

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

**ОБЗОРНЫЕ**  
**вулканологические**  
**КАРТЫ**  
**и металлогеническая**  
**специализация**  
**вулканических**  
**областей**

СВЕРДЛОВСК

*Л. Г. Смирнов*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ОБЗОРНЫЕ  
вулканологические  
КАРТЫ  
и металлогеническая  
специализация  
вулканических  
областей

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

СВЕРДЛОВСК 1985



187116

УДК 551.21

Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей: Сб. науч. трудов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.

Статьи сборника посвящены вопросам составления мелкомасштабных палеовулканологических карт территории СССР по пяти возрастным срезам, проблемам теоретической палеовулканологии и особенностям металлогенической специализации вулканических образований различных регионов СССР.

Сборник рассчитан на специалистов, занимающихся составлением обзорных палеовулканологических карт, металлогеническим, формационным и фациальным анализом вулканогенных образований.

#### Ответственные редакторы

доктор геолого-минералогических наук В. А. Коротеев,  
кандидат геолого-минералогических наук Л. Я. Кабанова

Рецензент  
кандидат геолого-минералогических наук И. В. Семенов

| И. В. ЛУЧИЦКИЙ |

**ИТОГИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
И ОЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ**

Основные задачи палеовулканологических исследований были сформулированы еще в 1973 г. на I Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме. За истекшее десятилетие круг палеовулканологических исследований в СССР существенно расширился, и они заняли достойное место в общем комплексе общесоюзных научных и прикладных геологических разработок, а палеовулканология превратилась в самостоятельное научное направление в системе наук о Земле. Развитие этого направления вызвано практической необходимостью и связано с тем, что разнообразные виды полезных ископаемых (руды железа, меди, золота, серебра, олова и др.) возникли в прошлом в результате вулканической деятельности. Эта деятельность оказывала огромное влияние на процессы накопления осадков в морских бассейнах и создавала благоприятные условия для образования рудных залежей также в толщах осадочных пород (железные, алюминиевые и другие руды).

Комплексные палеовулканологические исследования по изучению вещественного состава вулканических продуктов, их геохимической и металлогенической специализации, роли вулканизма на ранних и поздних стадиях становления земной коры, закономерностей развития вулканизма в различных тектонических ситуациях успешно проводятся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР, Геологическом институте Карельского филиала АН СССР, Геологическом институте АН Гр.ССР, Институте геологии и геохимии и Ильменском государственном заповеднике им. В. И. Ленина УНЦ АН СССР, КИМСе, ДВИМСе и в других научных и производственных учреждениях страны.

Наряду с расширением круга научных подразделений, специально занимающихся изучением вулканической деятельности геологического прошлого, палеовулканологические исследования все более широко и эффективно применяются при геологосъемочных и геологоразведочных работах различных масштабов. Этому способствует деятельность Палеовулканологической комиссии при Петрографическом комитете АН СССР, совместно с ведущими научными и производственными геологическими учреждениями различных регионов нашей страны регулярно созывающей Всесоюзные палеовулканологические симпозиумы и публикующей их материалы. К существенным достижениям палеовулканологических исследований относится также появление ряда новых обобщающих работ по теоретической и региональной палеовулканологии Советского Союза. Все это обеспечивает ведущее положение отечественных палео-

вулканологических исследований в общем развитии науки. Приобретен опыт палеовулканологических разработок в международном масштабе, в частности, завершена общая сводка по палеовулканологии Монголии. Проводятся работы в рамках международной программы 91 «Корреляция докембрия». Детальный формационный и фациальный анализ и палеовулканологические реконструкции в пределах рудных полей и зон внедряются в практику прогнозирования поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Особое место в палеовулканологических исследованиях занимает картографический метод, который находит все более широкое применение. В последние годы ГКНТ при СМ СССР поручил Мингео СССР и АН СССР составить палеовулканологические карты СССР как имеющие большое народнохозяйственное значение; в работе участвуют представители около 30 организаций.

Составление обзорных палеовулканологических карт Советского Союза как важнейшая очередная задача палеовулканологии была поставлена еще на V Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме в г. Черкассы в 1981 г. Сейчас уже можно подвести некоторые итоги. Завершился VI Всесоюзный палеовулканологический симпозиум в г. Миассе. Рассмотренные на нем вопросы отвечают задачам, выдвинутым в Директивах XXVI съезда КПСС на 1981—1985 гг. в области дальнейшего изучения строения, состава и эволюции Земли, и развивают основные положения палеовулканологии, сформулированные на предыдущих палеовулканологических симпозиумах и затрагивающие основные проблемы эволюции вулканизма в истории Земли, способствуют ускоренному внедрению достижений науки в практику, расширению минерально-сырьевой базы страны. Одна из важнейших задач симпозиума — подведение итогов картосоставительских работ по третьему этапу координационного плана задания ГКНТ, предусматривающему рассмотрение отредактированных макетов региональных палеовулканологических карт и увязку с макетами по соседним территориям.

Другими задачами, имеющими непосредственное отношение к прогнозированию поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, а в конечном счете к расширению минерально-сырьевой базы страны, были: 1) проблема металлогенеза древних вулканических областей; 2) раннегеосинклинальный вулканизм и металлогенез Урала; 3) докембрийский вулканизм и металлогенез.

Анализ представленного на рабочей комиссии симпозиума картографического материала показал, что в целом работы осуществляются успешно, составлено большинство региональных макетов по всем возрастным срезам, предусмотренным заданием, проведена увязка соседних макетов и найдены пути решения возникших вопросов. Выявились и некоторые недоработки при составлении макетов карт. В частности, выполнение металлогенической нагрузки карт для большинства регионов сильно отстает от сроков, предусмотренных координационным планом. Следует иметь в виду, что при оценке металлогенической специализации древних вулканических областей необходимо опираться на опыт сравнения этих областей с их современными аналогами.

При трактовке геодинамической обстановки на период проявления вулканизма также следует шире использовать актуалистический метод. На этой основе, например, были выявлены черты сходства Южного Урала на океанической стадии развития с Исландией, где имели место резкие смещения осевой зоны рифта. Сложность нанесения геодинамиче-

ской нагрузки объясняется еще и тем, что у ответственных исполнителей по срезам и регионам нет единого подхода к принципам отображения геодинамических обстановок на палеовулканологических картах: следует накладывать геодинамическую нагрузку на уже составленные палеовулканологические карты на позднем этапе работы над ними или рассматривать этот компонент в качестве равноправного члена на всех этапах составления палеовулканологических карт? Целесообразно принять первый вариант, как исключающий субъективную трактовку проявлений вулканизма через призму принятой геотектонической концепции. Последнее наиболее отчетливо было видно при сравнении различных авторских макетов палеовулканологических карт Урала, построенных с позиций классической троговой концепции и с позиций тектоники литосферных плит. Как показали палеовулканологические исследования на Урале, Камчатке, Кубе, при составлении палеовулканологических карт для вулканических зон линейного типа необходимо отображать определяющую роль поперечных линеаментных структур, разграничающих блоки, характеризующиеся спецификой вулканизма и металлогенеза.

Следует кратко остановиться на некоторых терминологических вопросах. К сожалению, несмотря на то, что они рассматривались на III Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме (г. Петрозаводск, 1975 г.) и позднее, некоторые авторы по-прежнему в своих работах и на макетах сохраняют неправильное название «палеовулканические карты». Между тем любые реконструкции, а палеовулканологические карты являются таковыми, должны называться в строгом соответствии с названием той научной дисциплины, к которой они относятся. Поэтому, если речь идет о реконструкциях в области физики, то это физические реконструкции, карты и т. д. Если же эти реконструкции относятся к физиологии, они должны именоваться физиологическими. Речь может идти о метеорологических, петрологических, геологических, а следовательно, и о палеовулканологических (а не о «палеовулканических») реконструкциях и картах. Еще одно замечание. Название «липараты», все еще применяемое многими исследователями, следует в дальнейшем заменить в соответствии с рекомендациями Терминологической комиссии Петрографического комитета СССР на «риолиты».

Проделана большая работа по составлению обзорных палеовулканологических карт СССР, и ее нужно завершить в срок в соответствии с плановым заданием ГКНТ. Поэтому важнейшей задачей палеовулканологических исследований до конца XI пятилетки следует по-прежнему считать своевременное выполнение работ по составлению Атласа палеовулканологических карт Советского Союза масштаба 1 : 5 000 000 и объяснительной записки к ним как основы для металлогенического анализа и изучения роли вулканизма в формировании месторождений полезных ископаемых и в истории развития Земли.

Работы по составлению обзорных палеовулканологических карт подготовили новый этап картографических исследований — составление палеовулканологических карт разной детальности для отдельных регионов, особенно для районов, перспективных на вулканогенные полезные ископаемые, а также карт по узким стратиграфическим интервалам.

Следующей, не менее важной задачей на ближайшую перспективу нужно считать разработку докембрийской палеовулканологической тематики как основы для определения пространственных и хронологических закономерностей вулканогенного литогенеза в докембре и решения проблем эволюции вулканизма в истории Земли.

Н. А. РУМЯНЦЕВА, В. А. УНКСОВ

**ПРИНЦИПЫ ОТОБРАЖЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК  
НА ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ**

Теоретической основой для выделения палеогеодинамических обстановок является актуалистическое положение о том, что современные подвижные зоны океанов и главным образом переходных и окраинно-материковых структур имеют древние аналоги в ходе развития геосинклинально-складчатых областей, и эти аналоги могут быть установлены по ряду признаков.

Отображение геодинамических обстановок на вулканологических картах позволит использовать карты для установления закономерных связей между интенсивностью вулканизма и составом его продуктов, с одной стороны, и характеристиками геодинамического режима — с другой. При этом особый интерес представляют те характеристики последнего, которые выявляются независимо от вулканизма: направление и интенсивность тектонических движений, тип строения литосферы, величина теплового потока. Наиболее полную информацию в этом плане могут дать вулканологические карты кайнозоя, для которого важнейшие геодинамические характеристики (в частности, геофизические) поддаются прямому количественному измерению.

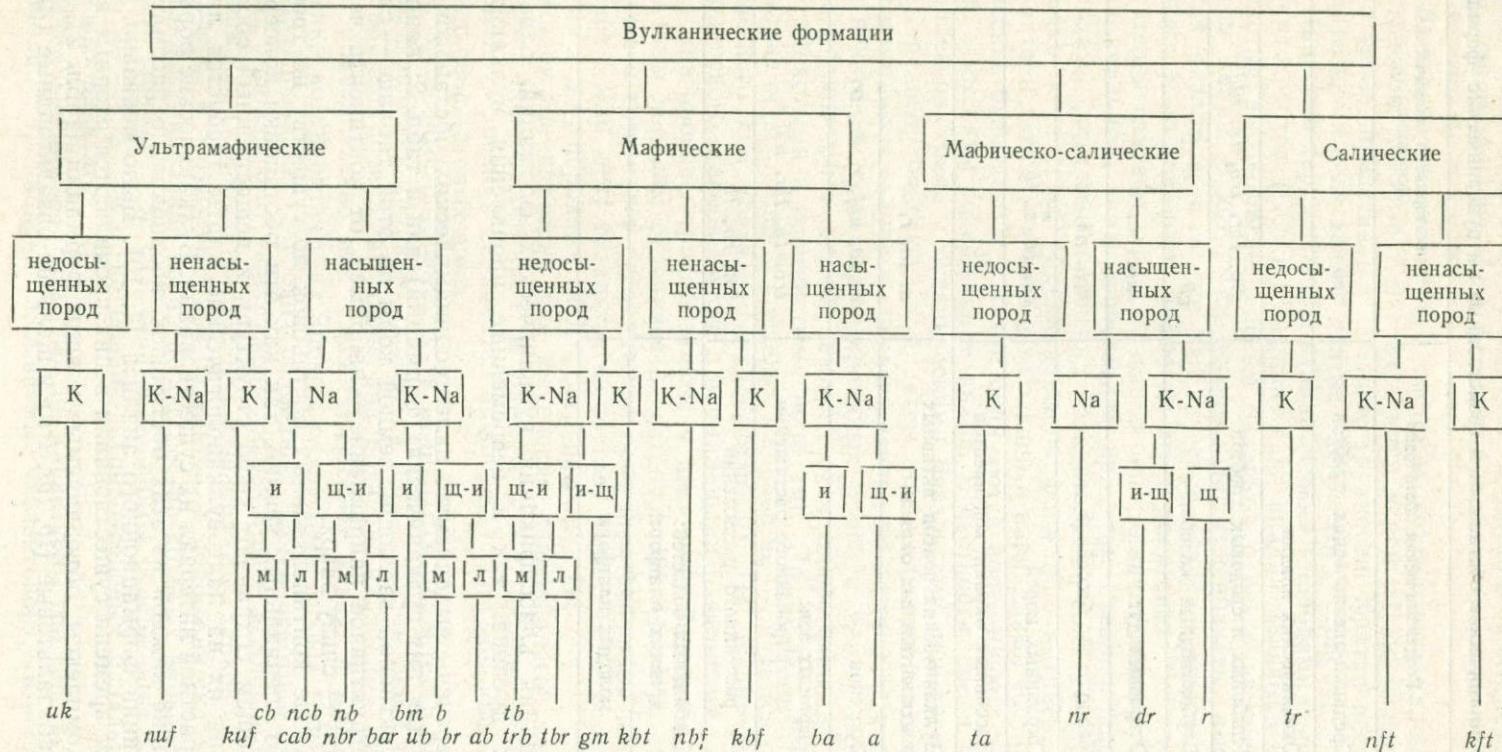
Если современная обстановка островных дуг, окраинных морей, океанов непосредственно усматривается из изучения перечисленных и других параметров (например, морфологических), то реконструкция этих обстановок в орогенных или складчатых поясах континентов затруднена, так как в них многие геофизические и физико-географические характеристики замаскированы и сохраняются лишь вещественные особенности геологических тел.

Основные параметры современных геодинамических обстановок и со-поставление последних по этим параметрам с предполагаемыми древними аналогами приведены в ряде работ [4—6, 12, 14]. В данной статье рассмотрены в основном те из индикаторных параметров, которые можно получить непосредственно в ходе составления палеовулканологических карт, в первую очередь — характеристики продуктов вулканизма.

Результаты использования структурно-вещественных особенностей вулканических образований в целях геодинамических реконструкций в значительной мере зависят от выбора тех критериев, по которым проводится сопоставление. Целесообразно воспользоваться теми из них, которые были выявлены при сравнительном анализе древних вулканических ассоциаций разнотипных геосинклинально-складчатых областей и платформ и положены в основу выделения вулканических формаций. На основе этих критериев, в частности петрохимических, может быть

Таблица 1

## Классификация вулканических формаций (по химическому составу пород)



П р и м е ч а н и я: 1. Обозначения петрохимических характеристик пород: К — калиевые, K-Na — калиево-натриевые, Na — натриевые; и — известковистые, щ-и — щелочно-известковистые, и-щ — известково-щелочные, м — мезократовые, л — лейкократовые. 2. Границные значения петрохимических признаков пород: а) в насыщенных базальтах  $Q > 5$ , в недосыщенных  $-Q = 0$ ,  $ne < 5$ , в ненасыщенных  $ne > 5$ ; б) в натриевых  $1.5 \text{ SiO}_2 - 100 \text{ K}_2\text{O} : (\text{Na}_2\text{O} + 0.7 \text{ K}_2\text{O}) > 60$ , в калиево-натриевых 30—60, в калиевых менее 30; в) в известковистых базальтах  $an : (an + ab + or) > 50$ , в щелочно-известковистых базальтах 35—50, риолитах 15—30, в известково-щелочных базальтах менее 35, риолитах — менее 15; г) в мезократовых базальтах  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14—17%, в лейкократовых — более 17%. 3. Индексы формаций: cb — известковистых базальтов океанических плато; ncb — то же COX; cab, ba, s — ассоциации островных дуг: «толеитовая»; «известково-щелочная» и «шошонитовая»; gm — гавайит-муджиевитовая; остальные индексы — по [10]. В верхней строчке — индексы недифференцированных формаций, в нижней — дифференцированных.

Таблица 2  
Геодинамические обстановки и свойственные им вулканические формации

Тип коры	Геодинамическая обстановка	Индикаторные вулканические формации
Океанический	Срединно-океанических хребтов	<i>ncb</i>
	Океанических впадин	<i>cb</i>
	Глыбовых и сводовых хребтов	<i>gm, tbr, trb, tb, nbf</i>
	Глубоководных желобов	<i>cb</i>
Переходный	Островных дуг	<i>cab, ba, <sup>^</sup>s</i>
	Междугловых бассейнов	<i>ncb, nb, tb</i>
	Окраинных морей	<i>cb, ba, <sup>^</sup>s, tb</i>
	Пассивных окраин континентов	<i>tb</i>
Континентальный	Вулканических поясов активных континентальных окраин	<i>a, ta, r, tr</i>
	Орогенов	<i>a, ta, kbf, r, dr, tr</i>
	Рифтовых зон: центрированного растяжения	<i>trb, tb, tbr, nbf</i>
	рассеянного растяжения	<i>bm, rb, tb</i>
	Стабильных областей: древних платформ	—
	молодых платформ	—

построена единая классификация вулканических формаций, охватывающая как древние, так и современные проявления вулканизма (табл. 1).

Общий перечень выделяемых палеогеодинамических обстановок (и характерных для них вулканических формаций) дан в табл. 2; направление конструктивной эволюции земной коры по этой таблице — сверху вниз. Деструктивное направление — например, от континента через рифты к океану — снизу вверх.

Распознавание континентальных обстановок по существу не требует каких-либо специальных усилий, так как эти обстановки консервативны и в общем сохраняют свою структуру и вещественный состав. Для нанесения их на палеовулканологические карты требуется лишь выяснить возрастной интервал их существования. Вулканические образования, присущие каждой из этих обстановок, неоднократно рассматривались с позиций формационного анализа [7, 10]. Было показано, что независимо от времени существования в них проявляются сходные вулканические комплексы, объединяемые в виды формаций (табл. 2), например, трахибазальтовые (*tb, tbr, trb*) и щелочно-базальтоидные (*nbf*),

свойственные как современным, так и древним континентальным рифтам, или трапповую (*bt*) формацию, проявляющуюся неоднократно от протерозоя до кайнозоя.

Выявление в складчатых системах континентов палеоаналогов тех обстановок, которые характеризуются корой океанического и переходного типов, представляет большие трудности. Кратко рассмотрим применительно к цели данной статьи именно эти обстановки.

Наиболее характерными вулканическими породами срединно-оceanических хребтов (СОХ) и океанических впадин являются высокоглиноземистые высокомагнезиальные базальты с резко выраженным дефицитом калия, с которыми ассоциируют гипербазиты, выступающие в зонах разломов, а также пелагические осадки, развитые на склонах хребтов и во впадинах. Аналогом этого парагенеза большинство исследователей считают офиолитовые серии складчатых областей эпизигматического типа, сопоставляя при этом океанические базальты с породами формации натриевых базальтов, или спилит-диабазовой (*nb*). Однако комплексы, объединяемые в формацию натриевых базальтов, характеризуются значительно большими вариациями состава, чем океанические базальты, и в целом отличаются более низкой известковистостью и высоким содержанием калия. В частности, среди «спилитовых» комплексов Урала с океаническими базальтами наиболее сходны ранние (среднеордовикские) комплексы, тогда как преобладающие по объему комплексы силура и среднего девона по составу соответствуют скорее некоторым базальтам окраинных морей и междуговых бассейнов.

Глубоководные желоба выполняются эдафогенными, пелагическими глинистыми и кремнистыми породами. Предполагается, что магматические образования в пределах желобов не отличаются от пород океанического дна (базальтов, гипербазитов). На океанической стороне Марианского желоба вместе с нормальными базальтами океанического типа драгированы трахибазальты и щелочные базальтоиды, подобные типичным породам океанических островов [2]. Недавно опубликованы данные о том, что в океанической зоне желобов встречаются молодые (менее 5 млн. лет) базальты, по составу занимающие переходное положение между породами СОХ и островных дуг [1].

Надежные критерии для выделения палеоаналогов глубоководных желобов пока отсутствуют. В соответствии с мобилистскими представлениями в древних складчатых областях следы желобов сохраняются в виде офиолитовых швов.

Современные островные дуги отличаются значительным разнообразием. Крайними группами являются дуги с маломощной корой квазиоceanического типа, имеющие вид подводно-надводных вулканических гряд (оceanические или «энсиматические» дуги), и высокие острова на микроконтинентах типа Японских («энсиалические» дуги).

Драгированием глубоких подводных частей некоторых дуг (в частности, Марианской) обнаружены офиолитовые ассоциации пород, состоящие из гипербазитов, габбро, амфиболитов, дайкового диабазового комплекса и подушечных лав базальтов. У подножий склона обнаружена также уникальная серия пород, состав которых варьирует от эфузивных пироксенитов (марианиты, бониниты, содержащие 53—58 %  $\text{SiO}_2$  и до 20—24 %  $\text{MgO}$ ) до оливин-двупироксеновых базальтов и гиперстеновых андезитов [2].

Для большинства островных дуг характерны три типа вулканических ассоциаций, традиционно называемые «толеитовой», «известково-щелоч-

ной» и «шошонитовой» [15,9]. «Толеитовая» ассоциация (*cab*) состоит из базальтов и подчиненного количества риолитов и исландитов. Базальты близки к базальтам СОХ и оснований океанических островов, отличаясь более низким содержанием титана и магния, более высоким — кремнезема и калия. «Известково-щелочная» ассоциация (*ba*) представлена непрерывным рядом пород от высокоизвестковистых базальтов до плагиориолитов (из них более 50 % составляют андезиты), характеризующихся более высоким, чем в «толеитовой» ассоциации, содержанием калия и глинозема.

В «шошонитовую» ассоциацию ( $\hat{S}$ ) входят абсорокиты, шошониты (преобладающие в ее составе), латиты, трахиты. В ряде случаев отмечаются разности с лейцитом. Все породы характеризуются отчетливо выраженным калиевым типом щелочности ( $K_2O : Na_2O \geqslant 1$ ), высоким, сильно варьирующим (до 20 %) содержанием глинозема, столь же низким, как в предыдущей ассоциации, содержанием титана (<1 %). В фациальном отношении вулканические ассоциации островных дуг характеризуются преобладанием пирокластики. В низах разрезов обычны вулканогенно-осадочные подводные образования.

Распределение трех охарактеризованных ассоциаций на островных дугах довольно причудливое. В общем имеется тенденция к увеличению распространенности двух последних ассоциаций по отношению к «толеитовой» с возрастанием мощности коры (т. е. от энсиматических дуг к энсиалическим). Для зрелых островных дуг с хорошо выраженной зоной Беньофа, наклоненной в сторону океана, характерен полный латерально-временном ряд ассоциаций: «толеитовая», «известково-щелочная» и «шошонитовая» ассоциации сменяют друг друга (в перечисленном порядке) по латерали от фронта дуги к ее тылу, а также во времени, одновременно при этом сокращается объем вулканических продуктов. Как проявление той же закономерности давно установлена поперечная петрохимическая зональность островных дуг (возрастание содержания щелочей к их тылам), широко используемая при палеореконструкциях для определения относительного расположения континента и океана. В некоторых зрелых островных дугах с сохранившимся основанием (например, на Камчатской) отмечается двухкратное повторение сходных рядов формаций от низкощелочных к высококалиевым.

При выделении палеоаналогов островных дуг необходимо учитывать, что для современных дуг имеется возможность изучения только их надводной части, представляющей гребни вулканических гряд (хотя в дугах энсиматического типа в целом преобладают субмаринные образования). В древних дугах, превратившихся в складчатые системы, вероятно, лучше сохраняются подводные части дуг, чем, возможно, объясняется относительно малая распространенность в них наземных вулканитов. При реконструкции энсиматических дуг необходимо также учитывать наличие под островодужными ассоциациями подстилающих офиолитовых ассоциаций.

Охарактеризованный ряд вулканических ассоциаций островных дуг обычно [8] сопоставляется с известным латерально-временным формационным рядом древних эвгеосинклиналей (*nb* — *nbr* — *bar* — *ab* — *kbt*), в котором ранние члены сходны с «толеитовой» ассоциацией островных дуг, последний член — почти тождествен «шошонитовой» ассоциации, а средние — «известково-щелочной». Однако необходимо учитывать неоднократность проявления сходных рядов формаций (с

тенденцией возрастания внутри ряда саличности и калиевости пород) в развитии и островных дуг, и древних геосинклиналей, а также орогенов. В целом вулканические образования собственно островодужной стадии, характеризующиеся преобладанием наземных фаций, высокой долей андезитов, сходны с формациями инверсионной стадии развития древних геосинклиналей, т. е. отвечают более продвинутым стадиям развития последних, чем это принимается в большинстве работ [13].

Междуговые бассейны — наиболее активные негативные структуры современных окраинно-материковых систем и наиболее вероятный аналог древних интрагеосинклиналей. В их выполнении участвуют тефра, нередко с примесью осадочного материала, кремнисто-глинистые илы, на более высоких уровнях — известково-фораминиферовые илы. Изверженные породы представлены подушечными лавами базальтов, сходными с базальтами COX [3]. Вместе с тем они отличаются от них более высокими содержаниями Rb, Sr, Ba, K, Na, отношениями  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$  и  $\Sigma\text{Fe} : \text{MgO}$ , т. е. ближе, чем базальты COX, соответствуют тем недифференцированным базальтовым комплексам древних эвгеосинклиналей, которые формируются на средних и поздних стадиях их развития в связи с неоднократным возобновлением процессов растяжения.

Для окраинных морей характерна сильная фациальная изменчивость осадков, широкое распространение склоновых отложений, в частности, эдафогенных. В окраинных морях на микроконтинентах преобладают сероцветные, обломочные, глинистые и вулканогенно-терригенные осадки, в том числе турбидитовые. Под осадками вскрыты силлы и подушечные лавы базальтов, по составу соответствующих океаническим. В остаточных островных дугах с давно прекратившимся вулканализмом, которые составляют часть дна окраинных морей, прикрытою осадками, устанавливаются ассоциации изверженных пород, типичные для островных дуг [2, 3]. В Японском и Тасмановых морях, примыкающих к континентам, выявлены трахибазальты и щелочные базальтоиды [12].

При реконструкции древних окраинных морей необходимо учитывать сложность областей этого типа. Задача облегчается, если сохранилась в первоначальном расположении серия желоб — островная дуга — окраинное море. Важным критерием распознавания окраинных морей служат мощные толщи осадочных пород, подстилаемые базальтами океанического типа.

Пассивные окраины континентов реконструируются прежде всего по осадочным формациям шельфа, континентального склона и подножия и их пространственно-временным соотношениям. Шельф характеризуется латеральной и неритовой областью осадконакопления, континентальный склон — батиальной. В последней встречаются осадки мутьевых потоков континентального склона — турбидиты с ритмичной слоистостью, которым в древних складчатых областях может соответствовать флиш. Признаком пассивных окраин континентов является смена относительно мелководных отложений глубоководными вверх по разрезу.

Стадии пассивных окраин предшествует стадия континентального рифта, образования которой представлены мощными осадками и покровами базальтов, выполняющими грабены. К сожалению, вулканические породы этих структур почти не изучены, так как перекрыты мощные послерифтогенным чехлом.

По набору осадочных формаций и их характерным соотношениям пассивным окраинам континентов в древних складчатых областях соответствуют миогеосинклинальные зоны, в частности, на западном скло-

не Урала [11]. Здесь вскрыты и хорошо изучены рифтогенные вулканические образования, предшествующие отложению мощных осадочных морских отложений континентального склона или частично перемежающиеся с ними. Они представлены комплексами высокотитанистых трахибазальтов, с которыми иногда ассоциируют пикриты, трахиты, трахириолиты (формации *tb*, *trb*, *tbr*), подобными соответствующим комплексам континентальных рифтов.

Приведенные краткие вещественные характеристики геодинамических обстановок подтверждают важную роль вулканизма как индикатора геодинамических режимов. Вместе с тем необходимо еще раз подчеркнуть: реставрация палеогеодинамических обстановок с целью отображения их на палеовулканологических картах должна опираться на комплекс независимых признаков; только при таком условии карта позволит вскрыть ранее не известные объективные зависимости между вулканизмом и геодинамическим режимом. Для палеовулканологических карт в качестве индикатора палеогеодинамических обстановок нередко выступают в основном вулканические формации. В этих случаях отображение на картах палеогеодинамических обстановок является в какой-то мере результатом анализа палеовулканологической нагрузки карт. Такой анализ может производиться либо непосредственно в ходе составления карт, либо на следующем этапе работ.

Использование вулканических формаций для геодинамических реконструкций наряду с методом актуализма должно опираться на известные модели процессов петро- и магмогенеза. Исходя из состава формаций можно делать выводы о *PT*-режиме областей генерации магм, о положении астеносферы; строение формаций позволяет реконструировать тектонические условия на уровнях существования промежуточных очагов и становления вулканических пород [10].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И., Рябчиков Ю. И. Магмообразование на границе океан — континент.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1983, ч. 112, вып. 2, с. 153—163.
2. Геология дна Филиппинского моря/Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980.
3. Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. 126 с.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. Н. Глобальная тектоника, магматизм и металлогенез. М.: Недра, 1976. 230 с.
5. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
6. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1979. 287 с.
7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
8. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
9. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. 250 с.
10. Магматические формации СССР/В. Л. Масайтис, В. Н. Москаleva, Н. А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 319 с.
11. Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоях Лавразии.— Науч. докл. Коми фил. АН СССР. 1974, вып. 9, с. 3—47.
12. Сахно В. Н., Вржосек А. А., Моисеенко В. Г. Особенности состава лав дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976, с. 19—30.
13. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000)/Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980.
14. Униксов В. А. Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
15. Jakes P., White A. Composition of island arcs and continental growth.— Earth planet. sci. Letters., 1971, vol. 12, N 2, p. 224—230.

А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, В. В. КОПТЕВА, С. А. КУРЕНКОВ

**АСИММЕТРИЯ СПРЕДИНГА В ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ  
СОВРЕМЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО**

Возможности для изучения зон современного спрединга (срединно-океанических хребтов) увеличиваются пропорционально научно-техническому прогрессу. В результате не только совершенствуются стандартные методы, но и появляются новые: глубоководное бурение, аппараты глубокого погружения. Однако пока изученность океанической коры не может соперничать с результатами геологических исследований на суше. Это связано с тем, что прямые методы изучения океанского дна ограничиваются верхами второго слоя океанической коры. Его нижняя часть и тем более третий слой в пределах рифтовых долин или вблизи них практически не доступны наблюдениям, исключая отдельные драгировки, при которых были подняты габброиды и долериты, возможно слагающие низы второго-третьего слоя коры.

Даже в Исландии, где современный срединно-океанический хребет и его рифтовая долина поднимаются выше уровня океана, можно наблюдать только часть разреза второго слоя океанической коры. Таким образом, основным поставщиком геологической информации о строении глубоких горизонтов коры становятся палеовулканические структуры — офиолитовые ассоциации фанерозойских складчатых областей. Далеко не всегда ясно, отвечали ли эти фрагменты в прошлом структурам, схожим с современными океанами, или сходны со структурами типа краевых морей, междугородних и межконтинентальных бассейнов. Более того, в последнее время для многих конкретных офиолитовых комплексов довольно убедительно доказывается их «краевоморская» природа [10].

Однако, какова бы ни была природа палеоокеанической коры («океаническая», «краевоморская» и т. д.), ее формирование, по-видимому, всегда связано с геодинамической обстановкой раздвига (спрединга) океанической коры. Это устанавливается не только в океанах, но и для современных структур с океанической корой типа Японского, Красного, Филиппинского морей [1, 3, 11].

Наиболее информативным объектом для исследования процесса спрединга является второй слой океанической коры, ибо в его разрезе наблюдаются образования, которые однозначно указывают на раздвижение (спрединг) океанической коры в процессе ее формирования, так называемый Sheeted dykes complex. В русскоязычной литературе его часто не совсем верно называют комплексом параллельных даек. В действительности это не просто параллельные дайки, но, что самое главное, параллельные дайки, внедренные последовательно в дайки же (дайки в дайках). Объемы вмещающих пород (скрины, септы) исчезающе малы

в нижних и средних горизонтах комплексов. Вверх по разрезу дайки переходят в лавы, близкие по составу к океаническим толеитам. Сама сущность комплекса «дайка в дайке» однозначно указывает на интенсивное раздвигание, растекание (спрединг) океанического дна. Изучение строения комплексов, их взаимоотношений с выше- и нижележащими породами позволяет глубже понять механизм спрединга.

Нами выбраны три объекта, изучение которых можно проводить прямыми геологическими методами: дайковые и лавовые комплексы Исландии, Южного Урала и Боян-Хонгорской зоны Монголии.

Исландия расположена на Срединно-Атлантическом хребте, в той его части, которая пересекает поперечный Исландо-Фарерский порог. Современная рифтовая зона, смещающаяся трансформным разломом, проходит через весь остров с юга на север. Центральная часть рифтовой зоны залита четвертичными и современными лавами, на флангах же обнажаются более древние (до миоценовых) базальты, пронизанные дайковыми роями. Здесь удается наблюдать протяженные вертикальные разрезы и, следовательно, изучать динамику раздвигания и историю спрединга начиная с миоценового времени.

В южной части варисцид Урала (Мугоджары), в бассейне р. Шулдак, развиты прекрасно выраженные комплексы «дайка в дайке» и перекрывающие его пиллоу-базальты с отдельными линзами и прослоями кремней и металлоносных осадков в верхах разреза. Несмотря на среднепалеозойский возраст ( $S_2?$ — $D_{1-2}$ ) породы не испытывали регионального метаморфизма и практически не деформированы. Лавы залегают почти горизонтально со слабыми наклонами, а дайки ориентированы субвертикально. Эти комплексы давно уже привлекали внимание геологов, начиная с В. Г. Кориневского, открывшего эти уникальные образования [4, 5]. Дальнейшими исследованиями было показано, что по составу (включая и петрохимические данные), строению и морфологии лавовых потоков вулканиты Шулдака очень похожи на лавы, изливающиеся сейчас в современных рифтовых долинах [2].

Удалось также получить и основания для сравнения дайковых комплексов Шулдака и рифтовых зон океанических структур [6]. Тектонические реконструкции позволяют считать этот комплекс фрагментом океанической коры, слагающим крупную тектоническую пластину, обдуцированную на край Восточно-Европейского материка [7].

