = 0,030$, размеры чешуек биотита 0,05 мм; количество в породе — 10%.

Пирита очень мало. В тех случаях, когда присутствуют крупные его кристаллы, видно, что чешуйки биотита их огибают. В то же время в «тнях давления» растут шестоватые агрегаты «метаморфического кварца».

Для пропилитов, подвергшихся динамометаморфизму, таким образом, характерны метаморфические прожилки, сложенные теми же минералами, что и в пропилитах (карбонатами, кварцем, биотитом, хлоритом и эпидотом), но не несущими следов давления. Эти метаморфические прожилки отличаются от сходных с ними по составу, но давленных «пропилитовых» прожилков. Золоторудные кварцевые жилы, как правило, залегают в осевых частях трещинных зон, и их зальбанды чаще всего сложены околотрещинными метасоматитами хлоритового или хлорит-карбонатного состава. Тем не менее наблюдаются такие случаи, когда рудная жила выходит из трещинной зоны в пропилиты, и в контакт с ней приходят не околотрещинные, а хлорит-эпидотовые пропилитовые парагенезисы минералов. Более того, выполнение трещинной зоны кварцеворудной жилой сопровождается мусковитизацией приконтактных с жилой пропилитов или околотрещинных метасоматитов. Листочки мусковита при этом образуют прекрасные розетковидные агрегаты, не несущие следов давления. Не обнаруживает следов динамометаморфизма и кварц рудных жил. Все сказанное вполне убедительно и однозначно свидетельствует о том, что и на месторождении Жана-Тюбе пропилитизация и синхронное ей образование околотрещинных метасоматитов предшествуют собственно рудной стадии послемагматического процесса, приводящего к формированию золоторудных кварцевых жил, и даже отделены от этой стадии периодом, во время которого проявился динамометаморфизм пропилитов и околотрещинных метасоматитов.

Касаясь рассмотренного соотношения пропилитизации вулканогенных пород с золотым оруденением, нельзя не вспомнить о данных Кларка и Эллиса [47] по сходным с описанными, также, по-видимому, каледонскими месторождениями Западной Австралии (Калгурли). Пропилитизация развитых здесь наиболее молодых вулканогенных пород — порфиритов с образованием так называемых молодых гринштейнов произошла, по данным Кларка и Эллиса, сразу же после внедрения порфиритов и может быть названа первой фазой метасоматоза*. Вскоре после пропилитизации возобновление тектонических движений вызвало, как и в Казахстане, образование зон смятия в пропилитах. После этого характер эманаций изменился. Они стали беднее CO_2 и богаче SiO_2 , S, K_2O и золотом. Везде, куда проникали эманации второй рудной фазы, они не только откладывали золото,

* Пропилитизация по парагенезисам (эпидот, актинолит) относится к эпидот-актинолитовой ступени.

но производили и околорудные окварцевание и серицитизацию пропилитов. Таким образом, согласно Кларку и Эллису, хотя золоторудные месторождения, как правило, и размещаются среди регионально развитых пропицитизированных пород, присутствие оруденения отражает тем не менее лишь околорудная серицитизация второй фазы (в противоположность дорудным околотрещинным серицитсодержащим метасоматитам первой фазы). Но, добавляют авторы, поскольку околорудная серицитизация обычно ограничивается самими жилами, это свойство не имеет ценности для поисков рудных тел.

Сведения о пропицитизации пород фации — вулканогенной молассы — весьма скудны. Можно указать, однако, что и для них характерны регионально проявленные, хотя и не столь интенсивные, как в более древних фациях, процессы эпидотизации, хлоритизации, альбитизации и карбонатизации.

Каких-либо рудных концентраций в породах вулканогенно-молассовой фации неизвестно. Однако в подстилающей ее вулканогенно-осадочной ангресорской толще карадока размещается Тургайское сурьмяное месторождение, весьма сходное по геологической позиции и составу руд с некоторыми аналогичными месторождениями Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны, парагенетически связанными с позднеорогенным верхнемиоценовым магматическим циклом. Рудные тела, представляющие собою кварцевые жилы и линзы, размещающиеся в окварцованных зонах дробления, приурочены к линейным тектоническим зонам. При этом околотрещинное окварцевание пропилитов в брекчированных зонах предшествует образованию осевых кварцевых жил и линз. Рудные минералы представлены здесь антимонитом, пиритом, марказитом, киноварью, сервантитом, валентинитом и др., жильные — кварцем, баритом, карбонатом. Особенно интересно наличие в палеозойских рудах самородной серы, которая является также типичным минералом и аналогичных миоценовых месторождений.

ОБЛАСТИ ДОПАЛЕЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

В связи с тем, что реставрация направленного ряда (или рядов) допалеозойских вулканогенных формаций, сравнимых с формациями более молодых складчатых областей, представляет значительные трудности (из-за нерешенности вопросов стратиграфии и магматизма), мы рассмотрим лишь отдельные месторождения, размещающиеся в допалеозойских вулканогенных формациях и, по существующим представлениям, генетически с ними связанные.

Медноколчеданное месторождение Флин-Флон (Канада, штаты Саскачеван и Манитоба) залегает в архейской (кьюэтин) зеленокаменноизмененной толще андезитового состава, содержащей в подчиненном количестве кварцевые порфиры [106]. Колчеданные залежи ассоциируют с кварцевыми порфирами и залегают на контакте кварцевых порфиров с андезитовыми вулканитами. Руды, представленные вкрапленным и массивным типами, приурочены к зонам околотрещинных метасоматитов, сложенных хлоритом, тальком и карбонатом (хлорит-тальк-карбонатные сланцы). Вкрапленные руды обычно развиты в лежащем боку массивных плотных сульфидных руд; контакт между вкрапленными и массивными рудами резкий. Руды сложены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Кроме Cu и Zn в рудах установлены Au, Ag, As, Pb, Se, Te, Cd (минералы — магнетит, пирит, арсенопирит, кобальтин, пирротин, сфалерит, халькопирит, кубанит, галенит, теллуриды, тетраэдрит, энаргит). Весьма характерной чертой месторождения является тот факт, что все перечисленные металлы встречаются только в более поздних массивных рудах и во вкрапленных рудах отсутствуют. Таким образом, на месторождении Флин-Флон проявляется та же закономерность, что и на более молодых колчеданных месторождениях Урала, Казахстана, Японии и других регионов. Полиметаллическая минерализация является более поздней, чем формирование синметасоматического колчеданного оруденения, синхронного зеленокаменному пропиловому изменению вмещающих вулканогенных пород.

Месторождение Uchi Gold Area в Северо-Западном Онтарио [40] представлено кварц-золоторудными жилами. Рудные жилы залегают в архейских вулканогенных образованиях серии Uchi, представленных зеленокаменноизмененными эффузивами и пирокластами —

амигдалоидными лавами, амфиболитами, роговообманковыми сланцами, туфами андезит-порфиринов и т. д.

Вулканогенная толща прорвана интрузивами кварцевых монзонитов, гранодиоритов, кварцевых порфиров. Породы интрузивных массивов также несут следы зеленокаменного изменения («сосюритовые» порфиры).

Золотосодержащие кварцевые жилы являются образованиями более поздними, чем все интрузивы, исключая одну группу последних основных даек. Породы, вмещающие кварцевые жилы, рассланцованы. Сами же кварц-золоторудные жилы следов метаморфизма не несут, т. е. являются образованиями более поздними, чем зеленокаменный метаморфизм и рассланцевание.

Изучение зальбандов кварц-золоторудных жил показывает, что формирование рудных жил сопровождается окolorудным изменением вмещающих зеленокаменных пород, при котором роговая обманка и эпидот «уничтожаются» и боковая порода интенсивно замещается карбонатом, серицитом, биотитом и альбитом (№ 3—4). Дж. Бэтман указывает, что биотитизация в рудных жилах Uchi Gold Aree следует за ранней карбонитизацией и одновременно с отложением альбита и пирротина в жилах кварца. Затем следует халькопиритовая минерализация и самая поздняя стадия — золоторудная.

Связывая золоторудные кварцевые жилы Uchi Gold Aree с архейскими (?) гранитами, внедрение которых вызвало во вмещающих породах глубокий гидротермальный метаморфизм, Дж. Бэтман считает сами жилы образования «метаморфическими». Приводимые им данные свидетельствуют, однако, о том, что в этом районе мы наблюдаем геологические соотношения, характерные для областей проявления классической пропилитизации и более позднего, наложившегося на пропилитизацию оруденения. Зеленокаменный метаморфизм и здесь проявляется после складчатости (отчасти одновременно с ней) и внедрения интрузий, но до оруденения, т. е. в принятом нами определении относится к пропилитизации.

Весьма интересные данные о взаимоотношениях гидротермально-измененных пород и золоторудных месторождений Канадского щита мы находим у Галлахера [56] и Догерти [51]. По Дерри, отложение Au в руднике Малартик связано с альбитизацией, и оба эти процесса связаны с тем же источником, из которого произошел «альбитовый» порфир. Лэнгфорд связывает руды месторождения Мак-Интайр с магмой, «породившей» альбитовые дайки. Е. Догерти, указывая на сходство основных черт геологической позиции и строения месторождений Поркюпайн, Кёркленд-Лэйк (Канада) и Колар (Индия), пришел к выводу, что альбитсодержащие магматические породы предшествовали на этих месторождениях оруденению и «кажутся стадиями развития одного магматического источника». К такому же выводу пришел Кейс [73], изучая месторождение Холлинджер. Он связывает оруденение с альбитовыми дайками, предшествовавшими оруденению. Связь золота с альбитами на рудниках Сент-Антони

(Онтарио), Райс-Лэйк, Херб-Лэйк и Элбой в Манитобе установил Стокуэлл. Харвуд наблюдал связь золоторудных месторождений с альбитофирами на Эргози (Онтарио).

К таким же выводам в процессе исследований (почти современных) пришел и Г. Вард [117]. Согласно Варду, золоторудные месторождения Онтарио и Квебека в Канаде, Колар в Индии и многие другие ассоциируют с дайками альбитовых порфиров, называемых кератофирами, альбитовыми или аляскитовыми порфирами. Известно четыре типа золоторудных месторождений, связанных с этими породами:

- 1) золотосные окремненные альбитовые порфиры;
- 2) золоторудные кварцевые жилы в альбитовых порфирах;
- 3) золоторудные кварцевые жилы во вмещающих породах;
- 4) золотосные сульфидные жилы во вмещающих породах.

Последовательность минерализации представляется исследователям [56, 117] в следующем виде: 1) кварц, 2) силикаты, 3) сульфиды Fe, 4) прочие сульфиды, 5) золото, 6) карбонаты. Околорудные изменения боковых (зеленокаменноизмененных) пород чаще всего выражаются в альбитизации и серицитизации, причем иногда альбит наблюдается в жилах, а серицит — в боковых породах, иногда наоборот. Альбит иногда серицитизирован, чаще всего он предшествует серициту.

Все приведенные выше данные должны, по нашему мнению, подчеркнуть не столько тот факт, что золотое оруденение в древних вулканогенных толщах связано с альбитизацией, сколько ту особенность, что «альбитовые» породы предшествуют оруденению. В настоящее время установлено, что так называемые альбитофиры и другие альбитсодержащие породы представляют собою продукты альбитизации и формируются в процессе общего пропилитового дорудного изменения пород.

Подобные же соотношения зеленокаменноизмененных пород и оруденения наблюдаются на серебряно-уранинитовом месторождении оз. Контакт в районе Большого Медвежьего озера (Канада). По Г. Фарнвеллу, геологическая обстановка на месторождении представляется следующим образом. Район месторождения Контакт сложен породами вулканогенной серии Эко Бэй (главным образом андезитовые порфириты и полевошпатовые порфиры). Вулканогенная толща прорвана массивом гранодиорита. Вмещающие интрузив вулканогенные породы и породы самого интрузива подверглись зеленокаменному изменению, выразившемуся в их хлоритизации, эпидотизации, актинолитизации, пиритизации (развит также магнетит). Изменения, по Г. Фарнвеллу, вызваны растворами сразу же после консолидации интрузива. В районе развиты также интрузивные породы более поздней фазы, представленные биотитовыми гранитами.

На месторождениях Контакт наблюдается три типа жил. Жилы первого типа сложены массивным мелкозернистым темно-серым кварцем с пиритом, халькопиритом, гематитом, магнетитом и арсено-

пиритом и располагаются в пределах измененных гранодиоритов. Жилы второго типа сложены тонкополосчатым белым гребенчатым кварцем с различными количествами сидерита, анкерита, кальцита, гематита, пирита, халькопирита, борнита и халькозина. Эти жилы сопровождаются околожилными изменениями зеленокаменноизмененных пород — серицитизацией, окремнением. К жилам третьего типа относятся наиболее поздние жилы, сложенные сидеритом, анкеритом, родохрозитом, доломитом, кальцитом, прозрачным стекловидным кварцем и рудными минералами (тетраэдрит, альгодонит, халькостибит, фаматинит, уранинит, кобальтин, саффорит-лелингит, никелин, раммельбергит, герсдорфит, сфалерит, галенит, Вi, висмутин, пирсеит, штроейерит, самородное серебро).

Минерализация на месторождении Контакт, по Г. Фарнивеллу, проявляется в шесть стадий.

I стадия проявляется в зеленокаменном изменении гранодиоритов и вмещающих вулканогенных пород. В гранодиоритах развиваются хлорит, гранат, эпидот, актинолит, пирит, магнетит, гематит. В небольших количествах присутствуют рутил и мусковит. Гранат наблюдается в виде округлых зерен, окруженных хлоритом и карбонатом. Актинолит присутствует в виде жилок и скопленный радиальнолучистых агрегатов совместно с пластинчатым гематитом. Эпидот наблюдается в виде зерен, жилок и бесформенных масс. Первоначальная структура гранодиорита местами сохраняется.

Ко II стадии минерализации Г. Фарнивелл относит жилы, сложенные магнетитом и гематитом, халцедоновидным кварцем, хлоритом, сидеритом, эпидотом, актинолитом. Однако, учитывая близость минерального состава измененных гранодиоритов и жил II стадии минерализации, Г. Фарнивелл делает вывод о том, что растворы, из которых отлагались минералы этих жил, хотя и более позднего происхождения, относятся тем не менее по своему происхождению к тем же растворам, которые произвели и зеленокаменное изменение гранодиоритов. Легко видеть, что речь идет о взаимоотношениях жил и измененных пород, свойственных пропилитам и синхронным им кварцевым прожилкам с эпидотом, актинолитом и т. д. К этому же типу жил относятся и жилы серого кварца, хотя Г. Фарнивелл все же относит их условно к продуктам III стадии минерализации.

Зеленокаменноизмененные гранодиориты и жилы II и III стадий минерализации рассекаются двумя малоомощными (до 4 см) «дайками» аплитов, сложенными кварцем и полевым шпатом (?), относящимися к продуктам IV стадии минерализации.

В V стадию минерализации формируются жилы тонкополосчатого молочно-белого гребенчатого кварца, содержащего вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина. Обломки, сцементированные полосчатым кварцем, состоят из относительно неизмененного, частично измененного и полностью зеленокаменноизмененного гранодиорита, а также серого кварца ранней стадии. Зеленокаменное изменение гранодиоритов не имеет никакого отношения к белому полосчатому кварцу. Оно происходило до его образования. Это подтверждается не только наличием в белом кварце обломков зеленокаменно-измененного гранодиорита, но и пересечениями одними и теми же жилами белого кварца как измененных, так и неизмененных гранодиоритов.

Последняя, VI стадия минерализации приводит к формированию карбонатных жил с рудами серебра и урана.

Все вышеизложенное с очевидностью указывает нам, во-первых, что зеленокаменное изменение вулканитов и гранодиоритов района оз. Контакт представляет собою по всей сумме геологических признаков

пропилитизацию, а, во-вторых, что пропилитизация и здесь является процессом дорудным.

Нам хочется закончить обзор явлений пропилитизации и соотношений пропилитизации и оруденения словами А. А. Иностранцева, изучавшего древнейшие протерозойские пропилиты и руды Олонецкой губернии. «Все роды нахождения руды ясно указывают на то, что руда появлялась в породе * после ее образования и что сама порода успела уже претерпеть, иногда и весьма значительные, видоизменения» [15].

* «Породой» А. И. Иностранцев называет зеленокаменноизмененные диориты и андезиты.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА ПРОПИЛИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Геологические условия проявления процесса пропилитизации

Из материалов, изложенных в предыдущих разделах, видно, что пропилитизация проявляется в самых различных геотектонических условиях в связи с различными вулканогенными формациями и, наконец в связи, если так можно выразиться, учитывая ее дорудный характер, с эндогенными концентрациями самых различных металлов. По геотектонической позиции и соответственно связи с теми или иными типами вулканизма и плутонизма (вулканогенными формациями) проявления пропилитизации можно классифицировать следующим образом:

- 1) пропилитизация в раннегеосинклинальных вулканогенных формациях;
- 2) пропилитизация в позднегеосинклинальных (орогенных) вулканогенных формациях: а) ранних андезитовых, б) средних андезито-дацитовых (плаггиолипаритовых) — формации вулканических островов; в) позднеорогенных андезито-липаритовых — формации вулканических кордильер или вулканогенно-молассовые;
- 3) пропилитизация в посторогенных вулканогенных формациях («порфировых») наложенных вулканических поясов.

Мы видели ранее, что каждому тектоно-магматическому этапу развития складчатых областей, приводящему к становлению определенной вулканогенной формации, соответствуют или, точнее, адекватны эндогенные концентрации определенных рудных элементов или определенные рудные формации.

В связи с этим проявления пропилитизации на каждом из тектоно-магматических этапов развития подвижных областей оказываются связанными (парагенетически) и с проявлениями оруденения. Последовательность парагенетически связанных явлений, таким образом, может быть представлена рядом: эффузивно-пирокластическая вулканическая деятельность — интрузивный магматизм — дорудный послемагматический процесс (пропилитизация и сопряженные с нею явления) — оруденение. Заметим здесь же, что именно связь с определенным тектоно-магматическим этапом предопределяет как тип пропилитизации, так и тип оруденения*.

* Далее мы покажем, что оба эти процесса проявляются специфично в зависимости от абсолютного возраста.

Кроме послемагматических процессов названного типа известны, однако, еще и синвулканические, или, как их часто называют, «субвулканические» гидротермальные процессы, приводящие к гидротермальному изменению вулканических пород уже в ходе накопления вулканогенной формации. Сюда относится, по данным Оффедаля, В. И. Смирнова и др., эксгальационно-гидротермальная деятельность (субмаринная) в локальных участках, расположенных над так называемыми «субвулканическими интрузивами», «субвулканами», «субвулканическими интрузивными массами» и т.д., общим признаком которых является тот факт, что они являются либо корнями излияний, либо «неизлившимися», застывшими на «субвулканической» глубине магматическими массами, одновременными, однако, эффузивным породам. Одним из видов гидротермальных изменений вулканических пород, связанных с эксгальационно-гидротермальной субмаринной деятельностью, является, по В. И. Смирнову, локальное низкотемпературное зеленокаменное изменение обычно в связи с образованием эксгальационно-осадочных месторождений железа (колчеданных или гематитовых). В последние годы наметилась тенденция именно эти зеленокаменноизмененные породы относить к пропилитизированным, что, конечно, неверно. Такой подход к проблеме, будучи неоправданным с точки зрения истории развития понятий «пропилит» и «пропилитизация», приводит еще и к тому, что именно пропилитовое, более позднее изменение вулканогенных и интрузивных пород рассматривается уже как метаморфическое.

С нашей точки зрения, «синвулканическое» гидротермальное зеленокаменное изменение вулканитов, строго говоря, не является пропилитовым. Однако, учитывая неизбежную сложность выделения этих изменений из общего пропилитового комплекса и противопоставления этих изменений, хотя и более поздним, но также связанным генетически со становлением этой же вулканогенной формации, будет, видимо, разумным выделять этот тип зеленокаменных гидротермальных изменений как раннепропилитовый, или зопротилитовый.

Суммируем некоторые общие особенности проявления процесса пропилитизации на различных тектоно-магматических этапах развития подвижных областей.

Раннегеосинклинальные вулканогенные формации. Пропилитизация в раннегеосинклинальных преимущественно базальтовых и андезито-базальтовых или базальто-липаритовых по химизму вулканогенных формациях проявляется, вообще говоря, относительно в самых разновозрастных складчатых областях. Общей особенностью пропилитизации, протекающей в конце ранних этапов тектоно-магматического развития этих областей, является ее региональный характер (пропилитовому зеленокаменному перерождению подвержены породы формации во всем ее объеме) и относительно высокая температура образования парагенезисов вторичных минералов регионально развитых пропилитизированных пород, свойственная, по Д. С. Коржинскому [19, 20] и др., гипабиссальной фации глубин-

ности гидротермального метаморфизма. В то же время среди пропилитов раннегеосинклинальных этапов присутствуют и более низкотемпературные минеральные типы, не пользующиеся, однако, широким региональным развитием. Приведенная выше характеристика пропилитизации в разновозрастных регионах позволяет вывести некоторые «возрастные» различия раннегеосинклинальных пропилитов, состоящие в том, какой из их минеральных типов пользуется региональным площадным развитием, а какие обнаруживают тенденцию проявляться в околоинтрузивных или околотрещинных зонах. Возрастные особенности раннегеосинклинальных пропилитов, таким образом, состоят прежде всего в изменении характера зональности их минеральных типов в зависимости от абсолютного возраста раннегеосинклинальной вулканогенной формации, т. е. от положения ее в общей геологической истории земной коры.

В наиболее молодых из рассмотренных раннегеосинклинальных вулканогенных формаций, представленных в Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоне Тихоокеанского подвижного пояса и Суббалканской зоне Средиземноморского подвижного пояса, датированных в обоих случаях как поздний мел — палеоген, зональность пропилитов и связанных с ним метасоматитов может быть описана следующим образом.

1. Региональным распространением пользуется эпидот-хлорит-альбитовый тип пропилитизации.

2. В околоинтрузивных зонах как за счет вулканогенных и вулканогенно-осадочных, так и за счет пород самих интрузивов (плагиигранитов, например) развиваются пропилиты актинолит-эпидот-альбитового типа (минеральной ступени, по Д. С. Коржянскому).

3. В центральных частях таких зон проявлены в некоторых случаях парагенезисы с калиевым полевым шпатом, биотитом, магнетитом и пироксеном диопсид-геденбергитового типа (ортоклазовые метасоматиты Камчатки). Подобные метасоматиты слагают в пропилитах относительно узкие (первые сантиметры до нескольких десятков метров) околотрещинные метасоматические тела, более ранние, в общем случае, по времени формирования, чем пропилиты.

4. По периферии околоинтрузивных пропилитовых полей или в их пределах, в направлении околотрещинных зон наблюдается смена пропилитов эпидот-хлорит-альбитового типа безэпидотовыми хлорит-карбонат-альбитовыми пропилитами, а последних, уже в самой околотрещинной зоне, хлорит-серицитовыми, кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми метасоматитами иногда с высокоглиноземистыми минералами — диаспором, андалузитом. Алузитовые вторичные кварциты малохарактерны, хотя и встречаются, например, в Среднегории (Болгария). Начиная с хлорит-карбонатных пропилитов, в составе околотрещинных метасоматитов значительную роль начинает играть пирит, который может быть и нехарактерен для регионально развитых пропилитов.

Подобная же зональность и площадное соотношение типов измененных пород (количественно выразить его трудно) характерно и для несколько более древних раннегеосинклинальных вулканогенных формаций, таких, например, как среднеюрская (байос) вулканогенная формация Малого Кавказа.

Однако в палеозойских геосинклиналях пропилитизация в конце ранних тектоно-магматических этапов проявляется уже в нескольких иных количественных соотношениях минеральных типов пропилитов.

тов и сопряженных с ними метасоматитов. Так, например для нижне-среднекембрийских раннегеосинклинальных вулканогенных формаций севера Центрального Казахстана и аналогичных силурийско-нижнедевонских формаций Урала, Северного Кавказа, Японии и других регионов (Салаир, Аппалачи, Вермонт, Испания и т. д.) характерно:

1. Региональное площадное развитие актинолит-биотит-эпидот-альбитовых пропилитов.

2. В околоинтрузивных зонах развиваются метасоматические образования переходного к контактово-метасоматическим типам, содержащие помимо актинолита амфибол-пироксен-диопсид-геденбергитового ряда, изредка гранат, шпротин, магнетит и кислый плагиоклаз с большим содержанием анортитовой молекулы, чем в окружающих пропилитах.

3. Горизонтальная зональность по направлению к околотрещинным зонам проявляется в смене актинолит-биотит-эпидот-альбитовых пропилитов сначала эпидот-хлорит-альбитовыми, затем хлорит-карбонатными разностями и в самой околотрещинной зоне, как и ранее, хлорит-серицитовыми, кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми метасоматитами, также нередко с высокоглиноземистыми минералами.

К сожалению, формационный состав древнейших вулканогенных образований земной коры и сопоставление этих образований с раннегеосинклинальными вулканогенными формациями более молодых складчатых областей представляют собою во многом еще не решенную проблему. Можно лишь предполагать, что аналогами более молодых раннегеосинклинальных формаций являются раннепротерозойские и более древние вулканогенные толщи, находящиеся на амфиболитовой ступени метаморфизма. Последняя, таким образом, и является для древнейших вулканогенных образований эквивалентом пропилитового зеленокаменного перерождения.

Раннеорогенные вулканогенные формации. Разница в пропилитизации раннеорогенных вулканогенных формаций разновозрастных подвижных областей весьма значительна. Она проявляется не только в особенностях зональности пропилитов и в количественном соотношении их минеральных типов, но и в самом составе минеральных типов, отсутствии многих из них в молодых пропилитах, а также в закономерностях пространственного проявления пропилитизации.

Рассмотрим все перечисленные особенности для сопоставимых разновозрастных вулканогенных формаций раннеорогенного цикла развития складчатых областей.

Пропилитизация в ранних андезитовых (островных) вулканогенных формациях. Наиболее молодыми представителями вулканогенных формаций этого типа являются, как ранее было показано, раннемиоценовые вулканогенные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны в Тихоокеанском подвижном поясе, среднеэоценовые вулканогенные формации Аджаро-Триалетии и Ирана в Средиземноморском подвижном поясе и некоторые другие.

Пропилитизация в породах этих молодых вулканогенных формаций носит весьма неравномерный, «пятнистый» характер. Обычными

являются «целики» пород (точнее, толщ), не захваченных пропилизацией, хотя в отдельных регионах, таких, например, как Курильские острова и Япония, в которых формация сложена преимущественно туфами (green tuffs), зеленокаменному пропилизовому изменению нижнемиоценовая толща вулканитов подверглась во всем объеме.

Наиболее широким площадным развитием среди пропилитов рассматриваемого этапа и возраста пользуются пропилиты хлорит-карбонат-альбитового минерального типа. В околоинтрузивных зонах и за счет интрузивов (диориты — гранодиориты) развиваются более высокотемпературные эпидотсодержащие пропилиты эпидот-хлорит-альбитовой ступени. Весьма редко в околоинтрузивных зонах (около крупных массивов) наблюдается незначительное по масштабам проявление актинолит-эпидот-альбитовой пропилизации. Переходные к контактово-метасоматическим геденбергитсодержащие парагенезисы, в общем, не характерны.

В околотрещинных зонах пропилиты сменяются последовательно гидротермально-аргиллизированными породами * (с развитием монтмориллонита, гидрослюд и т. д.) и околотрещинными метасоматитами типа вторичных кварцитов (каолинит-кварцевыми, монокварцевыми).

Аналогичные особенности пропилизации характерны и для раннеорогенных андезитовых формаций поздне мелового возраста (например, в Сомхито-Карабахской структурно-формационной зоне Малого Кавказа).

Палеозойские раннеорогенные андезитовые формации представлены, как показано ранее, позднекембрийско-ордовикскими (Сш₃ — О_{1tr}) толщами на севере Центрального Казахстана и в Чингиз-Тарбагатайской геосинклинальной зоне, раннекарбонными вулканогенными образованиями (D₃ — C₁) Джунгаро-Балхашской складчатой области и некоторыми другими.

Общие особенности пропилитов в этих древних формациях весьма близки пропилитам раннегеосинклинальных этапов более молодых складчатых областей.

Пропилизация проявляется регионально. Региональным развитием пользуется эпидот-хлорит-альбитовый минеральный тип пропилитов. В околоинтрузивных зонах проявляется актинолит-альбит-эпидотовый тип и даже парагенезисы, переходные к контактово-метасоматическим (Урал). В околотрещинных зонах наблюдается смена эпидот-хлорит-альбитовых пропилитов хлорит-карбонат-альбитовыми, а затем и хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами. Серицитизации в некоторых случаях предшествует адуляризация. Позиция адуляритов, однако, пока до конца не выяснена. Возможно, они являются продуктами более раннего процесса синвулканической пропилизации.

* Глинистые минералы часто устанавливаются и в составе самих пропилизированных пород.

Достоверные допалеозойские аналоги раннеорогенных андезитовых вулканогенных формаций нам, к сожалению, неизвестны.

Пропилитизация в породах плагиолипаритовой субформации. Из сравнения особенностей пропилитизации в разновозрастных формациях этого типа с наибольшей отчетливостью видны возрастные различия в ее проявлении.

Наиболее молодыми предшественниками формаций этого типа являются среднемиоценовые вулканогенные формации Средиземноморского подвижного пояса (Трансильвания, Северные и Восточные Карпаты и др.), среднемиоценовые вулканогенные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны (Камчатка, Курильские острова, Япония), Индонезии, Океании и Новой Зеландии, Северной и Южной Америки Тихоокеанского подвижного пояса (Тихоокеанского огненного «кольца»).

Пропилитизация этого этапа и возраста носит, в общем случае локальный (относительно, конечно), «пятнистый» характер, концентрируясь вокруг интрузивов субвулканической фации глубинности (состав интрузий пестрый — от диоритов до гранит-порфиров). В некоторых регионах, таких, например, как Трансильвания (горы Апусени), контроль пропилитизации теми же тектоническими факторами, которые обуславливают размещение интрузивов, настолько резко выражен, что пропилитизация ограничивается только объемом самих интрузий и редко выходит за их пределы во вмещающие породы. В Северных и Восточных Карпатах, на Камчатке, в хр. Вирджиния в Неваде, в Колорадо, Калифорнии и других районах США поля пропилитизированных миоценовых пород включают интрузивы субвулканической фации глубинности. Между отдельными полями пропилитов наблюдаются целики (точнее, пространства) непропилитизированных, свежих пород.

Несколько отличается по особенностям пространственного проявления пропилитизация в среднемиоценовых вулканогенных существенно туфогенных (туфы плагиолипаритов) формациях Курильских островов и Японии. Здесь пропилитизация носит региональный характер и захватывает весь видимый объем вулканогенной толщи.

Минеральный состав среднемиоценовых пропилитов особенно чутко реагирует на условия глубинности, в которых протекает процесс. В связи с этим отчетливо проявляются их региональные особенности. Из описания пропилитов отдельных регионов мы уже видели, что своеобразную группу представляют собою пропилиты Трансильвании, а также Северных и Восточных Карпат, выделяемые Д. С. Коржинским именно в связи с их спецификой в особый так называемый трансильванский тип. Петрографо-минералогическими признаками пропилитов трансильванского типа являются, как мы видели, свежесть плагиоклаза, отсутствие столь характерной для пропилитов альбитизации, при полном или почти полном замещении темноцветных минералов хлоритом, карбонатом, отчасти глинистыми минералами (гидрослюда и пр.). Эпидотизация для пропилитов трансильванского типа не характерна, хотя изредка эпидот отмечается

исследователями. И, наконец, самой характерной чертой пропилитов трансильванского типа, по Д. С. Коржинскому, является наличие в них адуляра, занимающего структурное место альбита. Адуляр, как было показано, замещает первичные плагиоклазы («зерно за зерно») с образованием полных гомоосевых псевдоморфоз, и за счет эффузивов образуются уже метасоматические породы псевдотрахитового облика. Развита такая порода на больших площадях и в этом смысле действительно сходна с регионально развитыми альбитсодержащими пропилитами. Необходимо отметить, однако, что сходство все-таки не является полным. Признаком пропилитизации является отсутствие генетической связи с какими-либо интрузивами, вулканическими аппаратами или центрами или разломами. Адуляризация же, по данным Д. Джюшки [59], В. С. Соболева и других исследователей, обнаруживает такую связь очень четко. В поле адуляризованных пород в округе Байя-Марэ (Румыния), по данным Д. Джюшки, выделяется по крайней мере три таких эруптивных центра, которые и контролируют развитие адуляризации. Более того, как в округе Байя-Марэ, так и Береговском районе Закарпатья, адуляризации подвергают предварительно альбитизированные плагиоклазы, что свидетельствует о наложении адуляризации на обычные пропилиты. Учитывая небольшую вероятность образования адуляра в «зонах разгрузки гидротерм» в результате их дегазации и ощелачивания, следует, с нашей точки зрения, адуляризованные породы относить не к пропилитам, а к своеобразным околотрещинным метасоматитам, образующимся на фоне пропилитизации трансильванского типа. За пропилитами трансильванского типа следует оставить признаки, установленные Бюргом, Пальфи, Шумахером и другими исследователями в самом начале изучения Трансильвании.

Следует отметить, кроме того, наметившуюся тенденцию расценивать всякое появление адуляра у гидротермальноизмененных породах как признак пропилитизации трансильванского типа. Это, конечно, неверно. Адуляр в рудных жилах и околорудная адуляризация наблюдаются и в среднемиоценовых пропилитах тихоокеанского типа. Для последних альбит является характерным минералом, что уже давно подчеркнул Т. Като, исследуя пропилитизированные среднемиоценовые вулканы Японии и что подтвердил Р. Коатс на примере среднемиоценовых пропилитов Невады.

Наиболее широким площадным развитием пользуются пропилиты хлорит-карбонатного типа. В околосинтектических зонах проявляется пропилитизация эпидот-хлорит-альбитового типа. Впервые эта особенность «околоинтрузивной» зональности пропилитов была отмечена В. Бэрбанком в 1932 г.

Весьма интересной является горизонтальная зональность, характерная для околотрещинного метасоматоза, сопряженного с пропилитизацией. По направлению к трещине пропилитизированные породы сменяются породам хлорит-серицитовыми, затем гидротермально-аргиллизированными (с монтмориллонитом, нонтронитом, бейделли-

том, гидрослюдами), серицит (гидрослюдисто)-кварцевыми, каолинит-кварцевыми, алунит-кварцевыми, монокварцевыми. Очень часто, особенно в тех случаях, когда исходные породы представлены вулканитами плагиолипаритового и более кислого состава, во внутренних околотрещинных метасоматитах появляются диаспор, андалузит и даже корунд (?). Внутренние околотрещинные зоны играют уже более значительную роль и в общем объеме гидротермальноизмененных пород.

Палеозойскими аналогами среднемиоценовых вулканогенных субформаций, как показано выше, являются среднеордовикские вулканогенные толщи (и прорывающие их интрузивы того же возраста) на севере Центрального Казахстана (сарыбидайская формация — свита), нижнекарбоновые ($C_1t_1 - v_1$) вулканогенные образования Джунгаро-Балхашской складчатой области и Урала и некоторые другие.

Возрастная особенность палеозойских пропилитов рассматриваемого геологического типа проявляется прежде всего в том, что они развиты регионально. Пропилитизации подвержены породы всей вулканогенной формации. В отношении альбитизации казахстанских вулканитов эта особенность впервые отмечена Н. Г. Сергеевым и В. Н. Гоньшаковой. Оба эти исследователя указывают вместе с тем, что в более молодых вулканогенных образованиях альбитизация проявлена слабее. Таким образом, возрастные особенности проявляются даже внутри палеозойских пропилитов. Помимо альбита для регионально развитых палеозойских пропилитов характерны эпидот и хлорит.

В околоинтрузивных зонах интенсивно проявляется пропилитизация актинолит-эпидот-альбитового типа (часто с биотитом). Кроме того, в ряде случаев наблюдаются и более высокотемпературные парагенезисы, уже контактово-метасоматического типа, включающие сине-зеленую роговую обманку, иногда даже гранат. По времени формирования такие парагенезисы являются близкоодновременными или несколько более ранними, чем пропилиты актинолит-биотит-эпидот-альбитового типа.

Околотрещинная метасоматическая зональность проявляется в палеозойских пропилитах рассматриваемого этапа (в связи с андезитодацитовый или плагиолипаритовой субформацией) в образовании околотрещинных серицит-кварцевых метасоматитов. Алунитизация, часто столь характерная для молодых метасоматитов, в палеозойских аналогах не отмечается.

Допалеозойские вулканогенные и интрузивные образования, соответствующие более молодым андезитодацитовым или плагиолипаритовым субформациям, могут быть выделены, как мы уже говорили, пока лишь условно. К ним, с нашей точки зрения, следует отнести древнейшие вулканогенные формации, характеризующиеся золоторудной специализацией (характерны также некоторые многометалльные урансодержащие месторождения типа оз. Контае). Возраст таких месторождений пока не определен. Многие

данные [41 и др.] свидетельствуют об их среднепротерозойском возрасте, хотя интрузивы, с которыми генетически связывают эти месторождения, нередко и в настоящее время считают малыми интрузиями альгоманских, послетимискаминских (постархейских) батолитов. Следует заметить здесь же, что именно в таком направлении шло развитие представлений и о геологической позиции более молодых кварц-золоторудных жильных месторождений, которые сейчас однозначно связываются с поздними этапами тектоно-магматического и металлогенического развития складчатых областей.

Сравнение особенностей пропилитизации в допалеозойских и палеозойских (не говоря уже о кайнозойских) вулканогенных формациях показывает наличие отчетливых различий. Региональным развитием среди допалеозойских (среднепротерозойских) пропилитов пользуется актинолит-биотит-эпидот-альбитовый минеральный тип, нередко переходящий в амфиболитовый. В околоинтрузивных зонах широким развитием пользуются гранат, амфибол, магнетит. Весьма характерной является также и околотрепчинная зональность метасоматов, сопряженных с пропилитизацией. В околотрепчинных зонах развиваются хлорит-талльковые и тальк- и серицит-карбонатные метасоматиты и кварцевые жилы, образование которых обусловлено выносом кремнезема при околотрепчинном метасоматозе *. Из описания пропилитов в различных и разновозрастных вулканогенных формациях мы видели, что образование синхронных пропилитизации кварцевых жил и прожилков представляет собою обычное явление. Однако масштабы этого явления в допалеозое огромны сравнительно с более молодыми эпохами. Сравнимые масштабы характерны лишь для одной жильной системы Мазер-Лод в Калифорнии [77], формирование которой связывается с постфранцисканским (невадийским) послемагматическим процессом.

Рассмотрение общих особенностей пропилитизации орогенного периода развития складчатых областей мы закончим сравнением пропилитов, формирующихся в процессе заключительной послемагматической деятельности в связи с андезито-липаритовой формацией вулканических кордильер (вулканогенно-молассовой, по В. К. Ротману). Необходимо отметить, что, поскольку липаритовый вулканизм проявляется в конечную стадию орогенного развития геосинклиналей не всегда, а лишь в определенных условиях, более логичным является отнесение особенностей пропилитизации этого периода не к составу магматических продуктов, а к самой стадии.

Позднеорогенные вулканогенные формации (стадия вулканических кордильер). Наиболее молодыми вулканическими кордильерами являются плиоцен-четвертичные (до современных) вулканические горные сооружения Тихоокеанского подвижного пояса или, более конкретно, Тихоокеанского «огненного кольца».

* Мы не имеем в виду жил более поздних, чем пропилиты, сопровождающихся околосжильным изменением.

Из рассмотрения особенностей пропилитизации в отдельных регионах Тихоокеанского «огненного кольца» мы видели, что наиболее молодые пропилиты характеризуются узколокальным развитием. Они слагают площади несравнимо малые по отношению к общей площади, занятой вулканогенно-молассовыми образованиями. Весьма характерной чертой, которая для ранее рассмотренных геологических типов пропилитизированных пород не фиксировалась, по крайней мере прямыми наблюдениями, является пространственная приуроченность молодых пропилитов вулканических кордильер к эруптивным аппаратам — разрушенным вулканам. Нередко наблюдаются также узкие зоны пропилитизированных пород, контролируемые тектоническими разломами, носящими на этой стадии тектонического развития подвижной области резко выраженный глыбовый характер.

Весьма резко выражена вертикальная зональность пропилитов и сопряженных с ними метасоматитов, состоящая в том, что у дневной поверхности (в поверхностных условиях) на современных сольфатарных полях пропилитизация практически отсутствует, или, точнее, мощности внешних ореолов с приближением к поверхности стремятся к нулю, и на поверхности проявляются только самые низкотемпературные парагенезисы сольфатарно-аргиллизированных пород. Следует подчеркнуть при этом, что по месту в схеме эффузивного, интрузивного и послемагматического процессов эти поля сольфатарно-аргиллизированных пород на современных вулканах являются эквивалентами (гомологами) региональных полей пропилитизации, в пределах которых проявлены только узкие зоны околотрещинных метасоматитов в раннегеосинклинальных вулканогенных формациях. Мы уже указывали ранее, что интрузивы плагиигранитов (раннегеосинклинального этапа), диоритов — гранодиоритов (до гранитов), массивы того же состава субвулканической фации глубинности и, наконец, экструзивные купола современных вулканов суть последовательные видоизменения продуктов одного и того же посттектонического интрузивного цикла.