Боян-Хонгорская зона в Центральной Монголии вытянута в северо-западном направлении на 150 км при ширине 10—15 км. В этой узкой тектонической зоне наблюдается нагромождение аллохтонных пластин, выжатых из-под рифейских метаморфических сланцев (зеленосланцевая фация) и надвинутых на венд-кембрийский известняково-сланцевый комплекс. В охиолитовых разрезах присутствуют дайковые комплексы типа «дайки в дайке», переходящие вверх по разрезу в подушечные базальты. Метаморфизм проявлен неравномерно и приурочен к тектоническим поверхностям пластин, оставляя неизмененными породы внутри них, сохраняя даже изотропное стекло в гиалокластитах и в эндоконтактах (закалках) даек. По-видимому, охиолиты Боян-Хонгорской зоны отвечают «безгранитной» коре океанического типа, принадлежавшей некогда структуре типа краевого моря, образовавшегося в результате раздвига докембрийской континентальной коры [8].

Таким образом, объекты, на которых рассматриваются особенности спрединга, достаточно различаются по характеру: Исландия отвечает зоне современного и миоценового спрединга в аномальных условиях

поперечного порога; Шулдакский офиолитовый аллохтон Мугоджар скорее всего должен рассматриваться как палеоаналог классической зоны спрединга океанического типа, а Боян-Хонгорская зона Монголии характеризует вторичную зону раздвигания континентальной коры.

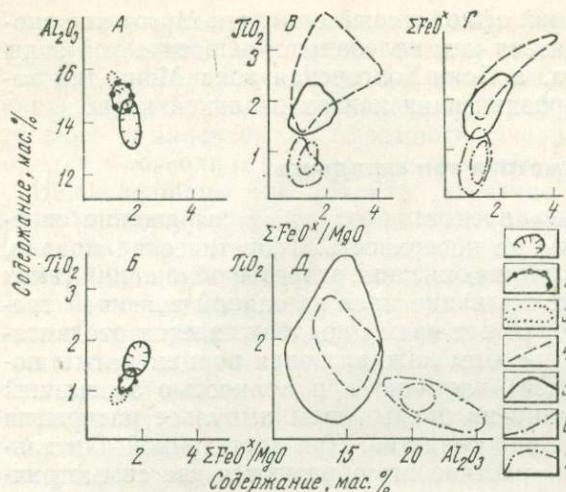
### **Динамическая асимметрия зон спрединга**

Комплексы «дайка в дайке» представляют собой выражение спрединга в зоне выведения магмы на поверхность. Теоретические модели, которым иногда отвечает конкретное описание разрезов обнажений таких комплексов, предполагают, что излияние идет из единой зияющей трещины (или их системы), которая все время поддерживается отодвиганием ее флангов в стороны. При этом каждая новая порция магмы поступает внутрь (разрывающейся) частично или полностью застывшей дайки, заполнявшей эту трещину на предыдущем импульсе раскрытия и заполнения образовавшегося пространства. При достаточной длительности процесса импульсивного растяжения образуются две симметричные группы «дайка в дайке» с односторонними закалками, направленными в сторону от оси симметрии (осевой трещины), и с раскристаллизованной частью даек, ориентированной к оси симметрии. Следовательно, ориентация закалок в пакете полудаек (именно такие морфологические формы образуются при разрыве и раздвигании даек) позволяет определить не только относительные направления перемещения блоков земной коры, но и местоположение палеоосей спрединга. Если в соответствии с теоретической моделью при продолжительном спрединге образуется протяженная фланговая зона (тысячи километров), то в конкретных обнажениях комплекса «дайка в дайке» следует ожидать огромные серии, состоящие из половинок даек. В действительности устройство дайковых комплексов, за редким исключением, многое сложнее, как это, например, наблюдается в комплексе «дайка в дайке» р. Шулдак ( хр. Мугоджары).

Детальное его изучение показало, что с помощью анализа соотношений пакетов даек устанавливается разновозрастность дайковых серий и их происхождение из разных зон магмовыведения. Иными словами, имеет место перепрыгивание (джампинг) оси спрединга с запада на восток. Впервые джампинг был установлен в Исландии Саймундсном [13], который «поймал» его при анализе возраста базальтов западной и центральной части острова. В дальнейшем перескакивание оси магмовыведения (растяжения) при спрединге улавливалось еще в ряде мест [3, 12]. Можно говорить, что «перескакивающая» ось растяжения создает асимметричность протекания процесса, что находит отражение в особенностях магматизма.

### **Асимметричность магматических внедрений в зоне спрединга [«фланговый» магматизм]**

Детальное изучение комплекса «дайка в дайке» в долине р. Шулдак, кроме джампинга, позволило выяснить, что здесь встречаются два типа даек. Одни из них имеют только одностороннюю закалку и представляют собой типичные «полудайки», прислоненные одна к другой. Они отвечают изложенной модели и условно названы нами «фоновыми» дайками или дайками первой генерации для каждой конкретной зоны магмовыведения. Еще существует генерация относительно более позд-



Вариационные диаграммы состава комплексов: даек Шулдакского разреза (A, B), даек и лав Боян-Хонгорской зоны (B, Г, Д).

1—3 — долериты Шулдакского разреза разного возраста: 1 — условно первой генерации («фоновой»), 2 — условно второй генерации («минирифтовой»), 3 — условно третьей генерации; 4—7 — долериты и базальты Боян-Хонгорской зоны: афиевые дайки (4) и лавы (5); плагиофиевые дайки (6) и лавы (7).

няя, чем «фоновые» дайки. Довольно часто она представлена не одной дайкой, а несколькими (иногда десятками) дайками, внедренными друг в друга. В этом

случае видны «полудайки» с односторонними закалками, для каждой из которых легко (мысленно) устанавливаются симметричные «полудайки» с односторонними закалками, ориентированными в противоположную сторону. Иными словами, мы имеем в микромасштабе тот же процесс спрединга, что и для «фоновых» даек первой генерации. Иногда количество таких вторичных «микрорифтов» довольно велико, и «фоновые» дайки составляют не более 10 % объема комплекса «дайка в дайке». В других случаях дайки второй генерации редки или отсутствуют. Анализ строения дайкового комплекса позволяет утверждать, что спрединг реализуется раздвиганием по многим субпараллельным трещинам, хотя главный его объем сосредоточивается в импульсивном раскрытии единой (главной) трещины. Дополнительные зоны раздвигания образуются на флангах главной трещины, среди уже успевших сформироваться «фоновых» даек.

Петрохимические данные свидетельствуют о вполне определенной тенденции изменения состава долеритов от более ранней к более поздней генерации (см. рис., А). Это выражается в закономерном уменьшении содержания титана и железа относительно магния в долеритах поздних генераций. В них же заметно увеличивается количество глиноzemа при уменьшении железо-магниевого отношения (см. рисунок, Б). Такой тренд, как нам представляется, свидетельствует о большей роли дифференциации для расплава даек второй генерации, по отношению к слабодифференцированному расплаву первой. Поля составов долеритов более поздних генераций смешаются по направлению к кумулятивным габбро офиолитов по сравнению с составами более ранних даек. Долериты всех генераций, несомненно, имеют единую родоначальную магму, хотя второй генерации, по-видимому, свойственна более спокойная тектоническая обстановка и большая степень фракционирования исходной магмы. Средний состав долеритов шулдакского комплекса отвечает толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов, отличаясь от них несколько повышенной титанистостью. Это отличие, видимо, региональное и свойственно вообще раннегеосинклинальным (океаническим) толеитам уральской эвгеосинклинали [7].

Изучение третичных вулканитов и даек в восточной Исландии по-

зволяет сделать некоторые выводы в отношении особенностей магматизма при спрединге в это время. Выделяются две главные группы вулканических пород: так называемые платобазальты и вулканиты, связанные со сложными вулканическими центрами [14]. К последним относятся трещинные излияния базальтов, образующих маломощные, быстро выклинивающиеся потоки, а также пространственно ассоциирующие с ними кислые вулканиты центрального типа. Оба типа вулканитов формируются одновременно, но связаны с разными магмоподводящими зонами. Платобазальты слагают не менее 90 % объема вулканитов, и их магмоподводящая зона, по-видимому, фиксирует ось зоны спрединга. Вулканиты второго типа приурочены к восточному флангу зоны спрединга, формируясь в некотором удалении от ее оси. Подводящие каналы вулканитов этого типа запечатлены в дайковых поясах восточной Исландии.

Петрохимические лавы обоих типов имеют единый источник, однако локальные трещинные излияния базальтов и кислые лавы центральных вулканов генерировались на большей глубине, нежели платобазальты. Б. П. Золотарев оценивает глубину выплавления платобазальтов в 15 км, а глубину выплавления контрастных лав локального типа (кислых и базальтовых) в 30 км. Разделение лав на кислые и базальтовые Б. П. Золотарев связывает с явлениями ликвидации в промежуточных очагах. Расстояние между зоной генерации основной массы лав (ось спрединга) и проявлениями лав локального типа (фланг зоны спрединга) составляет 60—70 км.

Приведенные данные намечают определенное сходство в механизме формирования второго слоя Исландии и палеоокеанической структуры Южных Мугоджар. В обоих случаях существует главная магмоподводящая зона, на фланге которой возникают дополнительные магмоподводящие трещины растяжения. Изменение состава магмы также подчиняется в общем единой закономерности. Главной магмоподводящей зоне отвечают недифференцированные толенты, в то время как фланговым зонам свойственны дифференцированные (в той или иной степени) магмы. Разумеется, наблюдается и отличие. Так, степень фракционирования выше в Исландии, чем в Мугоджахах. Вероятно, это связано с разной мощностью коры, которая в Исландии достигает 30 км (на флангах рифтовой зоны), тогда как в аллохтоне Мугоджар, судя по аналогии с современным океаном, она не превышает 10 км. Увеличенная мощность коры в Исландии ответственна за щелочной тренд магм, генерирующихся на фланге рифтовой зоны, чего нет на Южном Урале.

В Центральной Монголии (Боян-Хонгорская зона) в комплексе «дайка в дайке», как и на Южном Урале, часто наблюдаются две главные генерации даек в каждой конкретной зоне растяжения. Ранняя генерация представлена плагиофировыми долеритами с крупными (до 1,5 см) вкраплениками плагиоклаза; вторая генерация сложена афировыми долеритами, с большей степенью раскристаллизованности, чем в плагиофирах. Дайки первой генерации (плагиофировые) обычно представлены полудайками, в то время как афировые дайки (вторая генерация) срезают их и нередко имеют с ними двухсторонние закалки. Однако афировые дайки слагают иногда полудайки с закалками, закономерно ориентированными в одну сторону. Легко видеть, что наблюдаемая в Боян-Хонгорской зоне картина близка к той, которая описана для разреза р. Шулдак.

Дайковый комплекс Боян-Хонгорской зоны выше по разрезу сменяется лавами, для которых эти дайки фиксируют магмоподводящий канал. Соответственно среди лав выделяются плагиофировые и афировые разности. В целом трудно говорить о преобладании тех или иных лав в общем разрезе толщи. Только в верхних горизонтах наблюдается отчетливое преобладание афировых лав.

Лавы и дайки отчетливо разделяются на две группы по петрохимическим параметрам в полном соответствии с их петрографическими различиями. Плагиофировые разности характеризуются более низким железо-магниевым соотношением, обеднением  $TiO_2$  и обогащением  $Al_2O_3$  по сравнению с афировыми (см. рисунок, В—Д). Последние четко укладываются в поле толеитовых магм, тогда как плагиофировые разности как бы дают начало известково-щелочному тренду. Особенности петрографического и вещественного состава плагиофировых даек и лав удовлетворительно объясняются кристаллизационным фракционированием плагиоклаза в магматической камере. Тот факт, что кристаллизация плагиоклаза происходила на глубине, хорошо доказывается наличием крупных резорбированных лейст плагиоклаза в стекле закальных зон даек и раздробленных порфировых вкрапленников во взрывных брекчиях зоны перехода от дайки к лаве.

Можно думать, что в каждой конкретной зоне процесс растяжения начинался с формирования неглубокой магматической камеры, в верхней части которой фракционировался плагиоклаз, затем кровля этой камеры вскрывалась и насыщенный плагиоклазом расплав изливался, формируя дайки и лавы плагиофировых базальтов. По мере развития спрединга происходит смена дифференцированных расплавов менее дифференцированными (афировые базальты). Вероятно, это обусловлено проникновением снизу новых порций расплавов из зоны их генерации. Такая гипотетическая схема подтверждается полевыми наблюдениями: в разрезах дайкового комплекса иногда можно видеть, что при движении к оси зоны спрединга «полудайки» плагиофировых долеритов постепенно сменяются афировыми разностями.

По-видимому, в Боян-Хонгорской зоне неоднократно возникали и существовали многие частные зоны раздвига. В противном случае в разрезе лав наблюдалась бы генеральная последовательность от плагиофировых к афировым лавам. Однако они незакономерно и многочленно чередуются в конкретных разрезах. Иными словами, в рассмотренном случае мы имеем дело с «рассеянным» спредингом, в отличие от двух рассмотренных примеров, где существуют главная зона раздвига и дополнительные на ее флангах. Это отличие, как нам кажется, связано с тектонической природой Боян-Хонгорской зоны, как структуры вторичного раздвигания древней континентальной коры на краю более крупного палеоокеана. Отличие в характере спрединга приводит и к противоположной тенденции в эволюции магматического расплава. В Исландии и на Южном Урале главная ось раздвигания продуцирует недифференцированные магмы, а фракционирование осуществляется на флангах; в Боян-Хонгорской зоне извержение в каждой конкретной зоне раздвига начинается с фракционированных расплавов и продолжается менее дифференцированными (см. рисунок).

Возникновение «флангового» магматизма целиком или частично провоцируется явлением джампинга при спрединге, что в свою очередь создает элементы «рассеивания» спрединга. Можно предположить, что наиболее крайний вариант «рассредотачивания» спрединга (Боян-Хон-

горская зона) является отражением процесса растяжения с частым и малоамплитудным джампингом (перескакиванием оси спрединга) при возможном сосуществовании нескольких осей спрединга одновременно. Так или иначе, рассмотренные особенности спрединга предполагают какой-то общий механизм, ответственный за их происхождение. Трудно предположить, что перескакивание (джампинг) оси спрединга на первые километры проходит через всю литосферу или что это явление обусловлено изменением местоположения восходящего мантийного потока. Нам представляется, что рассмотренные особенности спрединга хорошо объясняются явлением «проскальзывания» верхней оболочки литосферы (на уровне границы кора — мантия) относительно более глубоких ее частей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Зоненшайн Л. П. Сравнение базальтового ложа прошлых и современных океанов.— Ophiolite — inicealiti Füre fisik der Erde, 1983, N 73, с. 44—50.
3. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 2—22.
4. Кориневский В. Г. Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар.— В кн.: Ежегодник-1971/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972, с. 136—138.
5. Кориневский В. Г. Раннегеосинклинальный комплекс Мугоджар.— В кн.: Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск, 1976, с. 34—39.
6. Куренков С. А., Перфильев А. С. Дайковые комплексы — индикаторы тектоники и вулканализма на раннем этапе формирования геосинклиналей.— В кн.: Тезисы докладов VI Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. Свердловск, 1983, с. 31—33.
7. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклиналии. М.: Наука, 1979. 188 с.
8. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Дайковые комплексы и проблема раслоенности океанической коры.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 64—106.
9. Печерский Д. М., Диценко А. Н., Куренков С. А. Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 5, с. 83—99.
10. Пушаровский Ю. М., Руженцев С. В. Геологические особенности океанов и палеоокеанов.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 404—406.
11. Kobayashi T. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands.— J. Fac. Sci. Smp. Unive. Tokyo, sec. 2, 1941, vol. 5, pt. 7, p. 42—56.
12. Macdonald K. C. Near-bottom magnetic anomalies asymmetrice, spreading, oflighge spreading and tectonics the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° n.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 4, p. 3—19.
13. Saemundsson K. An outline of the structure of SW Iceland.— Iceland and Mid-Ocean ridges, Reykjavik, Soc. sci. islandica, 1967, Rit. 38, p. 12—31.
14. Walberg G. P. L. The Breiddolure central volcano, eastern Iceland, Q, J.— Geol. London, 1963, N 119, p. 23—63.

Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ, В. Б. ЧЕРНИЦЫН, Р. Н. АБДУЛЛАЕВ,  
И. А. АЛИЕВ, А. А. ДАВЫДОВА, Р. Т. ДЖРБАШЯН, Ю. М. ДОВГАЛЬ,  
В. В. КОНАКОВ, Ю. А. КУДЕЛЯ, Ю. А. ЛЕЙЕ,  
Н. Н. МАКАРОВ, Э. Г. МАЛХАСЯН, К. М. МУРАДЯН,  
Г. Ш. НАДАРЕЙШВИЛИ, В. Л. ОМЕЛЬЧЕНКО, З. А. ПАЙЛОДЗЕ,  
А. Я. РАДЗВИЛЛ, В. Я. РАДЗВИЛЛ, Е. А. СНЕЖКО,  
М. Г. ТАТИШВИЛИ, В. Г. ТОКОВЕНКО

**ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
КАРПАТСКО-КРЫМСКО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА  
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА**

История тектоно-магматического и металлогенического развития юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы изобилует многократными проявлениями вулканализма, с продуктами которого нередко парагенетически связаны месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Формирование рассматриваемого региона, представляющего на протяжении всего фанерозоя активную континентальную окраину тихоокеанского типа, происходило в течение байкальского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза. Почти все более или менее значительные проявления вулканализма тяготеют главным образом к пограничной полосе с Восточно-Европейской платформой и обусловлены, по-видимому, непрерывным процессом перестройки ее структурного плана.

Учитывая важность использования палеовулканологических данных для научного прогнозирования и металлогенических обобщений, коллективы геологов Украины, Северного Кавказа, Грузии, Армении и Азербайджана проводили совместные исследования с целью выявления особенностей вулканализма в различные эпохи фанерозоя, от венда и до неогена включительно. В результате тщательного анализа полученного материала составлены мелкомасштабные палеовулканологические карты юго-западной части СССР и Кавказа по пяти возрастным срезам, рекомендованным Главной редакционной коллегией серии карт «Древние вулканические области СССР и их минерагения».

Венда — нижний силур. В настоящее время наиболее древние и в ряде мест значительно метаморфизованные вулканиты установлены у западного погружения Украинского щита, в Добрудже и на Большом Кавказе. К началу венда блок Украинского щита был консолидирован, и для него характерен базальтовый вулканализм траппового типа (волынская серия). Общая мощность в совокупности с залегающей выше пестроцветной вулканогенно-осадочной толщей валдайской серии составляет 1500 м, абсолютный же возраст определяется в 520—660 млн. лет.

Восточнее, в Добрудже, где все еще сохранялся геосинклинальный режим, возрастными аналогами (542—590 млн. лет) базальтов волын-

ской серии следует считать, вероятно, пластовые тела диабазов, встречающиеся среди многокилометровой толщи глинистых сланцев, филлитов и песчаников. Возможно, что и в Крыму имеются древние (700—1100 млн. лет) вулканиты. На Большом Кавказе следы вулканической деятельности отмечены только в пределах Передового хребта и Бечасинской зоны, причем наиболее распространены здесь натриевые базальты (спилиты), образующие вместе с подчиненным количеством андезито-базальтов и вариолитов вулканогенно-осадочную толщу мощностью свыше 1000 м.

Участки развития древних вулканитов в полосе обрамления Восточно-Европейской платформы несомненно заслуживают детального описания, поскольку перспективны на обнаружение медноколчеданного, медно-полиметаллического и редкометального оруденения. В частности, с зеленокаменными толщами геосинклинальных областей связаны отдельные проявления сульфидной и медной минерализации (Бол. Кавказ). К субплатформенной же базальтовой толще Волыни приурочен своеобразный комплекс полезных ископаемых, в том числе и смешанной минерализацией.

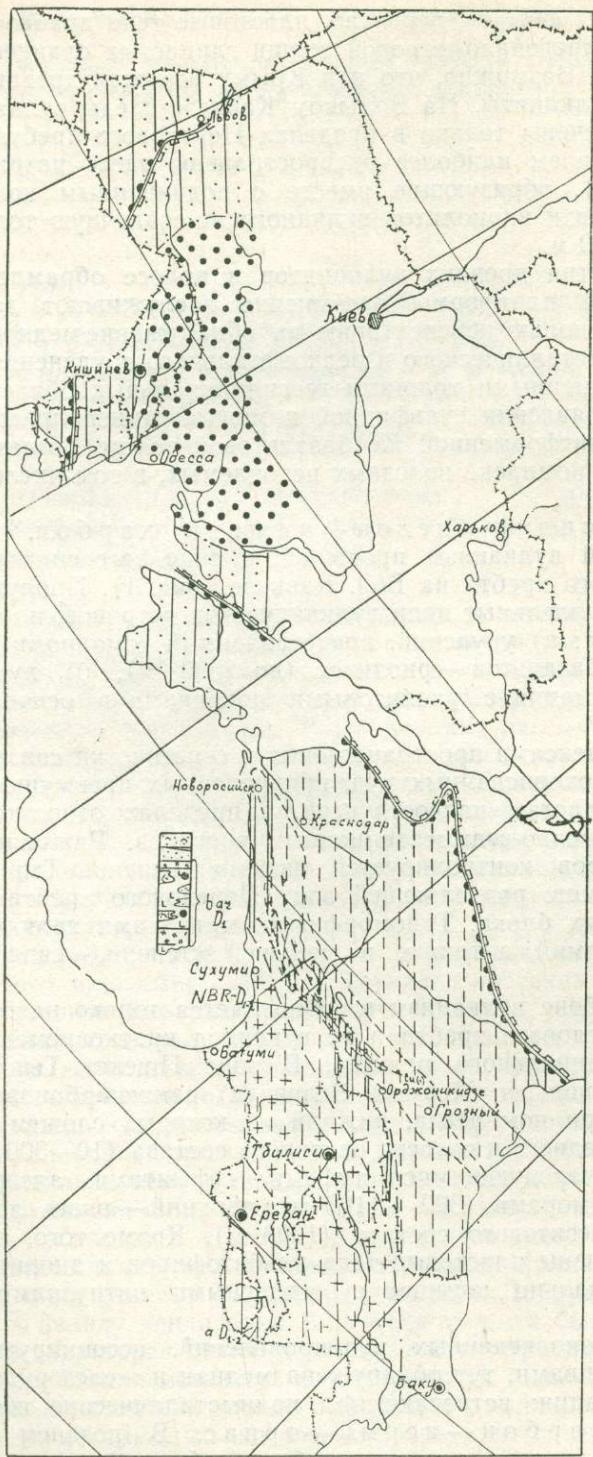
Верхний силур—девон—нижний карбон. Особенно широко девонский вулканизм проявился в зоне эвгесинклинального прогиба Передового хребта на Бол. Кавказе (рис. 1). Продуктами его сложены две параллельные цепи вулканических островов, или два различных комплекса: а) урупский, представленный гомодромной формацией натриевых базальтов—риолитов (до 2500 м), б) худесский—антидромная формация с риолитовыми покровами в основании (до 2000 м).

С этими комплексами пространственно и генетически связаны крупные залежи медноколчеданных руд, приуроченных преимущественно к периферическим частям палеоструктур, в пределах относительно небольших вулканогенно-седиментационных прогибов. Размещение вулканических центров контролируется системой Пшекиш-Тырныаузских глубинных разломов, разделяющей зону Передового хребта на три четыре продольных блока. Типоморфными металлами являются медь, цинк, железо, кадмий, а также, в меньшей степени,—свинец и молибден.

В раннем карбоне вулканизм возобновляется только на ограниченном участке Передового хребта и то в период кратковременной регенерации геосинклинального режима. В зоне Пшекиш-Тырныаузских разломов (бассейнов рек Марух и Зеленчук) раннекарбоновые вулканиты образуют три комплекса, нижний из которых сложен исключительно лавами среднего и отчасти основного состава (10—300 м), средний комплекс—чередующимися туфами, туффитами, алевролитами, филлитами и мраморами (300—1100 м), верхний—вновь лавами базальтового и андезитового состава (1000 м). Кроме того, в нижнем комплексе заключены пластовые тела альбитофиров и диоритов, тогда как верхний буквально насыщен субсогласными интрузиями габброидов.

Помимо медноколчеданных рудопроявлений, ассоциирующихся с основными аффузивами, тут обнаружена мединая и железорудная скарновая минерализация; встречаются и полиметаллические жилы.

Средний карбон—пермь—триас. В позднем палеозое на Кавказе продолжалась тенденция общего обмеления с проявлением новых участков суши. В результате судетской фазы складчатости



- |                  |    |
|------------------|----|
| NBR              | 1  |
| a                | 2  |
|                  | 3  |
| ...              | 4  |
| ---              | 5  |
| .....            | 6  |
| ●●●              | 7  |
| + + +            | 8  |
| ⋮⋮⋮              | 9  |
| —                | 10 |
| —                | 11 |
| —                | 12 |
| —                | 13 |
| □ D <sub>2</sub> | 14 |
| ●                | 15 |
| LLL              | 16 |
| ==>              | 17 |
| ↑↑↑              | 18 |
| ○○○              | 19 |
| ■■■              | 20 |

область Передового хребта подверглась дифференциальному воздыманию с последующим образованием узкой полосы предгорных прогибов. Отмечен дальнейший спад вулканической активности — имели место лишь редкие и непродолжительные извержения центрального типа в наземно-мелководных условиях. Среди вулканических накоплений в песчано-глинистых отложениях угленосной (продуктивной) толщи преобладают лавы и туфы дацит-риолитового состава (100—400 м), реже встречаются небольшой мощности андезитовые покровы (рис. 2). Как правило, вулканиты характеризуются высоким содержанием щелочей при равном соотношении натрия и калия. Предполагается, что они комагматичны гранитоидам горстаниклиновых зон Кавказа (Дзи-рульский, Храмский, Локский массивы и др.).

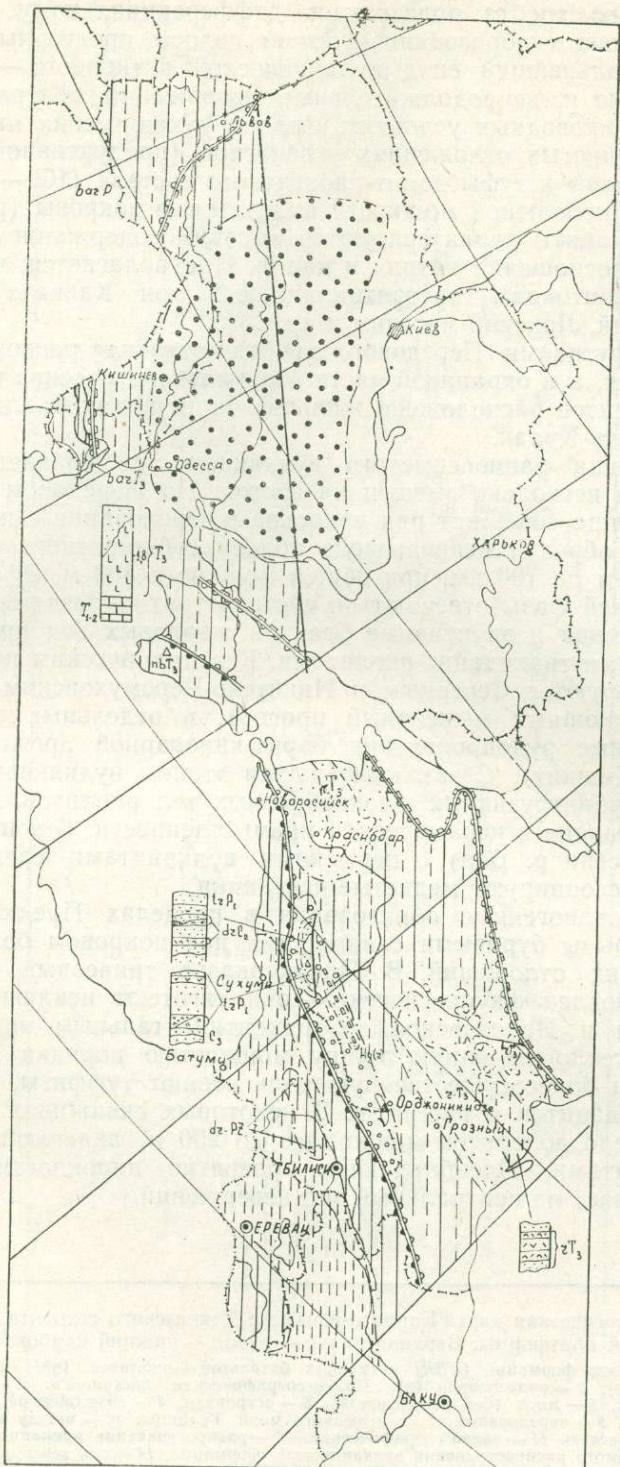
С кислыми эфузивами Передового хребта связана редкометальная минерализация, а в окраинной части Молкинского массива поздне-палеозойских гранитов расположено жильное барит-полиметаллическое месторождение Чечу-Кулак.

Ареал проявления раннепермского вулканизма по сравнению со среднекарбоновым несколько смешен на восток. На Передовом хребте вулканогенная толща содержит ряд покровов в чередовании с пачками пирокластолитов, образуя непрерывную полосу субширотного простирания протяжением до 100 км, при общей мощности 400 м. Эфузивы относительно ранней фазы отвечают по составу трахиандезитам, более поздние лавоизлияния и эруптивные брекчи жерловых зон представлены красно-бурыми трахиадацит-риолитами. К вулканическим центрам, которые контролируются Северным и Никитско-Черемуховским разломами (ограничивающими межгорный прогиб), в отдельных случаях приурочены ртутные рудопроявления барит-киноварной аргиллизитовой формации (Кишкит). С заключительным этапом вулканизма связано внедрение субинтрузивных штокобразных тел риолитов, пригодных для использования в керамической промышленности. В зоне Главного хребта (бассейн р. Бад) с пермскими вулканитами среднего и кислого состава ассоциируют медистые песчаники.

Триасовые вулканогенные образования в пределах Предкавказья и Добруджи вскрыты буровыми скважинами под покровом более молодых мезозойских отложений. В Предкавказье триасовый возраст вулканитов установлен фаунистически — они тяготеют исключительно к Прикаспийской и Приазовской внутренконтинентальным впадинам, образуя вулканогенно-осадочную толщу мощностью порядка 1000 м. В западной части более существенную роль играют туффиты, туфы и лавы андезитов, дацитов и риолитов. В некоторых скважинах пересечено пластовое тело долеритов мощностью до 200 м, залегающее над кислыми вулканитами. Преобладающее развитие пирокластического материала указывает на центральный тип извержений.

Рис. 1. Палеовулканологическая карта Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Восточно-Европейской платформы. Верхний силур — девон — нижний карбон.

Формации: 1 — парагенезис формаций (*NBR*) натриевых базальтов — риолитов (*nbr*) и базальт-андезит-риолитовой (*bar*), 2 — андезитовая (*a*). Палеогеографическая обстановка: 3 — глубокого моря, 4 — мелкого моря, 5 — моря (без расчленения), 6 — островная, 7 — возвышенной суши, 8 — суши (без расчленения), 9 — чередование суши и мелкого моря. Границы: 10 — между платформой и геосинклинальной областью, 11 — палеогеографические, 12 — распространения вулканических формаций, 13 — предполагаемого распространения вулканических формаций, 14 — ось зоны медно-цинковой колчеданной формации; 15 — местоположение рудной формации; 16 — базальты; 17 — дациты; 18 — риолиты; 19 — туфопесчаники; 20 — песчаники.



- |    |                  |                 |
|----|------------------|-----------------|
| 1  | πb <sub>1</sub>  | πb <sub>2</sub> |
| 2  | z,d <sub>2</sub> |                 |
| 3  | △                |                 |
| 4  |                  |                 |
| 5  |                  |                 |
| 6  | ...              |                 |
| 7  | ●●●              |                 |
| 8  | ○○○              |                 |
| 9  | □□□              |                 |
| 10 | □□□□             |                 |
| 11 | □□□□□            |                 |
| 12 | □□□□□□           |                 |
| 13 | □□□□□□□          |                 |
| 14 | □□□□□□□□         |                 |
| 15 | □□□□□□□□□        |                 |
| 16 | □□□□□□□□□□       |                 |
| 17 | □□□□□□□□□□□      |                 |
| 18 | □□□□□□□□□□□□     | Hg(2)           |
| 19 | □□□□□□□□□□□□□    | L L             |
| 20 | ▽▽▽              |                 |
| 21 | “””              |                 |
| 22 | △△△              |                 |
| 23 | ○○○              |                 |
| 24 | ○○○○             |                 |
| 25 | ●●●●             |                 |
| 26 | □□□□□□□□□□□□     | T <sub>3</sub>  |

В Добрудже нижняя часть так называемого татарбунарского комплекса (мощность около 3000 м), который датируется триасом по аналогии с серией Налбанд, сложена андезитами, диабазами, реже спилитами, альбитофирами и пирокластикой соответствующего состава. В верхней части комплекса доминируют уже кислые вулканиты.

Юра — м. л. Юра для рассматриваемого региона — это эпоха максимально интенсивного проявления вулканизма, что, безусловно, является следствием возобновления здесь растягивающих напряжений и значительного расширения бассейна окраинного моря с последующим формированием новой базальтовой коры на отдельных участках эвгеосинклинальных зон (рис. 3). Волны альпийских движений, сопровождаемые вулканическими пароксизмами и захлестнувшие в ранней юре территорию Предкавказья, постепенно распространяются на юг и северо-запад, охватывают в среднеюрское время Малый Кавказ и Крым, а в титоне-неокоме достигают также Карпат.

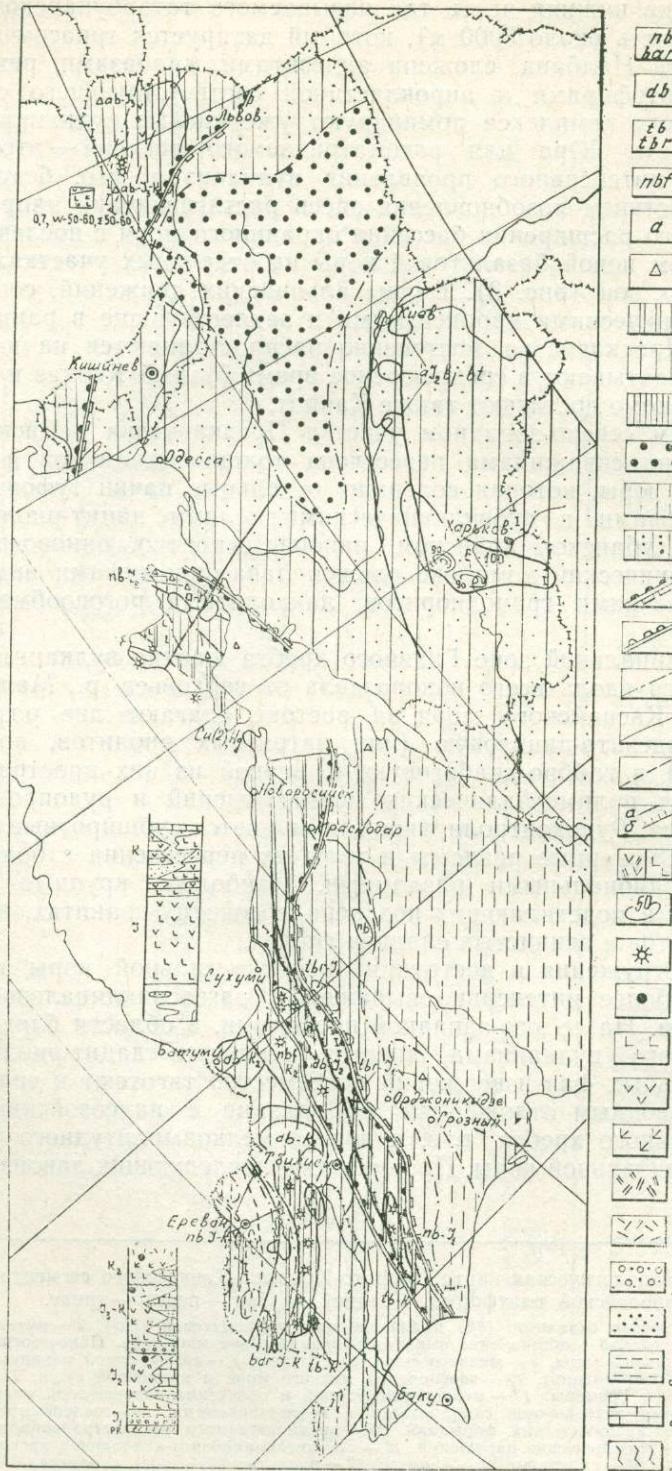
На крайнем северо-западном участке Предкавказья в Ейско-Березинском районе скважинами пересечена толща песчаников и аргиллитов нижней юры, которая содержит отдельные пачки туфов и туффитов с покровами и субвулканическими телами дацит-риолитового состава. В Кубанско-Маранском районе, вероятно, одновозрастный вулкано-плутонический комплекс сложен лавами и туфами андезитов, штоками и некками гранодиоритов, лакколитами роговообманковых трахиандезитов.

В геосинклинальной зоне Главного хребта юрские вулканиты, пролеживающие вдоль всего водораздела от верховьев р. Мал. Лаба на западе до Каспийского моря на востоке, слагают две различные формации: андезито-дацитовую (или натриевых риолитов, по новой номенклатуре) и габбро-диабазовую. С первой из них пространственно связан ряд полиметаллических месторождений и рудопроявлений садонского типа. Рудоконтролирующими являются субширотные кулисообразно расположенные разломы и узлы их пересечения с более мелкими субмеридиональными разломами. Наиболее крупные рудные тела залегают в подстилающих позднепалеозойских гранитах, а также среди вулканитов и глинистых сланцев лейаса.

Процесс погружения и деструкции континентальной коры в океаническую наиболее интенсивно выражен в эвгеосинклинальной зоне южного склона. На ее юго-западной периферии, в области близповерхностно-наземного вулканизма, кислые продукты дацит-риолитового состава начальных фаз извержений повсеместно тяготеют к трансгрессивным мелководным отложениям на границе с палеозойским фундаментом Главного хребта; т. е. к полосе мелкоамплитудного раздвижения континентальной коры. Продукты же последующих лавоизлияний

Рис. 2. Палеовулканологическая карта Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Восточно-Европейской платформы. Средний карбон — пермь — триас.

Формации: 1 — натриевых базальтов (*nb*) и базальт-андезит-риолитовая (*bar*), 2 — риолитовая (*r*) и дацит-риолитовая (*dr*), 3 — обозначение выходов вулканитов вне масштаба. Палеогеографическая обстановка: 4 — глубокого моря, 5 — мелкого моря, 6 — лагуны, 7 — возвышенной равнины, 8 — горная, 9 — суши (без расчленения), 10 — чередования мелкого моря и низменной суши, 11 — чередования суши и лагуны. Границы: 12 — между платформой и областями завершенной складчатости, 13 — между областями завершенной складчатости и геосинклиналями, 14 — палеогеографические, 15 — распространения вулканических формаций, 16 — предполагаемого распространения вулканических формаций, 17 — тектонические нарушения, 18 — ось метапинобарит-киноварной аргиллизитовой зоны; 19 — базальты; 20 — андезиты; 21 — дациты; 22 — риолиты; 23 — туфы риолитов; 24 — конгломераты; 25 — песчаники; 26 — известняки.



(поздний плинсбах — ранний тоар) — вулканиты толеит-базальтового состава — сосредоточены преимущественно в полосе осевого погружения геосинклиналии, т. е. в зоне с наибольшей амплитудой раздвижения континентальной коры. Именно с ними ассоциируют в пространстве и, вероятно, связаны генетически колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения южного склона Бол. Кавказа.

На северо-восточной периферии южного склона и в осевой зоне геоантклинали Главного хребта особенно широко развиты субширотно ориентированные дайки, штоки и межпластовые залежи диабазов и габбро-диабазов, залегающие в аспидно-сланцевой толще лейас-байоса и составляющие интрузивно-субвулканическую фацию габбро-диабазовой формации. Дайковый комплекс, сформировавшийся на коре континентального типа, трассирует зону растяжения, по которой происходило внедрение магмы толеит-базальтового состава. Лавовые и пирокластические породы данной формации сосредоточены преимущественно вокруг вулканических центров и слагают крупные массивы Чаухи, Архон и Чутхаро. На территории Северного Кавказа, Дагестана и Азербайджана с дайковым поясом и базальт-диабазовой формацией пространственно ассоциирует ряд медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений.

В северо-западной части Кавказа проявления ааленского вулканизма пространственно приурочены к песчано-глинистым отложениям серии Гойтх, мощностью 3,5—4 км. Формация обладает здесь контрастным составом: в нижней части серии (чаталтинская свита) преобладают подушечные лавы и туфы основного состава, образующие три-четыре горизонта с суммарной мощностью 250 м. Верхняя часть серии (свита горы Индюк) содержит один-два горизонта риолит-датитовых туфов, туффитов и туфопесчаников, залегающих в аргиллитах верхнего аалена. Встречаются также силлы риолито-дацитов, на которых возвышается купол вулканической постройки горы Индюк.

Подводные вулканические извержения, достигшие максимальной мощности в байосе, привели к становлению на западной периферии южного склона и примыкающей к ней части Закавказского срединного массива андезито-базальтовой формации (порфиритовая свита байоса мощностью до 3,5 км), в строении которой участвуют преимущественно спилиты, частично альбитизированные андезито-базальты и их пирокластолиты, гиперстеновые и роговообманковые андезиты, реже биотитовые трахиандезиты и калиевые кератофиры. С формацией пространственно и генетически связана баритовая вулканогенно-гидротермальная минерализация с небольшим количеством свинца и цинка.

Рис. 3. Палеовулканологическая карта Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Восточно-Европейской платформы. Юра — мел.

Формации: 1 — натриевые базальты (*nb*) и базальт-андезит-риолиты (*bar*), 2 — андезито-базальтова (*ab*), 3 — трахибазальтова (*tb*) и трахибазальт-риолитовая (*tbr*), 4 — щелочных базальтов-фонолитов (*nbf*), 5 — андезитовая (*a*), 6 — обозначение выходов вулканитов вне масштаба. Палеогеографическая обстановка: 7 — глубокого моря, 8 — мелкого моря, 9 — островная, 10 — возвышенной равнины, 11 — суши без расчленения, 12 — чередование суши и моря. Границы: 13 — платформы и геосинклинальных областей, 14 — геосинклинальных областей, 15 — палеогеографические, 16 — распространения вулканических формаций, 17 — предполагаемого распространения формаций, 18 — тектонические нарушения: *a* — разрывные, *b* — надвиговые, 19 — наличие пирокластитов в осадочных породах, 20 — линии изомощностей, 21 — вулканические аппараты без расчленения; 22 — место рудной формации; 23 — базальты; 24 — андезиты; 25 — андезито-базальты; 26 — дациты; 27 — риолиты; 28 — конгломераты; 29 — песчаники; 30 — глины; 31 — известняки; 32 — метаморфические породы протерозоя.

В поздней юре спорадическая вулканическая активность (силлы, покровы и туфы трахибазальт-трахитового состава) отмечена лишь на западной периферии Закавказского срединного массива и то на локальных ее участках с прибрежно-лагунными условиями осадконакопления.

На Мал. Кавказе юрский, а затем и меловой вулканализм проявился главным образом в Сомхито-Карабахской, Севано-Акеринской и Вандамской зонах, обрамляющих Закавказский срединный массив с юга. В палеогеографическом отношении — это также мелководные морские бассейны с цепью островов северо-западного простирания, наиболее же значительная из них Сомхито-Карабахская зона представляет собой островную дугу с множеством крупных очаговых вулкано-тектонических структур и вулканических аппаратов как линейного, так и центрального типов. Мощность юрской вулканогенно-осадочной толщи достигает здесь 4000 м. Четко прослеживается гомодромная направленность дифференциации вулканитов от базальтов через андезито-базальты и андезиты к дацит-риолитам. Преимущественно развиты породы среднего состава, однако в пределах отдельных вулкано-тектонических структур в зависимости от глубинного строения последних преобладают либо симатические, либо сиалические члены серии с соответствующими особенностями металлогенеза. В целом с юрской вулканогенно-осадочной формацией Мал. Кавказа парагенетически связаны серно- и медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, медно-порфировые и баритовые месторождения.

Наиболее общие черты развития юрского магматизма на Кавказе сводятся к следующему: в самом начале интрузивной деятельности в зоне южного склона и в пределах Закавказского срединного массива образуются секущие и пластовые тела габбро-диабазов, затем следует активность диоритовой, а в конце — гранитоидной магмы. В результате ассимиляции основных пород возникает целая гамма промежуточных разновидностей гибридного происхождения. В этот же период на Мал. Кавказе происходило внедрение плагиогранитов и габбро-диорит-гранодиоритов. Все они по геологическим и радиологическим данным датируются как среднеюрские.

В Крыму проявления юрского (лейас-байос) вулканализма известны не только в горной, геосинклинальной части, но и вдоль его северной периферии — в области сочленения со Скифской эпигерцинской платформой. Мощность вулканогенно-осадочной толщи 600—800 м. Тут представлены все без исключения члены гомодромно-дифференциированной формации: базальты, спилиты, микробазальтовые порфиры (андезито-базальты), андезиты, дациты и риолиты. В связи с вулканическими центрами обнаружена медная и полиметаллическая минерализация.

В Закарпатье, в фундаменте палеоген-неогенового прогиба, установлены юрские базальты, андезито-базальты и их пирокластолиты, которые, по аналогии с вулканитами подобного состава Чивчинских гор, отнесены к андезит-базальтовой формации.

Меловой вулканализм на локальных участках исследуемой территории непосредственно продолжает вулканическую деятельность, начавшуюся еще в поздней юре. В Армавирском районе (Северный Кавказ) скважинами вскрыта толща раннемеловых щелочных и высокотитанистых базальтоидов (покровы, лавобрекчи и туфы) мощностью до 300 м. В пределах Шамхорской горст-антиклинали (Мал. Кавказ) в результате наземных извержений был сформирован комплекс ( $\approx 400$  м) агломератов.

ратовых туфов и лавовых покровов как базальтового, так и андезитового состава. В конечную фазу резко возрастает интенсивность выбросов андезитовой пирокластики. Становление комплекса завершилось внедрением пластовых тел и даек долерит-порфиритов. В целом по составу и условиям проявления раннемеловая трахибазальт-трахиандезитовая формация сходна с позднеюрской.

В позднем мелу вулканическая активность проявила особенно интенсивно в пределах Закавказского срединного массива. В области относительно глубоководного погружения, в зоне зарождающегося Аджаро-Триалетского интраплатформенного рифта, происходит формирование мощного ( $\approx 2000$  м) комплекса базальт-андезито-базальт-андезитовых пород с преобладанием его средних членов. Наиболее основные разновидности — оливиновые базальты в ассоциации с роговообманковыми базальтами и андезитами — развиты в зонах глубинных разломов, ограничивающих эту зону от смежных Грузинской и Артвено-Болниссской глыб.

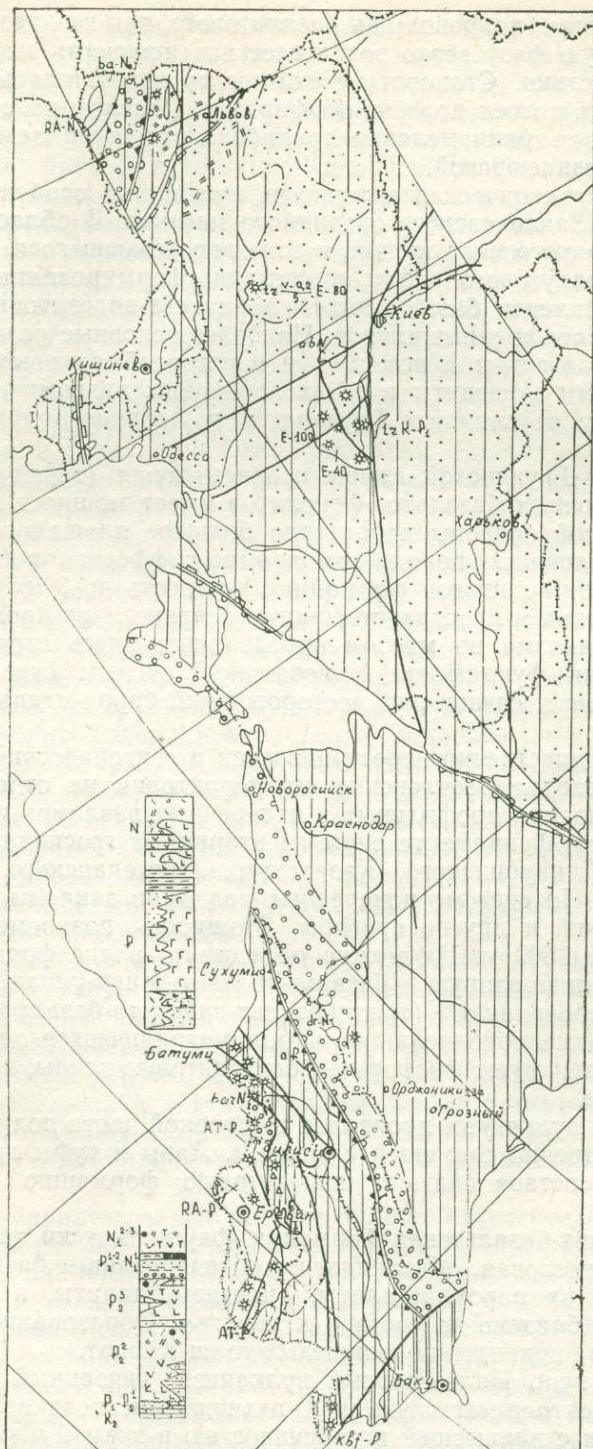
В западной части Грузинской глыбы позднемеловая (турон-маастрихт) формация щелочных базальтов-фонолитов имеет мощность 200—500 м. Для Болнисской подзоны характерно большое площадное развитие известково-щелочных пород гомодромно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (мощность до 3 км), причем особенности химизма и пространственного распределения продуктов позднемелового вулканизма во многом определялись здесь строением и глубиной залегания фундамента с мозаично-блочным строением. С формацией генетически связан ряд месторождений барит-медно-полиметаллических руд.

В позднем мелу существенно перестраивается и тектонический план Мал. Кавказа: происходит расчленение его территории на отдельные зоны (блоки), активизация профильных и поперечных разломов и заложение на гетерогенном фундаменте системы вторичных геосинклинальных прогибов типа Прикуринского, Казахского, Присеванского, Приараксинского и т. п. По системе поперечных разломов закладываются Иджеванский, Таузский и другие прогибы. Мощность позднемеловых вулканитов достигает 1500 м. Их можно объединить в две формации: гомодромно-дифференцированную (базальт-андезит-дацит-риолитовую) и слабодифференцированную (трахибазальт-андезито-базальтовую). К первой приурочено медноколчеданное и полиметаллическое оруденение, с другой же ассоциируют фосфориты, бентонитовые глины, исландский шпат и марганец.

В Крыму меловой вулканизм проявился в северной части полуострова, где он пространственно совмещен с юрским. Лавы и туфы преимущественно среднего состава слагают андезитовую формацию общей мощностью 500 м.

В Карпатах андезит-базальтовая формация, фаунистически датируемая как нижневерхнемеловая, объединяет альбитизированные базальты, андезито-базальты и их пирокластолиты, андезиты, дациты, а также «калиевые спилиты», близкие по составу к латитам. Образование формации предшествовало накоплению флишевых толщ Карпат.

Палеоген-неоген. Палеогеновый вулканизм, связанный с отдельными фазами тектоно-магматической активизации позднеальпийского этапа, проявлен с наивысшей интенсивностью в южной части Закавказского срединного массива (рис. 4). Вулканиты палеогена пространственно тяготеют к унаследованным и наложенным прогибам



$\alpha b$	1
$Kbf$	2
$ba, ato$	3
$z, d, zt$	4
$tbr$	5
$bar$	6
	7
	8
	9
	10
	11
	12
	13
	14
	15
	16
	17

Numbered entries from 18 to 33 correspond to the symbols in the legend:

- 18: Dashed line with diagonal hatching.
- 19: Diagonal hatching with a small circle and a triangle.
- 20: Diagonal hatching with a small square and a triangle.
- 21: Asterisk (\*).
- 22: Small circle and triangle.
- 23: Vertical hatching.
- 24: Diagonal hatching.
- 25: Horizontal hatching.
- 26: Small square and triangle.
- 27: Diagonal hatching with a small square and triangle.
- 28: Diagonal hatching with a small square and triangle.
- 29: Diagonal hatching with a small square and triangle.
- 30: Small square and triangle.
- 31: Dotted pattern.
- 32: Dashed line.
- 33: Vertical hatching.

(структурно-формационным зонам), отличающимся глыбово-блоковым строением и гетерогенностью фундамента.

В Аджаро-Триалетской зоне Грузии вулканическая активность возобновляется в раннем эоцене, достигает максимальной выразительности в среднем и на отдельных участках непрерывно продолжается до раннего олигоцена. Преобладают извержения центрального типа, трещинные излияния имеют подчиненное значение, центры их сосредоточены преимущественно вдоль субширотных разломов глубокого заложения. Тут выделены две формации: щелочных базальтоидов — лейцитофиров (1,5—3 км) и трахибазальт-трахиандезит-трахиролитовая (до 10 км). С первой генетически связаны заложения бентонитовых глин, со второй — ряд медно-полиметаллических месторождений.

На территории Армении состав палеогеновых формаций эволюционирует от базальтов до риолитов при доминирующем развитии известково-щелочных андезитов. Общими признаками для них являются пересыщение кремнекислотой, низкая титанистость и высокая щелочность с тенденцией возрастания калия. Андезитовую формацию отличает высокий коэффициент эксплозивности (80 %) — ее становление связано с извержениями из вулканов центрального типа. В Севано-Акериинской зоне преобладают кислые производные андезитовой формации в эксплозивной фации; в пределах Мисхано-Зангезурской зоны шире представлены базальты и андезито-базальты в виде крупных массивов. В позднем эоцене в разрезах палеогеновой толщи также начинают преобладать субщелочные и щелочные породы, которые в северной части Армении образуют Тежсарскую кольцевую вулкано-тектоническую структуру, сложенную щелочными трахиандезитами, трахитами, эпилейцитовыми фонолитами и пирокластикой соответствующего состава. В Азербайджане палеогеновые вулканиты андезито-базальт-трахиандезитовой и щелочно-базальт-лейцитовой формаций, сопровождаемые многочисленными субинтрузивными телами, известны в Араксинской и Талышской зонах. В целом к областям развития палеогеновых вулканитов на Мал. Кавказе пространственно приурочены медно- и серноколчеданные, медно-молибденовые, золото-полиметаллические и другие месторождения. На Бол. Кавказе продукты палеогенового вулканизма практически отсутствуют.

В Карпатах признаки вулканической деятельности в палеогене зафиксированы маломощными прослойями туфов, редко достигающими по мощности первого десятка метров. Предполагается, что вулканические центры располагались либо в Закарпатье, либо по северному обрамлению трога.

Рис. 4. Палеовулканологическая карта Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Восточно-Европейской платформы. Палеоген — неоген.

Формации: 1 — андезито-базальтовая (*ab*), 2 — щелочных базальтоидов-лейцитофиров (*kbf*), 3 — базальт-андезитовая (*ba*), андезитовая (*a*), трахиандезитовая и парагенезис этих формаций (*TA*), 4 — риолитовая (*r*), дацит-риолитовая (*dr*), трахиролитовая (*tr*) и парагенезис этих формаций (*RA*), 5 — трахибазальт-трахиандезит-трахиролитовая (*tbr*), 6 — базальт-андезит-риолитовая (*bar*). Палеогеографическая обстановка: 7 — глубокого моря, 8 — мелкого моря, 9 — островная, 10 — горная, 11 — смена морской обстановки горной, 12 — суши (без расщепления). Границы: 13 — между платформой и областью завершенной складчатости, 14 — между областями складчатости и орогеном, 15 — орогена, 16 — палеогеографические, 17 — распространения вулканических формаций, 18 — предполагаемого распространения вулканических формаций, 19 — тектонические нарушения: а — разрывные, б — надвиговые, 20 — наличие пирокластики дацитов и риолитов в осадочных толщах, 21 — вулканические аппараты (без расщепления), 22 — положение рудной формации в колонке (*a*) и обозначение выходов вулканитов вне масштаба (*b*); 23 — базальты; 24 — андезиты; 25 — андезито-базальты; 26 — трахибазальты; 27 — дациты; 28 — риолиты; 29 — туфы андезитов; 30 — конгломераты; 31 — песчаники; 32 — глины; 33 — известняки.

В неогене, в позднеорогенную стадию альпийского цикла, происходит активное воздымание складчатого сооружения Бол. Кавказа, как и оживление древних унаследованных структур Мал. Кавказа.

На Северном Кавказе неоген-антропогеновая вулканическая деятельность проявилась вдоль Транскавказского поперечного поднятия — в Эльбрус-Чегемском районе. Общая направленность эволюции вулканизма здесь антидромная: от гранитоидов и риолитов к дацитам и андезито-дацитам. Особенность размещения вулканитов этой однородной дацит-риолитовой формации — приуроченность их к отдельным пространственно разобщенным разломам и узлам их пересечений, а также большая мощность (2—2,5 км) вулканогенных толщ при ограниченном площадном распространении. Тип извержений смешанный, т. е. в одинаковой мере характерны лавовые потоки и пирокластика самой различной размерности.

В Закавказье, в продолжение позднего миоцена — раннего плиоцена в водоемах типа запрудных озер Артвино-Болниской глыбы происходили извержения центрального типа, приведшие к накоплению мало мощного (500—600 м) комплекса вулканогенно-осадочных пород базальт-андезит-дацит-риолитовой формации с преобладанием промежуточных членов дифференцированного ряда.

В дальнейшем, уже в позднем плиоцене — плейстоцене, тут начинает функционировать субмеридиональная система вулканов, поставляющая на поверхность эфузивный материал преимущественно среднего и основного состава.

В Грузии продукты неогенового вулканализма используются главным образом в строительстве. Нередко с ними пространственно ассоциируют диатомитовые и бентонитовые месторождения, а также отдельные проявления халцедон-опаловой минерализации.

Немало неогеновых вулканов центрального типа отмечено и на территории Армении, где они контролировались системами Севанских и Памбак-Зангезурских глубинных разломов. С позднего миоцена — раннего плиоцена здесь также прослеживается антидромная направленность лавоизлияний. В пределах наиболее жестких блоков вулканализм отличается преимущественно ареальным типом извержений и более основным составом продуктов, которые принадлежат к трахиандезитовой формации. С вулканическими центрами связаны медно-молибденовое, редкометальное, ртутное и реальгаро-уропигментовые оруденения. Подобные же рудопроявления приурочены и к породам дацит-риодацит-риолитовой формации в структурах Араксинской и Севано-Акеринской зон на территории Азербайджана.

В Закарпатье неогеновый вулканализм проявился вдоль глубинных разломов на периферии срединного массива и отличается практически непрерывным развитием с несколькими максимумами активности. С миоценовыми риодацитами парагенетически связаны полиметаллические месторождения, с плиоценовой андезитовой формацией — ртутные и редкометальные.

Таким образом, вулканализм для Карпато-Крымско-Кавказского сегмента является характерным сопровождающим процессом во все периоды его геологического развития, при этом состав продуктов извержений меняется в зависимости от тектонических условий их размещения и особенностей строения фундамента.

Наблюдается тесная пространственно-генетическая связь между вулканогенными формациями и различными залежами рудных инеруд-

ных полезных ископаемых. Наиболее значительные месторождения и рудопроявления возникают в периоды максимального проявления вулканизма — в общем случае интенсивность рудообразования и вулканизма соизмерима.

Базальтоидные и гомодромно-дифференцированные вулканогенные формации, становление которых происходило в периоды спрединговых движений и тектономагматической активизации, вмещают главным образом залежи серно-медноколчеданных и медно-полиметаллических руд, в то время как ртутная, реальгароурипигментовая и редкометальная минерализация, а также ряд неметаллических полезных ископаемых ассоциируют преимущественно с дацит-риолитовыми формациями зон сжатия и воздымания.

А. М. ДЫМКИН, Ю. А. ПОЛТАВЕЦ

### ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Идея о вулкано-плутонических ассоциациях как единых магматических системах впервые определено была высказана Е. К. Устивым [16, 17]. На примере востока нашей страны он показал, что вулканиты и плутонические образования, объединенные в соответствующие формации, характеризуются не только близостью структурно-вещественных признаков, но и примерно одинаковой ролью пород вулканической и плутонической фаций, связанных, как правило, с одним геотектоническим этапом. Надо сказать, что вопросы о соотношении вулканических и интрузивных комплексов, поставленные Е. К. Устивым, еще далеко не решены, хотя в ряде случаев эта проблема достаточно полно разработана, например, для континентальных наложенных вулкано-плутонических поясов, зон тектонической активизации и орогенных зон [19]. Развитие этих зон связано преимущественно с формированием магм гранитоидного состава, для которых в литературе достаточноочноочно укрепилось понятие о вулкано-плутоническом типе магматизма.

Проблема выделения и обоснования вулкано-плутонических формаций в фемических геосинклиналях пока остается нерешенной. Это хорошо видно на примере Урала. Одни исследователи придерживаются широкого толкования вулкано-плутонической формации, ставят, по существу, знак равенства между понятиями «комагматичные ассоциации» и «вулкано-плутоническая формация» [8]. Другие исследователи [20, 21] поддерживают идею об относительной независимости («автономности») интрузивной и вулканической форм магматизма, допуская при этом, что собственно понятие «вулкано-плутонизм» применимо в основном к кали-натровым сериям пород, с которыми на Урале пространственно и генетически связаны скарново-магнетитовые месторождения. Эволюция развития магматизма в уральской эвгеосинклинали, по данным этих исследователей, выглядит так: вулканическая, вулкано-экструзивная, вулкано-плутоническая и плутоническая, обусловливаемая геотектоническими режимами: океаническая — островодужная — континентальная. Дискуссионен вопрос и о соотношении самых ранних магматитов спилит-диабаз-кремнистой ассоциации, тесно пространственно связанных с интрузивными породами оphiолитового комплекса. С. Н. Иванов [8] рассматривает их как вулкано-плутонические формации, однако Г. Ф. Червяковский, В. А. Прокин и другие [20] отрицают даже их комагматичность из-за различной истории формирования составляющих эти комплексы. Действительно, если под комагматичностью понимать производные единого магматического очага и интрузивные

члены офиолитовой ассоциации считать реститами — тугоплавкими остатками истощенной мантии [10], то с этих позиций раннегеосинклинальные образования в общепринятом смысле комагматами не являются. Вместе с тем исследования офиолитовых комплексов Тихоокеанского пояса [1] несомненно свидетельствуют о родственных отношениях между офиолитовыми вулканитами, гипербазитами и габброидами; такое заключение основывается на наблюдаемой сопряженности в изменении ряда петрохимических характеристик — титанистости, железистости и т. д., в ряду гипербазиты — габброиды — вулканиты для каждого конкретного офиолитового пояса.

Вопрос о металлогенической специализации и взаимоотношениях вулканических и плутонических (интрузивных) образований также далеко не исчерпан, несмотря на определенный прогресс в этом отношении. Со временем выделения Е. К. Устиевым [16, 17] в Охотско-Чукотском структурном поясе комагматических образований, дальнейшие исследования вулкано-плутонических ассоциаций в нашей стране развивались в направлении выделения и обоснования аналогичных формаций в других регионах страны. При этом все исследователи обычно подчеркивали общность и близость состава комагматов. И для петрологических и структурно-геологических целей этого было достаточно. Однако при металлогенических построениях и особенно при разработке генетических представлений о формировании рудных месторождений, как стало ясно в последние годы, только этих признаков явно недостаточно. Такой подход не позволял достаточно полно ответить на вопросы: 1) в какой мере вулканизм и плутонизм связаны между собой; 2) какие характерные особенности химизма коррелируются эндогенным оруднением; 3) свойственны ли вулкано-плутонические формации всем или только некоторым этапам развития складчатых областей. Конечно, все эти вопросы были и остаются в центре внимания исследователей.

Хорошо известно, что в процессе развития складчатых областей взаимосвязь между вулканическими и плутоническими породами выражается по-разному, даже в случае их комагматичности, т. е. тогда, когда они являются производными одной магмы и одного глубинного очага. Это хорошо показано в монографии П. М. Хренова [19] и избавляет нас от необходимости подробно останавливаться на геологических особенностях развития вулканических поясов. Следует лишь подчеркнуть различную направленность в эволюции вулканизма и сопряженного с ним интрузивного магматизма геосинклинальных и негеосинклинальных вулкано-плутонических поясов. Если для первых в целом характерно возрастание роли кислого магматизма в процессе их развития, то для внегеосинклинальных областей магматизма (Охотский структурный пояс), наоборот, в процессе их развития на поздних этапах возрастает роль основного магматизма. К сожалению, к конкретным объектам трудно приложить эти общие выводы для выяснения геотектонического режима формирования вулкано-плутонических зон. В качестве примера можно привести Аджаро-Триалетскую зону Малого Кавказа со скарново-магнетитовыми и медно-порфировыми месторождениями. Эта зона формировалась, по мнению одних исследователей, в позднегеосинклинальную или орогенную стадию развития; по мнению других, она является вторичной геосинклиналью. Не менее дискуссионен вопрос и об отнесении к геосинклинальному или наложенному типу вулкано-плутонических поясов, например, Магнитогорской зоны на Южном Урале или Валерьяновской — в Зауралье.

В общем, как показали исследования, вулкано-плутонические ассоциации начинают формироваться на сравнительно поздних стадиях геосинклинального процесса. Так, в Алтае-Саянской области в прогибах с дифференцированными движениями устанавливаются довольно тесные связи между раннегеосинклинальной спилито-кератофировой формацией и ее интрузивными аналогами — габбро-плагиогранитовой. В Мугоджахах, по Г. Э. Нарвайт и Н. М. Жукову [11], вулканогенные породы с ассоциирующим колчеданным оруденением и габбро-плагиогранитные интрузии принадлежат к вулкано-плутонической ассоциации.

Что касается скарново-магнетитовой минерагении, то здесь, в начале 60-х годов появились многочисленные материалы, свидетельствующие о сопряженности, а часто и неразрывности процессов вулканизма и становления глубинных комагматов. Такие ассоциации характеризуются близким петрографическим составом, практически одинаковым набором элементов-примесей, приуроченностью их к одним и тем же структурам и близостью во времени формирования (по геологическим и радиологическим данным). Во многих регионах (Тургай, Алтае-Саяны) наблюдается тесная связь скарново-магнетитовых месторождений с вулкано-плутоническими комплексами [5—7, 9]. А между тем совсем недавно при определении генетической природы месторождений железа скарновой формации основное внимание уделялось плутоническим (интрузивным) породам. В рудных провинциях выделялись и продолжают выделяться только глубинные железоносные магматические комплексы, характеризующиеся вполне определенными петрохимическими особенностями. При этом обычно приводятся аргументы структурного, геохимического и, наконец, общегеологического плана, свидетельствующие о связи глубинного магматизма со скарново-магнетитовыми месторождениями. Вулканогенные же образования, вмещающие рудные залежи, рассматривались всего лишь как благоприятная среда, способствующая метасоматическому формированию скарнов и руд. Условия вулканических процессов, структурно-геологическая их позиция и петрохимизм, раскрывающие важные черты развития магматизма отдельных регионов, хотя и рассматривались исследователями, но, как правило, в отрыве от процессов эндогенного оруденения и глубинного магматизма.

Довольно четкая приуроченность многих месторождений и околовонтактовым зонам интрузивов трактовалась исследователями как признак их тесной связи. Недоучет особенностей процессов вулканизма при относительно детальной изученности геологического строения и условий локализации скарново-магнетитовых месторождений при почти полном отсутствии сравнительного совместного сопоставления химизма магнетитов эфузивной и интрузивной фаций, а также попыток увязки петрохимии магмопоявления и оруденения в немалой степени способствовал появлению нередко противоречивых генетических представлений.