Мы уже отмечали ранее, что характерными продуктами послевулканической деятельности в пределах стратовулканов являются обширные поля и линейные околотрещинные зоны сольфатарно-аргиллизированных пород. В составе последних наиболее типичными являются алунизированные, опализированные, каолинизированные и гидрослюдистоизмененные породы.

Более древние представители вулканогенных моласс конца орогенного цикла развития складчатых областей известны, как было показано, на Малом Кавказе (Ст₂), в Джунгаро-Балхашской складчатой области (С₁ν₂-п), на севере Центрального Казахстана (О_{3а}—S) и в других регионах. К этому же типу следует отнести, видимо, и позднепротерозойские вулканогенно-осадочные формации некоторых областей (Северного Казахстана, Карелии и др.). Пропилитизация и сопряженные с нею гидротермальные изменения, связанные с этими заключительными проявлениями магматизма, изучены во всех

регионах, исключая, может быть, Центральный Казахстан, очень слабо, что объясняется отсутствием связанных с этими этапами магматизма сколько-нибудь значительных рудных концентраций.

По имеющимся данным, мезозойские пропилиты рассматриваемого типа не отличаются от кайнозойских ни по минеральному составу, ни по особенностям развития в пространстве.

Нижнекарбоновая визе-намюрская вулканогенная моласса Джунгаро-Балхашской геосинклиальной области характеризуется весьма кислыми (преимущественно липаритовым) составом вулканических продуктов. Здесь весьма отчетливо проявлены древние сольфатарные поля стратовулканов, сложенные вторичными кварцитами. Внешние же пропилитовые изменения не фиксируются. Связано ли это, как и на современных сольфатарных полях, с условиями малой глубинности гидротермального процесса, или отсутствие зеленокаменных изменений во внешнем ореоле вторичных кварцитов связано с кислым составом исходных пород, неясно.

Породы более древней позднеордовикской — силурийской вулканогенной молассы каледонской зоны Центрального Казахстана как будто несут следы хотя и слабых, но региональных зеленокаменных изменений. С уверенностью, однако, этого утверждать нельзя, так как изменения этих толщ изучены, повторяем, весьма слабо.

То же самое можно сказать и о позднепротерозойской вулканогенной молассе.

Посторогенные вулканогенные формации. Нам осталось рассмотреть геологические особенности пропилитизации, связанной с вулканизмом и интрузивным магматизмом посторогенных стадий развития подвижных областей. Магматизм посторогенного периода обуславливает накопление вулканогенных формаций, которые до настоящего времени без более детальной индивидуализации относятся исследователями к классу «порфировых». Примеры подобных формаций, как мы видели, довольно многочисленны. Молодые (мел-палеоген) их представители известны в Приморском и Охотско-Чукотском вулканических поясах Тихоокеанского подвижного пояса. В Средиземноморском подвижном поясе к продуктам этой формации могут быть отнесены «порфировые» интрузивы кварцевых монцититов и гранодиорит-порфиров Мегри-Ордубадской структурно-формационной зоны (миоцен). Представителями древних «порфировых» формаций являются позднепалеозойские (C_{2-3} — P) вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой области и Кураминской структурно-формационной зоны, ранне-среднедевонские (D_{1-2} — кайдаульская толща) вулканогенные формации Центрального Казахстана. Существуют также и еще более древние представители «порфировых» формаций.

Нужно отметить, что недифференцированный подход к «порфировой» формации, представляющей собою на самом деле целое семейство формаций, сопоставимых по последовательности формирования и всему комплексу обуславливающих их и связанных с ними геологических явлений (тектонические движения, интрузивный магматизм,

рудообразование и т. д.) с вулканогенными формациями геосинклинально-орогенного цикла, затрудняет также и дифференцированный анализ пропилитизации, связанной с отдельными стадиями посторогенного магматизма. Тем не менее общие особенности процесса могут быть намечены и представляют для нас весьма значительный интерес.

Прежде всего полный цикл послемагматических процессов, в том числе и пропилитизации, проявляется в связи с посторогенными вулканогенными формациями в весьма специфических условиях, состоящих в том, что весь этот цикл, растянутый в геосинклинальный и орогенный этапы на многие геологические периоды, в посторогенный этап протекает в «сжатые сроки», т. е. в течение гораздо более короткого отрезка геологического времени (D_{1+2} , C_3 — P , S_1 — P_d , N — для приведенных выше примеров «порфировых» формаций). В то же время в послемагматической деятельности, связанной с посторогенными вулканогенными формациями, можно выделить четыре главных этапа, свойственных геосинклинально-орогенному циклу:

I этап соответствует раннегеосинклинальной пропилитизации и проявляется в нижнемеловых вулканитах Охотско-Чукотского вулканического пояса (охотская серия), в среднекарбонных андезитовых толщах основания верхнепалеозойской «порфировой» формации Южного Казахстана и Средней Азии к алмакэмельская и минбулакская толщи);

II этап соответствует раннеорогенной пропилитизации и проявляется в вулканитах позднего мела — палеогена в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, позднего карбона — ранней перми в Кураминской вулканогенной структурно-формационной зоне;

III этап, аналогичный связанному с плаггиолипарптовой субформацией орогенного вулканизма, проявляется в палеогене в Охотско-Чукотском вулканическом поясе и в поздней перми в Кураминской зоне;

IV этап, соответствующий послемагматическим процессам в связи с вулканизмом кордильер, наблюдается в Охотско-Чукотском вулканическом поясе в позднем палеогене, в Кураминской зоне — в послепермское время.

Общей особенностью пропилитов сравнимых посторогенных этапов является их однотипность как в отношении минерального состава, так и с точки зрения развития в пространстве в самых разновозрастных геологических формациях.

В связи с наиболее ранними вулканогенными формациями, слагающими основания «порфировых» вулканических поясов (C_2 , S_1 — для приведенных выше примеров), характерна регионально проявленная пропилитизация эпидот-хлорит-альбитового типа (пропилитизированные породы охотской серии, минбулакской толщи), сменяющаяся в околоинтрузивных зонах актинолит-биотит-эпидот-альбитовой пропилитизацией (Коунрад, Алмалык, медные рудопроявления Охотско-Чукотского пояса и Приморья и др.).

Несколько более ранними по времени проявления в этих околоинтрузивных зонах являются ортоклазсодержащие парагенезисы (кварц-ортоклазовые, биотит-ортоклазовые и др.).

В околотрепцинных зонах эпидот-хлорит-альбитовые пропилиты сменяются гидротермально-аргиллизированными породами (гидрослюдисто-кварцевыми) и серицит-кварцевыми метасоматитами

(серицитовыми вторичными кварцитами). В кровле интрузивов градиорит-порфиров нередко формируются высокоглиноземистые вторичные кварциты.

Пропилитизация в связи с более поздними вулканогенными формациями посторогенного этапа проявляется как процесс локальный и концентрируется преимущественно в околоинтрузивных и около-трещинных зонах. По парагенезисам новоминералообразований она может быть отнесена к эпидот-хлорит-альбитовому и хлорит-карбонатному типам. В околотрещинных зонах нередко наблюдается интенсивная адуляризация (Приморье, Охотско-Чукотский пояс), аналогичная таковой в пропилитах позднеорогенной плагиолипаритовой субформации (Закарпатье, Гутинские горы).

Закономерности проявления пропилитизации во времени и пространстве

Суммируя все вышеизложенное, закономерности проявления пропилитизации во времени и пространстве можно представить следующим образом (для геосинклинальных и орогенных этапов развития складчатых областей).

Пропилитизация представляет собою процесс регионального дорудного гидротермального метаморфизма, главным образом средних и основных по химизму вулканогенных (в широком смысле) пород. Она проявляется после складчатости вулканогенных толщ и внедрения интрузий и протекает в различных по глубинности зонах в достаточно широком интервале температур. Выделяются высокотемпературные (актинолит-эпидот-альбитовые), среднетемпературные (эпидот-хлорит-альбитовые) и низкотемпературные (хлорит-карбонатные, хлоритовые с адуляром или без него, цеолитсодержащие и т. д.) парагенезисы пропилитов. Эти парагенезисы соответствуют также и некоторым фациям (условиям) глубинности послемагматического процесса. В перечисленной выше последовательности названные парагенезисы отражают соответственно гипабиссальные, субвулканические и приповерхностные условия минералообразования.

Непрерывный ряд пропилитовых парагенезисов в такой вертикальной развертке для какого-либо одного отрезка времени нигде не наблюдается. Общим случаем является такой, при котором в ходе направленной эволюции прерывисто-непрерывного тектоно-магматического процесса каждая последующая фаза вулканизма и интрузивного магматизма сопровождается новой менее глубинной и более низкотемпературной пропилитизацией.

Пропилитизацию с полным набором ее минеральных типов можно наблюдать лишь в разновозрастных вулканогенных формациях, слагающих позднемезо-кайнозойские геосинклинальные системы Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. Так, например, в Охотско-Ниппонской геосинклинальной области породы вулканогенных формаций инициального и раннеорогенного этапов вулка-

низма (базальтовая и андезито-диоритовая формации) подвергаются пропилитизации актинолит-эпидот-альбитовой и эпидот-хлорит-альбитовой ступеней. Породы орогенных андезито-диоритовой и гранодиоритовой формаций несут следы эпидот-хлорит-альбитовой и отчасти хлорит-карбонатной пропилитизации. И, наконец, для поздних и конечных стадий вулканизма этой зоны характерно развитие хлорит-карбонатных (часто с адуляром) и хлоритовых (с цеолитами или без них) пропилитов. Аналогичные соотношения характерны и для позднемезозойских — кайнозойских вулканогенных формаций Средиземноморского подвижного пояса.

В более древних складчатых системах вулканогенные формации, однотипные с молодыми по месту в тектоно-магматическом цикле, несут следы пропилитизации более высокотемпературной ступени. Например, каледонские орогенные вулканогенные формации в Северном Казахстане, аналогичные неогеновым камчатским и трансильванским, подвергаются пропилитизации не только эпидот-хлорит-альбитовой, но и актинолит-эпидот-альбитовой ступени, в то время как для молодых аналогов характерны эпидот-хлоритовые и хлорит-карбонатные и хлоритовые, часто безэпидотовые и безальбитовые пропилиты. Мезотермальная пропилитизация характерна и для аналогичных вулканогенных формаций палеозоя и мезозоя. Наоборот, для орогенных андезитовых формаций протерозойского возраста (Карелия, Северный Казахстан, Канада) характерна почти исключительно актинолит-эпидот-альбитовая ступень пропилитизации.

Подобные возрастные особенности пропилитов не могут быть объяснены разрывом более древних эпитермальных образований.

Не может этого закономерно-последовательного изменения парагенезисов пропилитизированных пород во времени от более высокотемпературных ступеней к более низкотемпературным объяснить и предположение о более позднем непропилитовом метаморфизме древних геологических формаций сравнительно с молодыми, в которых такой метаморфизм еще не проявлен. Указанные возрастные особенности парагенезисов пропилитизированных пород наблюдаются в самых различных регионах, независимо от того, имели в них место более поздние геологические процессы, которые могли бы сопровождаться дополнительными к пропилитовым явлениями метаморфизма, или такие процессы не зафиксированы (как, например, в срединных массивах).

Из сказанного следует, что возрастные парагенетические особенности пропилитизированных пород, состоящие в том, что в однотипных (гомологичных) вулканогенных формациях более древним из них присущи более высокотемпературные парагенезисы пропилитов, являются первичными признаками послемагматического процесса, свойственного каждому данному отрезку времени в геологической истории Земли.

В предыдущих работах мы объяснили эволюцию парагенезисов пропилитов и связанных с ними минеральных типов гидротермально-

измененных пород, свойственных направленному ряду вулканогенных мезо-кайнозойских формаций Камчатки, Курильских островов

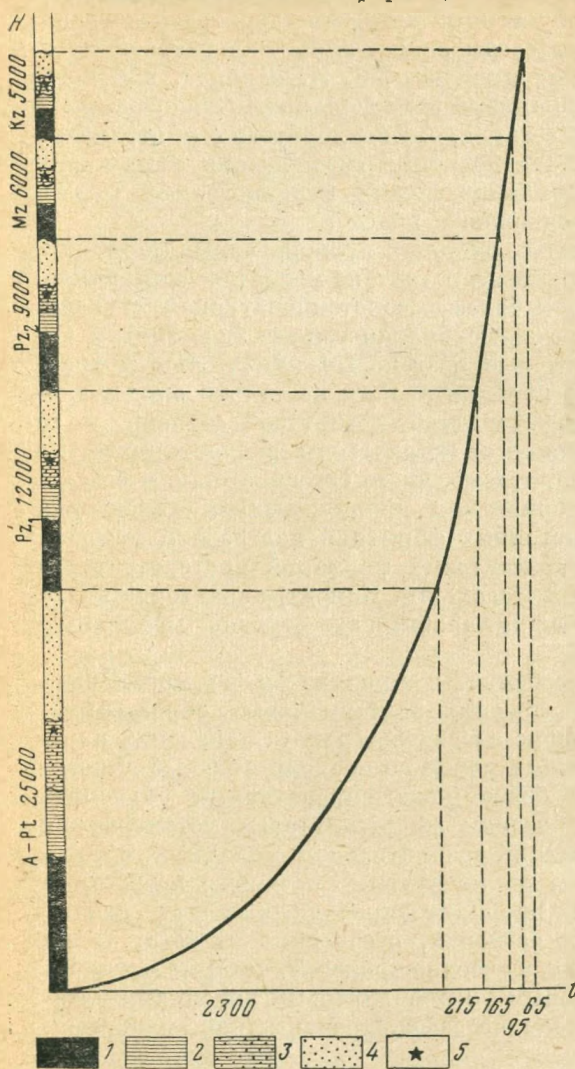


Рис. 10. Изменение скорости накопления вулканогенных формаций во времени.

1 — раннегеосинклинальные (инициальные) формации; 2—3 — раннеорогенные формации (2 — андезитовая, 3 — плаггиолипаритовая — дацитовая субформации); 4 — позднеорогенная вулканогенно-молассовая формация; 5 — золотые и золото-серебряные месторождения

рис. 10. Естественно что наблюдающееся возрастание количества движения за единицу времени приводит к тому, что земная кора реагирует на эти «убыстряющиеся» движения увеличением жесткости.

и Японии, последовательным, хотя и прерывистым изменением физических условий, в которых протекали послемагматические процессы в связи с каждой новой вулканогенной формацией. Общим случаем такого изменения является наращивание жесткости блока земной коры, в котором протекают послемагматические процессы, и увеличение степени тектонической проработки отдельных зон тектонических нарушений, в которых эти процессы локализуются. Такое изменение физических условий приводит в конечном счете к падению глубинности минералообразования, ибо падение давления приводит к выпадению из вертикальной метасоматической колонки более высокотемпературных или, в общем случае, более глубинных парагенезисов.

Механическая эволюция земной коры в течение планетарного мегацикла имеет, в общем, ту же направленность, что и эволюция ее в пределах какой-либо единичной геосинклинали за конечный отрезок времени. Это вытекает из сопоставления количества тектонических движений на единицу времени, показанного на

Учитывая это и принимая во внимание первичность возрастных особенностей парагенезисов пропилитизированных пород, можно утверждать, что эти особенности обусловлены различиями в физических (механических) условиях, возникающих ко времени проявления региональных послемагматических процессов, в хотя бы и аналогичных, но разновозрастных геологических формациях. А именно: более интенсивные напряжения в более древних формациях создают условия для развития или, скорее, для возможности проявления более высокотемпературных парагенезисов пропилитов (а равным образом и более поздних рудных образований).

Естественно, что подобные различия наблюдаются главным образом при сопоставлении пропилитовых парагенезисов, свойственных крайним формационным членам разновозрастных геосинклиналей.

В зависимости от времени проявления процесса пропилитизации в геологической истории как единичной геосинклинали, так и Земли в целом находится также зональность минеральных типов пропилитизированных пород в плане и характер пространственного проявления этого процесса. Послемагматический метасоматизм в связи с инициальным вулканизмом протекает в условиях интенсивных и пластичных тектонических напряжений в толще вулканогенных пород. Эти напряжения проявляются как в интенсивной дислоцированности толщ, так и в характере интрузий, свойственных одинаковым стадиям развития геосинклинали, которые в этих толщах размещаются. Интрузии представлены крупными массивами «гипабиссальной фации глубинности». Послемагматический метасоматизм проявляется регионально, захватывая всю толщу пород. Преимущественных зон проявления пропилитизации нет; лишь в полях развития интрузий пропилитизация проявляется более интенсивно. В наиболее прогретых околоинтрузивных и надинтрузивных зонах наблюдается также и качественное изменение парагенезисов — здесь локально проявляются парагенезисы более высокотемпературных минеральных ступеней. В конечном счете, например, среди регионально развитых эпидот-хлорит-альбитовых пропилитов развиваются более локально проявленные пропилиты актинолит-эпидот-альбитовой ступени.

В последующий этап орогенного (субсеквентного) вулканизма, особенно в конечные его фазы, значительная жесткость консолидированной среды обуславливает реализацию возникающих тектонических напряжений в виде тектонически проработанных, относительно открытых зон разломов. Сильная дислокация толщ не характерна. Интрузии представлены небольшими порфировыми штоками субвулканической фации. Пропилитизация пространственно более тесно связана с тектоническими элементами и часто проявляется в виде зон и полей вокруг интрузивных образований (особенно в областях молодого вулканизма). В случае наиболее близповерхностных штоков типа паннонских, трансильванских или восточнокарпатских пропилитизация сосредоточивается только в пределах этих штоков, редко распространяясь за их границы во вмещающие вулканогенные породы.

В полях пропилитизации, включающих интрузивы субвулканической фации, наблюдается зональность пропилитов в плане, аналогичная в принципе отмеченной выше, но выраженная в более низкотемпературных парагенезисах. Например, в неогеновых складчатых областях в пределах интрузивного тела развиваются пропилиты эпидот-хлорит-альбитовой ступени, во вмещающих породах — безэпидотовые и, как правило, безальбитовые хлорит-карбонатные пропилиты. Для тех и других характерны кварц-адуляровые прожилки.

И, наконец, в приповерхностной обстановке и на поверхности пропилитизация вовсе не проявляется, как, например, на сольфатарных полях вулканов, или (на некоторой глубине) выражается в хлоритизации, адуляризации и цеолитизации пород. Цеолитизация и адуляризация при этом проявляются часто локально, будучи приурочены к узким линейным зонам тектонических нарушений.

Сопоставление особенностей зональности и пространственного развития пропилитизации в более древних геологических формациях показывает, что при сохранении принципа зональности в строении полей пропилитизации «степень региональности» ее проявления здесь значительно большая. Так, например, пропилитизация в золотоносных орогенных вулканогенных формациях палеозоя (Центральный Казахстан, Урал и др.) сравнима по характеру пространственного развития с пропилитизацией в раннегеосинклинальных (инициальных) вулканогенных формациях позднего мезозоя — палеогена (Суббалканская зона Средиземноморского подвижного пояса, Охотско-Ниппонская геосинклинальная область). Пропилитизация охватывает всю вулканогенную толщу. При этом и наблюдающиеся случаи зональности оказываются также сравнимыми — в пределах полей развития интрузий устанавливаются пропилиты актинолит-эпидот-альбитовой ступени, в то время как регионально развиты эпидот-хлорит-альбитовые пропилиты. В протерозойских золотоносных вулканогенных формациях регионально проявлена уже актинолит-эпидот-альбитовая ступень пропилитизации. При этом нередко в более узких линейных зонах развиваются эпидот-хлорит-альбитовые парагенезисы, которые в данном случае являются более низкотемпературными «околотрещинными» метасоматическими образованиями, аналогичными зонам осветления (аргиллизации и т. д.) в более молодых комплексах.

Естественно, что в инициальных вулканогенных формациях более древних геосинклиналей пропилитизация также развивается регионально и выражается минеральными парагенезисами более высокотемпературных ступеней метаморфизма. Можно думать, что именно этим объясняется и широкое развитие продуктов амфиболитовой фации метаморфизма в протерозойских и более древних вулканогенных формациях (рис. 11).

Заканчивая рассмотрение особенностей пропилитизации на раннегеосинклинальных и орогенных этапах развития складчатых областей, остановимся на явлениях синвулканической, как мы ее назвали, пропилитизации.