Нами выполнены специальные петрохимические исследования вулканитов и интрузивных пород с целью устранить некоторые противоречия, возникающие при анализе вулкано-плутонических ассоциаций и их металлогенической специализации. Для решения поставленных вопросов потребовалось сместить акцент с доказательств процессов общности на выяснение, наоборот, различий вулканогенно-интрузивных ассоциаций, принадлежащих к вулкано-плутонической формации. И такой подход оказался весьма плодотворным.

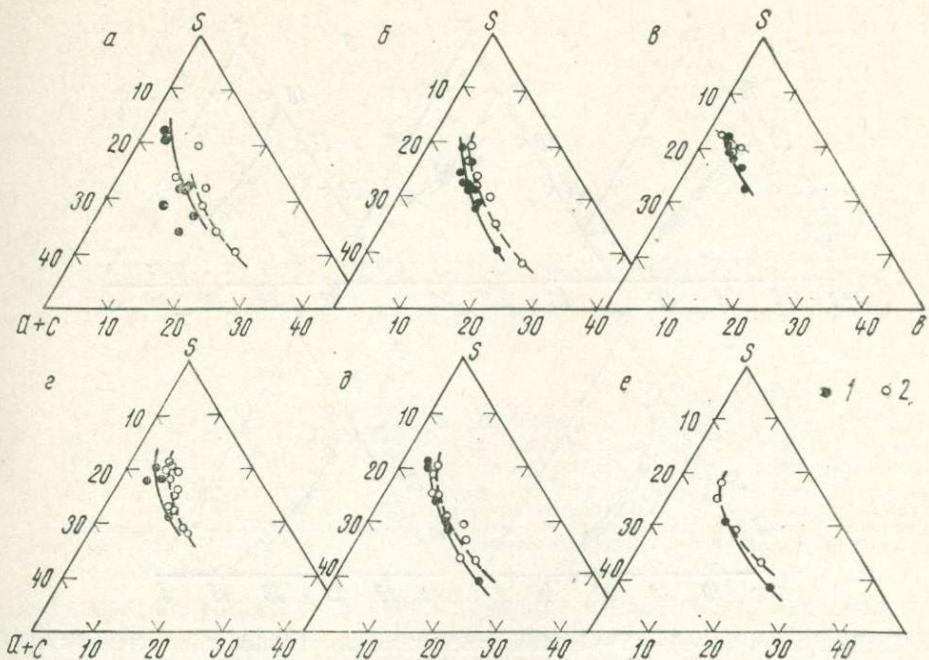


Рис. 1. Диаграмма ( $a+c$ ) —  $S$  —  $b$  вулкано-плутонических комплексов континентальных окраин (Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского поясов).

*a* — Дальнегорский район; *б* — самаргинский комплекс; *в* — вениковский комплекс; *г* — Селемджинская впадина; *д* — нижне- и среднемеловая формации Охотского структурного пояса; *е* — третичная формация, там же. 1, 2 — породы: 1 — интрузивные, 2 — эфузивные. Составлена по данным [3, 16].

Были исследованы петрохимические особенности вулкано-плутонических ассоциаций железоносных вулкано-плутонических комплексов главнейших структурно-фацальных зон Урала, окраинно-континентальных и островодужных структур северо-западного сектора Тихоокеанского пояса [13—15]. Проведенный анализ позволил впервые получить информацию, имеющую, как нам представляется, принципиальное значение для понимания природы вулкано-плутонических ассоциаций и связанной с ними металлогении. Как видно на приведенных диаграммах, представляющих модифицированную форму выражения петрохимических параметров А. Н. Заварицкого, выделяются два типа взаимного расположения вариационных кривых состава пород вулканитов и их интрузивных аналогов (рис. 1—3).

Первый тип вулкано-плутонических ассоциаций, названный нами окраинно-континентальным, характеризуется тем, что фигуративные точки состава интрузивов на диаграмме ( $a+c$ ) —  $S$  —  $b$  располагаются ближе к вершине ( $a+c$ ) относительно эфузивных аналогов. В частности, здесь (см. рис. 1) представлены комагматические серии Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского вулканогенных поясов.

Второй тип комагматических ассоциаций характеризуется обратными соотношениями в расположении вариационных кривых пород вулканической и интрузивной серий (см. рис. 2, 3). Здесь обнаруживается большая лейкократовость эфузивов относительно их интрузивных аналогов, вследствие чего figuratивные точки вулканитов на диаграмме

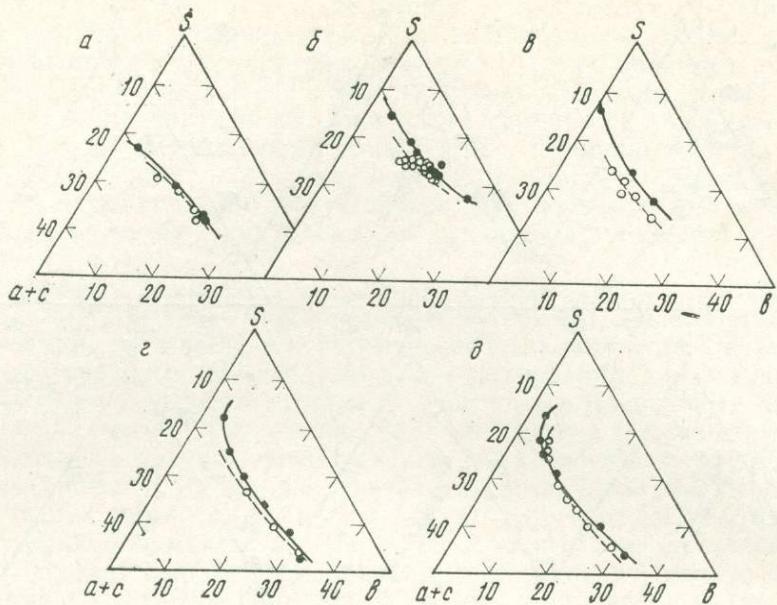


Рис. 2. Диаграмма  $(a+c) — S — b$  железоносных комагматических вулканогенно-интрузивных ассоциаций на Урале.

*a* — *в* — Тюменско-Кустанайский прогиб: *а* — Березовское рудное поле, *б* — Алешинское месторождение, *в* — Соколовское рудное поле; *г* — Тагильская зона, Аузрабахо-Туринское рудное поле; *д* — Магнитогорская зона, Магнитогорское рудное поле. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

$(a+c) — S — b$  располагаются ближе к вершине  $(a+c)$ . Такая закономерность свойственна в первую очередь железоносным комагматическим вулканогенно-интрузивным образованиям главнейших структурно-фациальных зон Урала и Турагая и вулканогенно-интрузивным ассоциациям внутренних вулканических дуг северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Поэтому данный тип соотношений назван нами островодужным. Как видно из диаграмм, петрохимические особенности комагматических комплексов Урала, с которыми ассоциируются скарновомагнетитовые месторождения, относятся к вулкано-плутоническим формациям островодужного типа.

Дальнейшие исследования показали, что существенные закономерные различия в составе перед эфузивной и интрузивной фаций обусловлены обогащением вулканитов щелочами, глиноземом, нередко титаном, марганцем относительно своих интрузивных аналогов, а последние, наоборот, обогащаются обычно кальцием, магнием и железом. Указанные особенности химического состава пород, как было показано нами ранее, не могут быть обусловлены ни кристаллизационной дифференциацией вследствие удаления высокобарических минералов (оливина, пироксена или граната), ни ассиляцией магматическим расплавом кальция на месте кристаллизации plutона, ни привносом щелочей в породы эфузивной серии в постмагматический этап из-за несоответствия в соотношениях указанных компонентов.

Наиболее приемлема для объяснения различий в химизме комагматических пород модель докристаллизационной дифференциации, заключающаяся в том, что в процессе внутрикамерной дифференциации еще в доэруптивный этап происходит разделение компонентов в расплаве.



Рис. 3. Диаграмма  $(a+c) — S — b$  вулканогенно-интрузивных ассоциаций внутренних вулканических дуг северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.

*a* — станция 1404, Филиппинское море [2]; *b* — хр. Даито [12]; *c* — вулкан «Эсмеральда» [4]; *d* — магматиты субделочной известково-щелочной серии Центральной Камчатки [18].

Условные обозначения те же, что на рис. 1.

В частности, процесс разделения приводит к накоплению щелочей, глиноzemов, а также летучих компонентов преимущественно в верхней части магматического очага, а железа, магния и кальция — в нижней. С точки зрения такой вертикальной расслоенности флюидно-магматического очага, образование рудных лав типа вулкана Лако в Чили или рудных жил на Холзунском месторождении (Горный Алтай) можно рассматривать как предельный случай проявления докристаллизационной дифференциации. Последняя, по-видимому, в природных условиях как фактор, обусловливающий изменение состава магм, имеет гораздо большее значение, чем принято думать.

Степень расслоенности, выражаемая расхождением вариационных кривых пород эфузивной и интрузивной фаций, естественно, следует рассматривать в качестве некоторого параметра стабильности геодинамического режима магматического очага в глубинных условиях. Логично полагать, что в разных рудно-магматических центрах эти очаги как по уровню глубинности, так и по степени дифференцированности могут существенно различаться. По данным объемного геофизического моделирования глубинного строения железоносных вулкано-плутонических структур Валерьяновской зоны [22], отчетливо видна приуроченность скарново-магнетитовых месторождений к крупным вулкано-плутоническим структурам, характеризующимся воронкообразной формой, как правило, асимметричных и размером до нескольких десятков километров, уходящих на глубину до 10—14 км. Причем в соотношенияхрудовмещающих комплексов и месторождений наблюдается одна интересная закономерность — наиболее крупные месторождения явно тяготеют к центральным частям таких своеобразных «воронок», характеризующихся большими мощностямирудовмещающих комплексов, а мелкие, наоборот, приурочены к периферийским частям. Например, под крупнейшими месторождениями — Качарским, Соколовским и Сарбайским — вулкано-плутонические структуры выклиниваются на глубине 8—10 км, тогда как в других (типа Куржункульского, Елтайских) мощностьрудовмещающих комплексов не превышает 2—4 км, значительно меньше

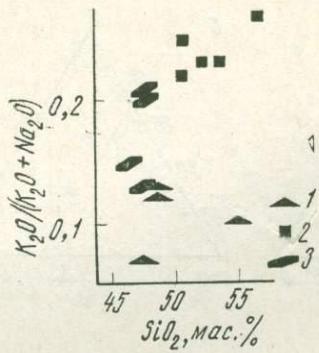


Рис. 4. Отношение  $K_2O/(K_2O + Na_2O)$  в магматитах, различающихся по масштабам месторождений Валерьяновской зоны.

Месторождения: 1 — Куржункульское, гидросиликатный подтип, мелкое; 2 — Качарское, скаполитовый подтип, очень крупное; 3 — Алешинское, скариевый подтип, среднее.

формационной зоны, где каждый рудно-магматический очаг характеризуется разной исходной глубиной эволюционирующего расплава, степенью дифференциации при различных РТ-условиях, что в конечном счете и определяет не только различие в петрохимических свойствах комагматичных пород, но и особенности отдельных железоносных вулкано-плутонических центров. Доказательством тому служат данные по  $K_2O/(K_2O + Na_2O)$  магматитов мелких и крупных месторождений. На примере той же Валерьяновской зоны установлено возрастание калиевости рудовмещающих магматитов от небольших малоглубинных месторождений гидросиликатного подтипа (Елтайское, Куржункульское) к крупным (Качарское и др.) — наиболее глубинным. Если для первых  $K_2O/(K_2O + Na_2O)$  не превышает 0,10—0,12, то для вторых эти величины заметно выше, обычно более 0,20, т. е. в два и более раза (рис. 4,5). Указанные особенности хорошо согласуются и с данными экспериментальной петрологии, из которых также устанавливается повышение калиевости как расплавов, так и флюидной фазы с увеличением давления.

Таким образом, генетические представления, основанные на сопряженности вулкано-плутонизма и процессов оруденения в зависимости от глубины становления и степени докристаллизационной дифференциации (расслоение магматической колонны перед извержением), позволяют удовлетворительно объяснять локальность проявления различных по масштабу месторождений, повышенную мощность вулканических образований, отсутствие прямой корреляции между размерами plutона и запасами руд, более лейкократовый состав вулканитов, различия в содержаниях ряда компонентов ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  и др.) в однотипных породах разных по масштабам месторождений. Развиваемое нами направление и методы анализа вулкано-плутонических ассоциаций позволяют использовать их в сочетании с другими геологическими данными для идентификации древних вулкано-плутонических поясов, а главное, более полно выявлять особенности эволюции глубинного магматизма во

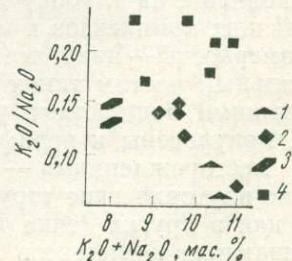


Рис. 5. Отношение  $K_2O/Na_2O$  в околоврудных (осветленных) породах пироксен-альбитового и пироксен-скаполитового состава.

Месторождения: 1 — Куржункульское, 2 — Давыдовское, 3 — Алешинское, 4 — Качарское.

времени и характера влияния этого фактора на типы и масштабы эндогенного оруднения. Тем самым появляется возможность получить более адекватные модели генезиса рудных формаций.

Изложенный материал позволяет нам высказать некоторые соображения относительно понимания объема вулкано-плутонических ассоциаций. При большой продолжительности проявления вулканической и интрузивной форм магматизма, приуроченных к одному геотектоническому этапу в развитии подвижных складчатых областей, и при незначительной разнице во времени (в геологическом понимании) между ними, четко проявляемой сопряженности в химизме комагматичных пород и корреляции минерало-геохимических особенностей рудных формаций, позволяющих глубже вскрывать причинную взаимообусловленность вулкано-плутонического магматизма и эндогенного оруднения, понятие «вулкано-плутоническая ассоциация» целесообразно применять к комагматичным вулканогенно-интрузивным образованиям различных этапов развития подвижных областей.

Одной из основных задач дальнейших исследований должно быть более углубленное изучение влияния характера эволюции вулкано-плутонического магматизма на сопряженную с ним рудную минерализацию подвижных зон, находящихся на разных этапах их развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника/Под ред. Л. И. Красного. Л.: Недра, 1978. 248 с.
2. Геология дна Филиппинского моря/Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
3. Геохимия Восточного Сихоте-Алинского и Охотского поясов./Ф. Г. Федчин, В. П. Симаненко, С. Н. Залевский и др. М.: Наука, 1981. 188 с.
4. Горшков А. П., Абрамов В. А., Сапожников Е. А. и др. Геологическое строение подводного вулкана «Эсмеральда».—Вулканология и сейсмология, 1980, № 4, с. 65—78.
5. Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск: Наука, 1966. 168 с.
6. Дымкин А. М. Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железооруднение.—В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железооруднение. Новосибирск, Наука, 1970, с. 5—30.
7. Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулкано-плутонических ассоциаций. Свердловск, 1982. 71 с.
8. Иванов С. Н. О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении.—В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 3, с. 15—29.
9. Корель В. Т., Перфильева Н. В. Колыцевая вулкано-тектоническая структура Ирбинского железорудного района (Восточный Саян).—В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск, 1974, с. 98—105.
10. Лутц Б. Т. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
11. Нарвайт Г. Э., Жуков Н. М. К вопросу о связи колчеданного оруднения с базальтоидными вулкано-плутоническими формациями.—В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 297—298.
12. Нестеренко Г. В. Долериты и высокоглиноземистые базальты хребта Дайто (Филиппинское море).—Геохимия, 1981, № 8, с. 1247—1249.
13. Полтавец Ю. А. Петрохимические особенности железоносной вулкано-плутонической ассоциации Валерьяновской зоны.—В кн.: Ежегодник-1978/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН ССР. Свердловск, 1979, с. 70—72.
14. Полтавец Ю. А. Значение докристаллизационной дифференциации и роль давления в генезисе вулканогенно-интрузивных комагматичных ассоциаций в связи с их рудоносностью.—В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск, 1981, с. 41—48.
15. Полтавец Ю. А., Дымкин А. М. О принципиальном различии железоносных вулкано-плутонических комплексов островодужного типа и магматитов кон-

- тинентальных окраин.— В кн.: Ежегодник-1982/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983, с. 53—56.
16. Устинев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—182.
17. Устинев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 5—10.
18. Флеров Г. Б., Колосков А. В. Щелочной базальтоидный магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 146 с.
19. Хренов П. М. Негеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
20. Червяковский Г. Ф., Нечеухин В. М., Прокин В. А., Язева Р. Г. Геосинклинальный вулканизм Урала и формирование его продуктов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 92—106.
21. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 3, с. 5—14.
22. Экштейн Г. И., Петров А. П. Объемное моделирование.— В кн.: Геолого-геофизические методы прогнозной оценки магнетитовых месторождений. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 41—49.

Г. Я. АБРАМОВИЧ, И. В. ГОРДИЕНКО,  
А. И. СКРИПИН, П. М. ХРНОВ

**СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ  
ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

В среднем палеозое юг Восточной Сибири представлял собой континентальную страну с горными сооружениями в пределах Восточного Саяна, Восточной Тувы, Прибайкалья и Западного Забайкалья, переходящими в мелководные морские бассейны в Восточном Забайкалье, на границе Восточного и Западного Саянов, а также на западе и востоке Восточно-Сибирского плоскогорья. Для этого времени реставрируются четыре региональных ареала магматической деятельности и соответствующих им вулканических систем: Окино-Енисейская, Западно-Забайкальская, Восточно-Забайкальская и Кемпендейско-Ыгыаттинская (рис. 1).

**Окино-Енисейская палеовулканическая система**

Окино-Енисейская палеовулканическая система протягивается от бассейна р. Оки на востоке до бассейна р. Енисея на западе на расстояние 550—600 км.

Авторами настоящей статьи обобщены литературные и собственные материалы по среднепалеозойскому магматизму Окино-Енисейского междуречья, проведен морфоструктурный анализ рельефа и дешифрирование космических снимков [1—3, 8]. Это позволило выделить ряд новых вулкано-тектонических структур линейного и кольцевого типа и представить во многом оригинальную схему строения Окино-Енисейской палеовулканической системы (рис. 2).

Вслед за И. В. Лучицким [6], посвятившим среднепалеозойскому вулканизму Восточной Сибири серию основополагающих работ, авторы считают, что к началу девонского времени на территории Окино-Енисейского междуречья на месте каледонид и байкалид сформировалось обширное сводовое поднятие. Последующее блоковое обрушение вызвало компенсационное извержение магматического материала. При этом продукты вулканической деятельности концентрировались в пределах троговых рифтогенных структур (Удино-Агульской, Кандатской, Восточно-Тувинской и др.) и крупных впадин, расположенных на пересечениях разломов (Чулымо-Енисейская или Северо-Минусинская, Сыдо-Ербинская, Южно-Минусинская, Рыбинская, Тувинская и др.). Примерно этому же принципу следовало размещение гранитоидных и базальтоидных интрузий, с той лишь разницей, что они более далеко уходили от рифтогенных структур и впадин по системам глубинных разло-

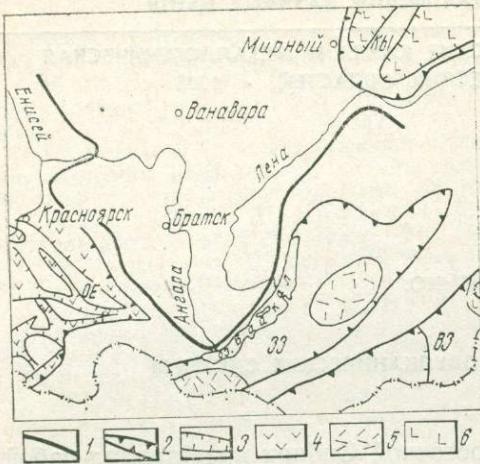


Рис. 1. Среднепалеозойские палеовулканические системы юга Восточной Сибири.

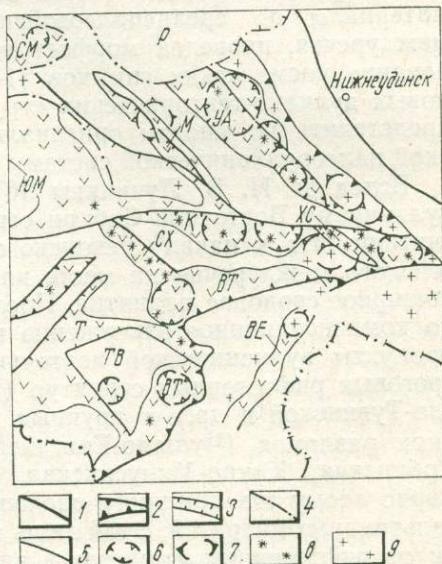
1 — граница Сибирской платформы и области завершенной каледонской складчатости; 2 — палеовулканические системы (ОЕ — Окино-Енисейская, ЗЗ — Западно-Забайкальская, ВЗ — Восточно-Забайкальская, КЫ — Кемпендейско-Ыгыаттинская); 3 — палеовулканические линейные зоны и изометрические депрессии; 4—6 — вулканические формации: 4 — базальт-трахит-базальтовая, 5 — трахириолитовая, 6 — базальтовая.

тивного вулканизма сменялись паузами относительного покоя, когда формировались горизонты терригенных красноцветных пород. К началу живетского времени активность вулканической деятельности резко снизилась. В дальнейшем в позднем девоне и карбоне на большей части рассматриваемой территории существовал континентальный режим и осадконакопление отсутствовало. Тенденция к опусканию сохранилась лишь в пределах крупных впадин в бассейне р. Енисея, где в лагунноморских условиях формировались пестроцветные толщи песчаников, аргиллитов и алевролитов с большим количеством привнесенного из удаленных источников пеплового материала.

В целом форма реставрируемого ареала девонских вулканогенных пород и комагматических им гранитоидных интрузий представляется в виде сектора, центр которого расположен на востоке в бассейне р. Оки, а внешняя дуга проходит на западе в бассейне р. Енисея. На севере границей сектора служит северо-западная Бирюсинская зона разломов, на юге — северо-восточная зона разломов, проходящая в верховьях рек Бол. и Мал. Енисея.

Рис. 2. Схема строения Окино-Енисейской палеовулканической системы.

1 — граница Сибирской платформы и области завершенной каледонской складчатости; 2 — границы Окино-Енисейской палеовулканической системы; 3 — осевые и граничные раздомы вулканических зон; 4 — границы палеовулканических депрессий; 5 — контуры предполагаемого распространения вулканических пород; 6 — кальдеры; 7 — вулкано-тектонические поднятия; 8 — предполагаемые эruptивные центры; 9 — тела комагматических эфузивов гранитоидов. Палеовулканические зоны: УА — Удско-Агульская, К — Кандатская, ВТ — Восточно-Тувинская, М — Манская, ХС — Хребтово-Снежинская, СХ — Систиг-Хемская, Т — Тайгинская, ВЕ — Верхне-Енисейская. Палеовулканические прогибы: Р — Рыбинский, СМ — Северо-Минусинский, ТВ — Тувинский, ЮМ — Южно-Минусинский.



Внутренняя структура Окино-Енисейской палеовулканической системы определяется наличием линейных вулканических зон, веерообразно расходящихся из единого центра, расположенного в бассейне р. Оки. Очевидно, это центр крупнейшего девонского мегасвода. Он фиксируется наличием крупной изоконцентрической кольцевой структуры, обнаруженной при дешифрировании космических снимков (см. рис. 2).

Выделяются три вулканические зоны первого порядка: Удино-Агульская, Кандатская и Восточно-Тувинская. Протяженность линейных вулканических зон 300—400 км. Они заметно расширяются в западном направлении и оканчиваются в бассейне р. Енисея крупными изометрическими вулкано-тектоническими депрессиями с элементами кольцевых ограничений (Рыбинская, Северно-Минусинская, Южно-Минусинская и Тувинская).

Линейные вулканические зоны первого порядка соединяются отдельными линейными вулканическими зонами второго порядка. Размещение последних контролируется единой системой разрывов ортогонального и диагонального направлений (зоны повышенной магматической проницаемости), дешифрируемой на космических снимках и подтвержденной геологическими материалами. На пересечениях разрывов этого типа располагаются районы наиболее активной вулканической и плутонической деятельности (очаговые ареалы магматизма).

Удино-Агульская и Кандатская вулканические зоны отделены друг от друга амагматичной в девоне структурой — Дербинским антиклиномием. Лишь в пределах трассы Манского разлома, пересекающего этот блок в северо-западном направлении, можно предполагать наличие ранее существовавших вулканитов (Манская зона второго порядка). Основанием для этого предположения служит приуроченность к указанной зоне узкого линейного ареала небольших гипабиссальных массивов девонских гранитоидов.

Кандатская и Восточно-Тувинская вулканические зоны смыкаются в восточной части территории. Далее к западу они отделены блоком кембрийских пород внутреннего поля Хамсаринского прогиба, но в бассейне р. Систиг-Хем вновь седняются между собой отчетливо выраженной северо-западной Систиг-Хемской вулканической зоной второго порядка. Восточнее Восточно-Тувинской вулканической зоны первого порядка, очевидно, располагалась еще одна вулканическая зона второго порядка — Верхнеенисейская, северо-восточного направления. Об этом свидетельствует линейный ареал малоглубинных девонских гранитоидов в истоках рек Мал. и Бол. Енисея, сопровождаемый иногда небольшими полями вулканических пород.

Вулканические зоны первого порядка представляют собой линейные депрессии приразломного рифтогенного типа. Они имеют сложное внутреннее строение. В их пределах выделяется ряд прогибов, грабенов и поднятий, имеющих круговую, дуговую, линейную и более сложную форму. Так, в Удино-Агульской зоне выделяются Агульская (100 км в поперечнике) и Нерхинская (30 км) круговые депрессии (прогибы) и Удско-Ийское купольное поднятие (170 км), в Кандатской зоне — Окинский прогиб овальной формы ( $60 \times 40$  км), Алымская круговая депрессия (90 км), Дототское купольное поднятие и Алымо-Кандатская и Хребтово-Снежинская линейные зоны; в Восточно-Тувинской зоне — Бий-Хемская круговая (50 км), Тайгинская и Балгазинская линейные зоны.

Внутреннее строение структур, выделяемых в пределах вулканиче-

ских зон, характеризуется наличием вулканических аппаратов, кальдер, грабенов, резургентных куполов и других форм, характерных для вулканических образований.

Вулканогенные толщи в большинстве случаев ложатся на кембрийские и более древние образования с отчетливо выраженной корой выветривания и угловым несогласием. Строение вулканических толщ крайне неоднородно и характеризуется резкой фациальной изменчивостью даже в пределах вулкано-тектонических структур низких рангов. В качестве иллюстрации сказанного можно привести ряд примеров.

Так, в пределах юго-восточной части Агульского прогиба девонская вулканогенная толща подразделяется на четыре подсвиты. Первая нижняя подсвита — трахиты, трахиандезиты, андезиты, риолит-дациты, риолиты, их туфы и игнимбриты. Мощность 630—700 м. Вторая подсвита — базалты и андезито-базалты. Мощность 100—500 м. Третья подсвита — риолиты, трахиолиты, их туфы и игнимбриты. Мощность 255—460 м. Четвертая подсвита — базалты, субщелочные базалты и трахибазалты. Мощность 100—400 м. Общая мощность толщи 1100—2300 м.

В северо-западной части Агульского прогиба девонские образования можно разделить на две свиты: раннедевонскую имирскую и среднедевонскую карымовскую. Возраст свит достаточно надежно определен на основе массовых палеонтологических исследований и радиологических датировок.

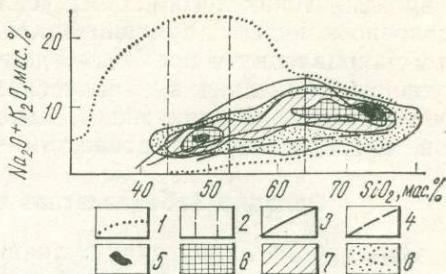
Имирская свита подразделяется на две толщи. Нижняя толща сложена преимущественно трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, реже трахиандезитами. Выделяются горизонты туфов и туффитов, тяготеющие к низам и верхам разреза. Мощность 900—1350 м. Характерны сравнительное постоянство фаций и вещественного состава, спокойное при пологом падении залегания пород, и низкий (в среднем 8 %) коэффициент эксплозивности. Верхняя толща сложена преимущественно риолитами, щелочными риолитами, трахитами, лавобрекчиями, туфолавами и туфами кислого состава. Последние занимают существенную часть разреза. Мощность толщи достигает 1150 м. Для верхней толщи характерна резкая смена простирания и углов падения пород и высокий коэффициент эксплозивности, свидетельствующий о принадлежности извержений к центральному, преимущественно эксплозивно-экструзивному типу.

Девонские образования Алымской вулкано-тектонической структуры (имирская свита) делятся на две свиты. Нижняя свита включает три подсвиты. Первая (нижняя) из них сложена 11 ритмопачками, в основании которых доминируют базалты, в средней части преобладают андезитовые лавы, а в верхней — кристаллотуфы основного и среднего состава. Мощность 1550 м. Вторая подсвита представлена в основании туфобрекчиями и агломератовыми туфами, тяготеющими к выходам субвулканических гранитоидов. Выше залегают псамmitовые и алевритовые спекшиеся туфы кварцевых порфиров и фельзит-порфиров (игнимбриты). Мощность 1650 м. Третья подсвита — тонкое переслаивание базальтовых андезитов, порfirитов, риолитовых и дацитовых порfirитов с туфами кислого состава. Присутствуют хемогенные известняки. Мощность 300—600 м.

Верхняя свита пестроцветная, отличается резкой фациальной изменчивостью состава. Она также подразделяется на три подсвиты. Первая сложена базальтовыми и андезито-базальтовыми порfirитами. Мощ-

Рис. 3. Диаграмма состава девонских вулканических пород Агульской вулканической зоны.

1 — область распространения магматических пород; 2 — границы разделения пород на группы по содержанию кремнезема; 3 — область распространения субщелочных пород; 4 — тренд дифференциации толеитовых магм; 5—8 — поля различных плотностей точек — состав девонских вулканических пород, %: 5 — 30, 6 — 50, 7 — 15, 8 — 5.



ность 2400 м. Во второй подсвите преобладают риолиты, риодакиты, их литокристаллотуфы, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры. Мощность 250—700 м. Третья толща представлена перемежающимися потоками и ритмопачками базальтов, андезито-базальтов, андезитовых порфиритов и туфоалевролитов среднего и кислого состава. Мощность 300—2050 м. Общая мощность девонских отложений Алымской структуры 5700—5800 м.

В составе раннедевонских эфузивов Восточно-Тувинской вулканической зоны (сайлыгская, кызылбулакская, хусунгольская свиты) преобладают кварцевые порфиры, плагиопорфиры, риолиты, трахиты, столавы, лавобрекции, туфы. В районе Сангилена они дополняются андезитовыми порфирами и их туфами. Эфузивные образования ассоциируют с конгломератами, гравелитами и песчаниками.

Для крайних западных районов Окино-Енисейской палеовулканической системы (Рыбинская, Северо-Минусинская, Сыдо-Ербинская, Южно-Минусинская и Тувинская впадины) также характерен неоднородный состав разрезов вулканогенных толщ [6, 7, 4]. До настоящего времени нет единой схемы их корреляции. Можно лишь вслед за Ю. А. Кузнецовым и др. [5] отметить, что в пределах Рыбинской впадины преимущественно распространены базальтоидные ассоциации, повышенной щелочности; в южном обрамлении Северо-Минусинской и на севере Южно-Минусинской впадины смешанные ассоциации базальтоидных и салических эфузивов повышенной щелочности, а в южной части Южно-Минусинской впадины — смешанные базальт-салические ассоциации щелочноземельного ряда.

Анализ вещественного состава вулканитов свидетельствует о том, что в подавляющем большинстве вулкано-тектонических структур преобладают две контрастные группы пород, соответствующие базальтам-трахибазальтам и риолитам-трахириолитам-комендитам. Отчетливое представление о преобладающих составах пород дает диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , построенная на основе 219 анализов по Удино-Агульской вулканической зоне (рис. 3). Обращают внимание общая высокая щелочность основной массы пород и чрезвычайно редкая встречаемость пород среднего (андезитового) состава. Тренд эволюции составов пород наиболее близок типу Кумбс (щелочные, насыщенные  $\text{SiO}_2$ , с нормативным кварцем). Как известно, этот тип наиболее характерен для структур типа внутренних континентальных рифтов.

Ю. А. Кузнецовым и др. [5] подмечены закономерности латеральной эволюции состава вулканогенных пород для западной части рассматриваемой территории. В южном направлении по мере перехода от относительно близких к Сибирской платформе впадин к расположенным на юго-западе, вблизи каледонид Западного Саяна и Горного Алтая,

в вулканических ассоциациях усиливается роль кислых и снижается — щелочно-салических вулканитов. К этому следует добавить, что в западном направлении в пределах Удино-Агульской, Кандатской и Восточно-Тувинской линейных вулканических зон первого порядка, в контрастных вулканических сериях значительно возрастает доля основных эфузивов, а среди кислых разностей — снижается роль щелочных пород.

### **Западно-Забайкальская вулканическая система**

Западно-Забайкальская вулканическая система простиралась от краевого шва Сибирской платформы к востоку и юго-востоку до бассейна рек Хилок и Киренги на расстояние 300—400 км и с юго-запада на северо-восток, от бассейна р. Джиды до среднего течения р. Витима (бассейн рек Калар и Калакан) на расстояние свыше 1000 км. На юго-западе она продолжалась на территории Северной Монголии и Восточного Саяна, на северо-востоке границы ее не ясны (на Алдано-Становом поднятии осадочные и магматические образования этого времени не фиксируются).

В пределах вулканической системы активно протекали процессы наземного и малоглубинного магматизма, а также образование аккумулятивных бассейнов седиментации межгорного типа. В настоящее время на рассматриваемой территории наземные вулканиты трахилипаратового и дацит-трахилипаратового состава сохранились в виде разрозненных вулканических полей на юге Витимского плоскогорья (вулканогенные образования в исташинской свите) и в бассейне р. Джиды (улегчинская вулканогенная толща). Вулканический материал представлен в основном кислыми и средними по составу лавокластическими и пирокластическими, в том числе игнимбритовыми образованиями повышенной щелочности, доставленными на поверхность вулканами центрально-го типа (Харагуйкинский, Байсынский, Алянгинский, Улегчинский). Вулканические центры концентрируются в пределах крупных вулканотектонических депрессий (Еравнинской, Джидинской). На склонах и у подножия девонских вулканов формировались поля гидротермально измененных вулканитов, а также красноцветные туфогенно-терригенные отложения мощностью от 500 до 1000 м. Работами последних лет на рассматриваемой территории установлено широкое развитие субвулканических и гипабиссальных интрузий гранитоидов, которые в одних случаях являются корнями вулканических построек, в других — представляют более позднюю plutоническую серию пород в единых вулкано-плутонических ассоциациях (дабанский, зазинский, байкальский интрузивные комплексы). При этом объемы гипабиссального интрузивного магматизма во много раз превышали объемы вулканических извержений. Интрузии гранитоидов сложены гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами известково-щелочного и щелочного ряда. На границе вулканической области с Сибирской платформой вдоль краевого шва в это время существовала активная ослабленная зона, вдоль которой внедрились тела нефелиновых сиенитов, пуласкитов, псевдолейцитовых сиенитов (тажеранский, синнырский комплексы) и формировались красноцветные молассы. В это же время образовалась Верхне-Витимская зона активизации, в пределах которой формировались интрузии щелочных габброидных и гранитоидных пород (сайженский комплекс).

На северо-западе и юго-востоке вулканической системы существова-

ли возвышенные континентальные плато, амагматичные или со слабым проявлением глубинного магматизма в виде гранитов и ультраметаморфитов, формировавших гранито-гнейсовые купола. Эти участки служили поставщиками обломочного материала в аккумулятивные межгорные бассейны седиментации, где формировались красноцветные и сероцветные конгломерато-песчано-алевролитовые толщи, содержащие перемытый туфогенный материал (багдаринская, часть исташинской, хурликская и другие свиты).

### **Восточно-Забайкальская вулканическая система**

В пределах Центрального и Восточного Забайкалья, юго-восточнее Чикой-Ингодинского или Монголо-Охотского глубинного разлома в среднем палеозое формировалась Восточно-Забайкальская вулканическая система. Она была отделена от Западно-Забайкальской системы обширной амагматичной областью орогенного воздымания, а на юге и юго-востоке уходила на территорию Монголии и Китая. Здесь существовали заливы внутриконтинентальных морских прогибов (Даурский, Агинский и др.) с отдельными вулканическими островами и рифовыми постройками, где накапливались мощные силур (?) — девон-карбоновые песчано-алевролитовые и кремнисто-карбонатные отложения и происходили базальтовые подводные излияния (агуцинская, усть-борзинская, ковыктинская и другие свиты). Базальты по составу соответствуют низкокалиевым толеитам окраинных морей.

#### **Кемпендейско-Ыгыаттинский ареал Сибирской платформы**

Большая часть юга Сибирской платформы в девонскую эпоху являлась значительно приподнятой сушей, где происходило разрушение (размы) нижнепалеозойских структур. Судя по выходам на допозднепалеозийскую поверхность размыва различных по возрасту отложений кембрия и ордовика, максимум поднятия был приурочен к зоне Иркинеево-Чадобец-Ванавара-Ергобачен-Мирный, где существовала высоко приподнятая всхолмленная равнина (плато). Здесь под верхним палеозоем среди пород ордовика обнажаются карбонатные отложения нижнего кембрия или красноцветы верхоленской свиты.

К северо-западу плато через слабо всхолмленную равнину и прибрежную равнину переходило в мелководный морской бассейн. К юго-востоку до высокогорья складчатого обрамления простиралась низменная равнина, осложненная холмистыми участками.

В краевых зонах на юго-западе и северо-востоке образовалась система впадин, где в условиях мелководных бассейнов осадконакопление терригенных и терригенно-карбонатных пород сопровождалось в отдельные эпохи активным базитовым вулканализмом. Наиболее мощные толщи вулканитов формировались в Кемпендейской и Ыгыаттинской впадинах, размеры которых колеблются в пределах  $(100-150) \times (300-350)$  км. Максимумы вулканической деятельности приходятся на начальный и конечный этапы девонской эпохи, когда мощности вулканитов достигают 100—150 м.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Г. Я. Геологическая сущность колыцевых структур.— В кн.: Кольцевые структуры земной коры. Иркутск, 1978, с. 3—21.
2. Абрамович Г. Я., Гордиенко И. В., Скрипин А. И., Хренов П. М. Обзорная палеовулканологическая карта девонского периода юга Восточной Сибири.— В кн.: Палеовулканологические карты и вопросы металлогенеза. Свердловск, 1983, с. 4—7.
3. Гордиенко И. В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969. 116 с.
4. Ковалев В. П. Герцинский магматизм Предсаянья. Новосибирск: Наука, 1980. 340 с.
5. Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В., Кривенко А. П. и др. Латеральные ряды палеозойских магматических формаций салаирод Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 3—21.
6. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1967. 27 с.
7. Поляков Г. В., Довгаль В. Н., Телешев А. Е. Сравнительный анализ девонских вулканоплутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974, с. 7—36.
8. Хренов П. М. Негеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 220 с.

В. В. ВОЛКОВ

**ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ  
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ  
И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

Проблема корреляции структурных и вещественных признаков вулканизма привлекает большое внимание исследователей в связи с расширяющимся использованием петрохимических данных для палеотектонических реконструкций и межрегиональных сопоставлений. Особое значение приобретают регионы, где имеются достаточно полные данные для изучения особенностей связи структуры и состава вулканических зон. Таким благоприятным объектом является Центрально-Азиатская геосинклинальная область на ранней стадии своего развития, в венд-кембрийскую эпоху, которая характеризуется интенсивным проявлением вулканических процессов в разнообразных структурных обстановках. Особенно интересны Алтай-Саянские регионы, имеющие хорошие петрохимические характеристики [1, 2, 6, 15, 7, 20, 11, 18, 21].

Пространственная обособленность площадей вулканизма в их первоначальных границах служит основой для выделения региональных вулканических зон, отличающихся размерами, мощностями вулканогенных накоплений, площадной конфигурацией и морфоструктурными особенностями. Обобщение материалов по отдельным регионам [8, 15] и всей области [9, 10] позволило провести типизацию вулканических зон в зависимости от их положения в палеорельфе области и морфоструктурных признаков.

Выделяются четыре основных типа венд-кембрийских вулканических зон Центрально-Азиатской геосинклинали:

1. Глубоководные зоны, расположенные на территории глубоководных бассейнов с терригенным осадконакоплением некомпенсированного характера. Они имеют в плане линейные очертания, со значительным превышением длины над шириной, которая составляет не более 10—15 км. Вулканогенные породы этих зон составляют незначительную часть общего терригенного, существенно сланцевого разреза и представлены базальтовой слабодифференцированной ассоциацией. Примерами таких зон служат Шапшальская, Сугашская и Чарышская зоны Горного Алтая, представляющие собой невысокие протяженные вулканические хребты на склоне подводных поднятий.

2. Краевые зоны, расположенные на границах обширных шельфовых областей с их кремнисто-карбонатным осадконакоплением и глубоководных терригенных впадин. Они представляют собой весьма протяженные (до нескольких сотен километров) относительно узкие вулканические хребты, осложняющие крутые подводные склоны. Верхние

части вулканогенных построек временами возвышались над уровнем моря, образуя цепочки островов, увенчанные иногда рифами. В разрезах этих зон преобладают вулканогенные породы, составляющие более половины, а местами и до 80 % всей мощности. Основная роль здесь принадлежит породам слабодифференцированной андезит-базальтовой ассоциации. В поперечном сечении краевые зоны отличаются отчетливой асимметрией, проявленной в изменении состава как вулканогенных, так и осадочных пород. В глубоководном крыле краевых зон наблюдается выклинивание вулканогенных пород, замещаемых кремнисто-глинистыми отложениями. В пришельфовом крыле, наряду с уменьшением мощностей вулканогенных пачек и возрастанием доли карбонатных пород, появляются и кислые вулканиты в объемах, резко уступающих базалтоидам, но достаточных для выделения контрастно-дифференцированной риолит-базальтовой ассоциации. Примеры такого типа зон — Западно-Саянская, Куртушибинская (Тыва), Катунская (Горный Алтай), Озерная, Баян-Хонгорская (Монголия) и др.

3. Линейные внутришельфовые зоны, приуроченные к узким глубоководным впадинам (трогам), осложняющим равнинный рельеф обширных шельфовых областей. Эти впадины на ранних этапах развития имели некомпенсированный характер накопления кремнисто-пелитовых осадков, но с развитием вулканизма интенсивно заполнялись материалом и в конечном итоге нередко превращались в вулканические гряды, где отдельные постройки, вулканического или рифового происхождения, возвышались над морем. Осевые части линейных зон, шириной от первых десятков до нескольких километров, характеризуются большими мощностями вулканогенных пород, до 5—8 км, в подавляющем числе базальтов и андезито-базальтов. На флангах этих зон одновременно со снижением суммарной мощности вулканитов появляются породы кислого состава. Словом, здесь, как и в краевых зонах, наблюдается латеральное замещение андезит-базальтовой ассоциации контрастной риолит-базальтовой. Отличает их лишь несколько более высокое содержание кислых пород в целом как в осевой части, так и на флангах. Это относится прежде всего к верхним частям разрезов, где местами могут быть выделены существенно дацит-риолитовые ассоциации с подчиненной ролью базалтоидов, например в Печеркинском поле Салаирской зоны. Примером линейных внутришельфовых зон могут служить Кузнецко-Алатаусская, Восточно-Саянская, Улугойская, Джидинская, Кэрulenская и др.

4. Брахиформные внутришельфовые зоны, отличающиеся от трех описанных типов очертаниями в плане, отсутствием линейности. Наиболее хорошо сохранившиеся объекты такого типа известны в Туве (Таннуольско-Хамсаринская зона), Монголии (Дзабханская, Идерская, Эгийнгольская), Забайкалье (Удино-Витимская). Они представляют собой мелководные вулканические впадины, со сложно расчлененным рельефом, многочисленными вулканами, нередко создающими архипелаг островов или вулканические плато, нарушающие равнинный рельеф окружающего шельфа. В разрезах этих зон доля вулканогенного материала значительна, подчиненную роль играют карбонатные осадки, иногда рифового типа, и вулканомиктовые пестроцветные обломочные породы. Состав вулканогенных толщ характеризуется заметной ролью дацито-риолитовых разностей и большой латеральной изменчивостью. Вулканогенные накопления брахиформных шельфовых зон отвечают дацит-риолитовой и контрастной риолит-базальтовой ассоциациям.

К особенностям зон этого типа следует отнести и широкое развитие центральных вулканов, которые в ряде районов получили достаточно полную характеристику [12, 5]. Отчетливо обособляются группы кембрийских вулканов в районах Батеневского кряжа восточного склона Кузнецкого Алатау.

Таким образом, три из четырех перечисленных вулканических зон пространственно приурочены к области карбонатного шельфа, которая опоясывает с юга широкой (до 1000—800 км) изогнутой к югу полосой Сибирскую платформу, краевые горные поднятия которой (Восточно-Саянское, Прибайкальское и др.) служат ее естественной границей. В обширную шельфовую область с ее слабо расчлененным рельефом врезаны крупные глубоководные впадины с терригенным осадконакоплением, типа Западно-Саянской и Хангай-Хэнтэйской, а также узкие вулканические троги, вулканические впадины и плато. Южнее шельфовая область на всем протяжении граничит с глубоководной областью, которая ограничена с юга континентальными массивами Северо-Китайской и Таримской платформ. Глубоководная область характеризуется слабым вулканизмом; мощности и площади вулканогенных пород незначительны. Преимущественное развитие вулканических извержений в шельфовой области дополняется широким развитием на флангах вулканических зон гранитоидных интрузивных образований кембрийского возраста, комагматических вулканических толщам. Интрузий такого типа и такого возраста нет в глубоководной области. Всем линейным зонам и краевым, внутришельфовым, и отчасти глубоководным свойственны гипербазитовые тела, пространственно связанные с вулканитами, а также субвулканические малые интрузии габбро-диабазов и диабазовых порфириотов. Особенно заметны гипербазиты и габброиды в строении краевых и некоторых линейных внутришельфовых зон, что служит основанием для выделения офиолитовых комплексов [13, 14].

Типизация вулканических зон, проведенная по морфоструктурным признакам, находит отчетливое подтверждение в петрохимических данных. Здесь будут рассмотрены сравнительные петрохимические характеристики выделенных типов вулканических зон только по одной группе пород — базальтам с содержанием кремнезема 50 % и менее. Рассчитаны средние составы базальтов по типам зон с обобщением данных по всей Центрально-Азиатской области (табл. 1). При сопоставлении средних значений породообразующих окислов и цифровых характеристик обращает внимание тот факт, что по многим показателям типовые вулканические зоны образуют определенную строго выдержанную последовательность с возрастающими или с убывающими значениями. Этот последовательный ряд указан в таблицах от глубоководных к брахиформным шельфовым зонам. Так, например, в указанной последовательности наблюдается повышение значений окиси калия и щелочных коэффициентов, связанных с содержанием калия —  $a$ ,  $n$ ,  $a/c$ . Уровень общей щелочности в целом несколько увеличивается и только за счет  $K_2O$  при постоянном  $Na_2O$ . На содержании натрия, бесспорно, сказываются процессы зеленокаменного изменения, которым подвержены все породы; увеличение количества натрия при альбитизации основных плагиоклазов [3] нивелирует его содержание и открывает возможные различия в первичных составах базальтов типовых зон. Отчетливо возрастает коэффициент глиноземистости  $al' = Al_2O_3 : (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$  при в общем-то близких, не меняющихся значениях  $Al_2O_3$  и снижении суммы фемических окислов, особен-

Таблица 1

Средний состав базальтов венд-кембрийских вулканических зон  
Центрально-Азиатской области

Компонент	Вулканические зоны							
	Глубоководные		Краевые		Линейные шельфовые		Брахиформные	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
$\text{SiO}_2$	48,69	1,00	46,80	1,82	46,96	1,93	47,29	1,81
$\text{TiO}_2$	1,36	0,37	1,83	0,76	1,76	0,77	1,82	0,62
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,66	0,78	15,19	1,73	15,97	2,02	15,79	1,67
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,85	1,11	3,75	2,39	4,37	1,23	4,71	1,87
$\text{FeO}$	9,06	1,15	8,47	2,16	7,51	1,13	6,57	2,78
$\text{MnO}$	0,16	0,12	0,21	0,06	0,20	0,10	0,18	0,05
$\text{MgO}$	8,01	1,28	6,53	1,95	6,64	2,04	6,07	1,97
$\text{CaO}$	8,14	1,03	8,39	2,32	8,17	2,10	8,88	2,12
$\text{Na}_2\text{O}$	3,35	0,74	3,34	1,02	3,27	0,99	3,56	0,94
$\text{K}_2\text{O}$	0,65	0,36	0,75	0,48	1,06	0,68	1,42	0,88
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,12	0,07	0,27	0,19	0,30	0,20	0,30	0,23
$a$	8,1	—	8,9	—	9,2	—	10,2	—
$c$	6,6	—	6,1	—	6,5	—	5,8	—
$b$	28,6	—	28,0	—	27,1	—	26,8	—
$S$	57,1	—	57,0	—	57,2	—	57,2	—
$f'$	39,6	—	42,9	—	42,7	—	40,3	—
$m'$	48,4	—	40,9	—	43,2	—	39,7	—
$c'$	12,0	—	16,2	—	14,1	—	20,0	—
$n$	89,8	—	84,1	—	81,5	—	72,0	—
$\text{FeO}^*/\text{MgO}$	1,45	—	1,81	—	1,72	—	1,78	—
$Q$	-8,6	—	-9,9	—	-10,5	—	-11,8	—
$a/c$	1,2	—	1,5	—	1,4	—	1,8	—
$al'$	0,79	—	0,81	—	0,86	—	0,91	—
Колич. анализов	22		189		199		97	

Таблица 2

Сопоставление венд-кембрийских базальтов типовых вулканических зон Центрально-Азиатской области по уравнениям дискриминантной функции [17]

Сравниваемые формационные группы	Континентальные оливиновые базальты				
	Океанические базальты толетовые	Океанические оливиновые базальты щелочные	Траппы молодых платформ	Траппы древних платформ	Базальты андезитовой формации
Обобщенные расстояния между группами . . .	1,63	0,67	1,00	1,27	1,32
Вулканические зоны					
Глубоководные . . .	3,23	2,41	1,49	-1,38	0,60
Краевые . . . . .	6,25	1,32	1,38	1,28	3,27
Линейные шельфовые	9,58	1,32	1,29	2,58	2,63
Брахиформные . . .	11,90	1,28	0,79	2,92	2,61

но  $MgO$ . Последнее находит выражение в уменьшении характеристики  $m$ . Слабое снижение суммарного железа сопровождается довольно отчетливым изменением соотношения двух- и трехвалентного железа. Однако отношение  $FeO^*/MgO$  практически неизменно, если не считать некоторого отличия глубоководных зон от других. Заметно растет недосыщенность кремнеземом, выраженная числом  $Q$ . Но показатель меланократовости  $b$ , играющий важную роль в классификационных построениях [4, 16], закономерно снижается. Практически на одном уровне сохраняются значения окислов титана, алюминия, марганца, кальция, фосфора, но вместе с тем в их содержаниях нет и каких-либо скачков, нарушающих общий последовательный ряд типовых зон. Некоторые отличия наблюдаются лишь для глубоководных зон по титану, марганцу и фосфору, а также отношению  $FeO^*/MgO$ .

Таким образом, изменение петрохимических параметров морфоструктурных типов вулканических зон носит отчетливый закономерно статистический характер, что дает основание для следующего заключения: 1) типизация вулканических зон проведена корректно; 2) наблюдается определенная корреляция состава и структуры вулканических зон; 3) в структурных особенностях разнотипных зон имеются черты, которые могут количественно изменяться от одного к другому. Такими структурными характеристиками вулканических зон, способными к количественным изменениям, по всей вероятности, являются мощности земной коры и степень ее проницаемости, что создает различные условия локализации мантийного вещества в верхних слоях коры. Наибольшая мощность земной коры свойственна шельфовой области, где широко развиты метаморфические довулканические комплексы, в которых размещены все кембрийские гранитоидные массивы. В областях глубоководных впадин, где довулканические комплексы развиты ограниченно, предполагается уменьшение мощности земной коры вследствие растяжения и разрыва верхнего гранитно-метаморфического слоя [19]. Линейность вулканических зон обусловлена их приуроченностью к глубинным разломам, что обеспечивало более быстрый подъем недифференцированного мантийного вещества, чем на флангах шельфовых зон и в брахиформных зонах, где такой связи с разломами не наблюдается. Гипербазитовые тела, маркируя положение глубинных разломов, располагаются в осевых частях линейных вулканических зон и отсутствуют на их флангах и в брахиформных зонах.

Подобные соображения о структурной позиции типовых вулканических зон вполне соответствуют их петрохимическим характеристикам. Особенности изменений состава петрогенных окислов и ряда коэффициентов сходны с отмечаемыми Куно латеральными вариациями базальтовой магмы, обусловленными изменениями мощности земной коры. Наиболее чувствительными компонентами являются щелочи, особенно калий, и все показатели, с ними связанные; заметны, хотя и в меньшей мере, изменения меланократовости, обусловленные слабыми вариациями суммарного железа и несколько более отчетливыми магния; по тем же причинам меняется и коэффициент глиноземистости. Эти компоненты и их вариации коррелируются, таким образом, с условиями локализации мантийного вещества в верхних слоях земной коры, т. е. со структурными факторами. Наряду с этим выявляются компоненты, на содержание которых структурные факторы не оказывают или почти не оказывают влияния: титан, алюминий, марганец, фосфор и в известной мере суммарное железо. Их содержание в породе, вероятно, связано

с поведением вещества на более глубоких уровнях, где происходит магмообразование. Кремненасыщенность базальтов, весьма зависимый от структурных условий показатель, по-видимому, связана с поляризацией вещества при магматической кристаллизации; недосыщенность кремнеземом в базальтах увеличивается именно в тех зонах, которым свойственны наибольшие объемы дацито-риолитовых вулканитов в контрастных ассоциациях.

По уравнениям дискриминантной функции В. А. Кутолина [17] венд-кембрийские базальты всех типовых вулканических зон Центрально-Азиатской геосинклинальной области сопоставимы с формационной группой континентальных оливиновых базальтов (табл. 2). Это значит, что они близки к кайнозойским базальтам Восточно-Африканской рифтовой зоны, Прибайкалья, Австралии, Южного Приморья, Мадагаскара, где размещение вулканизма контролируется крупными разломами и рифтогенными структурами в условиях земной коры континентального типа. Таблица сопоставления венд-кембрийских базальтов Центральной Азии с эталонными группами в уравнениях, где одним из членов являются континентальные базальты, выстраивает типовые вулканические зоны в той же последовательности, что и рассмотренные петрохимические показатели. Интересно, что в уравнениях пары континентальные оливиновые базальты — океанические базальты толеитовые численные значения первых нарастают от глубоководных к брахиформным зонам. Вероятно, здесь вновь сказываются условия увеличения мощности земной коры в той же последовательности. Можно отметить, что в уравнениях других пар с участием континентальных оливиновых базальтов получены численные значения в их пользу, за исключением тех редких случаев, когда значения не выходят за пределы обобщенного расстояния между группами, т. е. не дают четкого различия, а в одном случае (для глубоководных зон) получены значения в пользу формации древних траппов.

Из сказанного можно сделать, в частности, вывод о том, что представления о заложении Центрально-Азиатской геосинклинали вследствие деструкции континентальной земной коры и раздвижения сиалических блоков [13, 19] находят подтверждение в петрохимических характеристиках венд-кембрийских базальтов. В краевых и глубоководных типовых зонах степень отличия от океанических толеитов снижается, а в частных случаях, как, например, для Озерной краевой зоны Монголии и Сугашской глубоководной зоны Горного Алтая, полученные значения попадают в область неопределенности. Вместе с тем возможный процесс деструкции и растяжения континентальной коры при заложении Центрально-Азиатской области в своем количественном выражении все же ограничен и не приводит к полному уничтожению сиалической коры, т. е. сводится к образованию рифтогенных структур, какими являются линейные вулканические зоны Центрально-Азиатской области в венд-кембрийское время, на раннегеосинклинальном этапе развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салайрского кряжа. М.: Наука, 1969. 281 с.
2. Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 210 с.

3. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эфузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
4. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
5. Бухаров Н. С. Ондумская кольцевая вулканическая структура и связь с ней оруденения.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1974, вып. 3, с. 124—132.
6. Велинский В. В. Кембрийский вулканализм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 156 с.
7. Велинский В. В., Лапин Б. Н., Вартанова Н. С. Особенности петрохимического состава пород кембрийского вулканализма Горного Алтая.—В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. с. 74—102.
8. Волков В. В. Основные закономерности развития Горного Алтая (поздний докембрий и ранний палеозой). Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
9. Волков В. В. Палеовулканология Южной Сибири в позднем докембрии и нижнем палеозое.—В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 41—57.
10. Волков В. В. Тектоника и вулканализм раннепалеозойского геосинклинального пояса Центральной Азии.—В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 56—66.
11. Гилев А. А. Геосинклинальный вулканализм Восточного Саяна.—В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974, с. 86—89.
12. Зайков В. В. О позднепротерозийских и раннекембрийских вулканических центрах Восточной Тувы.—В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 72—88.
13. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 239 с.
14. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника,магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
15. Кембрийская тектоника и вулканализм Тувы. М.: Наука, 1970. 157 с.
16. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
17. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
18. Лапин Б. Н. Кембрийский вулканализм северо-востока Тувы.—В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 58—72.
19. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Мессаковский А. А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.—Сов. геология, 1972, № 2, с. 7—26.
20. Постников А. А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнекембрийских вулканогенных и кластических толщ северо-западной части Восточного Саяна.—Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 19—25.
21. Шелковников А. Д. Эфузивные формации северо-западной части Восточного Саяна.—В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1965, с. 160—178.

В. Н. ШИЛОВ

**ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ САХАЛИНА**  
**[в связи с составлением обзорной**  
**пaleовулканологической карты]**

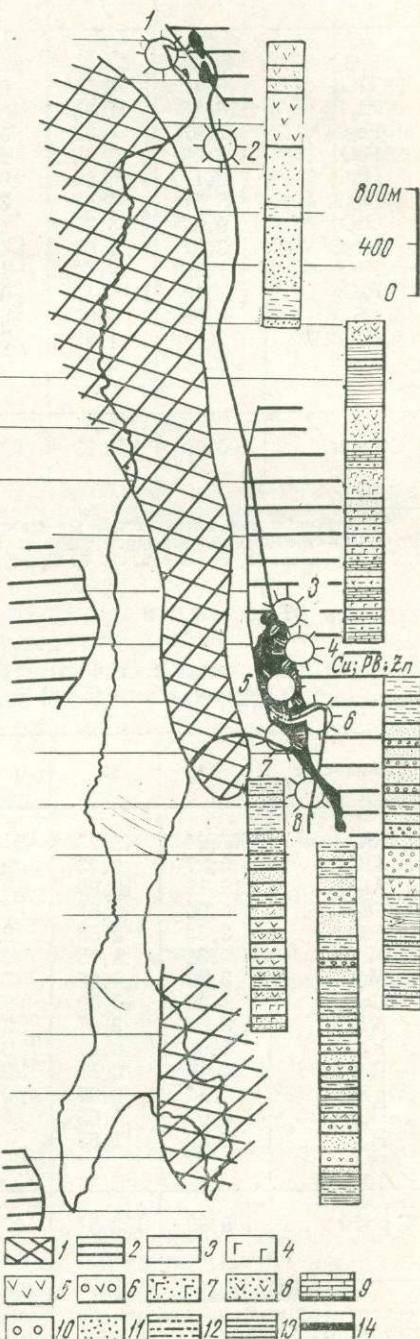
На обзорных палеовулканологических картах требуется показ условий проявления вулканизма, собственно палеовулканологических данных и минерагении вулканогенных комплексов. На рисунке, представляющем собой палеовулканологическую карту Сахалина на позднемеловом этапе развития, они переданы путем выделения участков суши и зон относительно глубоководных и прибрежно-морских обстановок. Типичные черты вулканизма показаны путем изображения данных о распространении, составе, мощностях отложений и строении геологических разрезов, сложенных вулканогенными комплексами, а также о размещении вулканических центров. Состав вулканогенных ассоциаций отражен на карте показом количественных соотношений пород основного, среднего и кислого состава. Типовые разрезы вулканических зон даны в виде сводных литологических колонок за пределами контуров зон вулканизма. Наконец, минерагения вулканогенных комплексов отмечена внemасштабными знаками, соответствующими разнообразным полезным ископаемым вулканического происхождения.

Сведения о составе позднемеловых вулканитов даны нами в предыдущих работах [2, 3], а также в работе В. М. Гранника [1]. Основное внимание в статье уделяется вопросам, связанным с выделением вулканических центров, и прежде всего — обоснованию их выделения. Кроме того, для пополнения имеющихся данных о составе позднемеловых вулканитов приводим их химические анализы (табл. 1—3).

Районами проявления позднемелового вулканизма на Сахалине являются юго-восточная часть Восточно-Сахалинских гор и п-ов Шмидта. В Восточно-Сахалинских горах вулканическая деятельность наиболее интенсивной была в кампане. Начало же ее относится к конькантону, а завершение — к концу позднего мела. Степень изученности позднемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор до настоящего времени остается довольно слабой, поэтому приводимые выводы о времени активности и расположении отдельных центров вулканической деятельности могут быть подвергнуты впоследствии некоторой корректировке. По нашим данным, в позднем кампане вулканические центры располагались в прибрежной части моря неподалеку от устья р. Учири мыса Беллинсгаузена, а также непосредственно в пределах современной территории острова в районе долин рек Каменушки и Нерпичьей. Более ранний возраст имеют, по-видимому, вулканические центры в долине р. Мелкой и мыса Рымника, а также предположительно в бассейнах рек Люкутамы, Зловещей и Рукутамы.

Самым южным вулканическим центром позднекампанского времени является Учирский. В наиболее приближенных к нему разрезах эфузивные тела отсутствуют. Однако мощность грубообломочных вулканомиктовых образований с отдельными валунами эфузивных пород, достигающих в поперечнике 1—2 и даже 2,5 м, составляет не менее 200 м. Фациальный состав отложений и фаунистические остатки свидетельствуют о том, что их формирование происходило в непосредственной близости от возвышавшегося над уровнем моря крупного островного вулкана. Ближайшими к Учирскому центру являются Каменушкинский и Беллингсгаузенский вулканические центры. Независимость их от Учирского центра вытекает из анализа разрезов учирской свиты. Между Учирским и Каменушкинским центрами в разрезе свиты преобладают мелкомасштабные породы, кремнистые алевролиты и аргиллиты, а также вулканомиктовые песчаники. Наиболее грубообломочные породы здесь — вулканомиктовые гравелиты. Кроме того, самостоятельность Беллингсгаузенского центра подтверждается увеличением грубообломочности отложений учирской свиты в районе последнего в северо-восточном, а не в юго-западном направлении.

В районе Каменушкинского центра распространены как прибрежно-морские вулканомиктовые образования, характеризующиеся значительной грубообломочностью, так и субаэральные, представленные эфузивами и пирокластическими по-



Палеовулканологическая карта Сахалина (позднемеловой этап).

1 — суши; 2 — прибрежно-морская обстановка; 3 — относительно глубоководная морская обстановка; 4 — базальт; 5 — андезит; 6 — вулканомиктовый конгломерат среднего состава; 7 — базальтовый туф; 8 — андезитовый туф; 9 — известняк; 10 — конгломерат; 11 — песчаник; 12 — алевролит; 13 — аргиллит; 14 — каменный уголь. Цифрами на карте показано расположение вулканических центров: 1 — Марийский, 2 — Охинский, 3 — Рымникский, 4 — Мелкинский, 5 — Нерпиченский, 6 — Беллингсгаузенский, 7 — Каменушкинский, 8 — Учирский. Чёрным цветом на карте показаны районы современного распространения верхнемеловых образований, содержащих вулканогенные породы.

Таблица 1

Химический состав позднемеловых вулканических пород Беллинггаузенского (1—4) и Учирского (5—8) центров извержений, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48,94	51,04	51,84	62,19	54,14	57,48	58,98	62,88
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,74	0,52	0,37	0,45	0,34	0,29	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,16	17,30	18,16	15,93	18,61	19,51	16,90	14,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,07	5,23	3,98	4,19	4,78	3,94	4,40	3,15
FeO	3,88	3,46	2,72	0,94	2,74	2,13	2,42	2,79
MnO	0,17	0,29	0,27	0,08	0,52	0,34	0,14	0,47
MgO	5,51	4,62	3,49	2,11	1,63	1,18	1,87	0,48
CaO	9,92	8,27	8,87	4,03	6,43	5,46	2,49	2,62
Na <sub>2</sub> O	3,37	4,04	4,31	5,66	4,26	4,87	6,50	6,24
K <sub>2</sub> O	1,69	2,29	1,44	2,11	4,45	3,12	4,82	5,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,41	0,21	0,16	0,55	0,43	0,45	0,38
S	0,05	0,03	0,06	0,03	0,13	0,14	0,27	0,08
П. п. п.	1,61	1,42	3,11	1,42	0,88	0,73	1,01	0,36
H <sub>2</sub> O	0,96	0,99	0,94	1,29	0,28	0,32	0,42	0,38
Сумма . .	100,50	100,13	99,92	100,51	99,85	99,99	100,36	99,73

\* 1 — базальтовый порфирит; 2, 3 — трахибазальтовый порфирит; 4—7 — трахиандезитовый порфирит; 8 — трахитовый порфир. Анализы выполнены в СахКНИИ ДВНЦ АН ССР, аналитики Л. Г. Воронова, М. Н. Зорин, Л. Г. Пинчук, А. И. Слащева.

Таблица 2

Химический состав позднемеловых вулканических пород Мелкинского (1—4) и Нерпиченского (5—8) центров извержений, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47,24	48,23	51,21	58,25	55,29	58,10	63,83	69,06
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,73	0,73	0,50	0,60	0,41	0,12	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,12	16,89	18,80	15,69	17,25	17,33	12,00	9,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,06	8,67	5,85	4,89	2,25	5,04	3,79	1,63
FeO	3,38	2,50	2,81	2,86	5,06	2,19	3,98	4,95
MnO	0,32	0,18	0,11	0,31	0,09	0,08	0,10	0,67
MgO	3,88	4,80	3,56	2,98	2,51	2,76	4,65	3,53
CaO	11,30	10,89	9,62	4,49	7,21	3,39	5,54	5,19
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,07	3,59	6,29	4,04	6,20	3,64	3,02
K <sub>2</sub> O	1,08	0,81	0,96	2,65	2,41	2,33	0,60	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,18	0,16	0,07	0,26	0,13	0,06	—
S	0,14	0,05	0,14	0,14	0,05	0,02	0,12	—
П. п. п.	3,65	1,63	1,40	1,12	1,32	1,12	1,38	1,91
H <sub>2</sub> O	1,30	1,88	1,14	0,22	1,47	1,15	0,90	1,02
Сумма . .	100,60	100,51	100,08	99,84	99,81	100,18	100,71	100,47

\* 1—3 — базальтовый порфирит; 4 — трахиандезитовый порфирит; 5—7 — андезитовый порфирит; 8 — кварцевый порфир. Анализы выполнены в СахКНИИ ДВНЦ АН ССР, аналитики Л. Г. Воронова, М. Н. Зорин, Л. Г. Пинчук, А. И. Слащева.