При описании некоторых разновидностей гидротермальноизмененных пород в целом ряде колчеданосных регионов, таких, например, как Курильские острова и Япония, Малый Кавказ, Восточно-Понтийская рудная провинция Анатолии, Аджаро-Триалетская складчатая область и многие другие, мы указывали, что исследователи очень часто наблюдают здесь такие взаимоотношения гидротермальноизмененных пород и вулканитов, которые свидетельствуют о близкой одновременности процессов накопления вулканогенной толщи и гидротермальных изменений слагающих ее пород. Это прежде всего те случаи, когда обломки окварцованных и серицитизированных пород с вкрапленностью пирита, образовавшихся за счет стратифицированных эффузивных покровов, присутствуют в составе вулканогенно-обломочных (осадочных или пирокластических) горизонтов той же толщи, залегающих над «массивами» гидротермальноизмененных пород, верхняя граница развития которых четко контролируется стратиграфической плоскостью раздела вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

Подобные «массивы» гидротермальноизмененных пород нередко обнаруживают связь с «брахиантиклинальными» вулканогенными структурами, которые многими исследователями понимаются как структуры очень крупных разрушенных стратовулканов. Характерной чертой последних являются весьма пологие наклоны склонов. Именно к таким массивам гидротермальноизмененных пород относятся наблюдения, свидетельствующие об их «додайкином» и вообще «доинтрузивном» возрасте. Говоря в целом, это те гидротермальноизмененные породы (и синхронное им эксгальационно-осадочное колчеданное оруденение), которые составляют основу так называемой «эффузивной» гипотезы образования колчеданных месторождений.

В. И. Смирнов, рассматривая проблему конвергентности колчеданных месторождений, приводит и минералогические признаки зеленокаменных и сопряженных с ними синвулканических гидротермальных изменений. Последние состоят в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и сульфидизации. Изменения наблюдаются только в породах, залегающих ниже плоскости стратиграфического раздела и подстилающих эксгальационно-осадочные руды. Здесь они распространяются в глубину на десятки метров. Наоборот, сколько-нибудь

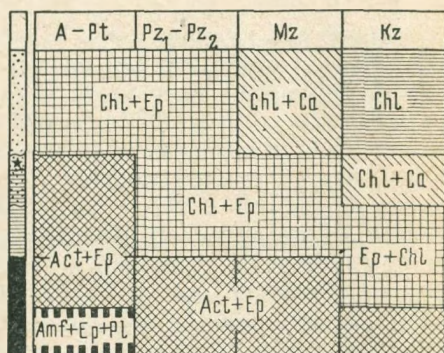


Рис. 11. Схематическое сопоставление возрастных парагенетических особенностей пропилитизированных пород основных групп вулканогенных формаций (см. рис. 10).

Amf — амфибол; Act — актинолит; Ca — кальцит; Chl — хлорит; Ep — эпидот; Pl — плагиоклаз

заметное изменение пород кровли отсутствует. Такое одностороннее изменение пород со стороны лежачего бока рудного тела В. И. Смирнов объясняет фильтрацией сквозь породы горячих минерализованных растворов, выходящих затем на морское дно.

Основным признаком синвулканического гидротермального, в том числе и зеленокаменного, изменения горных пород является, следовательно, локальность, обусловленная связью процесса (подчеркиваем, при этом, генетической) с вулканами центрального типа. Тем не менее существуют, видимо, условия, когда и этот синвулканический гидротермальный процесс может проявиться на больших площадях. Возможные причины этого кроются в особенностях проявления процессов вулканизма в зависимости от состава магматических продуктов. Обратимся для примера к гранит-липаритовой магматической формации, за которой в настоящее время после симпозиума по палеовулканизму (1966 г.) укрепилось предложенное Е. К. Устиевым название «вулcano-плутоническая». Ее особенность состоит в том, что объемы слагающих ее эффузивно-пирокластических продуктов сравнимы с объемами магматического материала, не излившегося на поверхность и застывшего на некоторой «субвулканической» глубине. Естественно в этом случае ожидать, что эффузивно-пирокластические породы почти во всем объеме попадут в сферу действия синхронных вулканизму послемагматических процессов, протекающих в генетической связи с многочисленными «субвулканическими» центрами. Действительно, в областях проявления гранит-липаритовых вулканогенных формаций наблюдается почти повсеместное изменение пород, выражающееся в окварцевании и серицитизации. Мы избегаем называть подобные изменения региональными, поскольку широкое площадное проявление их обусловлено сложением многочисленных частных площадей изменения, приуроченных к «вулканическим центрам». Лишь совокупность этих генетически разрозненных площадей привела к тому, что изменения наблюдаются на широкой площади. В понятие «региональное» изменение мы вкладываем иной смысл. Региональные изменения имеют единый генетический источник.

Подобное же интегрирование отдельных локальных полей синвулканических гидротермальноизмененных пород может иметь место, по нашему мнению, и в областях проявления достаточно кислого орогенного вулканизма. Мы имеем в виду прежде всего дацитовый или плагиолипаритовый вулканизм, имеющий место в морских эпизеогеосинклинальных условиях на поздних этапах развития подвижных областей. Характерными примерами областей такого рода являются внутренняя вулканическая дуга Курильских островов и Северо-Западной Японии в нижнем, отчасти среднем миоцене, Сомхито-Карабахская структурно-формационная зона в позднем мелу, внутренняя вулканическая дуга Закарпатья в миоцене (тортон-сармат) и некоторые другие. Именно сочетание синвулканических изменений и налаженной пропилитизации и сопряженных с нею процессов обусловили изменение пород перечисленных выше вулканогенных фор-

маций в полном объеме, в то время как на простирании тех же структурно-формационных зон (на Камчатке, например) пропилитизация проявлена уже локально. Подобное же наложение пропилитизации, но уже на локальные синвулканические изменения, имеет место и в раннегеосинклинальных колчедановых вулканогенных формациях. Мы уже отмечали, что неправильно отождествляя синвулканические изменения с собственно пропилитовыми, многие исследователи рассматривают более поздний пропилитовый процесс уже как метаморфический.

Синвулканические гидротермальные изменения пород вулканогенных толщ имеют место в доскладчатый период существования последних. Это предопределяет главную их особенность, состоящую в том, что синвулканические метасоматиты не обнаруживают какой-либо зависимости от абсолютного возраста синвулканического гидротермального процесса и от его места в истории геологического развития складчатой области.

Взаимоотношения пропилитизации и оруденения

При рассмотрении многочисленных примеров самых различных по составу рудных месторождений, связанных с различными этапами тектоно-магматического и металлогенического развития подвижных областей, видно, что эндогенная концентрация металлов происходит в подавляющем большинстве случаев после того, как породы подверглись пропилитовому зеленокаменному превращению. Рудные тела размещаются в уже пропилитизированных породах или сопряженных с ними метасоматитах, и оруденение сопровождается собственно околорудными изменениями дорудных гидротермальноизмененных пород. Лишь некоторая часть металлов (преимущественно железо, отчасти, может быть, медь) образует концентрации в процессе пропилитизации и сопряженных с нею изменений. Первый тип эндогенных рудных концентраций мы назвали эпипропилитовым или (шире) эпиметасоматическим, второй — синметасоматическим. Синметасоматический тип месторождений в свою очередь подразделяется на два типа: 1) синвулканический и 2) послеинтрузивный. К синвулканическим относятся прежде всего серноколчеданные месторождения эксталяционно-осадочного происхождения, образовавшиеся за счет выноса железа из вулканогенных пород в процессе их гидротермального изменения с последующим отложением его в сульфидной форме на дне морского бассейна.

К типу послеинтрузивных относятся серноколчеданные месторождения, образовавшиеся в связи с протеканием региональной пропилитизации после внедрения в вулканогенную толщу посттектонических интрузивов. В обоих случаях колчеданные руды должны рассматриваться как метасоматические «рудные породы», принципиально не отличающиеся от тальковых или карбонатных метасоматитов.

Форма рудных тел месторождений — пластовая, трещинно-метасоматическая или даже жильная, — вообще говоря, не является критерием для отнесения месторождения к тому или иному типу, поскольку, как справедливо указывает В. И. Смирнов, отложение серноколчеданных руд в трещинах может иметь место и при образовании эксгальционно-осадочных месторождений.

Образование синметасоматических месторождений серноколчеданных руд обоих типов имеет место в течение тектоно-магматического и металлогенического развития подвижных областей дважды (точнее четырежды) — в течение и в конце этапа раннегеосинклинального вулканизма и плутонизма и в течение и в конце вулканизма позднегеосинклинальных прогибов, т. е. в начале поздних этапов.

Еще один тип синметасоматического минералообразования представляют собою синхронные пропилитизации кварцевые жилы (с эпидозитовыми, хлоритовыми и другими оторочками или без них), содержащие нередко вкрапленность халькопирита. Подобные кварцевые жилы не являются обычно сколько-нибудь выдержанными и мощными (чаще всего это прожилки), и концентрация в них халькопирита представляет лишь минералогический интерес. Правда, процесс образования синметасоматических жил в протерозое может приводить к образованию мощных и протяженных жил, однако рудная минерализация в этих жилах и в допалеозое обусловлена процессом более поздним, чем образование жилы.

Основная масса компонентов рудных тел имеет эпиметасоматическое происхождение и обусловлена наложением на дорудные гидротермальноизмененные породы и синметасоматические руды рудной стадии минерализации. Минералы этой эпиметасоматической стадии могут развиваться в теле синметасоматических колчеданных рудных тел и в безрудных метасоматитах в виде вкрапленности и прожилков или образовывать самостоятельные более поздние метасоматические рудные тела или жильные выполнения. Среди гидротермальных изменений вмещающих пород собственно рудной стадии (околорудное изменение дорудных метасоматитов) известны серицитизация, окварцевание, баритизация, хлоритизация, адуляризация и др. Интересно отметить, что подобно тому, как сама дорудная пропилитизация и связанные с ней гидротермальные изменения горных пород проявляются по-разному в гомологичных, но разновозрастных геологических формациях, так и околорудные изменения обнаруживают очень четкую зависимость от возраста месторождения. Рассмотрим эту особенность на примере золоторудных месторождений, формирующихся в связи с вулканизмом и интрузивным магматизмом поздних этапов тектоно-магматического и металлогенического развития подвижных областей.

Одна из широко известных особенностей кайнозойских эпитермальных золото-серебряных месторождений состоит в том, что для них весьма характерным является наличие адуляра в низкотемпературных кварцеворудных жилах, а также околорудная адуляризация вмещающих рудные жилы пропилитов. Этот признак эпитер-

мальных месторождений был впервые подчеркнут В. Линдгреном. Одновременно В. Линдгрэн отмечает, что в более древних (уже начиная с мезозоя) месторождениях золота околорудная адуляризация не является характерной, и во вмещающих породах преимущественным развитием пользуется альбит. Правда, В. Линдгрэн не дифференцировал гидротермальные изменения таким образом, как мы сейчас это можем сделать. В своем отношении к проблеме соотношения гидротермально-измененных пород и руд он так и не отдал предпочтения ни Э. Сперру, который считал эти изменения следствием воздействия на породы тех же растворов, которые отложили и руду, ни М. Фишлейсону, считавшему, что широкое метасоматическое преобразование вмещающих пород (например, пропилитизация) проходит до рудообразования. В настоящее время можно согласиться с В. Линдгреном в том, что околорудная адуляризация действительно является признаком только кайнозойского рудного процесса. В более древних золоторудных месторождениях рассматриваемого типа околорудные изменения проявляются преимущественно в серицитизации. Кальевый полевой шпат в жилах изредка встречается, но представлен уже более высокотемпературным ортоклазом. Однако на некоторых месторождениях альбит отмечается уже и как собственно околорудный минерал. Слабая альбитизация, например, проявляется около сенонских высокотемпературных кварц-золото-арсенипиритовых жил Нижнего Приамурья (И. В. Кунаев). К. С. Байшев отмечает довольно интенсивную околорудную альбитизацию (послепропитовую) на среднедевонских свинцовых месторождениях, генетически связанных с золоторудными. Как околорудная многими исследователями рассматривается и альбитизация на золоторудных месторождениях Британской Колумбии и Аляски (Osborn Galla-cher, Kerr, Knopf, Cairns) и Калифорнии (Fergusson, Gannet, Raid и др.). И, наконец, с наибольшей интенсивностью собственно околорудная альбитизация проявляется в допалеозойских кварц-золоторудных месторождениях. Альбит около жил и в рудных жилах является здесь столь же распространенным минералом, как и адуляр в эпитермальных кайнозойских золото-серебряных месторождениях.

Подобная полярность альбита и адуляра, проявляющаяся, подчеркнем, как в стадию дорудной пропилитизации, так и в связи с наложенным на пропилиты оруденением, является, с нашей точки зрения, отражением общей закономерности, которая состоит в том, что в более древних геологических формациях, хотя бы и сравнимых с молодыми по месту в истории тектоно-магматического развития подвижных областей, послемагматический процесс приводит к образованию таких парагенезисов, которые указывают на более глубинное и более высокотемпературное минералообразование.

Между региональным гидротермальным изменением вмещающих пород и оруденением наблюдается разрыв во времени. Величину и закономерности изменения этого разрыва определить в настоящее время весьма трудно, поскольку данных по определению абсолютного возраста руд и вмещающих их гидротермальноизмененных пород

пока мало. До последнего времени распространенным являлось представление о том, что гидротермальноизмененные породы это и есть околорудноизмененные породы, и вопрос о разрыве во времени их формирования не возникал. Тем не менее некоторое, хотя и ограниченное, количество определений абсолютного возраста руд и «околорудных» метасоматитов сейчас опубликовано. В сочетании с многочисленными прямыми геологическими наблюдениями, которые сами по себе однозначного решения вопроса не дают, эти определения позволяют наметить очень интересную закономерность.

М. Ю. Фишкин, определяя возраст адуляризованных пород Береговского Холмогорья в Закарпатье и адуляризации, сопровождающей свинцово-цинковое и золото-серебряное оруденение, установил, что эти процессы в Закарпатье имеют возраст $18 \pm 2-3$ млн. лет. М. Ю. Фишкин делает из этого вывод об одновременности обеих адуляризаций, т. е. о том, что широкое площадное гидротермальное изменение пород вызвано теми же растворами, которые отложили и руды. По нашему мнению, данные М. Ю. Фишкина свидетельствуют лишь о том, что интервал разрыва между гидротермальным изменением пород и оруденением лежит в пределах точности определения абсолютного возраста, т. е. составляет 2—3 млн. лет.

Иные величины характерны для более древних процессов. Так, возрастной разрыв между гидротермальным изменением эоценовых вулканитов (пропилитизация и образование околотрещинных метасоматитов типа вторичных кварцитов) и образованием эоценовых руд, по данным А. Г. Казаряна и Э. А. Сагателян, достигает уже 10 млн. лет, а для тех же процессов в юрское время — уже 18 млн. лет.

Продолжая рассматривать разрыв до времени между формированием гидротермальноизмененных пород и эпиметасоматического оруденения для все более древних месторождений, можно видеть, что в верхнем палеозое величины разрыва достигают 30 млн. лет (Томсон, Константинов, Фирсов), а в нижнем палеозое — 60—70 млн. лет (Иванов). Отметим в заключение, что на сольфатарных полях современных вулканов и гидротермальное дорудное изменение пород, и наложенное оруденение практически одновременны (в геологическом смысле). Мы видим, таким образом, что чем моложе послемагматический процесс, тем более тесной во времени (и в пространстве) является связь дорудных метасоматитов и эпиметасоматического оруденения.

Рассмотрим теперь вторую сторону этой же проблемы с точки зрения прямых геологических наблюдений, под которыми мы понимаем наблюдения над взаимоотношениями гидротермальноизмененных пород, даек, интрузивов и оруденения. Широко известно в настоящее время, что на фоне послемагматического процесса может иметь место и интрузивная деятельность, проявляющаяся, например, во внедрении даек. Такие дайки называются «внутрирудными», и примеры их достаточно многочисленны. Есть, как известно, и послеруд-

ные дайки. Что касается даек, то они, по мнению исследователей, не нарушают общего хода послемагматического процесса и позволяют видеть последовательную взаимосвязь между додайковой и последодайковой гидротермальной деятельностью.

Приведенные выше данные о масштабах временного разрыва между дорудным и рудным процессами показывают, однако, что в период между ними могли произойти события и более значительные, чем внедрение даек, например интрузивная деятельность, приводящая к образованию достаточно крупных интрузивных массивов, что, кстати, и наблюдается в целом ряде случаев (Малый Кавказ, Урал, Казахстан и др.). Вместе с тем принципиальная оценка таких явлений не может быть иной, чем в случае с дайками. Таким образом, оказывается естественным сделать парадоксальный на первый взгляд вывод о том, что оруденение парагенетически связывается с разновозрастными проявлениями интрузивного магматизма, а не только с наиболее приближенной по времени проявления фазой интрузивной деятельности. Парадоксальность этого вывода, однако, мнимая, так как подобные соотношения лишь подтверждают общую закономерность, состоящую в парагенности связей геологических явлений. Недочет этого положения приводит к тому, что наличие значительного перерыва между дорудным метасоматическим процессом и оруденением и внедрение интрузивов во время этого перерыва неправильно понимается многими исследователями как свидетельство так называемой полигенности месторождений (колчеданных, например), состоящей в том, что синметасоматические руды имеют «субвулканическое» происхождение, а эпиметасоматические — «интрузивное».

Заканчивая рассмотрение вопроса о взаимоотношениях пропили- тизации и сопряженных с нею процессов гидротермального изменения пород и оруденения, остановимся на одном из наиболее дискуссионных вопросов проблемы — источнике рудных элементов месторождений, размещающихся в пропилитах и сопряженных с ними метасоматитах. Ответ на этот вопрос, вообще говоря, вытекает из вывода, к которому мы пришли, рассматривая взаимоотношение гидротермальноизмененных пород и руд. Эпиметасоматическое оруденение, являясь более поздним, чем широкое гидротермальное изменение вмещающих пород, не обусловлено выносом слагающих рудные тела элементов (металлов) из вмещающих пород, как это иногда допускается. Замещение рудных элементов из вмещающих пород наблюдается лишь при образовании синметасоматических рудных тел. В применении, например, к колчеданным месторождениям такими элементами являются Fe и отчасти, возможно, Cu, присутствующая в пирите в синметасоматических месторождениях медистых пиритов.

Что касается эпиметасоматических руд (Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, Sb, Hg и др.), то источником их металлов остается все тот же гипотетический глубинный очаг. Впервые (после длительного господства латераль-секреционной гипотезы) в такой постановке вопрос был сформулирован в 1909 г. М. Ф. Пальфи при определении источника

золота в эпиптермальных месторождениях Трансильвании. В той же мере сказанное относится к другим металлам. Необходимо подчеркнуть, что решение вопроса об источнике металлов при рудообразовании лежит в сфере главным образом геологических наблюдений и формационного геологического анализа.

Обратимся к сопоставлению следующих парагенетически связанных явлений — эффузивно-пирокластической деятельности (включая и образование синвулканических «автоинтрузий»), интрузивной деятельности, дорудного послемагматического процесса и последующего оруденения.

Переменной «величиной», определяющей смену месторождений одних металлов другими в истории металлогенического развития подвижных областей, является геологическая (в нашем случае вулканогенная) формация, занимающая то или иное место в тектономагматическом цикле. Один и тот же направленный ряд металлов характерен, как было показано, для самых различных и разновозрастных подвижных областей, обладающих сравнимыми формационными рядами. Уже одного этого достаточно, чтобы утверждать, что источником металлов является магматический процесс, и, следовательно, глубинный источник. Можно, однако, задать вопрос, быть может, металлы, выносимые совместно с магмой из глубинного источника, равномерно рассеиваются в магматических продуктах и концентрируются затем лишь в результате их мобилизации в ходе послемагматического процесса. В этом случае необходимо допустить последовательную узкую рудную специализацию пород каждой из вулканогенных формаций (например «медные» андезиты, «свинцово-цинковые» или даже «полиметаллические» андезиты, «золотые» и «золото-серебряные» андезиты и дациты и т. д.) и ожидать образование концентраций этих металлов в синметасоматических месторождениях, чего, как известно, не наблюдается. Более того, исследователи уже давно обратили внимание на тот факт, что одинаковые по вещественному составу рудные месторождения, связанные во времени с какой-либо фазой магматизма, размещаются как в породах этой фазы, так и в иных по химизму породах, гораздо более древних, слагающих, например, фундамент или цоколь, на котором проявился более молодой магматический процесс.

В результате исследований корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих эти гранитоиды формаций Ю. Г. Щербаков пришел к выводу о том, что состав металлов эндогенных месторождений определяется геохимической спецификой комплексов пород, «исходных для рудоносных магм и растворов». Состав рудных формаций геосинклинали, по Ю. Г. Щербакову, вытекает из геохимической направленности изменения состава выполняющих геосинклиналь вулканогенно-осадочных формаций и унаследованности гранитоидами свойственной этим формациям металлонности.

Нужно думать, что Ю. Г. Щербаков не предполагает образования интрузивов, с которыми «связаны» рудные месторождения, за счет

пород тех же вулканогенно-осадочных формаций, среди которых они залегают. Явления вулканизма и плутонизма определенного этапа тектоно-магматической эволюции геосинклинали связаны между собой парагенетически, и, таким образом, геохимическая специализация («металлоносность») вулканогенно-осадочных и интрузивных пород имеет одну и ту же природу и общий источник.