Таблица 3

Химический состав позднемеловых вулканических пород  
Марийского (1—5) и Охинского (6—8) центров извержений

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	46,47	53,08	54,94	56,06	62,20	45,08	47,39	56,78
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,95	0,16	0,16	0,55	1,20	0,88	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	14,73	15,61	14,80	14,43	16,30	17,85	19,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	5,37	4,17	3,52	0,12	2,86	3,38	2,91
FeO	5,79	3,49	2,92	2,35	6,96	7,04	4,80	0,61
MnO	0,20	0,19	0,13	0,07	0,11	0,21	0,42	0,23
MgO	6,27	5,50	4,32	3,71	2,16	5,02	3,79	0,78
CaO	9,15	6,56	6,34	5,44	4,48	6,69	6,74	4,02
Na <sub>2</sub> O	2,97	3,04	2,84	3,91	3,10	2,93	3,23	4,04
K <sub>2</sub> O	3,37	4,58	3,60	3,49	1,00	1,08	4,82	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	—	0,16	0,20	0,22	0,29	0,30	0,25
S	0,01	0,33	0,14	0,22	0,12	0,18	0,05	0,43
П. п. п.	6,34	1,98	3,59	3,82	1,96	10,92	8,08	4,65
H <sub>2</sub> O	0,97	—	1,72	2,37	—	0,74	1,64	0,31
Сумма . . .	100,32	99,80	100,64	100,69	99,90	100,36	99,63	100,71

\* 1 — миндалекаменный базальтовый порфирит; 2 — трахибазальтовый порфирит; 3 — андезито-базальт; 4 — трахиандезитовый порфирит; 5—7 — миндалекаменный андезитовый порфирит; 8 — гидроизитовый порфирит. Анализы выполнены в СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, аналитики Л. Г. Воронова, М. Н. Зорин, Л. Г. Пинчук, А. И. Слащева.

родами. Таким образом, в пределах этого центра сохранились от разрушения субаэральные части вулканической постройки.

Аналогичная картина наблюдается и в Беллингхаузенском центре: на северо-восточном крыле расположенной здесь антиклинальной складки известны субаэральные эфузивы, а на юго-западном — субаквальные породы, в том числе эфузивы.

Нерпиченский центр располагается в районе среднего течения р. Нерпичьей, где широко распространены эфузивные породы субаквального происхождения. К западу и востоку эфузивы отсутствуют. Фациальный состав отложений, развитых в районе Нерпиченского вулканического центра, указывает на то, что последний имел субаквальный характер в течение всего периода своей деятельности.

Остановимся на более ранних проявлениях позднемелового вулканализма, имевших место в сантоне — раннем кампане. Для этого этапа более определенно можно говорить о существовании двух вулканических центров — Мелкинского и Рымникского. Первый из них располагался в бассейне рек Мелкой и Зловещей. В сложении богатинской свиты в этом районе участвуют в заметном количестве туфы и туфобрекции. Подобные им грубообломочные вулканогенные образования отсутствуют как в более северных, так и в более южных разрезах богатинской свиты. Второй центр — Рымникский — назван так из-за приуроченности его отложений к мысу Рымник. Здесь распространены спилиты, диабазы, подушечные базальты и ассоциирующие с ними кремнистые и частично карбонатные породы. Судя по облику отложений, Рымникский вулканический центр не достигал уровня моря.

Несколько позже, во время формирования отложений рымникской

свиты, интенсивность вулканической деятельности оставалась достаточно слабой. В этом отношении показательно, что эфузивные образования в составе рассматриваемых отложений в пределах прибрежного участка региона практически ограничены междуречьем Люкамы и Песковой. С известной долей условности, исходя из анализа разрезов ракитинской свиты, можно говорить о выделении трех вулканических центров: Рукутамского, Зловещенского и Люкаминского, соответственно пространственно тяготеющих к бассейнам рек Рукутамы, Зловещей и Люкамы. Судя по облику отложений ракитинской свиты, развитых в районе этих центров, вулканическая деятельность в течение рассматриваемого отрезка времени носила здесь преимущественно субаквальный характер и протекала в сравнительно мелководных условиях.

В конце маастрихта-дании (во время формирования осадков березовской, туровской и ольдонской свит) вулканическая деятельность в пределах рассматриваемого региона практически прекратилась. В достоверно датированных отложениях этого возраста присутствуют лишь вулканомиктовые образования — продукты размыва, переработки и переотложения более древних вулканических построек, и пирокластические породы — результат вулканической деятельности, чуждой нашему региону.

На п-ве Шмидта вулканическая деятельность была предположительно в конце кампана — начале маастрихта. Продуктами этой деятельности целиком сложена мариская свита, распространенная в северо-западной части полуострова. Основные породы — подушечные лавы и гиалокластолиты. Это указывает на субаквальный характер извержений в пределах рассматриваемого участка. Материалы глубинного бурения показывают, что аналогичная обстановка имела место и несколько южнее п-ва Шмидта, в частности, в районе г. Охи.

В петрографическом отношении позднемеловые вулканические породы Восточно-Сахалинских гор представлены спилитами, базальтовыми, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, кварцевыми и трахитовыми порфирами. Очень часто встречаются разновидности, имеющие миндалекаменную текстуру. Близкие к ним по составу породы известны и на севере о-ва Сахалина. Для последних и в особенности для тех, которые слагают гиалокластолитовые образования, характерно присутствие сравнительно свежего вулканического стекла, иногда глобулитового облика. Широкое распространение среди позднемеловых вулканитов Сахалина палеотипных разностей пород с повышенной щелочностью делает актуальным вопрос о природе этой щелочности. Пока же можно отметить, что эта характерная черта позднемеловых вулканитов Сахалина, по крайней мере, для части из них, не является первично магматической.

В позднем мелу, как и в более ранние этапы, проявления вулканической деятельности на Сахалине в значительной мере имели место в морской обстановке. Отличие заключается в том, что в позднем мелу вулканизм протекал не в глубоководных, а в сравнительно мелководных условиях, поэтому известная часть вулканических аппаратов вследствие их интенсивного роста достигала уровня моря. Вулканизм в таких случаях приобретал субаэральный характер. Абрационная деятельность приводила к формированию вокруг центров извержений мощных шлейфов, состоящих из грубообломочных вулканомиктовых образований. Рост грубообломочности характерен и для пирокластических образований. Причина его — смена характера вулканизма, вызванная появле-

нием среди продуктов извержений андезитов и других более кислых вулканических пород вплоть до риолитов. Продукты вулканической деятельности допозднемелового этапа распространены практически повсеместно, где развиты отложения соответствующего возраста. Варьирует лишь количество образований вулканического генезиса. Этого нельзя сказать о распределении продуктов вулканизма позднего мела — отложения верхнего мела в пределах региона развиты исключительно широко, однако продукты вулканизма среди них встречаются лишь в отдельных районах. Последние же обусловлены былым существованием здесь центров вулканических извержений. Первому обоснованию наличия и установления мест расположения таких центров и посвящена эта статья.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
2. Ерохов В. Ф., Мишаков Г. С., Шилов В. Н. Новые данные по геологии донеогеновых образований Северного Сахалина (по материалам глубинного бурения). — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 21, с. 127—134.
3. Ковтунович Ю. М., Шилов В. Н. Мезо-палеозойские вулканогенные формации Сахалина. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 21, с. 155—162.

В. Б. АГЕНТОВ, Б. С. НЕВОЛИН, Г. Ю. МЫЗДРИКОВА

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ  
ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ  
НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА  
И ОБРАМЛЯЮЩИХ СТРУКТУР**

На основе дешифрирования материалов мелкомасштабных съемок поверхности Земли из космоса с метеорологических спутников серии «Метеор» авторами составлена схема кольцевых структур (КС) юго-западной и центральной частей Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) и обрамляющих структур (см. рисунок).

Геологическая интерпретация КС позволила установить их преимущественно эндогенную природу. При этом наиболее уверенной интерпретации поддаются КС относительно малого размера, диаметром до 40—50 км. Они отвечают магматогенным (вулканическим, вулкано-плутоническим и плутоническим) структурам и обычно сложены генетически родственными комплексами магматических горных пород преимущественно мезозойского возраста. Вулканические структуры представлены вулканогенными формациями известково-щелочного и субщелочного ряда, вулкано-плутонические — гранитоидно-андезито-липаратовыми, в том числе субщелочными, вулкано-плутоническими ассоциациями; плутонические КС сложены преимущественно гранитоидными интрузиями и включают такие зоны экзоконтактовых изменений во вмещающих комплексах.

Анализ пространственного размещения КС показал, что они приурочены к области позднемезозойской тектономагматической активизации, включающей ОЧВП и наложенной на разновозрастные складчатые сооружения от архейских до мезозойских. Наиболее сохранившиеся от размыва сплошные центральные относительно опущенные зоны ОЧВП представлены вулканическими КС, сложенными эффициентами контрастного состава в Ульинском и Джугджурском наложенных прогибах, формирующих юго-западный сектор пояса. Относительно поднятые части ОЧВП характеризуются появлением большого количества корневых интрузивов в современном эрозионном срезе и связанным с этим формированием вулкано-плутонических КС. Такими особенностями обладает Примагаданский сектор ОЧВП и Куйдусунское вулканическое поле. Краевые части ОЧВП, переходные к прилегающим структурам, характеризуются несплошным редуцированным или скелетным распространением вулканических, вулкано-плутонических и плутонических КС. Между ними выступают складчатые сооружения фундамента ОЧВП разной степени и возраста дислокаций — от струк-

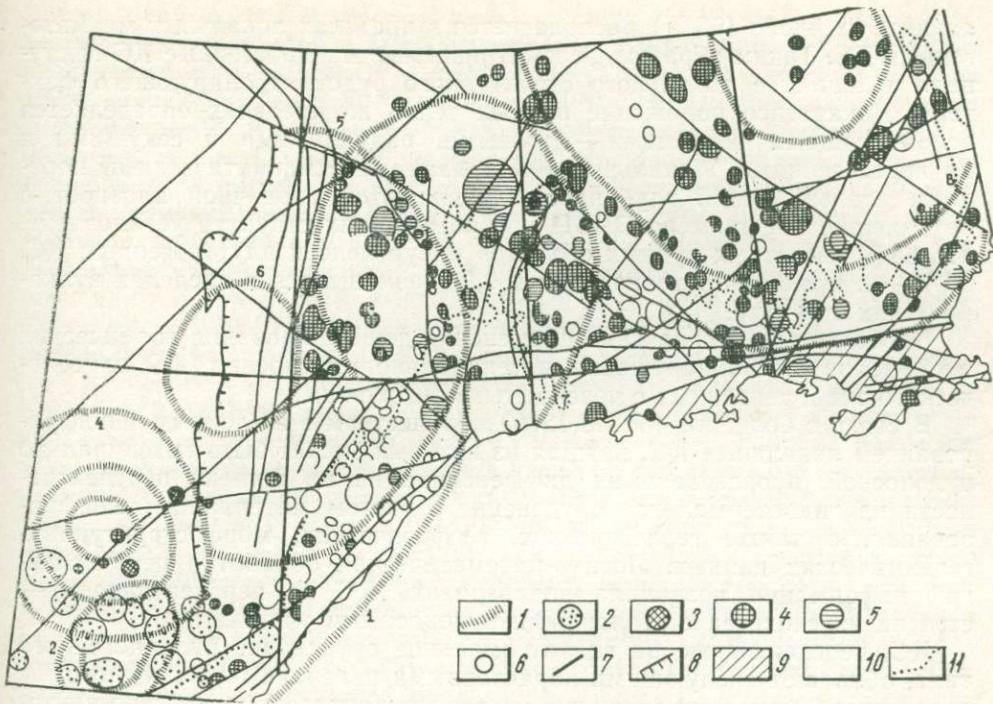


Схема кольцевых структур юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса и прилегающих площадей.

1 — кольцевые мегаструктуры; 2 — гранито-гнейсовые куполы; 3 — дорифейские магматогенные кольцевые структуры; 4—6 — позднемезозойские магматические кольцевые структуры: 4 — плутонические, 5 — вулкано-плутонические; 6 — вулканические; 7 — разломы; 8 — надвиги; 9 — кора переходного типа; 10 — кора континентального типа; 11 — граница Охотско-Чукотского пояса.

тур древних щитов до линейных и брахиформных складчатостей мезоид. Зоны распространения гранитоидных КС окаймляют с севера и запада ОЧВП; их можно рассматривать как наиболее удаленные наружные части области позднемезозойской тектономагматической активизации.

Таким образом, устанавливается следующая зональность в размещении позднемезозойских тектономагматических КС в направлении от зон максимального проявления вулканических процессов к обрамляющим структурам: 1) вулканические впадины на древних докембрийских структурах, 2) зоны развития вулкано-плутонических КС на разновозрастном фундаменте, 3) зоны несплошного (скелетного) распространения вулкано-плутонических, вулканических и плутонических структур на разновозрастном складчатом фундаменте, 4) зоны развития плутонических гранитоидных КС на мезозойском складчатом основании. Границами перечисленных зон служат отдешифрованные глубинные разломы, обычно отражающиеся в физических полях на гравиметрических и магнитометрических картах.

В металлогеническом аспекте выявленные дешифрованием магматогенные КС можно рассматривать в качестве локальных магматогенно-рудных систем (МРС). Анализ размещения гидротермальных рудных объектов, известных на исследованной территории, показал, что подав-

ляющее их число (93 %) располагается в пределах локальных магматогенных КС. Таким образом, рассматриваемые магматогенные КС выступают в качестве локального структурного рудоконтролирующего фактора. Конкретное положение рудных тел в их пределах определяется осложнениями разломами — дуговыми, радиальными и секущими и их пересечениями. Локальные КС, связанные с магматическими породами разных фаций глубинности, отличаются различной плотностью оруденения. На примере ОЧВП и обрамляющих структур установлено, что 65 % известных рудных объектов приурочено к плутоногенным КС, 25 % — к вулкано-плутоническим и 9 % размещается в пределах вулканических структур.

Особенно велико значение применения дешифрирования космических материалов для обнаружения потенциально рудоносных КС плутонического типа, связанных с невскрытыми интрузиями.

В связи с большим (более 1200) количеством выявленных дешифрированием локальных КС, каждая из которых может быть потенциально рудоносной, произведена их дифференциация по степени перспективности на гидротермальное оруденение с учетом материалов дешифрирования, а также геологических, геофизических, морфоструктурных, геохимических данных. Логико-математическая обработка перечисленной информации позволила подразделить КС по перспективности — степени их сходства с эталонными рудоносными участками.

КС, перспективные на гидротермальное оруденение вулканогенного типа, обладают следующими характерными признаками; их диаметр не превышает 20 км; в их сложении участвуют контрастные вулкано-плутонические ассоциации; сопровождаются перечислением от дешифрированных разломов ортогональной и диагональной систем; отмечаются на участках относительного разуплотнения земной коры, отражающего, по-видимому, неглубокое (1—3 км) залегание невскрытых гранитных массивов; сопровождаются малоамплитудными положительными магнитными аномалиями.

Выявились зональность в размещении КС, перспективных на гидротермальные руды вулканогенного, а также плутоногенного типов. Главная особенность перспективных зон — сложное геологическое строение, заключающееся в распространении меловых вулканических и плутонических образований на фоне «просвечивающих» подстилающих и вмещающих древних структур от архейского до позднемезозойского возраста.

Выявленные таким образом зоны ориентированы в северо-западном и субмеридиональном направлениях, их протяженность достигает 600 км, а ширина 250—300 км. Использовать результаты геолого-поисковых работ можно в следующих направлениях.

1. Выделенные перспективные зоны могут быть учтены при планировании площадных исследований. В пределах площадей геологических съемок необходимо внимательное изучение и описание всех выявленных дешифрированием КС, обязательно с применением литохимического опробования. Ведущиеся геологосъемочные и поисковые работы в пределах выделенных зон дают положительные результаты.

2. Целесообразны специализированные геолого-поисковые исследования локальных КС. В ходе этих исследований должна быть выполнена углубленная конкретная прогнозная оценка всех отдешифрированных КС на основе учета фондовых материалов по каждой из них, с последующей полевой проверкой наиболее интересных объектов.

Помимо локальных кольцевых структур дешифрированием материалов съемок Земли из космоса выявлены крупные кольцевые мегаструктуры, имеющие поперечник в сотни километров. По генетической природе они могут рассматриваться в качестве эндогенных, связанных в основном с магматической деятельностью. Устанавливается древнее заложение мегаструктур, проявленное в конформном размещении продуктов раннеархейского вулканизма. Характерная особенность мегаструктур — их консервативность, проявленная в подчинении последующих геологических процессов кольцевому плану размещения. Отдельные части мегаструктур перекрываются эфузивами ОЧВП. Ограничивающие мегаструктуры кольцевые зоны разломов иногда являются разделяющими и для вулканизма: внутри располагаются преимущественно кислые, а снаружи — основные вулканиты. Кольцевые мегаструктуры содержат разновозрастное и разнотипное оруденение, в том числе связанное с формированием ОЧВП. В целом в их пределах наблюдается повышенная плотность рудных объектов, при этом характерно дугообразное размещение металлогенических зон и латеральная зональность центрального типа в распределении гидротермального оруденения. Отдельные рудные узлы в пределах кольцевых мегаструктур занимают закономерное положение в обособленных сегментах и секторах, а также в местах пересечений концентрических, радиальных и секущих разломов. Несомненно, дальнейшее углубленное изучение металлогенических особенностей кольцевых мегаструктур позволит перейти к прогнозированию новых рудных зон и узлов.

В. Н. ЗЕЛЕПУГИН, Л. ДИАС ДЕ ВИЙАВИЙА, Е. ФОНСЕКА

### НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ КУБЫ

Куба расположена в юго-восточной части Северо-Американской континентальной окраины. Этот участок находится в зоне современной пассивной окраины, частью которой является Багамская платформа (к которой примыкает Куба); он испытал влияние со стороны Тихоокеанской активной окраины, в результате чего сформировалась островная дуга Больших Антилл [4], западную часть которой составляет Куба. Геодинамический режим, при котором происходило образование структуры острова, определялся также положением последнего в краевой части межматерикового моря, где происходило взаимодействие океанической коры и двух мобильных континентов — Северной и Южной Америки [5]. На стадии формирования океанической коры данный регион составлял западную часть позднеюрского-неокомского океанического бассейна Мегатетиса [7]. Разнообразие геодинамических обстановок на сравнительно небольшом участке проявилось в сложности и дифференцированности геологической структуры острова.

В северной части Кубы протягивается полоса карбонатных, карбонатно-эвапоритовых отложений верхнеюрского-маастрихтского возраста, относимых к комплексу Багамской платформы. Эта зона лишена проявлений магматизма. Южнее протягиваются узкие пояса тонкополосчатых карбонатных пород с прослоями мергелей, кремней, турбидитов верхнеюрского-сеноманского возраста, представляющие собой образования континентального склона и глубоких морских впадин. Эта зона также амагматична и по характеру тектонического режима и типу осадков может быть отнесена к миогеосинклинали [4]. Далее на юг расположена эвгеосинклинальная зона Кубы<sup>1</sup> (рис. 1), в пределах которой по характеру структур и составу формаций можно выделить две подзоны: подзону древней океанической коры и островодужную.

Вулканогенные образования сосредоточены в эвгеосинклинальной зоне, главным образом — в островодужной подзоне. Возраст вулканитов колеблется от нижнего мела до палеогена включительно. Преобладают породы мелового времени. Палеогеновые вулканиты находятся в Восточной Кубе, которую мы не рассматриваем. Остановимся на сравнительной характеристике меловых вулканитов трех регионов Кубы (с запада на восток): Пинар дель Рио, Лас Вийас, Камагуэй, отвечающих одноименным антиклиниориям, разделенным впадинами, выполнеными палеоген-неогеновыми морскими осадками (см. рис. 1).

<sup>1</sup> Относительная последовательность расположения отдельных зон не выдерживается в пределах Западной Кубы, где миогеосинклинальная зона расположена южнее эвгеосинклинальной.

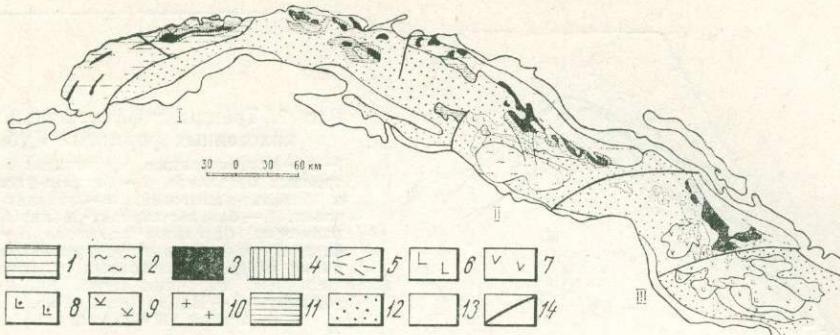


Рис. 1. Схема размещения вулканогенных формаций Западной и Центральной Кубы.  
 1 — многосинклинальные кремнисто-терригенные-карбонатные формации континентального склона (J—K); 2 — метаморфизованные мио- и эвгеосинклинальные формации (J—K?); 3—11 — формации эвгеосинклинальной зоны ( $K_1-K_2$ ), древняя океаническая кора: 3, 4 — офиолитовая ассоциация: 3 — ультрабазиты, габброиды, диабазы, 4 — формация натриевых базальтов; 5—11 — островодужная ассоциация формаций: 5 — базальт-риолитовая (базальт-дацитовая), 6 — андезит-базальтовая, 7 — базальт-андезит-риолитовая, 8 — калиевый базальтов-трахицитов, 9 — трахизабазальт-трахиандезит-трахириолитовая, 10 — гранитоиды, 11 — морская моласса и флишоиды; 12 — отложения наложенных впадин (P—N); 13 — плиоцен-четвертичные отложения; 14 — главные разломы. I — III — основные тектонические блоки: I — Пинар дель Рио, II — Лас Вийас, III — Камагуэй.

**Пинар дель Рио.** Среди вулканогенных образований Пинар дель Рио выделено две формации: 1) натриевые базальты, 2) базальтов-дацитов [12]. Формация натриевых базальтов в регионе представляет собой самые древние стратифицированные образования эвгеосинклинальной зоны — свита Энкрусиаха в соответствии со стратиграфической схемой Фуррасоли и др. [9]. Вулканы формации пространственно ассоциируют с серпентинизированными ультрабазитами и образуют сравнительно узкую (1—2,5 км) согласную с ними полосу. Границы формации тектонические. В контакте с ней находятся серпентиниты, габброиды, палеогеновые олистостромовые образования, флишоидно-молассоидные меловые толщи.

Формация сложена агломератовыми лавобрекчиями и лавами с подушечной или глыбово-подушечной отдельностью. Лавы характеризуются афировым строением и интерсерタルными, интерсертально-вариолитовыми структурами. Повсеместна зеленокаменная измененность пород. С базальтами в разрезе свиты постоянно ассоциируют кремнистые породы, пелитоморфные известняки, аргиллиты, алевролиты, мелко- и тонкообломочные вулканогенно-осадочные породы. Мощность толщи около 900 м. При этом на долю базальтов приходится 45, на кремни 26, на известняки 19, на алевролиты и туфоалевролиты 10 % объема. Базальты толщи сформировались в глубоководной обстановке, на что указывает присутствие радиоляритов и очень тонкая микрослоистость в кремнистых породах и известняках. Породы свиты смяты в сложные изоклинальные складки. Возраст толщи по фауне фораминифер определен как апт-альб.

По петрохимическим характеристикам базальты формации относятся к толеитовой серии (рис. 2), а по соотношению щелочей  $K_2O/(Na_2O + 0,7K_2O) \ll 0,1$  — к натриевым разностям. По геологическому положению и петрохимической характеристике натриевые базальты региона отвечают эфузивам типичных офиолитовых ассоциаций, в частности, Новой Гвинеи — Папуа и Ньюфаундленда [12] и могут быть сопоставлены с базальтами океанической коры [3].

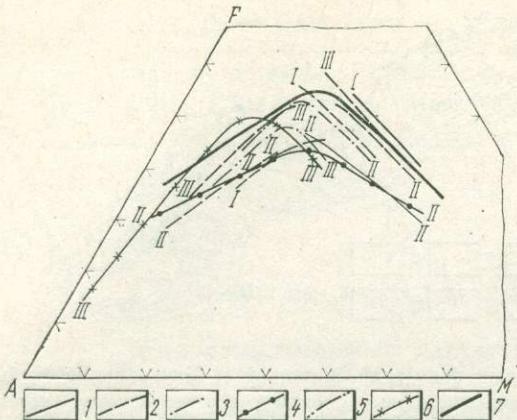


Рис. 2. Тренды дифференциации вулканических формаций Кубы.

1—6 — вулканогенные формации: 1 — натриевых базальтов, 2 — базальт-риолитовая и базальт-дацитовая, 3 — андезит-базальтовая, 4 — базальт-андезит-риолитовая, 5 — калиевых базальтов-трахитов, 6 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая; 7 — линия раздела толеитовых и известково-щелочных, щелочных серий [10]. I—III — регионы: I — Пинардель Рио, II — Лас Вильяс, III — Камагуэй.

Формация базальтов — дацитов (свита Ороско по стратиграфической схеме Г. Фуррасолы и др. [9]) отделена от описанной толщи структурным несогласием. Породам формации свойственна простая складчатость с относительно пологими углами крыльев складок. Формация, как правило, пространственно отделена от площади развития офиолитов, контактирует в основном с флишоидами и молассоидами. По сравнению с натриевыми базальтами ареалы развития пород формации более изометричны. Характерная черта ее — совместное присутствие контрастных пород: базальтов и туфов дацитового состава без каких-либо промежуточных разностей. При этом они переслаиваются друг с другом, но в целом базальты преобладают в низах разреза толщи.

От пород предыдущей формации базальты отличаются порфировым сложением и относительной свежестью. Туфы представлены алевритогравийными разностями с литокристалловитрокластическими структурами.

В разрезе толщи, имеющей мощность 300—400 м, наряду с туфами (35 % разреза) и базальтами (20 %) присутствуют туффиты, туфогравелиты (30 %) и вулканомиктовые конгломераты (15 %), изредка — известняки. Характер осадков свидетельствует о мелководных морских условиях отложений пород формации, а преобладание витрокластических пепловых структур в туфах — о вероятной субаэральной обстановке извержений вулканов, поставляющих кислый материал. Возраст толщи определен как коньак-сантон.

Базальты данной формации относятся к породам известково-щелочных серий (см. рис. 2) и отличаются от предыдущей несколько повышенной кислотностью и заметно повышенной щелочностью (рис. 3). По соотношению щелочей —  $K_2O/(Na_2O + K_2O) < 0,2$  — они отвечают натриевым разностям, но характеризуются некоторым увеличением роли калия. Туфы дацитов образуют петрохимически самостоятельную совокупность (см. рис. 2), не являясь продолжением дифференциального тренда базальтов. В связи с отсутствием риолитов данная контрастная формация довольно своеобразна, но аналоги ей можно найти на Урале и в других регионах СССР [2]. Поскольку формация образована в мелководной морской (местами, возможно, субаэральной) обстановке и пространственно и в разрезе ассоциирует с флишоидами и морской молассой, ее можно отнести к классу островодужных формаций.

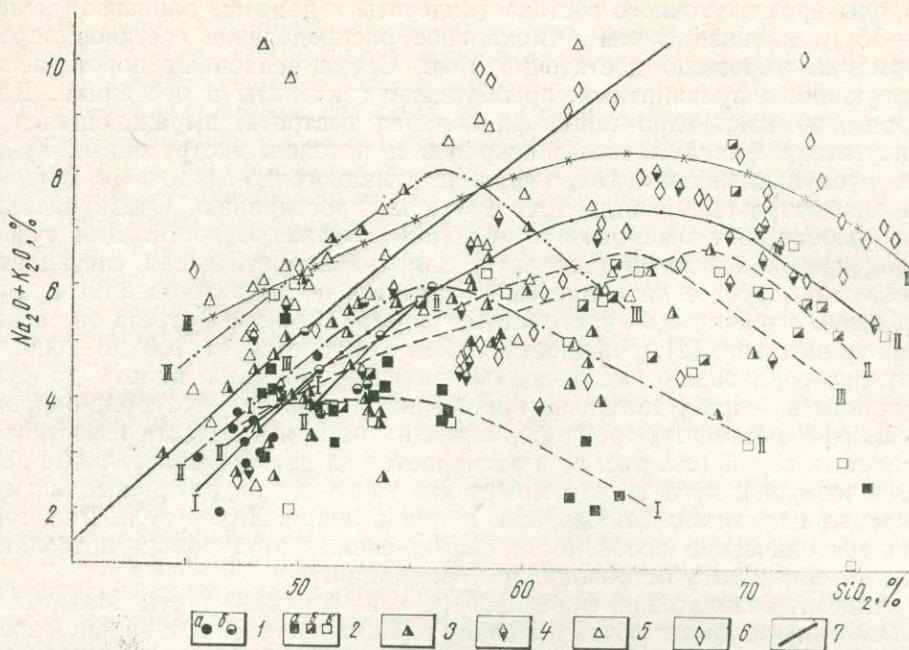


Рис. 3. Положение вулканогенных формаций Кубы в координатах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  —  $\text{SiO}_2$ .  
 1—6 — состав пород формаций: 1 — натриевых базальтов (*а* — Пинар дель Рио, *б* — Лас Вийас), 2 — базальт-риолитовая базальт-дацитовая (*а* — Пинар дель Рио, *б* — Лас Вийас, *в* — Камагузай), 3 — андезит-базальтовая (Лас Вийас), 4 — базальт-андезит-риолитовая (Лас Вийас), 5 — калиевых базальтов-трахитов (Камагузай), 6 — трахибазальт-трахиандезит-трахиролитовая (Камагузай); 7 — линии раздела щелочных и известково-щелочных, толентовых серий [10]. Тренды формаций и наименование регионов аналогичны обозначениям на рис. 2.

**Лас Вийас.** В регионе Лас Вийас нами выделены формации: натриевые базальты, базальт-риолитовая, андезит-базальтовая, базальт-андезит-риолитовая.

Формация натриевых базальтов, отвечающая в соответствии с предложенными нами стратиграфической схемой свите Сагуа ла Чика или верхней части группы Суррапандия по расположению в структурах и в разрезе эвгеосинклинальной зоны, по петрографическим особенностям аналогична одноименной формации Пинар дель Рио. Она составляет в разрезе верхнюю часть офиолитовой ассоциации, имеет однотипный с диабазами, габброидами и ультрабазитами структурный план и пространственно приурочена к полосе их распространения. Отличия заключаются: 1) в меньшей роли осадочных пород и присутствии среди них лишь кремней (10 % разреза), 2) в более древнем возрасте (неоком) формации, 3) в некоторой обогащенности базальтов кремнеземом (см. рис. 3) за счет процессов окварцевания, 4) в несколько повышенной щелочности (4,5 % против 3 %). Последнее сдвигает дифференциональный тренд формации в сторону известково-щелочных серий (см. рис. 2), хотя по другим петрохимическим параметрам ( $\Sigma\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) они относятся к типичным толеитам.

Базальт-риолитовая формация (в соответствии с нашей стратиграфической схемой отвечает свите Лос Пасос) приурочена к краевым частям эвгеосинклинальной зоны (см. рис. 1). Нижняя граница ее, с натриевыми базальтами, — тектоническая, верхняя — нормальная стратиграфическая. В формации несколько преобладают риолиты.

Породы промежуточного состава (андезиты и дакиты) занимают менее 10—15 %, в связи с чем бимодальное распределение составов пород формации выражено достаточно ярко. Среди осадочных пород, ассоциирующих с вулканитами, преобладают гравелиты и песчаники. Для пород формации характерна фациальная пестрота, выражаясь в присутствии фаций лавовых покровов и потоков, экструзивных куполов, субвулканических тел, тефры и вулканогенно-осадочных образований, быстро сменяющих друг друга по простирианию. Среди базальтов преобладают афировые и мелкопорфировые разности. Для туфов характерен смешанный состав: кислая витрокластическая составляющая ассоциирует с литокластами базальтов и андезито-базальтов. Все эти черты типичны для контрастных формаций низов разреза эвгеосинклинальных зон [2]. Мощность толщи колеблется от 100 до 2000 м. Условия образования мелководные морские, местами вплоть до субаэральных. Возраст толщи по положению в разрезе — готеррив-баррем.

Дифференционный тренд формации находится в области известково-щелочных серий (см. рис. 2) и распадается на две самостоятельные ветви, основную и кислую, что может указывать на их различные магматические источники. Так же, как и для региона Пинар дель Рио, геолого-тектонические особенности формирования этой толщи позволяют отнести ее к классу островодужных формаций.

Андезит-базальтовая формация (к ней отнесены свиты Матагуа и Кабангуйан) занимает почти половину площади эвгеосинклинальной зоны и приурочена к ее центральной части; обладает по сравнению с другими формациями наибольшей мощностью вулканогенных толщ (3000—4000 м). И верхняя, и нижняя границы формации нормальные стратиграфические. Подстилающая толща представлена породами базальт-риолитовой формации, перекрывающая — сероцветной морской молассой и рифовыми известняками. Возраст формации определен как апт-альб. Она состоит из базальтов, андезито-базальтов и их туфов (60—70 %), андезитов, андезито-дацитов и их туфов (20—25 %), вулканогенно-осадочных и осадочных пород (10—15 %). В целом толща формировалась в мелководной морской обстановке, верхняя часть разреза — отчасти в субаэральных условиях. Для базальтов формации характерно четкое порфировое сложение, которое отсутствовало в породах предыдущих формаций региона. Породы формации относятся к известково-щелочным сериям, а по соотношению щелочей — к калиево-натриевым разностям. Особенности формирования толщи позволяют отнести ее к классу островодужных формаций.

Базальт-андезит-риолитовая формация (объединяет вулканиты свит Аrimao, Бруха, La Rana, Дагомаль) образует локальные разобщенные поля, расположенные в разных частях эвгеосинклинальной зоны. Породы каждого из них не составляют полного дифференционного ряда и дифференцированы от базальта до дацита, от андезито-базальта до риолита. При этом в отдельных вулканических полях, соответствующих субформациям, преобладают базальты и андезито-базальты, в других — андезиты, в третьих — риолито-дациты. Во многих случаях дифференциация имеет антидромную последовательность. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы в разрезе вулканогенной толщи составляют не более 15 % и представлены туфогравелитами и туфопесчаниками, алевролитами, изредка аргиллитами и мергелями. Обстановка формирования вулканитов — мелководная морская, однако местами по присутствию красно-бурых шлаковых корок в кровле потоков и агглю-

тинатов можно предполагать субаэральные условия. Породы формации подстилаются и перекрываются флишоидно-молассоидной толщей. Возраст вулканитов — коньк-сантон. Для всех пород характерно ярко выраженное порфировое сложение. В каждой субформации все дифференционные разности пород, включая риолиты, характеризуются сходным составом фенокристаллов, среди которых преобладают основной плагиоклаз и клинопироксен, что свидетельствует об их генетическом единстве и происхождении из основных магм. Породы формации в совокупности образуют непрерывный дифференционный ряд, относящийся к известково-щелочным сериям (см. рис. 2 и 3). По соотношению щелочей они соответствуют калиево-натриевым разностям. Как и предыдущую, данную формацию следует отнести к классу островодужных формаций.