Источником магм и, что особенно важно, металлов какой-либо гранитоидной формации не может быть и более древняя ниже залегающая (предыдущая) вулканогенно-осадочная формация, поскольку унаследование ее «металлоносности» привело бы лишь к повторному, уже регенерационному, образованию месторождений тех же металлов, которые свойственны этой предыдущей формации. Мы же, напротив, наблюдаем направленное металлогеническое развитие.

Источником магм и металлов, следовательно, залегают глубже основания геосинклинали, т. е. подошвы самой ранней вулканогенно-осадочной формации. Остается допустить, как это и делают петрологи, то источником магм и металлов являются глубинные горизонты земной коры или даже верхняя мантия.

Соотношение пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма

Одним из основных вопросов проблемы пропилитов, как ее понимают в настоящее время многие исследователи, является отличие пропилитовых изменений от так называемых «метаморфических» зеленокаменных изменений. Пропилитизация по Д. С. Коржинскому, «представляет собою лишь частный вид зеленокаменного изменения, генетически связанный с формированием вулканических комплексов и протекающий в гипабиссальных и субвулканических условиях. Но зеленокаменный метаморфизм может быть связан и с более поздними тектоно-магматическими процессами, сопровождаемыми образованием массивов гранитоидов и может протекать на более значительных глубинах, на которых в отдельных зонах может происходить уже региональное расслапцевание пород» [20].

«Пропилитизацию, — пишут В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко *, — следует отличать от сходных метаморфических преобразований, обозначенных нередко одним общим термином «зеленокаменные изменения». В отличие от пропилитизации зеленокаменный метаморфизм представляет обычный метаморфический процесс («фации зеленых сланцев») без ярко выраженных метасоматических явлений, зональности и не связанный с оруденением».

В то же время еще в 1948 г. Д. С. Коржинский отмечал ошибочность представлений тех авторов, которые рассматривают метаморфизм, метасоматоз и рудоотложение (то, которое мы определили как синметасоматическое — М. В.) как независимые явления, разновременные и обусловленные различными растворами или хотя бы

* В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 173.

различными «порциями» постмагматических растворов. Явления эти, по Д. С. Коржинскому, тесно связаны и часто одновременны, и образование гидротермальных жил и оруденения можно рассматривать как крайний случай метаморфизма [19].

Нетрудно видеть, что отличия пропилитизации от «зеленокаменного метаморфизма» основываются, как мы и отмечали ранее, с одной стороны, на установлении места процесса зеленокаменного изменения породы в ее геологической истории, с другой — на отношении этого процесса к оруденению. Однако четкие признаки пропилитового или зеленокаменного метаморфического процесса все-таки и в настоящее время отсутствуют. Неясно, например, каковы критерии «генетической» связи зеленокаменных изменений с формированием вулканического комплекса и что следует понимать под этим «комплексом». Неясно, какой возможен разрыв во времени между образованием пород и их зеленокаменным изменением, чтобы эти изменения могли считаться связанными с вулканическим комплексом генетически. Неясно также, какие преобразования пропилитизированных пород, могущие произойти с ними, допустимы для того, чтобы и в преобразованном виде они сохранили свою генетическую связь с вулканическим комплексом и могли считаться пропилитами, а не зеленокаменно-метаморфическими породами. Иными словами, могут ли пропилитизированные породы, оставаясь пропилитами, подвергаться расщеплению, также связанному с геологическим циклом формирования вулканического комплекса. И, наконец, неясно, каково должно быть отношение между метаморфизмом и оруденением, чтобы этот метаморфизм был отнесен либо к пропилитовому, либо просто к зеленокаменному.

Неопределенность понятия «генетической связи» с «вулканическим комплексом» привела к тому, что в последнее время наметилась совершенно определенная тенденция понимать под генетически связанными с вулканическими комплексами только такие изменения вулканогенных пород, которые имеют место уже в ходе накопления вулканогенной толщи (которая является эквивалентом комплекса). Доказательствами генетической связи считаются приуроченность изменений к разрушенным вулканическим структурам и додайковый возраст изменений (в том числе и зеленокаменных) и колчеданного оруденения. Мы уже отмечали, что, исходя из такого понимания «генетичности» связей, к пропилитизации стали относить только одновременные с вулканизмом (синвулканические — М. В.) зеленокаменные изменения, практически прямо связанные с послевулканической фумарольно-сульфатарной (хотя бы и подводной) деятельностью. Интересно отметить, что, относя эти зеленокаменные изменения к пропилитовым, исследователи утверждают, что делают это в согласии с представлениями Д. С. Коржинского. Последний же, как известно, напротив, указывает, что «пропилитизация вовсе не связана с фумаролами или вообще выделениями остывающих покровов, а развивается в последнюю стадию формирования вулканического комплекса, после внедрения гипабиссальных интрузий» [19].

Более того, принимая додайковый и вообще доинтрузивный возраст измененных пород и колчеданного оруденения, те же исследователи (сторонники «эффузивной» гипотезы образования колчеданных руд) считают тем не менее и тоже «в согласии с представлениями Д. С. Коржинского», что именно проявлением пропилитизации обусловлено и более высокотемпературное зеленокаменное изменение вулканогенных пород, глубоко захороненных под толщей осадков и морских вод, т. е. изменение явно «метаморфическое».

Такое понимание пропилитизации с неизбежностью приводит к отнесению в класс «просто метаморфических» всяких более поздних, чем синвулканические, изменений вулканогенных пород. Именно в связи с этим как «метаморфическое» рассматривается и действительно пропиловое изменение вулканитов и интрузивов пород, имеющее место после интрузивной деятельности и находящееся в генетической связи не с одним только вулканическим комплексом — толщей, а с вулканогенной формацией в целом.

Рассматривая эти зеленокаменные изменения, легко видеть, однако, что они протекают на фоне весьма сложных тектонических событий. В частности, как было показано, в период между проявлением пропилитизации вулканогенных и интрузивных пород и эпиметасоматическим оруденением, также генетически связанным с этой же вулканогенной формацией, может иметь место тектоническая фаза, приводящая к рассланцеванию пропилов и сопряженных с ними метасоматитов, внедрение так называемых внутрирудных даек и даже интрузивов. В связи с этим рассланцованность зеленокаменноизмененных пород и сопряженных с ними метасоматитов, равно как и синметасоматических, например, колчеданных руд не может являться критерием для отнесения зеленокаменных пород к непропиловым, метаморфическим. Более того, учитывая установленные выше особенности возрастной специфики проявления тектонических нарушений и послемагматического процесса, можно утверждать, что с чем более древними пропиловыми мы имеем дело, тем более характерными для них являются большая глубинность и большее дорудное рассланцевание. Естественно, что рамки гипабиссальных, а тем более субвулканических глубин оказываются тесными для определения условий пропилитизации. Тождественную позицию в геологическом цикле становления древних вулканогенных формаций (т. е. после внедрения ранних интрузивов, на фоне внедрения внутрирудных даек и интрузивов, но до эпиметасоматического оруденения) занимает и процесс зеленокаменного изменения, который по минеральным парагенезисам продуктов относится к амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой ступени зеленокаменного метаморфизма абиссальной фации глубинности. Иными словами, в более древние геологические эпохи пропилитизация раннегеосинклинальных и раннеорогенных вулканогенных формаций проявлялась как зеленокаменный метаморфизм.

Таким образом, нельзя не отождествлять явлений пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма пород вулканогенных формаций,

приняв за исходное то положение, что пропилитизация свойственна не только третичным, но и древним вулканогенным формациям, и определив место пропилитизации после складчатости и внедрения ранних интрузивов, но до эпиметасоматического оруденения. Пропилитизация в том виде, как ее хотят видеть исследователи, приписывающие пропилитам отсутствие сланцеватости и других следов динамометаморфизма, свойственна только молодым орогенным формациям и наиболее поздним орогенным формациям вулканических кордильер древних подвижных поясов, при формировании которых играла роль глыбовая германотипная тектоника*.

Обычно одним из основных доводов в пользу того, что древние зеленокаменные породы — это породы заведомо неоднократно метаморфизованные, приводятся соображения о том, что в период накопления молодых и вышележащих формаций более древние и нижележащие подвергаются повторному метаморфизму, связанному с молодым магматизмом. Соображение это вовсе не представляется нам бесспорным. В тех случаях, когда более молодая вулканогенная формация не залегает на предшествовавшей, в последней тем не менее проявляется пропилитизация, свойственная данному этапу тектоно-магматического цикла и присущая формации данного возраста. Кроме того, подобные предположения не учитывают изменения особенностей тектонических напряжений в блоке земной коры в связи со становлением каждой последующей геологической формации. Особенности же эти состоят в том, что в ходе тектоно-магматической эволюции геосинклинали от формации к формации возрастает жесткость земной коры. Следствием этого является нарастание германотипности тектоники, увеличение количества тектонических нарушений разломного характера и большая открытость этих нарушений. Сказанное иллюстрируется проявлениями интрузивного магматизма. Интрузивы каждой последующей вулканогенной формации геосинклиналино-орогенного цикла представлены все менее глубинными фациями. Все это в совокупности обуславливает уменьшение давления, при котором происходит послемагматический процесс в связи с каждой последующей формацией. Следствием этого в свою очередь является тот факт, что пропилитизация на каждом новом этапе магматической деятельности носит все более низкотемпературный и менее глубинный характер. Таким образом, на глубине залегания подстилающей вулканогенной формации гидротермального метаморфизма, связанного с формацией более молодой, в общем случае не происходит, поскольку малое давление препятствует образованию глубинных высокотемпературных гидротермальных растворов, и мощностей вулканогенных формаций, с которыми связана пропилитизация (2000—3000 м), с избытком хватает для всего вертикального интервала гидротермального метаморфизма.

* Мы указывали, что не обнаруживают зависимости от возраста и пропилиты посторогенных, «наложенных» вулканических поясов.

Наложение гидротермальных изменений, связанных с более молодой вулканогенной формацией, на более древнюю может произойти лишь в регрессивную стадию более позднего послемагматического процесса. Именно такой случай, по-видимому, и наблюдается исследователями в пропилитизированных породах среднего палеозоя восточного склона Урала, где на пропилиты эпидот-хлорит-альбитовой ступени накладываются пренит-пумпеллитовые изменения. Необходимо, однако, отметить, что регрессивное гидротермальное изменение пропилитизированных пород может иметь место и в заключительные стадии того же цикла послемагматической деятельности, который обусловил и пропилитизацию.

Интересной особенностью послескладчатых послемагматических процессов дорудного гидротермального изменения пород является определенное соответствие минерального состава метасоматитов и минеральных парагенезисов той ступени метаморфизма, которая характерна для окружающих пород. Так, среднетемпературные пропилиты и околотрещинные вторичные кварциты развиваются в зоне зеленосланцевой ступени метаморфизма, низкотемпературные пропилиты и околотрещинные аргиллизированные породы — в зоне эпигенеза, аргиллизированные породы без пропилитового окаймления — в зоне диагенеза и т. д. Это обстоятельство имеет принципиальное значение и позволяет видеть тесную взаимосвязь собственно метасоматических и так называемых регионально-метаморфических процессов. Как следствие этого появляются дополнительные возможности учета при анализе регионально-метасоматических процессов находящихся в окружающих осадочных породах вод, а также и изменения их содержания с глубиной от зоны диагенеза с влажностью 40—50% до зоны амфиболитовой ступени, где влажность составляет 5—10%.

Правда, пропилитизированные породы околотрузивных зон обладают и некоторыми особенностями, которые сближают их по геологическим условиям нахождения с продуктами контактового метаморфизма — роговиками. Для них, как и для контактово-метаморфических пород, характерно то, что изменение происходит на значительно меньших глубинах, хотя общий температурный диапазон, видимо, одинаков. Сходство подчеркивается также еще и тем, что в некоторых случаях и роговики имеют региональное развитие. Таковы, например, так называемые роговообманковые роговики в Абердиншире [36], не несущие, кстати, следов интенсивной деформации.

Пропилитизированные породы занимают, таким образом, некоторое промежуточное положение между регионально метаморфизованными породами (фашии амфиболовая, альбит-эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая и цеолитовая *, по Файффу, Тернеру и Ферхугену)

* Парагенезисы цеолитовой фашии Кумбса, приводимые У. Файфом и Дж. Ферхугеном, наблюдаются в низкотемпературных пропилитах только в зонах околотрещинного метасоматоза; правда, наблюдается и региональная пропилитизация этого типа, например, описанная Уолкером в Исландии.

и контактовыми роговиками альбит-эпидотовой фации, минеральные ассоциации которой тождественны ассоциациям фации зеленых сланцев и фаций роговообманковых и пироксеновых роговиков. В то же время пропилиты отличаются от метаморфических пород тем основным признаком, что их образование за счет пород вулканогенных формаций связано генетически с геологическим циклом становления той же вулканогенной формации.

Таким образом, можно сказать, что разница между пропилитовым и непропилитовым метаморфизмом состоит исключительно в геологической позиции метаморфического процесса. В определении характера метаморфизма главную и, может быть, исключительную роль играет дорудность его по отношению к эпиметасоматическому оруденению. Более того, часто только наличие наложенного эпиметасоматического оруденения, генетически связанного с той же вулканогенной формацией, породы которой подверглись метаморфизму, позволяет уверенно относить дорудный процесс к пропилитовому. Отсутствие эпиметасоматического оруденения, как, например, в случае наличия одних синметасоматических колчеданных руд и жил, оставляет открытым вопрос о природе метаморфизма, ибо, как отмечает Д. С. Коржинский [19], образование гидротермальных рудных жил и оруденения можно рассматривать и как крайний случай метаморфизма.

Во многом нерешенную проблему метаморфизма и пропилитизации, в частности, представляет собой вопрос об источниках воды и других летучих и тепла. Эта проблема рассматривается У. Файфом и Дж. Ферхугеном [36], которые приходят к следующим выводам *:

1) пористость осадков на глубине 30 000 футов (10 км) слишком мала (данные Athy), чтобы содержащаяся там вода могла иметь какое-либо значение при метаморфизме;

2) не являясь источником воды при метаморфизме и минералы гидраты; к основным магматическим породам и некоторым грауваккам, образовавшимся на них, должно быть добавлено значительное количество воды (~100% к исходному), чтобы обратить их в типичные хлорит-эпидот-альбитовые сланцы;

3) в зонах низкотемпературного метаморфизма используется вода дегидратации, освобожденная в зонах высокотемпературного метаморфизма;

4) какое-то количество воды, несомненно, выносит магма, однако ее количество не может быть очень большим; кроме того, образование самих магм требует значительного количества воды;

5) вода носит ювенильный характер и ее источником являются глубинные зоны земной коры, расположенные ниже зоны палингенеза;

6) температурного геотермического градиента (~30 град · км⁻¹) недостаточно, чтобы обеспечить температуры метаморфизма определенных фаций на тех глубинах, которые устанавливаются геологическими наблюдениями; например, для развития зеленых сланцев ($t \sim 300^\circ \text{C}$), если исходить только из геотермического градиента, требуются глубины не менее 10 км, а более высокотемпературный метаморфизм не происходил бы выше 25 км. В то же время геологические наблюдения показывают, что образование зеленосланцевых парагенезисов происходит на глубинах 1,5—2 км, а в околоинтрузивных зонах даже

* Авторы рассматривают проблему метаморфизма геосинклинальных осадков в ходе выполнения ими геосинклинали.

до 0,5 км. И наоборот, наблюдаются случаи отсутствия метаморфизма в некоторых мощных осадочных толщах;

7) метаморфизм, следовательно, происходит только в условиях сильно увеличенного теплового потока. Увеличение скорости теплового потока связано с поступлением чуждого стратифицированным образованиям — либо горячих ювенильных вод, либо магмы, либо того и другого. Метаморфизм может происходить только там, где возможны термальные нарушения, где тепло и пар входили в колонку пород иным образом, чем где-либо в других местах;

8) энергия деформации не может быть важной составляющей метаморфического тепла;

9) магмы также не должны играть большой роли, судя по тому, что обычно метаморфизм (особенно пропилитизация — *М. В.*) происходит после поступления магм. Более поздние магмы обычно более кислого типа, появляющиеся более или менее одновременно с перекристаллизацией (пропилитизацией — *М. В.*), не являются независимым источником тепла. Тепло, таким образом, как и вода, имеет глубинный источник.

Остановимся в заключение на доводах в пользу того, что и прочие летучие, кроме воды, имеют также глубинное происхождение. Эти доводы основываются на проявлении своеобразных мегаритмов щелочности — кислотности послемагматических процессов в ходе тектоно-магматической эволюции геосинклиналей.

Анализ последовательности развития парагенезисов минералов в ходе позднемагматической и послемагматической стадий гидротермального процесса, связанного с каким-либо интрузивом, позволил Д. С. Коржинскому [20] выявить ритмичность в проявлении растворами щелочно-кислотных свойств. В общем случае эта ритмичность состоит в последовательной смене щелочных свойств кислотными и затем снова щелочными. Первая щелочность, названная ранней, соответствует в случае глубинных интрузивных тел позднемагматическому замещению, кислотность — явлениям приконтактового выщелачивания, и, наконец, вторая, поздняя, щелочность — процессу щелочного замещения после ухода из системы главной массы растворителя (кислотных анионов) и при нейтрализации растворов в ходе их реакций с вмещающими породами. В зависимости от глубины формирования интрузива (или просто глубинности гидротермального процесса) ранняя щелочность может быть проявлена слабо или совсем отсутствовать.

С. И. Набоко, исследуя вертикальную зональность гидротермальных изменений в районе современных термальных ключей Паужетки, наблюдала аналогичные описанным Стейнером явления смены с приближением к поверхности кислотных парагенезисов (пропилиты) щелочными (пропилиты с адуляром) и затем снова кислотными (каолинизированные и алуинитизированные породы). Вслед за Д. С. Коржинским С. И. Набоко рассматривает адуляризацию как результат ощелачивания растворов в связи с их дегазацией (дистилляция CO_2) и, кроме того, выделяет позднекислотную стадию, связанную главным образом с окислением H_2S в H_2SO_4 по мере подъема растворов к поверхности. Примеры проявления подобной эволюции растворов многочисленны, и наличие щелочно-кислотных микроритмов, т. е. ритмов в масштабе эволюции какой-либо единой гидротермальной

системы, установлено с достаточной очевидностью. В. А. Жариков пришел к выводу о том, что каждому из периодов тектоно-магматического развития геосинклинали соответствует законченный цикл (ритм) эволюции щелочности — кислотности послемагматических процессов.

Существует, однако, более общая закономерность эволюции послемагматических процессов в ходе развития геосинклиналей. При этой эволюции проявляются определенные мегаритмы щелочности — кислотности, свидетельствующие о том, что вся совокупность продуктов гидротермального метаморфизма, возникших последовательно в ходе направленного развития геосинклинали, может рассматриваться как результат длительной эволюции единой гидротермальной системы с глубинным источником питания. Рассмотрим проявление этой закономерности в ряде «вулканогенных» геосинклиналей.

Мезо-кайнозойские геосинклинали. Послемагматические явления стадии раннегеосинклинального вулканизма ($Ст_2—Pg$), как было показано выше, состоят главным образом в формировании комплекса ортоклазовых метасоматитов, отражающих своим появлением раннюю щелочную стадию послемагматического процесса. В конечные моменты их образования, в наиболее низкотемпературных парагенезисах, проявляется их альбитизация как показатель нарастающей кислотности процесса. Субсеквентный (по Г. Штилле) или собственно орогенный вулканизм островного этапа развития геосинклинали ($Pg_3—N_1$) характеризуется главным образом формированием пород пропилитового комплекса, отмечающих резкое увеличение ранней кислотности растворов. В конце этого этапа, в верхних горизонтах вулканогенной толщи (N_2) формируются пропилитизированные породы, содержащие штокверки кварцевых жил и прожилков с обильным адуляром. Эти образования, подобно современным адуляризованным породам, представляют собою продукты позднещелочной стадии. Уже в конечные фазы островного вулканизма в наиболее возвышенных участках вулканических островов формируются породы комплекса вторичных кварцитов сольфатарно-фумарольного типа (с каолинит-диккитом, алунином и др.). Максимум этот процесс достигает в заключительную стадию орогенного вулканизма при формировании вулканических кордильер ($N_3—N_2$). В этот период образуются преимущественно алуниносодержащие гидротермальноизмененные породы. Наиболее типичными их представителями являются метасоматические залежи алунитовых кварцитов и другие породы сольфатарных полей древних плиоценовых вулканов. Названные продукты отражают проявление поздней кислотности послемагматического процесса. Существует, как видно из изложенного, мегаритм режима щелочности — кислотности, растянутый во времени на весь тектоно-магматический цикл развития геосинклинали.

Следует подчеркнуть, что подобная эволюция химизма послемагматических растворов не связана с изменением во времени химизма магматической деятельности, так как для всех этапов развития

геосинклинали мы принимаем средний андезит-диоритовый состав магматических продуктов (как например на Камчатке).

Палеозойские геосинклинали. Указанную закономерность можно проследить в двух разновозрастных геосинклинальных зонах — каледонской (Северный Казахстан) и герцинской (Северное Прибалхашье). Раннегеосинклинальный вулканизм в Северном Казахстане достоверно установлен в нижнем кембрии и характеризуется накоплением пород спилит-кератофировой формации. Наиболее характерна для этого этапа пропилитизация. Однако начинается послемагматический процесс здесь, по данным Г. Е. Нарвайт и нашим наблюдениям, широким проявлением щелочного метасоматоза, выразившегося в допропилитовой биотитизации и в отдельных случаях калишпатизации, т. е. в формировании метасоматитов, аналогичных камчатских биотит-ортоклазовым разностям. Начальному периоду островного орогенного вулканизма (торткудукская толща — $Сп_3 - O_1tr$) соответствует региональная пропилитизация пород. В конце этапа островного вулканизма (сарыбидаикская толща — O_2) формируются золоторудные месторождения Северного Казахстана, представленные кварцевыми жилами в пропилитизированных породах. Н. А. Фогельман отмечает наличие в этих жилах калиевого полевого шпата. Отчетливо видно, таким образом, проявление раннещелочной, раннекислотной и позднещелочной стадий каледонского гидротермального мегаритма. Продукты позднекислотной стадии в связи с субаэральным вулканизмом в пределах вулканических кордильер (жарсорская и шансорская толщи — $O_3 - S$) в Северном Казахстане неизвестны. Однако, возможно, что они не отличаются пока от широко здесь развитых вторичных кварцитов посторогенного этапа, формирующихся в связи с накоплением «порфировой» формации.

В Северном Прибалхашье известны очень немногочисленные выходы раннегеосинклинальных вулканогенных толщ ($0 - S$). В связи с этим наши сведения о проявлении раннещелочной стадии герцинского мегаритма щелочности — кислотности ограничены. Главным образом здесь развиты орогенные формации островного вулканизма ($C_1t = v_2$) и вулканических кордильер (каркаралинская вулканогенно-молассовая формация — (C_1v_3-n)). Материалы Б. С. Зейлика, Я. А. Виньковецкого и наши наблюдения показывают, что наиболее характерным типом изменения вулканогенных образований островного этапа развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали являются: в низах формации — пропилиты с полиметаллическим оруденением и в верхних частях формации (по предварительным данным C_1t-v_2) — пропилиты, содержащие золотоносные штокверки кварцевых жил. Последние по своему месту в истории развития геосинклинали аналогичны как жилам золоторудных месторождений Северного Казахстана, так и золоторудным штокверкам Камчатки и Восточных Карпат. Каркаралинский позднеорогенный вулканизм завершается формированием огромных массивов вторичных кварцитов алуניתового типа, представляющих собою, по данным целого ряда

исследователей, образования сольфатарных полей герцинских вулканов. Здесь не имеются в виду массивы кварцитов, локализованные в ореолах или даже контактах субвулканических и более глубинных интрузивных тел «порфировой» постгеосинклинальной формации S_{2-3} и $S_3 - P$. Налицо, таким образом, ранняя кислотная, позднещелочная и позднекислотная стадии герцинского мегаритма щелочности — кислотности послемагматической деятельности в Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Примеров проявления в истории разновозрастных геосинклиналей мегаритмов в режиме щелочности — кислотности послемагматического процесса можно было бы привести больше. Однако уже сейчас можно сделать следующий важный вывод. Эволюция химизма послемагматического процесса в ходе последовательной смены вулканогенных формаций в истории геосинклинали с момента ее зарождения и до полной консолидации проходит в общем случае полный мегаритм щелочности — кислотности, представленный рядом: раннещелочная стадия — раннекислотная — позднещелочная — позднекислотная. Этот ряд может быть неполным в случае, если в истории развития геосинклинали отсутствуют либо позднегеосинклинальные формации (не проявлена позднекислотная фумарольно-сольфатарная стадия мегаритма, как, например, на Урале), либо типичные формации раннегеосинклинального вулканизма (редуцирована или не проявилась раннещелочная стадия мегаритма). Причины подобного соответствия полноты формационного ряда геосинклинали и полноты мегаритма щелочности — кислотности послемагматического процесса пока могут быть намечены лишь в самом общем виде. При интерпретации подобных явлений следует, как нам кажется, исходить прежде всего из аналогии между мега- и микроритмами щелочности — кислотности. Последовательное выпадение из состава метасоматических продуктов сначала высоко-, а затем и среднетемпературных парагенезисов объясняется в случае микроритмов падением глубинности гидротермального процесса. Можно думать, что эта же причина определяет и стадийный состав мегаритмов. При этом падение глубинности процесса здесь понимается как связанное с нарастающими в пределах геосинклинали — по мере ее консолидации — жесткостью земной коры и степенью «открытости» систем тектонических нарушений.

Естественно было бы ожидать, что в разновозрастных геосинклиналях отдельные стадии мегаритмов щелочности — кислотности будут проявляться с разной интенсивностью. Что касается раннегеосинклинальных раннещелочных стадий, то для сравнения интенсивности их проявления нам пришлось бы обратиться к сравнению мигматитов и ортоклазовых метасоматитов, что в настоящее время, во всяком случае, требует дополнительных геологических обоснований. Для позднегеосинклинальных позднещелочных стадий сравнение провести легче. Предполагаемая закономерность действительно проявляется. Достаточно вспомнить хотя бы дорудные околотрещинные

альбитовые метасоматиты на допалеозойских золоторудных месторождениях и сравнить их с адуляритами областей третичного орогенного вулканизма, занимающих аналогичную геологическую позицию. Как видим, позднечелочная стадия мегаритма в допалеозойских геосинклиналях если и проявлена, то, во всяком случае, слабо.

Таким образом, глубинными процессами обусловлены все парагенетически связанные между собою явления — вулканизм, интрузивный магматизм, дорудный метаморфизм и последующее оруденение.

Можно согласиться с У. Файфом и Дж. Ферхугеном, что все эти явления свидетельствуют о существовании переходящих и локализованных тепловых волн и волн глубинных эманаций вещества. «Возможно, это объясняется прерывным, или локализованным, подъемом горячего материала в мантии» [36].

Химизм процесса пропилитизации и образования сопряженных с пропилитизацией метасоматитов

Для познания химизма процесса пропилитизации определенный интерес представляют, конечно, данные о химических превращениях исходных пород в ходе их метасоматического изменения. Нужно заметить, однако, что установление этих превращений, как это желательно, «с мерой, весом и числом» наталкивается на значительные трудности.

В условиях регионального зеленокаменного метаморфизма, особенно в древних вулканогенных толщах, отбор представительной пробы химического состава неизменной исходной породы часто невозможен.

Региональность процесса пропилитизации, значительные объемы пород, вовлеченных в процесс гидротермального изменения, химическая неоднородность пород в больших объемах — все это требует разработки специальной методики отбора представительных проб сравниваемых исходных и метасоматически измененных пород. Сравнение химических составов обычных образцов не является часто показательным из-за неравномерного прожилкового характера распределения вторичных метасоматических минералов. С точки зрения качественной оценки «выноса — привноса» гораздо более представительным является анализ состава самих прожилков. Однако и здесь необходимо учитывать геологические наблюдения, позволяющие отличать синметасоматические прожилки от эпиметасоматических.

Химические изменения при пропилитизации не могут быть универсально охарактеризованы на примере изменения пород какой-либо одной вулканогенной формации. Мы видели, что пропилитовое изменение протекает по-разному как в ходе направленной смены вулканогенных формаций в тектоно-магматическом цикле развития

какой-либо одной геосинклинали, так и в однотипных, но разновозрастных вулканогенных формациях.

Рассмотрение накопленных к настоящему времени данных показывает, что пропилитизация пород орогенных андезито-дацитовых

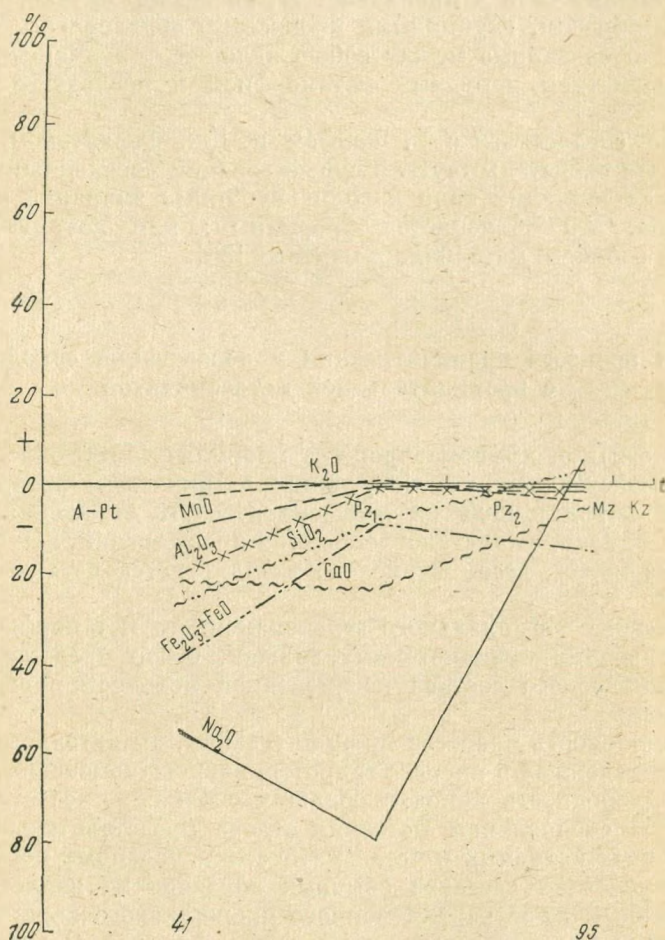


Рис. 12. Перемещение вещества (в областях развития золоторудных месторождений) при пропилитизации орогенных андезитовых вулканогенных формаций

вулканогенных формаций (на примерах районов развития золоторудных месторождений) протекает во все геологические эпохи (рис. 12) с выносом почти всех компонентов исходных пород. Однако особенно характерен вынос для случая образования наиболее древних пропилитов этого типа. Для SiO_2 величина выноса при пропилитизации среднепротерозойских вулканитов достигает 25—26%.

Этим объясняется наличие здесь мощных и многочисленных так называемых «метаморфических» кварцевых жил. Видимо, теми же причинами объясняется и наличие в допалеозойских пропилитах зон почти мономинеральных альбититов — вынос Na_2O составляет $\sim 50\%$. Примечательно то, что хотя в более поздние геологические эпохи

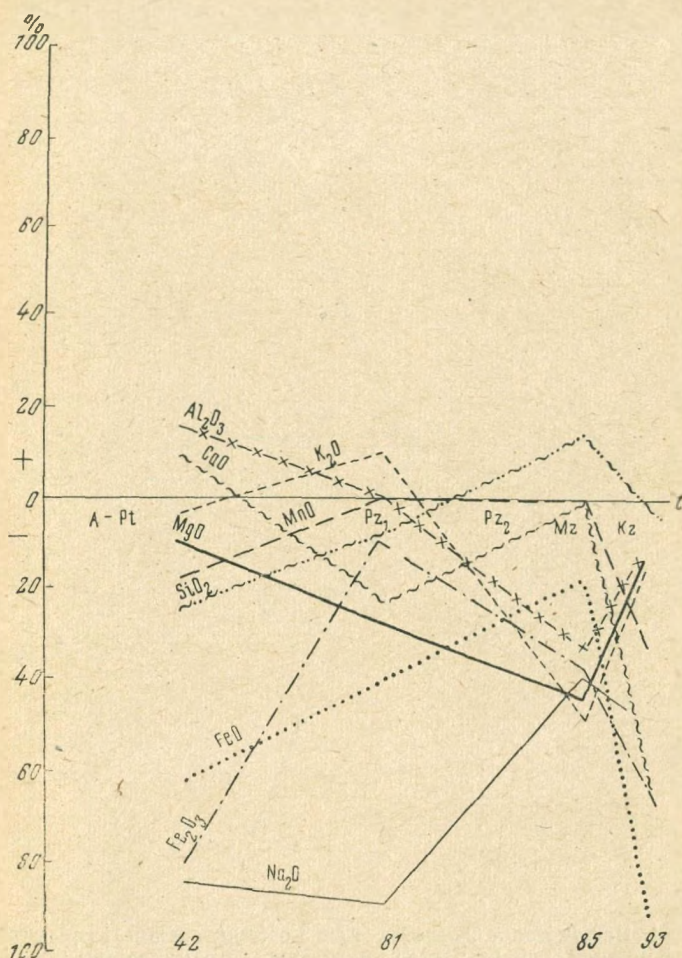


Рис. 13. Перемещение вещества (в областях развития золоторудных месторождений) при образовании околотрепичных метасоматитов ($Q - Ser - Ca$) в пропилитизированных породах

вынос компонентов исходных пород при пропилитизации все еще наблюдается, изменение состава пород при этом весьма незначительно. Показанный на графике (см. рис. 12) привнос Na_2O относится к анализу пропилитизированных позднемезозойских андезитов в районе

золоторудных проявлений Нижнего Приамурья. Как мы указывали ранее, И. В. Кунаев, исследовавший золоторудные проявления этого района, отмечает для них слабую послепропилитовую окolorудную альбитизацию, чем, видимо, и объясняется привнос Na_2O , вообще

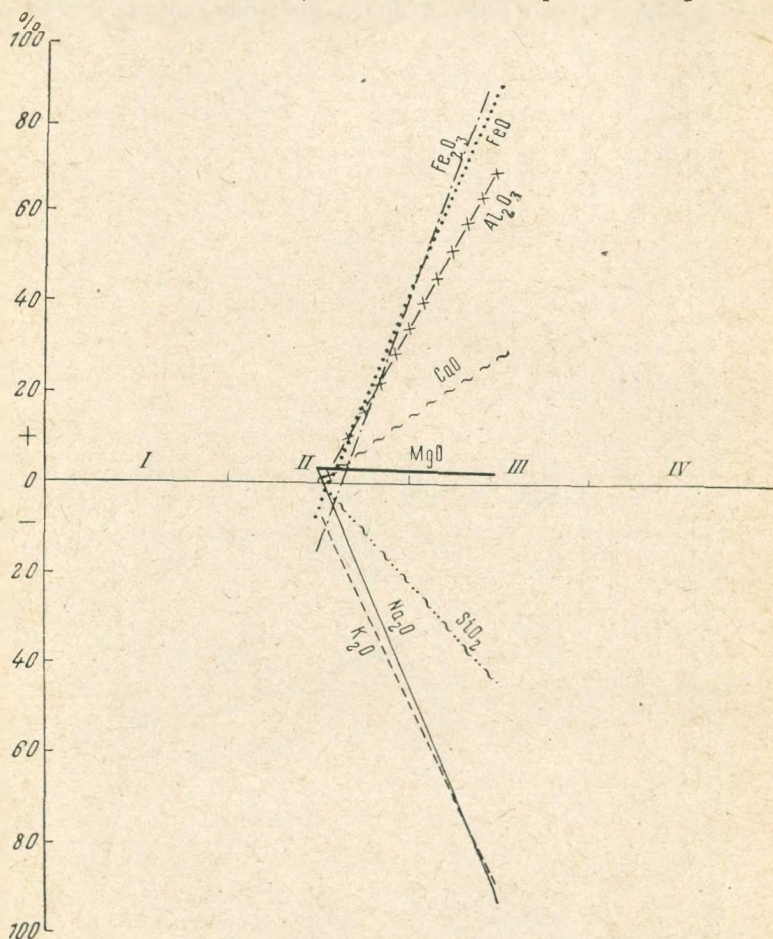


Рис. 14. Перемещение вещества при пропилитизации вулканогенных формаций одного тектоно-магматического цикла мезозойской складчатой области.

I—IV — этапы тектоно-магматического цикла

не характерный для пропилитизации. Привнос при пропилитизации характерен для CO_2 и H_2O .

Те же самые явления выноса почти всех компонентов сравнительно с исходными породами наблюдаются и при образовании около-трещинных метасоматитов серицит-кварцевого (с карбонатом) со-

става (рис. 13). Здесь, правда, колебания величин выноса более значительны, что и естественно, если учесть большую интенсивность гидротермального процесса. Кроме того, большая метасоматическая дифференциация вещества обуславливает значительно меньшую

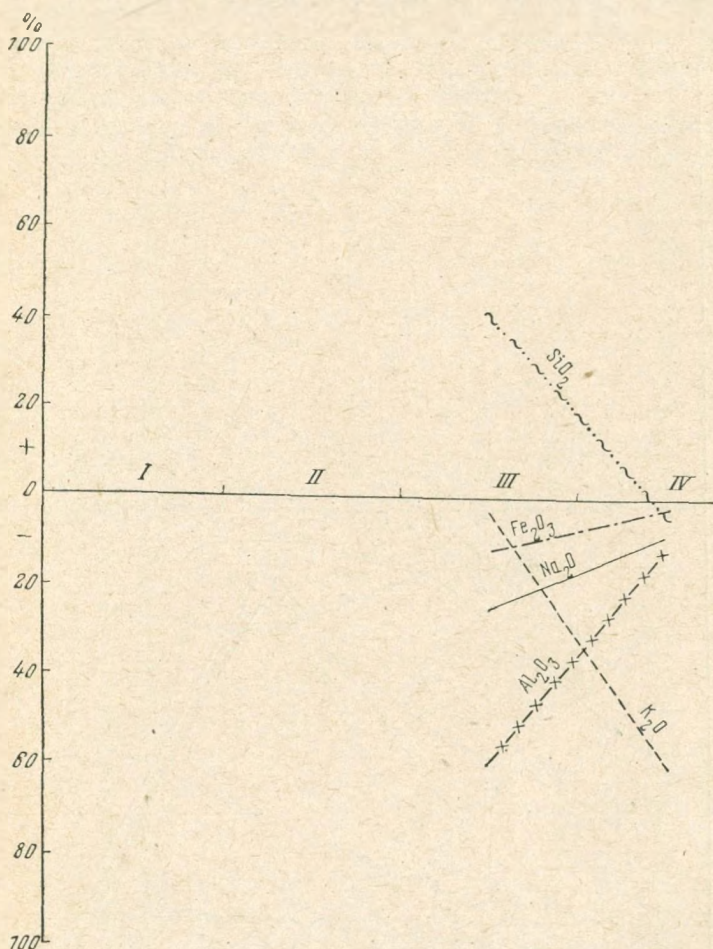


Рис. 15. Перемещение вещества при пропилитизации вулканогенных формаций одного тектоно-магматического цикла кайнозойской складчатой области.

I—IV — см. рис. 14.

химическую однородность метасоматитов даже одной минеральной ступени метаморфизма, что отчетливо видно на графике.

Привнос Al_2O_3 в околотрецинных зонах среди допалеозойских пропилитов связан, скорее всего, с выносом Al_2O_3 при пропилитизации. Привнос K_2O может быть одинаково связан и с более поздним

рудным процессом, и с местными перемещениями K_2O в околотрещинных зонах при образовании метасоматической колонки.

Аналогичные закономерности характерны и для пропилитизации пород раннегеосинклинальных вулканогенных формаций в районах развития колчеданных месторождений.