**Камагуэй.** В регионе Камагуэй нами выделены формации: базальт-риолитовая, калиевых базальтов-трахитов и трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая.

Базальт-риолитовая формация (включает вулканиты свиты Каобийя по стратиграфической схеме Чунева) развита в краевой северной части эвгеосинклинальной зоны. Она приурочена главным образом к площадям распространения офиолитов. Нижняя и верхняя ее границы тектонические. Определенные фаунистические находки отсутствуют. Возраст толщи, по аналогии со сходной по положению в структурах, а также петрографическим и петрохимическим особенностям базальт-риолитовой формацией Лас Вийас, принят условно как баррем-апт. Косвенным подтверждением отнесения толщи к низам вулканогенного разреза служит также общая закономерность, согласно которой базальт-риолитовая формация находится в нижней части временного ряда эвгеосинклинальных вулканогенных формаций [2]. В составе формации преобладают риолиты и риодакиты, объем которых совместно с кислыми туфами достигает 60 % разреза толщи. Количество базальтов и андезито-базальтов не превышает 20 %. Около 5—10 % приходится на андезиты и дациты и 10—15 % на осадочные и вулканогенно-осадочные породы гравийно-псаммитовой размерности. Мощность толщи 500—700 м. Кислые породы интенсивно переработаны (окварцованны, гематитизированы) гидротермальными процессами, что характерно и для аналогичной формации Лас Вийас. В координатах  $A - F - M$  породы формации образуют разорванный дифференционный тренд, подобный описанному для региона Лас Вийас. При этом базальтоиды находятся в переходной области между толеитовыми и известково-щелочными сериями, что характерно для данного формационного типа.

Формация калиевых базальтов — трахитов (к ней отнесены вулканиты свиты Гуймаро по схеме Чунева) расположена в центральной части эвгеосинклинальной зоны. Нижняя граница ее не наблюдалась. Породы формации перекрыты флишоидно-молассоидными образованиями, местами — рифовыми известняками. Возраст толщи — апт — низы сеномана. Формация сложена калиевыми базальтами, базальтами, трахиандезито-базальтами и их туфами (60—70 %), трахиандезитами и трахитами (20—25 %), вулканогенно-осадочными и осадочными породами (10 %). Мощность толщи 1500—2000 м. Она формировалась в мелководной морской, местами в субаэральной обстановке. Облик толщи в целом довольно однообразен и очень похож на андезито-базальтовую формацию региона Лас Вийас. Главное отличие формации — резкое преобладание щелочных пород. В единичных случаях отмечаются

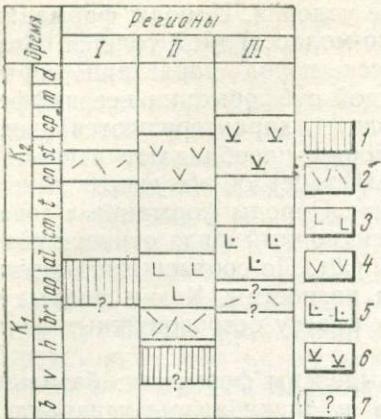


Рис. 4. Ряды вулканогенных формаций Западной и Центральной Кубы.

1-6 — вулканогенные формации: 1 — натриевых базальтов, 2 — базальт-риолитовая (базальт-дацитовая), 3 — андезит-базальтовая, 4 — базальт-андезит-риолитовая, 5 — калиево-базальтов-трахитов, 6 — трахибазальт-трахит-андезит-трахириолитовая; 7 — неопределенность временных границ. Обозначение регионов см. на рис. 2.

даже лейцитовые базальты. Для всех эф-  
фузивов характерно порфировое сложе-  
ние. Большое распространение получили  
агломератовые и псефитовые лавобрек-  
ции. Формация, за исключением части ее  
наиболее кислых дериватов, относится к  
щелочным сериям, а по соотношению ще-

лочей — к калиевому, частично калиево-натриевому ряду (см. рис. 3). Особенности формирования толщи и пространственная связь ее с флишоидно-молассоидными образованиями позволяют отнести ее к классу островодужных формаций.

Трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация (включает вулканиты свит Контрамаэстра, Видот, Марти по стратиграфической схеме Чунева) развита широко и в центральной части, и по периферии эвгеосинклинальной зоны. Породы формации подстилаются и перекрываются флишоидно-молассоидными образованиями. Толща вулканитов, отвечающая формации, наряду со щелочными породами, составляющими около 50 % ее объема (меньше, чем в предыдущей формации), сложена вулканитами нормального известково-щелочного ряда (25—30 %) и вулканогенно-осадочными и осадочными породами (25—20 %), среди которых преобладают терригенно-обломочные гравийно(конгломерато)-псаммитовой размерности. Возраст толщи — конъяк — кампан, мощность 2000—3000 м. Условия образования формации — мелководные морские и субконтинентальные. Субаэральная обстановка формирования отмечена во многих случаях для кислых членов формации, занимающих в разрезе более высокое стратиграфическое положение, что определяется по присутствию пизолитовых и игним-бритоподобных туфов и красно-бурым шлаковым коркам в кровле потоков. От предыдущей формации толща, помимо состава, отличается фациальной пестротой, наличием вулкано-тектонических структур и локальных центров вулканизма, а также многочисленных зон гидротермально-измененных пород.

Дифференционный тренд формации в координатах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  расположен частью в области щелочных серий (для пород основного и среднего состава), частью — в поле известково-щелочных пород (для кислых и умеренно кислых дифференциатов). От всех прочих формаций Кубы данная отличается значительно более высокой суммарной щелочностью кислых и умеренно кислых членов ряда. По соотношению щелочей вулканиты формации относятся к калиевому и калиево-натриевому ряду.

Итак, каждый из рассмотренных регионов Кубы обладает своим времененным рядом формаций (рис. 4). Наиболее бедный ряд вулканических формаций имеет Западная Куба. Формации натриевых базальтов и базальтов-дацитов составляют лишь начало вертикального ряда

формаций, обычного для эвгеосинклинальных областей [2]. Достаточно полные вертикальные ряды формаций характерны для регионов Лас Вийас и Камагуэй. Верхние формации этих регионов представляют собой образования зрелых островных дуг. Степень развития вулканизма непосредственно сказывается и на интрузивном магматизме, слабо проявленном в Западной Кубе и достаточно широко — в Центральной и Восточной Кубе, где закартированы крупные и сложные по составу интрузии гранитоидов.

Все охарактеризованные вулканогенные формации Кубы, в соответствии с геодинамической обстановкой их формирования, можно отнести к двум классам — океаническим и островодужным формациям. Первые представлены формацией натриевых базальтов, которая является членом офиолитовой ассоциации. Формация характеризуется глубоководной обстановкой образования и сопоставима с верхней частью разреза океанической коры [3]. Максимальное развитие натриевые базальты получили в Западной Кубе, и по направлению к востоку их роль постепенно уменьшается вплоть до полного исчезновения в регионе Камагуэй. Эту особенность можно объяснить либо увеличением степени эродированности выходов океанической коры в этом направлении, либо тектоническим срывом верхней ее части в восточных районах. Обращает на себя внимание различие в возрасте формации натриевых базальтов в Западной и Центральной Кубе (см. рис. 4): апт-альб для Пинар дель Рио и неоком для Лас Вийас. Если это действительно так (хотя до сих пор возрастное положение этой формации в пределах регионов окончательно не установлено), то в районах, отстоящих друг от друга по простиранию эвгеосинклинальной зоны на расстояние 400 км, в одно и то же время (апт-альб) существовали разные режимы: глубоководный океанический на западе, характеризующийся преимущественно растяжением, и мелководный островодужный, сопровождающийся сжатием, — на востоке. Но такая геологическая ситуация мало реальна. Возможно, что геологические блоки Пинар дель Рио и Лас Вийас не являются продолжением один другого по простиранию, а представляют собой тектонически совмещенные участки различных по возрасту эвгеосинклинальных зон. Как показывает анализ тектонических движений [8], эвгеосинклинальные образования (включая офиолиты) Пинар дель Рио перемещались в виде тектонических пластин с севера, а в регионе Лас Вийас — с юга, со стороны Карибского моря, где в нижнем-верхнем мелу, вероятно, шло формирование океанической коры и островной дуги [5].

Как видно из построенных вертикальных формационных рядов (см. рис. 4), островная дуга, часть которой составляла кубинская эвгеосинклиналь, была заложена на океанической коре. Начало островодужного этапа сопровождалось образованием контрастных формаций, сменившихся вверх по разрезу (для Центральной Кубы) слабодифференцированными и затем последовательно дифференцированными формациями, при этом последние во времени значительно оторваны от предыдущих. И хотя последовательность и время проявления островодужных формаций в целом идентичны для регионов Лас Вийас и Камагуэй, состав вулканитов в них различен. В то время как формации региона Лас Вийас принадлежат к нормальным известково-щелочным сериям и относятся к кали-натровому ряду пород, вулканиты Камагуэя (за исключением контрастной формации) характеризуются повышенной щелочностью и большей частью относятся к сериям щелочных

пород, при этом породы в основном принадлежат к калиевому ряду. То же наблюдается и в интрузивных формациях регионов: в Камагуэе выделена габбро-сиенитовая формация [11], отсутствующая в регионе Лас Вийас. Повышенная щелочность характерна и для габброидов оphiолитовой ассоциации Камагуэя, т. е. эта тенденция наметилась еще на стадии формирования океанической коры в данном блоке и, вероятно, связана с дифференцированным по латерали строением мантии. Такое различие в щелочности одновозрастных и в целом однотипных формаций можно объяснить либо разным составом субстрата, на котором заложена островная дуга, либо разной глубиной генерации магмы по простирации дуги. В любом случае можно говорить о «клавишином» строении меловой островной дуги, по простирации которой выделяются отдельные блоки-острова, характеризовавшиеся спецификой вулканизма на протяжении значительной части его истории. Все это соответствует сделанным В. К. Ротманом [6] выводам о блоковой структуре ряда островных дуг и взглядам М. Карра [1] о сегментированной природе ряда континентальных окраин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карр М. Дж., Стойбер Р. Е., Дрейк Ч. Л. Сегментированная природа некоторых континентальных окраин.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 120—131.
2. Магматические формации СССР/В. Л. Масайтис, В. Н. Москаleva, Н. А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979, т. 1. 319 с.
3. Пейве А. В., Богданов Н. Н., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты, современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
4. Пущаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
5. Пущаровский Ю. М. Проблемы тектоники и геодинамики Карибского региона.— В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 7—12.
6. Ротман В. К. Магматизм островных дуг.— В кн.: Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М., 1978, т. 2, с. 133—160.
7. Хайн В. Е. Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона.— В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 13—16.
8. Шеин В. С., Клещев К. А. Строение и формирование шарьяжей Больших Антилл.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 904—906.
9. Furgazola-Bermudes G., Sánchez-Arango J., Garcíá R., Basov V. A. Nuevo esquema de correlación estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba.— La Minería en Cuba, 1978, vol. 4, N 3, p. 25—28.
10. Irvine T. N., Baragar W. R. A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks.— Canadian J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 5, p. 523—548.
11. Mari T., Eguípcio O., Pérez M. Hallazgo de gabroides con feldespat potásico (sub — алcalино) en el anticlinorio de Camaguey y su significado petrologico.— Habana. Serie Geológica CIG, 1982, N 4, p. 32. 45.
12. Zelepugui V., Fonseca F., Díaz de Villavilla L. Asociaciones volcanógenas de la provincia de Pinar del Rio.— Habana. Serie geológica CIG, 1982, N 6, p. 42—74.

В. В. ЗАЙКОВ

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХНЕ-ЕНИСЕЙСКОГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

К Верхне-Енисейскому поясу отнесены кембрийские вулканогенные сооружения, отделяющие байкалиды Тувино-Монгольского массива и Протеросаяна от офиолитовых зон Западной Тувы, Западного Саяна и Северо-Западной Монголии. Его основа сформировалась в раннем кембрии, когда на подводной окраине микроконтинента — осколка Сибирской платформы — происходили извержения лав известково-щелочной серии, состав которых варьировал от базальтов до липаритов. В последующем описываемая структура была затронута среднекембрийским гранитоидным магматизмом и активизационными тектономагматическими процессами позднепалеозойского и мезозойского времени. В статье охарактеризован центральный отрезок пояса, расположенный на территории Тувинской АССР. Протяженность его около 600 км, ширина 70—130 км, простирание северо-восточное. На флангах он смыкается с одновозрастными вулканическими зонами Восточного Саяна и Северной Монголии. Выделению пояса как цельной структуры способствовали работы Г. В. Пинуса [17], В. Б. Агентова и Г. М. Владими爾ского [7], В. В. Волкова и Б. Н. Лапина [12], которыми показана гетерогенность кембрийских вулканогенных толщ региона.

В современном срезе пояс состоит из цепочки блоков изометричной и вытянутой формы. Яркая особенность его — чрезвычайная отчетливость поперечных структур, которые в других поясах распознаются с большим трудом [20]. Это выражается в субширотной ориентировке многих тектонических и магмоконтролирующих элементов (см. рисунок). Блоки, слагающие пояс, отличаются по строению, набору и химизму вулканогенных пород, металлогеническим особенностям и соответствуют понятию вулканических зон. Наиболее крупные из них, имеющие ныне форму близкую к изометричной, сложены преимущественно вулканитами кислого и среднего состава в сочетании с диорит-тоналит-плагиогранитными «соскладчатыми» интрузиями. Они имеют относительно сокращенную мощность вулканогенного разреза (2—3 км), перекрываются карбонатными толщами и ранее относились к геосинклинальным блокам [7]. Линейные «межблоковые» зоны отличаются широким развитием базальтов. Последние ассоциируют либо с гипербазитами и габброидами (Каахемский и Агардагский глубинные разломы), либо с липаритами и плагиогранитами (Улугойская зона). Мощность осадочно-вулканогенного разреза в этих зонах порядка 5 км, и они фиксируют глубоководные области, разделявшие относительно приподнятые сооружения.

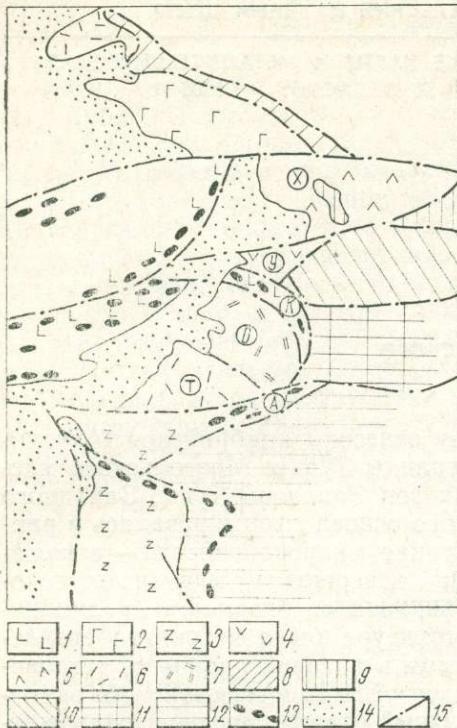


Схема строения Верхне-Енисейского вулканического пояса (основа по тектонической карте Северной Евразии, 1979 г.).

1—7 — состав кембрийского вулканогенного комплекса: 1 — базальтовый, 2 — андезито-базальтовый, 3 — андезитовый (?), вулканогенно-терригенный, 4 — липарит-дацит-базальтовый, 5 — дацит-андезит-базальтовый, 6 — базальт-андезит-дацит-липаритовый, 7 — андезит-дацит-липаритовый; 8—12 — состав докембрийских образований: 8 — метабазальтовый, 9 — метабазальт-терригенный, 10 — металипарит-базальт-терригенный, 11 — метатерригенный, 12 — глаукофано-карбонатный; 13 — цепочки тел алпинотропных гнейс-биотитов; 14 — палеозойско-мезозойские вулкано-терригенные накопления наложенных орогенных впадин; 15 — крупные разломы. Вулканические зоны: X — Хамарская, Y — Улугайская, К — Каахемская, О — Ондумская, Т — Таннуольская, А — Агадагская.

Судя по соотношению состава кембрийских вулканогенных пород и развитых восточнее протерозойских образований Тувино-Монгольского массива, разнородность в строении пояса определена особенностями его фундамента.

В результате поисковых и геологоразведочных работ на рассматриваемой территории выявлен обширный круг полезных ископаемых, ко-

торые сформировались в процессе раннекембрийского вулканизма и последующего гранитоидного магматизма (см. таблицу). Сведения о металлогенических особенностях пояса содержатся в публикациях В. Б. Агентова [1], Б. И. Бермана [2, 3], Н. С. Бухарова [4, 5], Э. Г. Дистанова [8], В. В. Зайкова [9—11] и др. Общие вопросы металлогенеза пояса как составной части Алтая-Саянской полициклической складчатой области рассмотрены академиком В. А. Кузнецовым. Мелко- масштабные металлогенические карты, охватывающие территорию пояса, были составлены в начале 60-х годов А. Н. Кеном и В. И. Васильевым, а в последние годы Г. Н. Шапошниковым, В. В. Зайковым и др. Формационный анализ эндогенного оруденения региона наиболее полно выполнен в монографии «Рудные формации Тувы» [18].

В статье охарактеризованы закономерности размещения и геологической позиции оруденения в трех вулканических зонах: Улугайской, Ондумской и Таннуольской. Они охватывают основные типы рудоносных структур пояса и наиболее изучены в металлогеническом отношении. В Улугайской зоне развит липарит-дацит-базальтовый натриевый комплекс, вмещающий колчеданно-полиметаллическое и скарново-полиметаллическое оруденение. В Ондумской зоне распространен натриевый андезит-дацит-липаритовый комплекс с барит-полиметаллическими, золотоскарновыми и железоскарновыми рудами. В Таннуольской зоне вулканогенные толщи относятся к кали-натровому базальт-андезит-дацит-липаритовому комплексу и характеризуются медно-цеолитовым оруденением в сочетании с железоскарновым и золотоскарновым.

**Металлогеническая характеристика Верхне-Енисейского вулканического пояса**

Зона	Рудовмещающий комплекс	Рудная формация	Минеральный тип оруденения	Примеры месторождений
Хамсаринская	Дацит-андезито-базальтовый (ранний кембрий)	Колчеданная медно-цинковая	Халькопирит-сфалерит-пиритовый	Кадыройское
	Аксугский габбро-диорит-гранитный (девон?)	Медно-порфировая	Молибденит-халькопиритовый	Ак-Суг
Улугойская	Липарит-дацит-базальтовый (ранний кембрий)	Колчеданная медно-свинцово-цинковая	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый	Кызыл-Таштыг
			Халькопирит-сфалерит-пиритовый	Кызыл-Таш
Каахемская	Терригенно-карбонатный, щелочных гранитов и габроидов (девон)	Свинцово-цинковая скарновая	Пирит-сфалерит-галенитовый	Свинцовое
	Офиолитовый (венд-кембрий) и плагиогранит-тоналит-диоритовый (кембрий)	Зэлотовульфидно-кварцевая		Проездное
Ондумская	Анdezит-дацит-липаритовый (ранний кембрий)	Колчеданная медно-свинцово-цинковая	Халькопирит-галенит-сфалерит-баритовый	Медное
	Терригенно-карбонатный (ранний кембрий), плагиогранит-тоналит-диоритовый (кембрий)	Золотовульфидно-скарновая Железоскарновая		Тарданское Ондумское
Таннуольская	Базальт-дацит-андезит-липаритовый	Медно-цеолитовая		Соок-Саирское
	Вулканогенно-карбонатная (ранний кембрий), плагиогранит-гранодиорит-диоритовый (кембрий)	Золотовульфидно-скарновая		
	Вулканогенно-карбонатный (ранний кембрий), щелочных гранитов (девон)	Свинцово-цинковая скарновая	Пирит-сфалерит-галенитовый	Шанганскоe
Агардагская	Альпинотипных гипербазитов	Хромитовая		Агардагское

## **Улугойская зона**

Улугойская зона представлена двумя сближенными горстами субширотного простирания, имеющими длину 100—130 км при ширине 10—25 км. Эта территория находится на водоразделе рек Бий-Хем и Кая-Хем (Бол. и Мал. Енисей) в осевой части высокогорного хребта Академика Обручева. Нижнекембрийские осадочно-вулканогенные образования слагают три толщи, выделяемые в качестве различных свит [4, 7, 18]. Нижняя (базальтовая) толща, мощностью 1000—1500 м, представлена лавами и туфами базальтового, андезито-базальтового состава. На основании палеовулканологических реконструкций установлено, что они сформировались в результате трещинных извержений и слагали лавовые плато, осложненные вулкано-купольными сооружениями и шлаковыми конусами. Средняя толща («пестрая» или «руковмещающая»), мощностью 1500—2500 м, в краевых частях зоны представлена базальтами и андезито-базальтами при подчиненном количестве липаритов и дацитов (5—15 % объема). В центральной части состав толщи базальт-дацит-липаритовый с несколько повышенными содержаниями  $K_2O$  (до 1—2 %) в кислых вулканитах. Довольно большой объем толщи (20—30 %) слагают разнообразные пирокласты и вулканомиктовые брекчии.

По кустовому размещению субвулканических интрузий, жерловин, грубообломочных туфов для уровня средней толщи реконструированы три субширотных палеовулканических хребта. В современной структуре они представлены цепочками редуцированных палеовулканов и имеют ширину 5—10 км при длине 50—70 км. В местах сочленения хребтов сохранились фрагменты лавового плато, сложенного липаритами и дацитами, которые фиксируют область ареального вулканизма.

Верхняя толща, присутствующая главным образом в межвулканических депрессиях, представлена сочетанием вулканогенных пород с кремнистыми, углеродисто-терригенными, терригенно-карбонатными осадками и имеет мощность 1000—1500 м. Вулканиты сходны с базальт-андезит-базальтовой формацией Южного Урала [20], а на отдельных участках имеют липаритовый состав.

Колчеданная медно-свинцово-цинковая формация в Улугойской зоне представлена месторождениями, а также многочисленными рудопроявлениями, изученными только с поверхности. Они группируются в несколько рудных полей, приуроченных к двум типам вулкано-тектонических структур с крупными полями гидротермально-измененных пород. Первый тип с установленным промышленным оруднением представлен линейными группами вулканических построек, имеющих поперечник 1—3 км. Приурочены они к обрамлению крупных вулкано-тектонических депрессий, заполненных терригенными, туфо-терригенными и кремнистыми породами. Зоны околоврудных серицито-кварцевых метасоматитов тяготеют к разломам, контролирующими вулканические центры, а также к вулканическим аппаратам. К этому типу структур относятся Кызыл-Таштыгское и Эржекское рудные поля. Степень эродированности их слабая, и на значительной площади сохранились надрудные толщи.

Второй тип структур — деформированные полигенные палеовулканы поперечником несколько километров. Фиксируются они по сжатым вулканогенным антиклиналям с многочисленными субвулканическими интрузиями и отдельными жерловинами. Длина антиклиналей 8—10 км,

ширина 2—4 км. Зоны метасоматитов установлены вблизи вулканических аппаратов и часто имеют неправильные очертания. К таким структурам относятся Кыскаштыгское и Туматтайгинское рудные поля средней степени эродированности.

Особый тип рудоносных структур представлен мощными зонами рассланцованных осадочно-вулканогенных пород. Характер вулканических структур в их пределах неясен. По геологическому строению эти рудные поля (Атчолдугское, Сыныкское) сходны с рудоносными зонами смятия Рудного Алтая и Среднего Урала.

В стратиграфическом разрезе рудные залежи сосредоточены главным образом в средней толще. Кроме того, известны отдельные рудные тела в верхах базальтовой толщи. В верхней толще пока установлена лишь диагенетическая вкрапленность в пластах углеродистых алевролитов.

Преобладающим морфологическим типом залежей являются линзообразные и лентовидные тела, сопровождающиеся в подошве прожилково-вкрапленным оруднением. Как правило, они имеют крутые залегания, согласное с контактами пачек и силлов, и подвержены деформациям. Минеральный состав руд варьирует, но в целом намечается, что в центральной части Улугайской зоны преобладают халькопирит-галенит-пиритовые ассоциации, а в краевых частях — халькопирит-сфалерит-пиритовые и пиритовые. Это коррелируется с составом вулканических пород [9, 11], в частности с уменьшением объема кислых вулканитов в краевых частях зоны (с 30—40 % до 5—10 %) и понижением в них содержаний  $K_2O$  (с 1—2 % до 0,3—0,5 %). Отмеченная тенденция сочетается с преобладанием в нижней части разреза пиритовых и халькопирит-пиритовых руд, а в верхних — руд более сложного состава.

Наиболее полная информация о строении колчеданоносной гидротермальной системы имеется по Кызыл-Таштыгскому месторождению, приуроченному к липарит-дазит-базальтовой постройке в борту вулканотектонической депрессии. Месторождение разведано под руководством Б. И. Бермана [2]. В последние годы на рудном поле Ю. Я. Саввой и А. Д. Топорковым проведены глубинные поиски, а автором совместно с Н. С. Бухаровым исследованы морфология и состав зон рудоносных метасоматитов, что позволило дать новую трактовку структуры рудного поля.

Рудовмещающими породами на месторождении являются туффиты кислого и смешанного состава, содержащие прослои углисто-кремнистых алевролитов, отдельные потоки базальтов и липаритов. Эти породы, как показывают реконструкции, накопились в кальдерообразной депрессии поперечником 1—1,5 км. Строение пачки, имеющей мощность 200—300 м, осложнено силлами диабазов и липаритов. Пачка наклонена на юг под углом 50—70° совместно с силлами и рудными телами. Ниже по разрезу залегает толща андезито-базальтового состава, представленная афировыми и мелкопорфировыми лавами и псаммитовыми, реже псефитовыми туфами. Присутствуют отдельные потоки кислого состава. Перекрывают пачку агломератовые лавы базальтов и экструзии липаритов, пронизанные многочисленными силлами диабазов.

Важным элементом структуры рудного поля является жерловина, кратер которой находится на уровне подошвы рудовмещающей пачки и заполнен серноколчеданными рудами до глубины 70—100 м. Диаметр жерла 200—400 м, сложено оно брекчиями, пятнистыми и флюидальными фельзитами. Околорудные метасоматиты на месторож-

дении слагают две протяженные (1,5—2,5 км) зоны мощностью 100—300 м. Одна из них наложена на породы рудовмещающей пачки и выражена субпластовыми телами серицита-кварцевых, хлорит-кварц-серицитовых, хлоритовых пород и монокварцитов с отдельными телами тальк-карбонатных метасоматитов. Другая зона, секущая подрудные отложения и падающая на север под углом 50—70°, представлена кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми сланцами. Сочленяются они в районе жерловины и фактически фиксируют единую гидротермальную систему. Структурные и геохимические построения свидетельствуют о том, что первая зона является фронтальной рудовмещающей частью системы. Ее положение, как и в хорошо изученных рудных полях [13, 14], по-видимому, было определено существовавшим в период рудоотложения физико-химическим барьером — областью разгрузки гидротермальных растворов вследствие падения их температуры и давления у морского дна. Секущая зона представляет собой транзитную подводящую часть системы с рассеянным сульфидным оруднением.

Главная ценность месторождения — галенит-сфалерит-пиритовые и халькопирит-пиритовые рудные залежи линзообразной формы, согласные с напластованием вмещающих пород. Под ними обычно залегают тела серицита-кварцевых метасоматитов мощностью до 100—200 м. Увязка рудных тел на погоризонтных планах показывает их этажное залегание в разрезе рудоносной пачки. Наиболее крупные рудные тела приурочены к кровле серноколчеданной залежи. В плоскости падения форма тел овальная, внутреннее строение характеризуется большой сложностью из-за сочетания сплошных и вкрапленных халькопирит-сфалеритовых и халькопирит-галенит-сфалеритовых руд, блоково серноколчеданных руд, не замещенных более поздними минеральными ассоциациями. Кроме того, в рудных телах имеются полосы кварц-карбонат-баритовых пород, кварц-карбонат-хлоритовых сульфидизированных сланцев, секущие дайки диабазов. В некоторых рудных телах намечается зональность по смене от центра к периферии халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации баритсодержащей халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовой. Рудные тела в верхах разреза по сравнению с нижними характеризуются большей долей барита и в два раза большей долей свинца относительно цинка,  $Pb:Zn$  соответственно 1 : (3—4); 1 : (7—8). Обратная тенденция характерна для меди, которой обогащено рудное тело, залегающее на наиболее низком стратиграфическом уровне ( $Cu:Zn=78:1$  при обычном соотношении 1 : 15). В формировании рудных тел выделяются несколько стадий минералообразования, разделенных во времени тектоническими подвижками с дроблением руд и образованием брекчийных текстур и текстур пересечения: 1) пиритовая; 2) халькопиритовая; 3) халькопирит-сфалеритовая; 4) барит-галенит-сфалеритовая; 5) кварц-карбонатная. Влияние пострудных нарушений на морфологию рудных тел выражается в разваливании их контактов, будинировании, смещении контуров. Наиболее крупное смещение зафиксировано по разлому ВСВ простирации, по которому юго-восточная часть месторождения опущена на 200 м.

Вулканогенный генезис Кызыл-Таштыгского месторождения обоснован Б. И. Берманом, В. Б. Агентовым и Г. А. Кудрявцевым [1—3]. В качестве доказательств использованы присутствие полисульфидныхrudoklastov в рудовмещающей толще, приуроченность оруднения к вулканическому аппарату, присутствие «внутрирудных» субвулканиче-

ских даек диабазов, одинаковое соотношение рудных элементов ( $Zn > Pb > Cu$ ) и близкие содержания Sn, Mo, Ga, Ge в вулканогенных породах, метасоматитах и колчеданно-полиметаллических рудах. Предполагается, что серноколчеданная залежь сформирована гидротермально-осадочным способом в вулканическом кратере, а колчеданно-полиметаллические руды — метасоматическим путем в зоне рассланцевания после значительного перерыва. Физико-химические и структурные условия рудоотложения обстоятельно рассмотрены Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым [8]. Они считают, что образование всех колчеданных залежей обусловлено единым этапом гидротермальной деятельности на глубине 1—2 км в зоне синвулканического разлома, по которому была внедрена жерловина.

Общим во взглядах перечисленных исследователей является то, что существующая пространственная ориентировка колчеданно-полиметаллических рудных тел принята за первоначальную. К моменту отложения халькопирит-галенит-сфalerитовых руд вулканогенные толщи были уже приведены в наклонное положение, а оруденение было наложено на крутые зоны рассланцевания. Такая интерпретация практически признает постскладчатый характер размещения оруденения, что плохо согласуется с общим выводом о его связи с раннекембрийским вулканизмом. Поэтому целесообразно проанализировать доказательства дорудной синвулканической природы «рудовмещающих» зон рассланцевания. Главными среди них считаются присутствие в пределах зон силлов липаритов и диабазов, в рудах — «незамещенных» серицито-кварцевых сланцев, согласное залегание в пределах зоны жерловины и синхронность ее вулканогенным породам верхней толщи. Первый признак не является информативным, поскольку силлы формируются чаще в полого залегающих толщах, нежели в крутых зонах рассланцевания. Второй признак также неоднозначен, так как «ксенолиты» серицито-кварцевых сланцев встречены на участках рудных тел, подверженных динамометаморфизму. Третий признак не подкреплен фактическим материалом: морфология жерловины и ее соотношение с зоной рассланцевания не установлены. Буровыми скважинами это тело вскрыто лишь на глубину 150—200 м.

Утверждение, что жерловое тело комагматично вулканогенным породам верхней толщи, базируется на предположении, что на рудном поле один из некков был внедрен в зону контакта нижней и верхней толщ [8]. Автором выяснено, что этот некк является экструзивным телом, окруженным шлейфом вулканомиктовых брекчий с обломками липаритов. Кроме того, геолого-структурным картированием установлено, что субвулканические тела кислого состава на месторождении представлены минимум двумя генерациями.

Таким образом, аргументация дорудной природы зоны рассланцевания слабая, и следует проанализировать возможность их пострудного происхождения, что давно доказано для подобных зон на рудных полях уральского типа [13, 16]. Основным доводом в пользу этого служит динамометаморфизм руд, что выражается в их перекристаллизации, будинаже и разлиновании. Метаморфизованные руды развиты в висячем и лежачем контактах рудных залежей, где их мощность достигает 20—25 м. Кроме того, они образуют линзовидные обособления среди рассланцованных и перемятого кварц-хлорит-сериицитового агрегата. Косвенным фактом является абсолютный возраст серицито-кварцевых метасоматитов, равный 420—490 млн. лет [8]. Это соответ-

ствует возрасту саланской складчатости и периоду формирования складчатой структуры рудного поля. Именно в этот период гидротермально-измененные туфотерригенные и вулканогенные породы, как более податливые к деформациям, могли быть рассланцованны.

Рассмотренные факты в сочетании с данными о строении рудных залежей и полей метасоматитов позволяют высказать предположение о первично субгоризонтальном залегании рудных тел во фронтальной части гидротермальной системы. В качестве ее транзитной части, по которой поступали растворы, рассматривается зона метасоматитов, секущая подрудную толщу и примыкающая к жерловине. С такой реконструкцией согласуется зональность рудных тел, выраженная в преобладании на их периферии галенитсодержащих разностей. Более понятной становится обогащенность залежей, приуроченных к верхней части рудовмещающей пачки, барит-полиметаллическими рудами.

Относительно условий рудоотложения пока нет достаточно определенных данных, и возможны два варианта. Первый заключается в том, что рудообразование началось формированием в кратере серноколчеданной залежи и продолжалось, по мере заполнения кальдерообразной депрессии вулкано-терригенными породами, в условиях придонного метасоматоза. Об этом свидетельствует присутствие полисульфидных рудокластов в рудовмещающей пачке. По второму варианту образование руд происходило на глубине 1—2 км под экраном из пакета силлов диабазов. Это подтверждается тем, что метасоматический ореол распространяется выше известных рудных тел, до подошвы силлов, и именно над рудными залежами распространена серия силлов мощностью порядка 500 м.