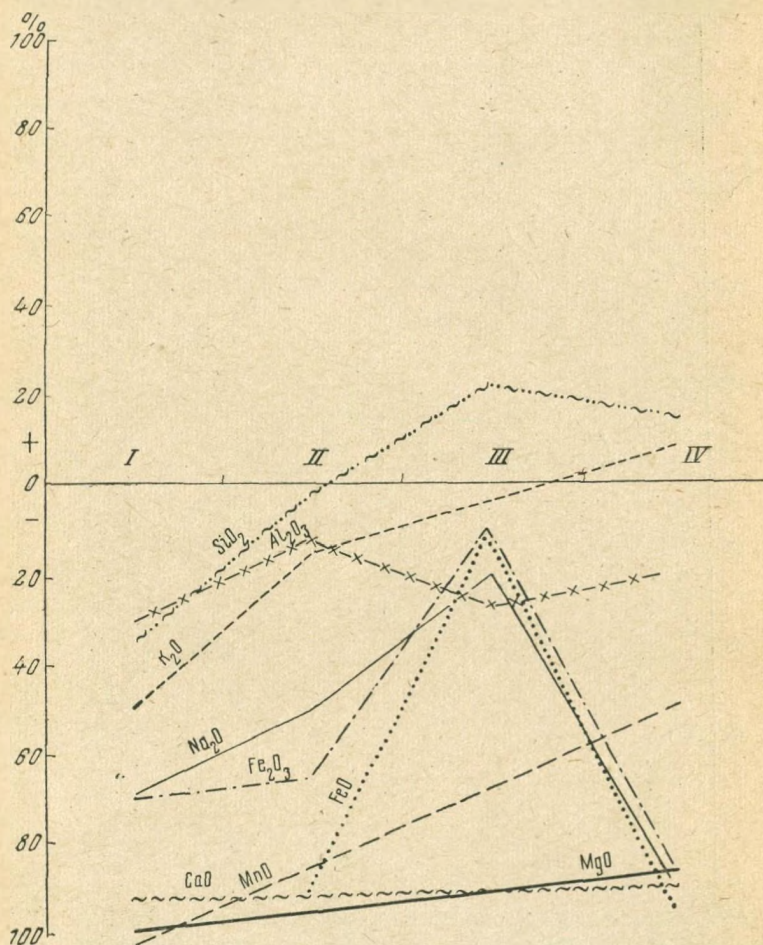


Рис. 16. Перемещение вещества при образовании околотрещинных метасоматитов ($Q - Ser - Ca$) в пропилитизированных породах вулканогенных формаций одного тектоно-магматического цикла мезо-кайнозойской складчатой области.

I—IV — см. рис. 14.

Приведенные выше общие закономерности перемещения вещества при пропилитизации и образовании сопряженных с нею околотрещинных метасоматитов находят подтверждение и при сравнении

особенностей химизма образования пропилитов и серицит-кварцевых с карбонатом метасоматитов в ходе послемагматических процессов, связанных с направленным рядом вулканогенных формаций для какого-либо одного тектоно-магматического цикла (рис. 14, 15, 16).

На приведенных графиках отчетливо видно, что образование околотрещинных метасоматитов (см. рис. 16) сопровождается выносом почти всех компонентов на всех этапах тектоно-магматического цикла. Лишь на ранних этапах и отчасти в самом начале поздних наблюдается привнос K_2O и SiO_2 .

Пропилитизация на ранних этапах и в конце поздних также сопровождается выносом SiO_2 , K_2O , Na_2O , FeO , Fe_2O_3 и др.

ПРОПИЛИТИЗАЦИЯ КАК КРИТЕРИЙ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Оценивая практическое значение изучения пропилитизации, Д. С. Коржинский пишет: «Изучение пропилитизации имеет большое значение потому, что она часто служит основным поисковым признаком для различных жильных, а иногда и рудно-скарновых месторождений.

Пропилитизация является признаком мощного воздействия в данном районе восходящих послемагматических растворов. В районах с мощным развитием пропилитизации, как правило, бывают мощно развиты и другие виды метасоматических процессов, от высокотемпературных процессов скарнообразования до низкотемпературных образований трещинных рудных жил. Пропилитизация, таким образом, является важнейшим поисковым признаком, который должен учитываться при поисках как жильных, так и скарновых рудных месторождений» [20].

К сказанному Д. С. Коржинским можно прибавить следующее. Как было показано ранее, в древних геосинклиналях пропилитизация проявлялась как метаморфизм, а в молодых геосинклиналях проявляется как пропилитизация. Чем моложе дорудный послемагматический процесс и с чем более поздним в истории геосинклинали вулканизмом он связан, тем менее регионально или, что то же самое, более локально он проявлен. Эта «историческая» особенность проявления пропилитизации имеет прямые практические следствия. В областях регионального проявления пропилитизации, а это преимущественно древние складчатые области и области развития раннегеосинклинальных вулканогенных формаций молодых геосинклиналей, направление поисков конкретных участков развития эпиметасоматических рудных жил, вообще говоря, пропилитизацией не определяются, поскольку этот фактор проявлен во всей области одинаково. Правда, и в области региональной пропилитизации устанавливаются зоны более интенсивного ее проявления (зоны региональных разломов, к которым нередко приурочены и интрузии), в которых преимущественно концентрируется эпиметасоматическое оруденение. Объяснение этого явления, как указывалось, лежит в совпадении факторов структурного контроля,

обусловивших как максимальное проявление дорудного метаморфизма, так и последующего оруденения.

Возрастной перерыв между дорудным метаморфизмом и оруденением, исчисляемый десятками миллионов лет и насыщенный такими геологическими событиями, как динамометаморфизм, внедрение даек и даже интрузивов, не позволяет принять для объяснения пространственных связей пропилитов и эпитасоматических рудных жил гипотезу опережающей волны кислотности послемагматических растворов Д. С. Коржинского, как это допускают некоторые исследователи. Магматический, метаморфический и рудный процессы имеют «волновую» природу, но лишь в том смысле, как ее понимают У. Файер и Дж. Ферхуген*.

Гораздо более четко указывает районы возможных поисков рудных жил пропилитизации в молодых орогенных и посторогенных вулканогенных формациях, где она проявлена локально либо в зонах тектонических нарушений, либо в околоинтрузивных зонах. Более поздние рудные жилы, как правило, контролируются теми же факторами, которые обусловили и локализацию пропилитизации (хотя возможны и исключения: данные Р. Б. Умитбаева, А. С. Синдеева, Е. Н. Жупахина об условиях локализации эпитермального золота на Северо-Востоке СССР и многие другие). Большое значение имеет также и тот факт, что разрыв во времени между пропилитизацией и оруденением в молодых подвижных областях невелик, и условия локализации как дорудных пропилитизирующих растворов, так и более поздних рудных не меняются.

В более древних орогенных вулканогенных формациях (например, нижний и средний палеозой, допалеозой) пропилитизация, как поисковый признак, опять менее показательна, так как имеет региональное развитие. Кроме того, за десятки миллионов лет, отделяющие дорудный метаморфизм от рудообразования, могут измениться и сами структурные условия локализации гидротермальной деятельности.

В этой связи интересно рассмотреть практические аспекты изучения и такого явления, как вертикальная метасоматическая зональность. Легко видеть, что в молодых орогенных вулканогенных формациях термодинамические условия в зонах нарушений, которые определяют смену минеральных парагенезисов дорудных метасоматитов в вертикальном диапазоне, сохраняются, в силу небольшого разрыва во времени между дорудным и рудным процессами и к моменту проявления эпиметасоматического оруденения. Именно по этому мы наблюдаем, например, эпитермальное наложенное оруденение в адуляр-кварцевых штокверках на

* Следует заметить, правда, что подобно тому, как мы рассматриваем мегаритмы щелочности — кислотности для полного геосинклинального тектономагматического цикла, так и наложение эпиметасоматического оруденения на дорудный метаморфизм можно рассматривать как проявление волнокислотного эффекта в масштабе тектономагматического этапа.

том же вертикальном интервале, где происходит и дорудная около-трещинная адуляризация, а отложение киновари — в зоне максимального проявления дорудного околотрещинного кислотного выщелачивания в диккитовых кварцитах и монокварцитах ниже уровня алуниитообразования и т. д. Правда, наблюдаются и отклонения от этого правила. Например, золото-серебряное оруденение (без Pb) наблюдается в Береговском Холмогорье на уровне образования каолинитовых кварцитов, выше основной массы дорудных адуляритов, в которых локализовано свинцово-цинковое оруденение. Ртутное оруденение нередко наблюдается вне зон максимального и длительного действия дорудных растворов — прямо в пропилитах и даже в неизмененных породах. Примеры таких отклонений довольно многочисленны.

В более древних вулканогенных формациях указанного выше соответствия вертикальных интервалов развития определенных дорудных парагенезисов минералов и оруденения, опять-таки в силу значительного перерыва во времени, может и не быть.

Оценка глубины эрозионного среза дорудных метасоматитов по парагенезисам метасоматических минералов и установление соответствия (корреляционной зависимости) между типом пропили-зации и типом оруденения представляет собою весьма сложную задачу. Сложность состоит прежде всего в необходимости дифференцированного исторического подхода к решению вопроса. Мы видели, что одинаковые по геологической позиции в тектоно-магматической истории развития геосинклинали вулканогенные формации, характеризующиеся в связи с этим одинаковой металлоносностью (развитием месторождений одних и тех же металлов), подвергаются в зависимости от их возраста пропилитовому метаморфизму различных минералогических ступеней. Различные парагенезисы наблюдаются также в околоинтрузивных зонах и вне таких зон. Поэтому не только недостаточно назвать минеральный пропилитовый парагенезис, чтобы определить, какое оруденение вмещают пропилиты, но глубинность его может быть понята только в сочетании с анализом общей геологической обстановки (возраст вулканогенной формации, ее место в тектоно-магматическом цикле, близость интрузивов и т. д.).

В гораздо меньшей мере, как было показано, все перечисленные «исторические» особенности характерны для послемагматических процессов в связи с посторогенными вулканогенными формациями. Примером может служить пропили-зация интрузивных гранодиорит-порфиров в посторогенных наложенных вулканических поясах (Охотско-Чукотском, Приморском, Джунгаро-Балхашском, Кураминском и др.), на которую в некоторых случаях накладывается оруденение типа «соррег порфругу». Мы видели, что как позднепалеозойские, так и позднемезозойские и даже позднейкайнозойские пропилиты и руды этого типа весьма сходны между собой. Наблюдается также и соответствие минеральных типов дорудных метасоматитов и характера наложенного оруденения, что свидетельствует об

определенной близости проявления во времени дорудного и рудного процесса, хотя в ряде случаев и здесь устанавливается, что дорудный этап отделен от рудного внедрением «порфиров». Тем не менее глубина эрозийного среза может быть использована для предварительной прогнозной оценки слабо вскрытых эрозией полей гидротермально-измененных интрузивных пород. Медно-молибденовое оруденение прожилкового-вкрапленного типа (кварц, халькопирит, молибденит и др.) обнаруживает чаще всего приуроченность к вертикальному диапазону перехода более глубоко залегающих пропилитов эпидот-хлоритовой минеральной ступени к вторичным кварцитами и аргиллизированным породам (серицит-гидрослюдисто-кварцевым). С глубиной при переходе к пропилитам эпидот-актинолит-биотитовой ступени форма рудных тел становится преимущественно жильной. Получают развитие более высокотемпературные кварц-ортоклазовые и кварц-ортоклаз-биотитовые жилы и прожилки с борнитом, халькопиритом и крупночешуйчатым молибденитом, которые нередко неотличимы от синхронных пропилитизации «метаморфических» прожилков. Меняется с глубиной и состав руд. Если в более поздних и менее глубинных рудных прожилках присутствуют галенит, сфалерит, то для более глубоких горизонтов эти сульфиды не характерны.

Указанная эмпирическая корреляционная зависимость минерального состава продуктов рудной стадии минерализации от глубины и состава окружающих пропилитов на месторождения типа «соррег рофругу» не противоречит разновозрастности дорудных метасоматитов и оруденения, но является следствием того, что в силу близости термодинамических условий в ходе дорудного и рудного процессов вертикальная зональность в проявлении того и другого контролировалась одними и теми же факторами. Естественно, однако, что при отсутствии прямой генетической связи между дорудными метасоматитами и оруденением не может наблюдаться постоянного пространственного совпадения уровня развития определенных дорудных метасоматитов и определенных же руд. Действительно, колебания есть и могут быть довольно значительными даже между отдельными месторождениями одного региона.

Явления синвулканической пропилитизации изучены в настоящее время очень слабо. Они не выделяются и нередко не могут быть выделены из комплекса более поздних пропилитов, формирующихся в послеинтрузивную стадию послемагматической деятельности. При изучении региональной, например околоинтрузивной зональности пропилитов, синвулканические зеленокаменные изменения флангов трудно отличить от периферических по отношению к интрузивам зон низкотемпературных пропилитов. Учитывая геолого-генетические признаки эксгальционно-осадочных месторождений, приведенные В. И. Смирновым, можно указать, что синвулканическая пропилитизация носит односторонний характер, и эопротопилиты залегают под рудными телами. Особенностью синвулканических пропилитов является независимость их минерального

состава и закономерностей пространственного размещения от возраста.

Весьма распространенным среди исследователей, понимающих пропилитизацию и образование сопряженных метасоматитов как следствие образования рудных жил, является мнение о том, что поисковое значение имеет спектрохимическое изучение пропилитов и построение так называемых геохимических профилей. Тот факт, что оруденение почти всех типов (Cu, Cu + Mo, Pb + Zn + Cu + Au + Ag, Hg + As + Sb и др.) являются аметасоматическим, резко снижает ценность рудной специализации пропилитов как поискового признака, ибо наличие в пропилитах тех или иных металлических примесей свидетельствует лишь о наличии тех или иных эндогенных ореолов рассеяния, связанных с наложенным оруденением. Признавая огромную действенность геохимических методов поисков, мы тем не менее должны согласиться с тем, что к поисковой ценности пропилитов это отношения не имеет и является областью самостоятельных, не связанных с пропилитовой проблемой исследований.

Возможна и другая постановка вопроса, согласно которой при пропилитизации происходит некая дорудная геохимическая специализация вмещающих пород, специфичная на месторождениях различных типов. Если это и так (что весьма сомнительно), то различие дорудных первичных примесей пропилитов от элементов ореолов рассеяния околорудных тел представляет собою проблему, методически пока совершенно не разработанную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное выше рассмотрение проблемы пропилитизации позволяет сделать следующие основные выводы.

Пропилитизация в ее типичном выражении представляет собою региональный гидротермальный метаморфический процесс зеленокаменного изменения преимущественно средних и основных пород вулканогенных формаций, связанный с дорудной послемагматической гидротермальной деятельностью в конце геологического цикла образования вулканогенной формации (после внедрения послескладчатых интрузивов).

Пропилитовое изменение пород характерно практически для всех вулканогенных формаций геосинклинальных областей и наложенных посторогенных вулканических поясов, т. е. имеет место в конце почти каждого тектоно-магматического этапа развития подвижной области. Однако проявляется пропилитизация на каждом тектоно-магматическом этапе по разному. Устанавливается направленные развитие пропилитового метаморфизма, выражающееся в закономерной смене во времени (от ранних этапов к поздним) более высокотемпературных и регионально развитых парагенезисов более низкотемпературными и проявленными более локально. В то же время пропилитизация проявляется по-разному и в однотипных (гомологичных), но разновозрастных вулканогенных формациях. В общем случае в более древних геосинклиналях однотипные с молодыми вулканогенные формации подвергаются пропилитизации более высокой ступени метаморфизма, характерной по парагенезисам для более глубинных условий.

Сопоставляя пропилиты молодых и древних вулканогенных формаций, мы видим, что пропилитизация может просекать в широком диапазоне глубин и температур. Различаются абиссальная, гишабиссальная, субвулканическая, приповерхностная и поверхностная фации глубинности пропилитового метаморфизма:

для пропилитизации абиссальной фации глубинности характерно развитие метаморфических пород амфиболитовой ступени метаморфизма (амфибол + эпидот + альбит, иногда гранат);

гишабиссальная пропилитизация выражается в развитии высоко-среднетемпературных зеленокаменных парагенезисов зеленосланцевой ступени метаморфизма (актинолит + эпидот + альбит, иногда биотит, эпидот + хлорит + альбит);

пропилитизация субвулканической фации глубинности проявляется преимущественно в эпидот-хлорит-альбитовом зеленокаменном изменении, проявляющемся, правда, чаще всего в околоинтрузивных зонах;

приповерхностные зеленокаменные изменения представляют пропилитизацию трансильванского типа; для последней характерно изменение первичных темноцветных минералов (хлоритизация, карбонатизация, реже эпидотизация) и свежесть плагиоклазов;

у поверхности пропилитизация проявляется весьма слабо и выражается преимущественно в хлоритизации, развитии глинистых минералов (монтмориллоноидов), цеолитизации.

Все перечисленные минеральные ступени пропилитов не встречаются, однако, в одном вертикальном разрезе пропилитизированной вулканогенной формации. Более высокотемпературные и глубинные пропилиты в общем случае являются и более древними.

Пропилитизация, как указывает Д. С. Коржинский, не приурочена к отдельным интрузивам и не может рассматриваться как изменение внешнего контактового ореола, связанное с прогремостью пород около интрузивных массивов. Однако, как можно было видеть из изложенного, в зависимости от наличия или отсутствия отдельных интрузивов или интрузивных полей находится региональная зональность пропилитизации в плане. В околоинтрузивных зонах локально развиваются более высокотемпературные парагенезисы пропилитов. Регионально такие же пропилиты развиваются только в более глубинных условиях метаморфизма. В связи с гипабиссальными и более глубинными интрузивами на фоне региональной пропилитизации могут одновременно формироваться скарновые парагенезисы.

Интенсивность пропилитизации усиливается в зонах региональных тектонических нарушений. Однако увеличение интенсивности не приводит к качественному изменению парагенезисов пропилитов. В зонах отдельных трещин, наоборот, наблюдается развитие околотрещинных метасоматитов и образование регрессивной метасоматической зональности.

Характер околотрещинных метасоматитов различен на различных тектоно-магматических этапах и в разновозрастных вулканогенных формациях. Околотрещинные метасоматиты в пропилитах, образующихся на ранних этапах, представлены вторичными кварцитами. В орогенный этап в молодых геосинклиналях в околотрещинных зонах проявляется гидротермальная аргиллизация. Глинистые изменения характерны и для молодых пропилитов. Максимум процесса аргиллизации (сравнительно с изменениями других типов) достигает на современных сульфатарных полях, где есть только сульфатно-аргиллизированные породы, а пропилитизация отсутствует.

В более древних геосинклиналях гидротермальная аргиллизация в околотрещинных зонах в орогенных пропилитах не проявляется. Гидротермальная аргиллизация, таким образом, это признак околотрещинных метасоматических изменений в молодых орогенных вулканогенных формациях*, а сами аргиллизированные породы

* Мы не рассматриваем пока пропилитизацию в наложенных вулканических поясах и аргиллизацию на месторождениях типа «соррег porphyry».

в своих «продвинутых» типах — это молодые аналоги древних вторичных кварцитов, связанных с геосинклинальным и орогенным вулканизмом.

Пропилитизация является дорудным гидротермальным процессом. Разрыв во времени между пропилитизацией и эпиметасоматическим оруденением тем более велик, чем более древними являются пропилитизация и наложенное оруденение.

В промежуток времени между пропилитизацией и оруденением может иметь место внедрения даек и даже интрузивов. Наличие последних, таким образом, не может пониматься как свидетельство полигенности колчеданных месторождений с эпиметасоматическими рудами (колчеданно-полиметаллических и др.).

Образованию эпиметасоматических руд в древних вулканогенных формациях часто предшествуют катаклиз и рассланцевание пропилитизированных пород. Более того, послемагматический процесс нередко протекает на фоне динамометаморфизма. Тем не менее геологическая позиция процесса зеленокаменного изменения позволяет квалифицировать его как пропилитизацию. Таким образом массивность и отсутствие следов катаклаза суть признаки только молодых пропилитов. В более древние геологические эпохи тот же процесс пропилитизации пород древних вулканогенных формаций протекает как процесс метаморфический.

Пропилитизация в вулканогенных формациях наложенных посторогенных вулканических поясов не обнаруживает зависимости от их возраста. Наиболее характерным проявлением пропилитизации здесь является зеленокаменное изменение пород интрузивных массивов гранодиоритов, кварцевых монзонитов, гранодиорит-порфиров и монзонит-порфиров, наблюдаемое чаще всего на медных и медно-молибденовых месторождениях типа «*сорег рофругу*». Пропилитизация «порфиров» как в палеозое, так и в мезозое и кайнозое носит характер переходный от гипабиссальной к субвулканической.

По химизму пропилитизация относится, как это показано выше, к кислотному процессу и соответствует стадии кислотного выщелачивания, по Д. С. Коржинскому. Особенно интенсивное кислотное выщелачивание при образовании пропилитов характерно для допалеозойских вулканогенных формаций. В более молодые геологические эпохи значительных изменений в составе пород при их пропилитизации не происходит. Главными кислотными агентами, вызывающими пропилитизацию, являются CO_2 , в приповерхностных условиях и в околотрепчинных зонах значительную роль играет H_2S .

О конвергентности зеленокаменных изменений. Зеленокаменным изменениям, сходным с теми, которые вызываются низкотемпературной пропилитизацией, вулканогенные породы могут подвергаться и до пропилитизации, близко одновременно с накоплением вулканогенных толщ. Такие синвулканические доинтрузивные зеленокаменные изменения, проявляющиеся

локально над субвулканическими неизлившимися массами магмы преимущественно дацитового и липаритового состава в прелелах крупных эруптивных аппаратов центрального типа, мы классифицировали как эпропилитовые. В более кислых вулкано-плутонических формациях (например, плагиолипаритовых) в условиях большого количества субвулканических центров эпропилиты могут быть развиты регионально, но только как результат суммарного эффекта многих частных проявлений синвулканической субмаринной гидротермальной деятельности.

К зеленокаменному изменению приводят и дейтерические процессы в конце кристаллизации пород интрузивных массивов. Учитывая гидротермальную природу дейтерического процесса и участие в нем H_2O и CO_2 , т. е. тех же агентов, что и при пропилитизации, логично рассматривать дейтерический процесс как начальную стадию пропилитизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
2. Алиев В. И. Околорудные гидротермально-метасоматические изменения в Чирагпидзор-Тоғаналыском рудном поле. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965.
3. Альфельд Д. Боливия. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
4. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, «Наука», УзбССР, 1965.
5. Батти М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. — В кн.: Проблемы палеовулканологии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
6. Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
7. Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
8. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.
9. Газизова К. С. Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957.
10. Гамкредидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1949.
11. Дженкс И. П. Перу. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
12. Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии (Петрография вулканогенных толщ, связанные с ними полезные ископаемые, эволюция химизма магмы и связь вулканизма с геотектонической историей страны). Тбилиси Изд-во АН ГрузССР, 1948.
13. Изох Э. П. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алия и связь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957.
14. Ингерсон И., Маккин Д. Х. Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон-Спрингс, Юта. — В кн.: Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
15. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда. Мат-лы для геологии России. Т. VII. С.-Пб, 1879.
16. Ирдли А. Д. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
17. Книг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
18. Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района Казахской ССР. — Тр. НТГРИ, 1932.
19. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М., Изд-во АН СССР, 1948.
20. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 2-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1955.

21. Коптев-Дворников В. С., Оглоблина О. П., Яковлева М. Е. Геолого-петрографическое описание Майкопского рудоносного района (Центральный Казахстан). — «Тр. ИГ АН СССР. Вып. 75. Сер. петр.», 1946.
22. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
23. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит. 1955.
24. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Львов, 1963.
25. Линдгрен В. Минеральные месторождения. ОНТИ, 1934—1935.
26. Магакян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. — «Изв. АН АрмССР», 1947.
27. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.
28. Муньос Кристи Х. Чили. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
29. Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканогенных пород. — «Тр. Лаб. вулканологии АН СССР». Вып. 19, 1961.
30. Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). — «Тр. Лаб. вулканологии АН СССР». Вып. 19. 1961.
31. Наконник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. Изд. СОПС АН СССР, 1937.
32. Наконник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
33. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1946.
34. Татаринцов П. М. Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. М., Госгеолтехиздат, 1957.
35. Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
36. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
37. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
38. Anderson A. L. Alteration and metalisation in the Bagdad porphyry copper deposit. Arizona. Econ. Geol., vol. 45, 1950.
39. Vamba T., Igarachi T., Kikuchi G. Copper-leadzinc-sulphide ore deposits of the Imai-Motokura mine. Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 9, No. 2, 1958.
40. Bateman J. D. Rock alteration in the Uchi gold Area. Econ. Geol. vol. 35, No. 3, 1940.
41. Boyle R. W. The geochemistry and origin of the goldbearing quartz veins and lenses of the Jellowknife greenstone belt. Econ. Geol., vol. 50, No. 1, 1955.
42. Boyle R. W. The geochemistry, origin and role of Carbon Dioxide Water, Subphur and Boron in the Jellowknife Golb deposits, North-west Territories, Canada. Econ. Geol., vol. 54, No. 8, 1959.
43. Burbank W. S. Geology and the ore deposits of the Bonanza mining district, Colorado. Washington US Geovern. Printing Office, 1932.
44. Burbank W. S. PRE-ore propilitization silverton Caldera Colorado. Geol. Surv. Prof. Paper, vol. 190, No. 400—B, 1960.
45. Campbell D. F. Geology of the Bonanza King Mine, Humboldt Randge, Pershing Country, Nevada. Econ. Geol., vol. 34, No. 4, 1939.
46. Clar E. Das Alter der Vererbung von Bor (Ostserbien). Vernandi der Geol. Bundesanstalt., 1946, Nos. 10—12.
47. Clarke E. and Ellis H. A. Metasomatis of country near ore bodies and its possible economic significance. Econ. Geol., vol. 34, No. 7, 1939.
48. Coats R. Propylitization and related types Alteration on the Comstock Lode. Econ. Geol., vol. 35, No. 1, 1940.
49. Collins J. Summare of Kinoshita's Kuroko deposits of Japan. Econ. Geol., vol. 45, No. 4, 1950.

50. **Cooke H. R.** The Original Sixteen to One goldquartz vein, Alleghany, California. *Econ. Geol.*, vol. 42, 1947.
51. **Dougherty E. L.** Some geological features of Kolar, Porcupine and Kirkiand Lake. *Econ. Geol.*, vol. 34, No. 6, 1939.
52. **Dozy J. J.** Asketch of Post Cretaceous volcanism in Central Iran. *Leidse geol. Mededel.*, 1956, Deel 20.
53. **Finlayson A. M.**, Problems in the geology of the Hauraki gold field, New Zealand. *Econ. Geol.*, vol. 4, 1909.
54. **Fisher N. H.** Metasomatism associated with tertiary mineralisation in New Guines. *Econ. Geol.*, vol. 34, No. 8, 1939.
55. **Furrazoia-Bermudez G.**, **Judoley K.** and oth. *Geologia de Cuda. La Havana*, 1964.
56. **Gallagher D.** Albite and gold. *Econ. Geol.* vol. 35, No. 5, 1940.
57. **Ghitulescu T. P.** Distribution de la mineralization dan les gidements d'age tertiere de Transylvanic. *Bull. Soc. Romane geol.*, vol. 2, 1935.
58. **Chitulescu T. P.** and **Socolescu M.** Etude geologique et miniere des Monts Metalliferes. Rumania, *Inst. Geol. An.*, vol. 21, 1941.
59. **Glusca D.** Adularizarea Vulcanitelor din Reginea Baia-Mare. *Studii si secretari des geologie.* Tomue Y, Nr. 3, 1960.
60. **Gohara H.** On the pyrrhotite deposits in Sakurago mine, Jamagychi preecture — with special reference to ore mineral. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 6, No. 2, 1955.
61. **Graton L. C.** and **Bowditch S. J.** Alkaline and acid solutions in Hypogene zoning at Cerro-de-Pasco. 1937.
62. **Harvey R. D.** and **Vitaliano C. J.** Wall-rock alteration in the Goldfield district, Nevada. *Journ. of Geology*, vol. 72, No. 5, 1964.
63. **Hattori T.**, **Mononobe S.** Report on the copper, lead and zinc deposits of Joshimo mine, Akita prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 5, No. 11, 1952.
64. **Jagi K.** Petrology of the alkaline rock of the Nemuro district Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Soc. of America* vol. 61, No. 12, p. 2, 1950.
65. **Jlic M.** Ummandlung der Propylite in der Verwittungszone. Report of the 21 st. Intern. Geol. Congress p. 1, Copenhagen, 1960.
66. **Icebe N.** Geozoic geohistory of Japan. *Proceed. of 8-th Pac. Sci. Ass.* (1953). Quezon City, 1956.
67. **Ishibashi M.** A Sn-Te-Bi-Sb paragenesis in ores from the Suttu mine, Hokkaido. *Journ. of the Faculty of Science, Hokkaido University. Ser. IV. Geol. and Mineral.* vol. 8, No. 2, 1956.
68. **Ito S.** The lead-zinc deposits of the Daira-mine, Akita prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. I, No. 4, 1950.
69. **Jaskolski S.** Les gisements argento-stannifere des Potosi en Bolivie. *Arch. Miner. de la Soc. des Sc. de Varsovie*, v. IX, 1933.
70. **Kato T.** The Mineralisation in the Susaki mine in the Province of Idzu. *Jap. Journ. Geol.-Geogr.*, vol. III, No. 2, 1924.
71. **Kato T.** Some Characteristic features of the ore deposits, related genetically by late-tertiary volcanism. *Jap. Journ. Geol.-Geogr.*, vol. YI, No. 1—2, 1928.
72. **Kato T.** Mineralisation sequence in the formation of the goldsilver veins of the Toi Mine. *Jap. Journ. Geol.-Geogr.*, vol. 8, 1931.
73. **Keys M. R.** Paragenesis in the Hollinger Veins. *Econ. Geol.*, vol. 35, No. 5, 1940.
74. **Kim-Gheoul-Woo.** On some behaviour of plagioclase feldspars during the formation and the hydrothermal alteration of propylites. *Journ. of the Geol. Soc. of Japan*, vol. 70, No. 827, 1964.
75. **Kinoshita K.** On the «Kuroko» (Black Ore) Deposits. *Jap. Journ. of geol.-Geogr.*, vol. YIII, No. 4, 1931.
76. **Kovenko V.** Balya Lead Mines (Turkey) MTA, No. 5, 4/21, 1940.
77. **Knopf A.** The Mother Lode system of California. *US Geol. Surv.*, Prof. Paper, No. 157, 1929.
78. **Kuthan M.** Undachy vulcanismus Karpatskeho orogenu a vulcanologicke studia v sev. casti Presovskych Hor. *Prace. Statn. Geol. Ustavu. Bratislava*, 1948. sos. 17.

79. **Ladame G.** Les ressources metalliferes de l'Iran (Schweizer. Miner. und petrogr. Mitteilungen. Zunch), 1945, Bd. 25, Ht. I.
80. **Lazarevic M.** Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkeiselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen gold-Silbergruppe. Zeits. für Pract. Geol. Jahrg. 21, 1913.
81. **Lindgren W.** The ores of Potosi, Bolivia. Econ. Geol., vol. 23, No. 3, 1928.
82. **Matsumoto T. and Ikebe N.** Volcanostratigraphical studies on the Neogenic Hokuriku province; north central Japan with special rocks in the Toyama Basin. (Journ. of the Inst. of Polytechnics.) Osaka city Univ. Series G. Geoscience. vol. 3, 1958.
83. **Mc Cann W. S.** The Gold-quartz vein of Bridge River district and their relationship to simipar Ore Deposits in the Western Cordilleras. Econ. Geol., vol. 17, No. 5, 1922.
84. **Minato M., Jagi K., Hunahashi M.** Geotectonic synthesis of the dreen tuffs regions in Japan. Bull. of the Earthquake Inst., vol. 34, pt. 3, 1957.
85. **Molley M. W., Kerr P. F.** Tushar uranium area Marysvale Utah. Bull. of geol. soc. of America, 1962, vol. 73, No. 2.
86. **Mukajama H.** Structural control and rocks alteration at the Nishiasuma mine, Jamagata prefecture, Japan. Journ. of the fac. of science, University of Tokyo, Section 2, vol. 9, p. 2, 1954.
87. **Palfy M.** Das goldvorkommen un Sieben burgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengesteine der Gange. L. f. prant. Geol., 1907.
88. **Petraschek W. E.** Beziehungen zwieshen der anatolischen und sudeuropaischen Metalprovinz. MTA. 46/47, 1955.
89. **Pollak A.** Über die geologische Stellung derostpontischen Erzprovinz und die Metallogenese ihrer Lagerstätten. B. H. M. 1963 nf. 4.
90. **Radulescu D.** Aspura rocelor trahitice dir regiunea Baya-Mare. Communiarile Acad. Republ. Romane, 1953, t. 3, No. 11—12.
91. **Saito M.** On the gold-silver ore deposits in Ogane mine Utasutsu-gun Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan., 1953, vol. 4 No. 7.
92. **Saito M., Watanabe J.** On the gold-silver ore deposits of Taiho mine, Kushiro province, Hokkaido. Bull. geol. Surv. Japan. 1956, vol. I, No. 11.
93. **Sakakibara T.** Geology and ore deposits of the Komaki Mine, Akita prefecture. Min. Geol., Tokyo, 1955, vol. 8c (1), No. 15.
94. **Schwartz G. M.** Hydrothermal alteration on the «Porphyry copper» deposits. Econ. Geol., 1947, vol. 44, No. 4.
95. **Shenon P. J.** A Massive Sulphide Deposit of hydrothermal origin in serpentine. Econ. Geol., vol. 27, No. 7, 1932.
96. **Shenon P. J.** Genesis of the Ore at the Plathead mine, Northwestern-Montana. Econ. Geol., vol. 30, No. 6, 1935.
97. **Steiner A.** Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. Econ. Geol., vol. 48, No. 1, 1953.
98. **Stoll W. G.** Metallogenetic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. Econ. Geol., vol. 59, No. 1, 1964.
99. **Sugi K.** On the nature of some plagioclase apparently with small optical angle, with special reference to the plagioclase in olivine-dolerite from Eushun, Manchuria, Nukuoka, Japan, 1940. Memoirs of the Faculty of Science KYusyu imper. Univ. series D. Geology, vol. I, No. 1.
100. **Takabatake A.** Kanekasava mine, Futuro county, Ishiribeshi province. Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan, 1950, vol. I, No. 5.
101. **Takabatake A.** On the cupriferous lead and deposit of the Imagana mine, Shiribeshi prov. Hokkaido. Bull. Geol. surv. Japan. 1950, vol. I, No. 4.
102. **Takashima K., Maruyama S.** Gold deposits in the sothern district of the Satsima Peninsula, Kagoshima prefecture mainly on the Kasuga and Akeshi mine. Bull. Geol. Surv. Japan, 1954, vol. 5, No. 8.
103. **Takashima K.** On some gold and silver ores mainly on microscopical observation of «Ginguro». Bull. Geol. Surv. Japan, 1954, vol. 5, No. 10.
104. **Takashima K., Kishimoto F., Ito F. and Kato K.** On the mercurydispersion on the environs of gold-silver veins, Okuchi mine, Kagoshima prefecture. Bull. Geol. Surv. Japan, 1963, vol. 4, No. 11.

105. **Tanemura M.** Report on Kaolin Deposit at Seta, Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1954, vol. 5, No. 9.
106. **Tanton T. L.** and **Harrison J. M.** The Flin Flon and Sherrite Gordon mines. (Report of the 18-th session of the International Geological Congress, Great Britain, 1948, pt. 7, The Geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc). London, 1948.
107. **Tatsumi T.** Geology and genesis of the cupriferous iron sulphide deposits of Makimine mine, Miyazaki prefecture. *Japan. Science Pap. Coll. Gener. Echech. Univ. Tokyo*, vol. 3, 1953.
108. **Tectonic map of the United States A. 1 : 2500 000.** By the US Geol. Surv. and the Amer. Association of Petroleum Geologists, Washington, 1962.
109. **The geologic development of the Japanese Islands.** Chief editors. Munato Masoo, prof., Gorai Masao, prof., Hanahashi Mitsuo, prof. (Tokyo) Shokan. 1965.
110. **Thiel U. Muller.** Die Goldkupferlagerstatte des. Guanaco in Chile. *Zeitschrift fur praktische Geologie. XXI. Jahrgang*, 1913.
111. **Thompson A.** and **White D. E.** Regional geology of the Steamboat Springs Area, Washoe county, Nevada, Washington. US Gov. Print. Office, 1964.
112. **Togo F., Kishimoto F.** Geology and ore deposits at the Akune mine, Kagoshima prefecture. *Bull. Geol. Surv. of Japan*, 1952, vol. 4, No. 3.
113. **Togo F., Gohara N.** On the Kuroko deposits in Nishigawa mine. Niigata prefecture. *Bull. Geol. Surv. of Japan*, 1953, vol. 4, No. 1.
114. **Tokitsu T., Mononobe S.** On the cupriferous pyritic deposits of Chihara mine, Ehime prefecture. *Bull. Geol. Surv. of Japan*. vol. 62, No. 1, 1961.
115. **Tokunaga M.** Fundamental studies of the hydrothermal alteration of the Kasuga mine, Kagoshima prefecture. *Min. Geol.*, Tokyo, 1955, vol. 5 (T), No. 15.
116. **Walker G. P. L.** Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. *The Journ. of Heology*, vol. 68, No. 5, 1960.
117. **Ward H. J.** Albite porphyries as a guide to gold ore. *Econ. Geol.*, vol. 53, No. 6, 1958.
118. **White D. E.** Thermal springs and epithermal ore deposits. *Econ. Geol. Fiftieth anniversary volume.* p. I, Lankaster, 1955.
119. **Wite D. E. Robertson S. E.** Sulphur Bank, California. A major hot-spring quiksiever deposit. B kh.: Petrologic studies. A volume in honour of A. F. BUDDINGTON. New York, 1962.
120. **White D. E., Anderson E., Grubbs D.** Geothermal brine well; mile deep drill hole may tap ore-bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. *Science*, 1963, vol. 139, No. 3558.
121. **White D. E.** Metal contents on some geothermal fluids. *Problems of postmagmatic ore deposition*, vol. 2, Prague, 1965.
122. **Wijkerslooth P.** Uber die primaren Erzminerallen der Kupferlagstatle von Ergani-Maden (Vilayet-Elazia) *Tukel. Geologiskka Foreningens*, No. 489, 1957, Stockholm.
123. **Wilshire H. G.** Propylitization of Tertiary volcanic rocks near Ebbets Pass. Alpine County, California. Berkeley-Los Angeles Univ. of California Press, 1957.
124. **Wilshire H. G.** Deuteric alteration of volcanic rocks. *Journ. and proceed. of the Royal soc. of New South Wales*, 1960, vol. 93, p. 3.
125. **Wilser N. W.** Iran and its mineral deposits *Mining Magazine* vol. 74, No. 5, 1946.
126. **Vincent E. A. and Crocket J.** Studies in the geochemistry of Gold *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1960, vol. 18, Nos. 1—2.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Области позднемезозойского и третичного вулканизма	6
Тихоокеанский подвижный пояс	6
Охотско-Японская геосинклинальная область	8
Островные дуги Юго-Восточной Азии	59
Восточный (Американский) сектор Тихоокеанского подвижного пояса	62
Области разгрузки современных глубинных гидротерм	86
Средиземноморский подвижный пояс	94
Балканы и Восточная Европа	94
Малая Азия и Малый Кавказ	137
Области мезозойского вулканизма	147
Тихоокеанский подвижный пояс	147
Средиземноморский подвижный пояс	159
Большой и Малый Кавказ	159
Области средне- и позднепалеозойского вулканизма	177
Области ранне- и среднепалеозойского вулканизма	196
Северный Казахстан	196
Области допалеозойского вулканизма	217
Основные черты генезиса пропилитизированных пород	222
Геологические условия проявления процесса пропилитизации	222
Закономерности проявления пропилитизации во времени и пространстве	234
Взаимоотношения пропилитизации и оруденения	241
Соотношение пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма	247
Химизм процесса пропилитизации и образования сопряженных с пропилитизацией метасоматитов	257
Пропилитизация как критерий поисков рудных месторождений	264
Заключение	269
Список литературы	273

МИХАИЛ МИХАЙЛОВИЧ ВАСИЛЕВСКИЙ

Вулканизм, пропилитизация и оруденение

Редактор издательства В. И. Макеев
Технический редактор О. Ю. Трепенок
Корректор А. А. Сивакова

Сдано в набор 2/XI 1972 г.

Подписано в печать 23/I 1973 г.

T-01224. Формат 60 × 90^{1/4}. Бумага № 2.

Печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 20,37. Тираж 1500 экз.

Заказ № 2109/4300—1. Цена 2 р. 18 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграф-
прома» при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.

196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

СВЕШЧИКОВА Е. В. Магматические комплексы центрального типа. 15 л. 1 р. 75 к.

Рассмотрены магматические комплексы центрального типа, являющиеся широко распространенными представителями эндогенных кольцевых структур Земли. Им присущи своеобразные кольцевые формы строения, благодаря которым они заметно отличаются от других магматических массивов. Магматические комплексы центрального типа отличаются также многообразием внутреннего строения. В книге предложена их предварительная систематика. С комплексами связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых (железо, редкие и цветные металлы, благородные металлы, апатит, слюда и др.). Установлен тесный контроль распределения этих месторождений в структуре центральных магматических комплексов. Среди общих проблем планетарного порядка привлекает внимание возможность сопоставления кольцевых структур Земли с кольцевыми структурами Луны и других планет.

Книга рассчитана на геологов различных специальностей: геологов-петрографов, разведчиков рудных месторождений, специалистов в области тектоники и структурной геологии.

СУВОРОВ А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. 20 л. 2 р. 25 к.

Книга представляет собой научную сводку основных материалов по глубинным разломам на территории СССР. В ней рассматриваются разломы областей допалеозойской складчатости, древних плит, областей эпипалеозойской складчатости, эпипалеозойских плит, областей мезозойской и кайнозойской складчатости. Монография отражает закономерности пространственного размещения разломов в этих областях, их порядки, морфологические особенности, кинематику разломов, их роль в процессах формирования земной коры разного типа и возраста, вопросы преобразования разломов во времени.

Работа рассчитана на широкий круг геологов: тектонистов, геологов-съемщиков, специалистов по структурной геологии.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга-почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О. Средний проспект, 61

№ 59—127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

2 р. 18 к.

701

НЕДРА 1973