Важным поисковым результатом, полученным в последние годы, на Кызыл-Таштыгском рудном поле, является установление нового рудноносного уровня вблизи границы средней и верхней толщ. При разбуривании зоны серицита-кварцевых метасоматитов, приуроченной к верхней части вулканогенного разреза, в 3—4 км юго-западнее месторождения, вскрыто полого залегающее тело массивных колчеданно-полиметаллических руд. На этом участке в основании осадочной толщи залегает тело гематито-кремнистых пород, обломки которых содержатся в сменяющем его по простиранию горизонте вулканогенно-осадочных брекчий. К этому же уровню восточнее приурочены изолированные тела археоциатовых известняков. По аналогии с последними находками на океаническом дне железистых холмов и органогенных построек вблизи выходов горячих источников [15, 21, 22, 24], эти образования — свидетельство активной придонной поствулканической гидротермальной деятельности.

Свинцово-цинковая скарновая формация в Улугойской зоне установлена В. Б. Агентовым, Н. С. Бухаровым, В. А. Подругиным в южном горсте, где карбонатно-вулканогенные и терригенно-карбонатные отложения кембрия прорываются телами гранитов и габброидов девонского возраста. В подстилающих карбонатные толщи вулканогенных породах кислого и среднего состава широко проявлены зоны серицита-кварцевых метасоматитов с прожилково-вкрапленной колчеданно-полиметаллической минерализацией.

На «Цинковом» скарново-полиметаллическом проявлении штокообразная интрузия гранитов имеет неправильные, извилистые очертания. В экзоконтакте интрузива среди отложений нижнего кембрия отмечено несколько зон скарнированных пород мощностью 10—20 м. В преде-

лах этих зон установлены линзообразные тела гранат-пироксеновых скарнов с неравномерной вкрапленностью и гнездообразными обособлениями сфалерита. В подчиненном количестве развиты галенит, пирит, магнетит.

На участке «Свинцовом» распространены верхнекембрийские карбонатные отложения, секущиеся интрузиями габбро-диабазов и гранитов. Вдоль контактов силлообразного тела габбро-диабазов отмечены две тектонические зоны мощностью первые десятки метров, представленные сильно подобленными, местами обильно пиритизированными эпидот-кварцевыми породами. Среди них залегают останцы мраморизованных и скарнированных известняков мощностью 1—2 м, протяженностью 40 м, среди которых развиты жилообразные тела полуокисленных свинцово-цинковых руд. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, смитсонитом, церусситом, лимонитом, кальцитом.

Скарново-полиметаллические проявления Улугойской зоны изучены недостаточно, однако, судя по ограниченному объему скарнированных пород и скромным масштабам рядовых месторождений этого типа [10], они вряд ли обладают большими запасами руды. В то же время отметим целесообразность глубинного опоискования описанных участков и их окрестностей для оценки рудоносности подстилающих вулканогенных толщ, которые могли служить источниками металлов.

### Ондумская зона

В Ондумской зоне нижнекембрийские осадочно-вулканогенные породы слагают отдельные останцы по периферии округлого гранитоидного массива попечником около 100 км. Наиболее крупное поле этих отложений, вмещающих полиметаллические, золото- и железоскарновые руды [5, 18], располагается у северного контакта массива. Ширина поля 10—20 км, протяженность 80 км. Вулканогенные породы образуют андезит-дацит-липаритовый комплекс с четко выраженной натровой специализацией (среднее содержание  $K_2O$  в липаритах 0,3%). Мощность комплекса 2000—2500 м, преобладающий тип извержения ареальный с формированием многочисленных мелких вулканических построек. Нижняя часть его сложена андезитами, дацитами и липаритами, верхняя — туфами преимущественно кислого состава. Перекрывается вулканогенный комплекс карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями мощностью порядка 1000 м. Вулкано-тектонические структуры в Ондумской зоне представлены кольцевыми и кальдерообразными формами. Судя по наиболее сохранившимся фрагментам, они ограничены разломами типа кольцевых и радиальных, к которым приурочены некки и субвулканические интрузии липаритов и которыми обусловлен секториальный характер депрессий.

Колчеданная медно-свинцово-цинковая формация в Ондумской зоне представлена несколькими рудопроявлениями, принадлежащими к халькопирит-галенит-сфалерит-баритовому типу. Они располагаются в обрамлении кальдерообразных структур в верхней части вулканогенного разреза и приурочены к вулканическим аппаратам, мощным зонам серпенто-кварцевых метасоматитов и аргиллитов. Преобладающим типом руд, по известным в настоящее время данным, является прожилково-вкрапленный.

На рудопроявлении Медном, расположенному в восточном крыле

брахиформной синклиналии, лавы и туфы кислого и среднего состава прорваны силлообразными телами микродиоритов, дацитов, липаритов и двумя некками. Последние сложены брекчиями фельзитов и порфиров, подверженных окремнению, аргиллизации, доломитизации. Северный некк приурочен к антиклинальному перегибу структуры и облякается карбонатными отложениями, второй располагается в центре мульды, выполненной разнообразными вулканомиктовыми брекчиями. Между некками в полосе северо-восточного простирания шириной 500—600 м и длиной 2 км прослеживается несколько зон обеленных, окремненных, аргиллизированных пород. Полиметаллическое оруденение установлено в северном некке и представлено прожилково-вкрашенными рудами, с поверхности окисленными. Вторичные минералы — малахит, азурит, каламин, халькозин, гидроокислы железа и марганца. Реликтовые первичные рудные минералы — пирит, галенит, арсенопирит. Элементы-примеси в рудах — германий, индий, золото. На участке распространения оруденелых пород находятся две древние выработки диаметром 10—20 м. На контакте жерловины с перекрывающими карбонатными отложениями прослежено субпластовое тело гематитобаритовых руд с рудными концентрациями серебра, золота, цинка, свинца, мышьяка. В южном некке выявлены вторичные геохимические аномалии цинка, меди. Вмещающие лавобрекции содержат прожилково-вкрашенную халькопирит-сфалерит-баритовую минерализацию.

Рудопроявление Ильчирское располагается в северо-восточном контакте той же брахиформной структуры вблизи границы Ондумской и Каахемской зон. От описанного участка оно отличается по преобладанию андезитовых и базальтовых лав, сложному блоковому строению. Медно-цинковое оруденение прожилково-вкрашенного типа приурочено к зонам эпидот-хлоритовых, серицито-кварцевых метасоматитов. В окисленных рудах установлены аномальные концентрации меди, цинка, бария, золота, серебра, висмута. Минерализованные зоны фиксируются аномалиями естественного и вторичного электрических полей.

Рудопроявления Кызыл-Торское и Чыланыгское находятся на удалении 30—40 км от брахиформной структуры вблизи вулканических аппаратов среди обширного поля туфов кислого состава, содержащих отдельные горизонты андезитов и яшм. Простижение пластов северо-западное, падение северо-восточное под углом 20—50°. Разрывные нарушения согласны напластованию; отмечаются также поперечные разрывы северо-восточной ориентировки. Гидротермально-измененные породы типа серицито-кварцевых метасоматитов и аргиллизитов образуют зоны мощностью 100—300 м, протяженностью 2—4 км. Субвулканические интрузии представлены силлами липаритов и диабазов.

На Кызыл-Торском рудопроявлении В. Б. Агентовым выделены три жерловины, представленные овальными телами интенсивно окварцованных пород, поперечником 100—200 м. К этим телам, располагающимся в 400—500 м друг от друга среди измененных грубообломочных туфов, приурочены прожилково-вкрашенные руды, которые окружены оторочкой кварц-доломит-баритовых пород. Минералы меди и цинка (малахит, азурит, каламин, сфалерит, халькопирит) ассоциируют с гидроокислами марганца, гематитом, магнетитом. На рудопроявлении выявлены три группы древних выработок, среди которых наиболее крупные имеют диаметр 40—60 м. В их отвалах встречены обломки массивных гематитовых и вкрашенных халькопирит-сфалерит-доломитовых руд.

На Чыланныгском рудопроявлении прожилково-вкрапленная минерализация наблюдается в пределах субпластовой зоны гидротермально-измененных пород, стратиграфически выше которой залегают пласты яшм и силлы диабазов. Оруденение выявлено вблизи древней выработки, представлено вкрапленностью и прожилками вторичных минералов меди и марганца в кварц-доломитовых, гематит-баритовых породах. В них установлены рудные концентрации меди, цинка, золота, серебра, аномальные содержания мышьяка, висмута и сурьмы. Первичные рудные минералы — халькопирит, пирит, сфалерит, золото. В пределах яшм установлена марганцевая и золоторудная минерализация.

Золотосульфидно-скарновая формация проявлена в карбонатной толще, прорванной кембрийским гранитоидным массивом. Скарновые залежи линзовидной и неправильной формы представлены магнезиальными и известковыми разностями, на которые наложены послескарновые метасоматиты и золотосульфидная минерализация.

Магнезиальные скарны образуют маломощные оторочки на контакте интрузивов, где вмещающие породы представлены доломитистыми мраморами. Для них характерно развитие шпинель-пироксен-паргасит-флогопитовых и шпинель-пироксен-галенитовых ассоциаций, а также форстеритовых и фассаитовых кальцифиров. Магнезиальные скарны замещаются известковыми, слагающими крупные тела. Состав известковых скарнов гранат-диопсидовый; в подчиненном количестве присутствуют скаполит, волластонит, доломит. Гранат относится к гроссуляр-андрадитовому ряду. Послескарновые tremolit-актинолит-хлоритовые и серпентинодержащие метасоматиты приурочены к участкам катаклаза и вмещают тела магнетит-гематитовых руд с массивной, пятнистой, прожилково-вкрапленной, брекчииевидной текстурой. Существенно tremolитовые породы развиты по кальцифирам и мраморам, существенно актинолитовые — по скарнам и габброидам.

Золотосульфидная минерализация проявлена в зонах дробления среди скарнов и послескарновых метасоматитов и представлена тонкими прожилками и рассеянной вкрапленностью сульфидов и золота. Рудные минералы — халькопирит, борнит, пирит, галенит, пирротин; распределение их в зонах линзовидное, гнездовое, столбообразное. Форма выделений золота пластинчатая, комковидная, бахромчатая, дендритовая. Встречаются также октаэдрические, ромбододекаэдрические, призматические кристаллы. Проба золота 940—960, редко снижается до 840—860. Обычные размеры зерен менее 0,3 мм (90—95 %), максимальные 1,5—2 мм. Достаточно четко устанавливается прямая зависимость содержаний золота в рудах от количества халькопирита (коэффициент корреляции 0,5—0,6). Отношение золота к серебру неустойчиво и колеблется от 21:1 до 1:50 при среднем значении 1:10.

По структурной позиции золоторудные тела делятся на три группы: линзообразные тела в тектонических зонах в экзоконтакте габброидов с известняками; жилообразные тела в тектонических контактах известняков с эфузивами в удалении до 500—700 м от интрузива; линзообразные тела в зонах дробления среди известняков.

Внутреннее строение рудных тел сложное: в них наблюдаются разветвления, пережимы и раздувы мощности, включения линзообразных блоков габброидов и известняков. Возраст золоторудной минерализации в скарнах определяется как кембрийский. Ее формирование, как показал В. А. Вахрушев [6], органично вписывается в скарново-рудный процесс, завершающей стадией которого является сульфидизация апо-

скарновых метасоматитов. Эта стадия сопровождается выделением основной массы золота. Устанавливается закономерная приуроченность золотоскарнового оруденения к кембрийским гранитоидным массивам, что свойственно всем рудным районам Алтая-Саянской области с таким типом оруденения. Верхний предел возраста золотоносных скарнов определяется по присутствию их гальки в конгломератах силура на Тарданском рудном поле [18].

Железоскарновая формация, по данным Н. С. Бухарова и Г. Н. Лукашева [4, 5], проявлена в туфах и известковистых туффитах. «Первичный состав руд был гематитовый вулканогенно-осадочного типа. В результате контактowego воздействия субвулканических интрузий гематитовые руды превращаются в магнетитовые в скарновых зонах по туфам» [5, с. 69].

### Таннуольская зона

В Таннуольской зоне нижнекембрийские осадочно-вулканогенные толщи слагают довольно крупные поля площадью в сотни квадратных километров, разделенные кембрийскими гранитоидными массивами. Для нижней вулканогенной части разреза мощностью 2000—3000 м характерно обилие липаритов и дацитов и многочисленные пачки известняков, терригенных пород. При этом в краевых частях проявлены базальты и андезиты. Верхняя часть разреза — терригенно-карбонатная с отдельными потоками андезито-базальтового состава. Для большинства вулканогенных пород характерна красноцветная окраска, близкие соотношения калия и натрия. Условия осадконакопления были мелководными при ареальном характере вулканизма.

Медно-цеолитовая формация проявлена в южной части зоны, где развиты красноцветные андезиты. Рудные тела, изучавшиеся Я. С. Зубрилиным, Г. М. Владимирским и В. Г. Прилипуховым на Соок-Сайрском рудопроявлении, представляют собой обычно узкие линзы или неправильные в плане гнезда оруденелых эпидотизированных цеолитсодержащих миндалекаменных порfirитов и эпидозитов. Мощность наиболее крупных линз 5—10 м, длина — первые сотни метров. Тела эпидотизированных пород субсогласны напластованию эффузивов, залегают кулисообразно и группируются в зоны шириной 100—300 м протяженностью в первые километры. Оруденение представлено неравномерной вкрапленностью самородной меди и маломощными (до 10 см) медьсодержащими эпидот-кварцевыми, реже карбонатно-кварцевыми и пренит-кварцевыми жилками. Площадь рудных тел — десятки и сотни квадратных метров. Рудные минералы представлены мелкими (доля миллиметра) зернами самородной меди, иногда замещенными купритом, азуритом, малахитом. Самородная медь нередко совместно с цеолитами выполняет миндалины в андезитах, не подвергшихся гидротермальному изменению. В пробах из наиболее богатых рудных выходов меди 0,88—3,55 % (в среднем 1,5 %). Верхний предел возраста оруденения — ордовик. (Автором установлены валуны медьсодержащих эпидозитов в конгломератах шемушдагской серии на левобережье р. Серлиг.)

Описанное оруденение близко по типу к известным месторождениям самородной меди штата Мичиган, для которых достаточно убедительно доказано образование рудных тел за счет меди, содержащейся в самих лавах в результате эпигенетических преобразований [19, 23].

Отличие Восточно-Таннуольской зоны от района мичиганских месторождений состоит в меньшем в два-три раза объеме меденосных вулканогенных накоплений андезитового состава и на порядок меньшем содержании меди в неизмененных лавах (0,01 %).

С скарнами в Таннуольской зоне связаны три типа оруденения. Скарново-полиметаллические руды установлены в останцах карбонатных пород среди кембрийских и девонских гранитоидов. На контактах с интрузивными породами в известняках наблюдаются оторочки гранатовых, пироксен-гранатовых и эпидот-гранатовых скарнов. Руды галенит-сфалеритовые вкрапленные и массивные типа «свинчака». Присутствуют гнезда густовкрапленных пиритовых руд и линзовидные обособления существенно борнитового состава. Золотоскарновый и железоскарновый типы оруденения представлены мелкими проявлениями, сходными с аналогичными объектами Ондумской зоны.

Таким образом, рассмотрение металлогенеза Верхне-Енисейского пояса показало, что в него входят вулканические зоны, отличающиеся по набору рудных формаций и минеральному типу оруденения. Такая неоднородность считается присущей лишь самостоятельным структурно-формационным зонам, обычно слагающим параллельные ряды. Изменение по простирианию единой линейной структуры характера рудоносности позволяет объяснить это коровыми причинами, в частности, влиянием неоднородности докембрийского фундамента. Это подтверждается общим соответствием состава кембрийских вулканических комплексов составу примыкающих протерозойских блоков Тувино-Монгольского массива, по которым можно судить о магмообразующем субстрате и корреляции их с типом руд. Такая координация касается и «первичного» оруденения, каковыми являются колчеданная и медно-цеолитовая формации, и «вторичного» скарнового. В Улагайской линейной зоне с липарит-дацит-базальтовым вулканическим комплексом и в колчеданных, и в скарновых рудах развиты галенит-сфалеритовые ассоциации. В блоках с преобладанием кислых вулканитов (Ондумская зона) проявлено золотобарит-полиметаллическое и золотосульфидно-скарновое оруденение.

Сопоставление Верхне-Енисейского пояса с другими колчеданоносными структурами Урало-Монгольского региона показывает, что слагающие его вулканические зоны соответствуют конкретным типам рудных районов, выделенным в изученных провинциях. Наиболее определенно этот вопрос решается для Улагайской зоны, которая по набору и составу вулканических пород, по условиям залегания рудных тел и интенсивности их преобразований относится к районам уральско-сибайского типа. Ондумская зона по ареальному характеру вулканизма, прожилково-вкрапленным золотобарит-полиметаллическим рудам сходна с Баймакским районом (Южный Урал), а по широкому развитию карбонатных отложений — с Верхнеуральским и Салаирским районами. Упомянутые типы рудоносных площадей отличаются по масштабам месторождений, поэтому в пределах Ондумской зоны целесообразно провести структурное бурение, которое позволит установить тип района и определить целесообразность дальнейших геологоразведочных работ и необходимость комплексной оценки золотобарит-полиметаллического и золотоскарнового оруденения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агентов В. Б., Кудрявцев Г. А. О генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийской спилит-кератофировой формацией.— В кн.: Геология и металлогения эфузивно-осадочных формаций Сибири. М.: Недра, 1964, с. 124—133.
2. Берман Б. И. Геология Кызыл-Таштыгского месторождения.— В кн.: Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области. Новосибирск, 1960, с. 137—147.
3. Берман Б. И., Агентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканализмом.— Геохимия, 1965, № 3, с. 314—324.
4. Бухаров Н. С. О стратиграфии отложений нижнего кембрия в Восточной Туве.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1979, вып. 4, с. 39—52.
5. Бухаров Н. С. Фации ондумского вулканического комплекса и связь с ними оруденения.— Там же, с. 64—70.
6. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 238 с.
7. Геология СССР. Т. 29. Тувинская АССР. М.: Наука, 1966. 459 с.
8. Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
9. Зайков В. В. Рудноносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.
10. Зайков В. В. О масштабах полиметаллических месторождений.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 111—115.
11. Зайков В. В. О химизме вулканогенных пород Улугойской колчеданоносной зоны.— Геология и геофизика, 1981, с. 58—67.
12. Кембрийская тектоника и вулканализм Тувы. М.: Наука, 1970. 156 с.
13. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
14. Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. 222 с.
15. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 391 с.
16. Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам скрытых медноколчеданных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1982. 54 с.
17. Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканализм Тувы. Новосибирск, 1961. 119 с.
18. Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 201 с.
19. Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, с. 457—481.
20. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканализм. М.: Издво МГУ, 1977. 280 с.
21. Эдмонд Д., Дамм К. Горячие источники на дне океана.— В мире науки, 1983, № 6, с. 46—60.
22. Ballard R. D., Craig H., Edmond J. e.a. Crustal Processes of the Mid-ocean Ridge.— Science, 1981, vol. 213, N 1 p. 31—40.
23. Cowpwall H. R. A summary of ideas on the origin of native copper deposits.— Econ. Geol., 1956, vol. 51, N 7, p. 615—631.
24. Oudin E. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21° N). Part I; Descriptive Mineralogy.— Marine Mining, 1983, vol. 1, p. 39—72.

В. П. ПАРНАЧЕВ, А. Н. СМАГИН

**О СОСТАВЕ ПРОДУКТОВ, УСЛОВИЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ  
И МЕТАЛЛОГЕНИИ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА**

Девонские вулканические породы широко распространены в пределах северо-западной части Восточного Саяна: они выполняют наложенные структуры Северо-Минусинского и Агульского прогибов (рис. 1). В последние годы эти толщи, выделяемые в составе ранне-среднедевонской быскарской серии, привлекают внимание многих исследователей в связи с выявленной специфичностью их состава и металлогенами.

Исследованиями Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдер [9, 32], А. Д. Шелковникова [31], В. М. Даценко [6, 7], Ю. А. Фомина и В. Г. Крюкова [29], В. М. Гавриченкова и А. П. Косорукова [4], В. П. Ковалева [11], В. А. Душина и О. Н. Грязнова [8], авторов статьи [17, 18, 20–22, 26, 27] получены данные, позволяющие с принципиально новых позиций оценить условия проявления и металлогенические особенности быскарского вулканогенно-осадочного комплекса.

В строении быскарской серии восточной части Северо-Минусинского прогиба (рис. 2) выделяются пять стратифицированных толщ, а также отдельные палеовулканические структуры, реликты палеовулканических аппаратов, жерловые, субвулканические и дайковые тела.

Нижняя базальтоидная толща, слагая основание быскарской серии, с базальными конгломератами в основании перекрывает сложно дислоцированные карбонатно-сланцевые отложения верхнего докембра. В ее строении участвуют покровы и силлы базальтов и трахибазальтов (79–95 %), туфы (2–5 %) и осадочные породы (1–15 %). Встречаются горизонты трахитовых и трахилипаратовых вулканитов (1–3 %) неясной фациальной принадлежности. Предполагается, что формирование толщи обусловлено деятельностью вулканов трещинного типа в наземно-континентальных условиях в пределах обширного ареала Енисейского свода [15]. Мощность толщи меняется от 300 до 600 м.

Вторая толща трахилипаратовых и трахитовых вулканитов распространена не повсеместно, а слагает ряд изометричных или неправильной формы вулканических массивов. Последние представляют собой вулкано-тектонические депрессии площадью до 150 км<sup>2</sup>, реликты кальдероподобных структур и вулканических аппаратов. Реконструкция таких структур затруднена вследствие перекрытия их более молодыми вулканическими образованиями.

Трахилипаратовые и трахитовые вулканиты в одних случаях несогласно перекрывают базальтоиды нижней толщи и содержат в основа-

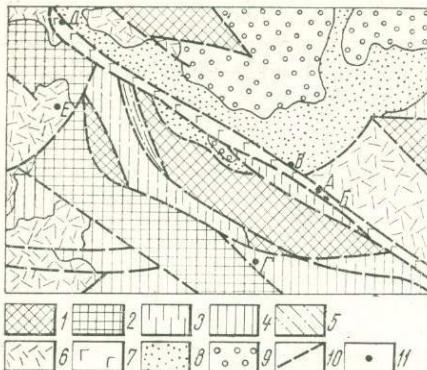


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема северо-западной части Восточного Саяна и основные проявления нефелинсодержащих пород.

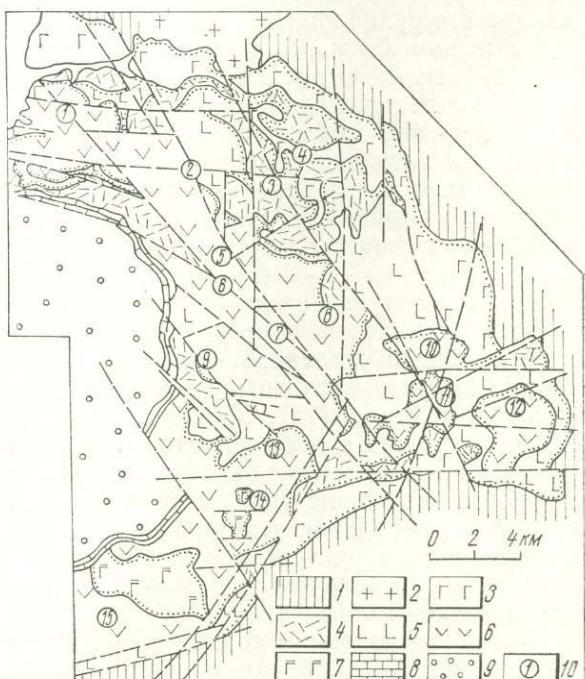
1—9 — структурные этажи: 1 — архейский, 2 — ранне-протерозойский, 3 — байкальский, 4, 5 — каледонский (5 — Баджейский прогиб), 6, 7 — ранне-среднедевонский (7 — Тайбинско-Канский прогиб), 8 — девонско-каменноугольный, 9 — мезозойский; 10 — главные зоны глубинных разломов; II — проявления нефелинсодержащих пород: А и Б — бассейн р. Игиль (А — Игильское, Б — Тажинское), В — Тугачинский массив, Г — Пезинский plutон, Д — массив горы Черная Сопка, Е — Дербинские проявления Северо-Минусинского прогиба.

нии невыдержаный горизонт конгломератов. В ряде мест переход между толщами постепенный и представляет собой зону перемежаемости кислых и основных разностей. Породы толщи чаще всего слагают отдельные потоки и экструзивные купола мощностью от 10 до 50 м, перемежающиеся с горизонтами пирокластических пород того же состава. Количество последних варьирует от 15 до 100 %. Вулканиты сопровождаются комагматическими субвулканическими и дайковыми телами микросиенитов, сиенит-порфиров, трахилипаратитов и трахитов. Эти тела встречаются не только среди нижних базальтоидов, но и в трахилипаратитовых и трахитовых вулканитах. В виде обломков они отмечаются в базальных горизонтах более молодых толщ.

Обращает внимание присутствие среди кислых пород базальтоидов, слагающих единичные покровы, а также дайковые и послойные интрузивные тела. Встречаются и осадочные образования, сконцентрированные в основном в базальных го-

Рис. 2. Схематическая геологическая карта восточной части Северо-Минусинского прогиба.

1 — докембрий и нижний палеозой; 2 — раннепалеозойские гранитоиды Ольховского комплекса; 3—7 — нижне-среднедевонская быскарская серия: 3 — нижняя базальтоидная толща, 4 — толща трахилипарат-трахитовых вулканитов, 5 — средняя базальтоидная толща, 6 — толща щелочных вулканитов, 7 — верхняя базальтоидная толща; 8 — известняки байской свиты; 9 — пестроцветные терригенные породы верхнего девона; 10 — главные палеовулканические структуры: 1 — Кукуевская, 2 — Соболинская, 3 — Филькина Падь, 4 — Исаковская, 5 — Жулгетская, 6 — Праворассохинская, 7 — Малтатская, 8 — Цагановская, 9 — Леворассохинская, 10 — Верхнесолонечная, 11 — Солонечная, 12 — Малотубильская, 13 — Лиственная, 14 — Устьтубильская, 15 — Кижартская.



ризонтах толщи и реже отмечающиеся в ее средних и верхних частях в виде маломощных (до 1—2 м) быстро выклинивающихся по простиранию тел. Формирование трахилипаратитовых и трахитовых вулканитов, судя по форме и морфологии вулканических полей, широкому развитию пирокластических образований, в том числе и игнимбритов, субвулканических тел, связано с деятельностью вулканов центрального типа.

Средняя толща базальтоидных пород слагает внутреннюю меняющуюся по ширине от 2 до 8 км полосу, параллельную краю поля распространения быскарской серии (см. рис. 2). Эффузивы несогласно, иногда с базальным осадочным горизонтом в основании, налегают либо на кислые вулканиты, либо на нижние базальтоиды, либо, запечатывая подстилающие горизонты быскарской серии, непосредственно на карбонатно-сланцевые отложения верхнего докембра.

Для внутреннего строения толщи характерно преобладание покровов и потоков эффузивных пород (55—75 %) при несколько меньшем содержании пирокластического (20—40 %) и осадочного материала (3—5 %).

Среди эффузивов, слагающих покровы и потоки, преимущественно развиты базальты, андезито-базальты, трахибазальты и трахиандезито-базальты. Значительно реже, локализуясь в верхних горизонтах, встречаются трахиандезитовые разности. Более щелочные породы приурочены к палеовулканическим структурам, что связано, по-видимому, с частичным щелочно-метасоматическим преобразованием описываемых эффузивов. Вместе с тем следует отметить некоторое общее повышение щелочности вулканических пород в восточных и юго-восточных частях поля развития быскарской серии. Это касается как покровов, так и многочисленных субвулканических и дайковых тел базальтоидного состава.

Пирокластические и осадочные породы в составе толщи слагают отдельные прослои и линзы мощностью от первых сантиметров до 50 м. Первые из них представлены различного рода туфами, агглютинатами, бомбовыми горизонтами, которые характеризуются разной гранулometрией и грубо намечают возможные центры извержения. Среди вторых преобладают красноцветные брекчии, конгломераты, песчаники и алевролиты, в единичных случаях встречаются прослои зеленовато-серых песчанистых известняков и мергелей. В лиловых аргиллитах в обнаружении по правому берегу р. Бол. Дербино, в 4 км выше устья Бол. Тубиля, обнаружены отпечатки трещин усыхания, капель дождя и мелких кристалликов гипса.

Реконструкция палеовулканических условий накопления пород средней толщи, базирующаяся на приведенных признаках, позволяет предполагать, что формирование их может быть связано с деятельностью крупных вулканов центрального типа, локализованных внутри поля быскарской серии.

Толща щелочных вулканитов слагает ряд изометричных или неправильной формы вулканических массивов, трассирующих дугообразную полосу, параллельную внутреннему краю вулканогенного пояса, и, кроме того, отмечается в виде изолированных пятен сложной конфигурации среди протерозойских пород фундамента. Толща несогласно перекрывает подстилающие вулканиты и сложена липаритами, трахилипаратами, комендитами, трахитами, фонолитами, пирокластическими породами, в том числе и игнимбритами соответствующего состава. Широко распространены субвулканические и дайковые тела граносиенитов, сие-

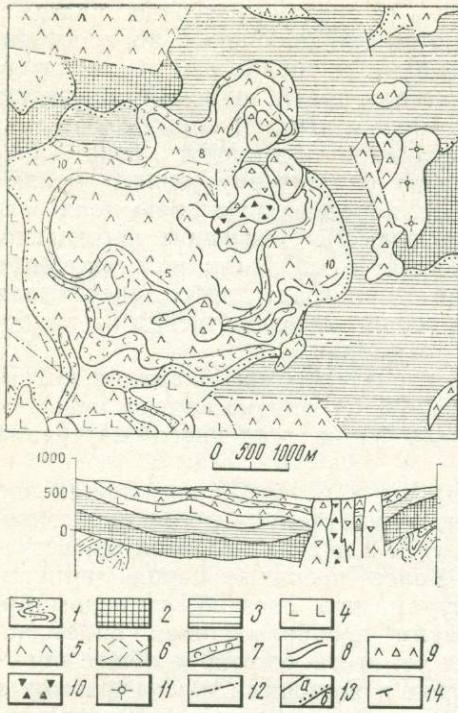


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Солонечной палеовулканической структуры.

1 — докембрийские и раннепалеозойские карбонатно-сланцевые толщи; 2 — нижняя базальтоидная толща; 3 — толща трахилипарат-трахитовых вулканитов; 4 — средняя базальтоидная толща; 5 — фонолиты покровной фации; 6 — трахилипараты и комендиты; 7, 8 — прослои туфов; 9 — брекчевые лавы фонолитов; 10 — эруптивные брекчи; 11 — фонолиты, нефелиновые сиенит-порфиры субвулканической фации; 12 — тектонические нарушения; 13 — геологические границы: а — нормальные, б — трансгрессивные; 14 — элементы залегания флюидальности.

ников, нефелиновых сиенитов и их порфировых разностей, а также различные брекчевые породы жерловой фации. В составе толщи отмечаются маломощные линзы и прослои осадочных пород (до 1 %).

Устанавливается определенная закономерность в пространственном размещении вулканитов разного состава, что выражается в смене по латерали в западном направлении щелочно-салических вулканитов кислыми. Последние относительно широ-

ко распространены в бассейне рек Малтат, Мал. Дербино, где слагают Кукуевскую, Стоговско-Малтатскую и другие палеовулканические структуры (см. рис. 2).

Щелочные, в том числе и нефелинсодержащие, вулканиты преобладают в восточных и юго-восточных частях вулканического поля, где преимущественно выполняют кальдеры проседания (рис. 3), а также встречаются в виде изолированных экструзивных и субвулканических тел (рис. 4). Достаточно подробная характеристика форм проявления и состава нефелинсодержащих вулканитов приведена в статьях одного из авторов [20, 21].

Анализ особенностей строения толщи и размещения разнообразных генетических типов вулканитов позволяет связывать их формирование с деятельностью полигенных стратовулканов центрального типа в наземной обстановке с последующим проявлением кальдерообразования.

Верхняя толща базальтоидных пород слагает несколько относительно небольших (до 50 км<sup>2</sup>) изолированных полей. Породы толщи с несогласием и базальным осадоч-

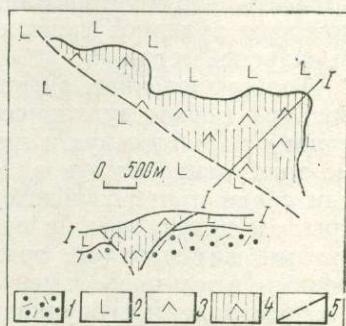
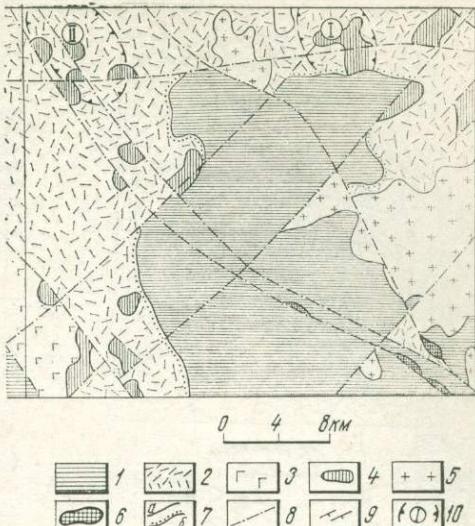


Рис. 4. Строение субвулканического тела фонолитов в верховьях р. Левая Рассоха.

1 — туфы кислых вулканитов; 2 — базальтоидные породы; 3 — лейко- и мезократовые фонолиты; 4 — меланократовые фонолиты; 5 — тектонические нарушения.

Рис. 5. Схема геологического строения северо-западной части Агульского прогиба.

1 — раннепротерозойские гнейсы и магматиты бирюсинской серии; 2 — раннедевонская имирская свита; 3 — среднедевонская карымовская свита (Тайбинско-Канский грабен); 4 — субвулканические тела, комагматы вулканитов имирской свиты; 5 — раннедевонские гранитоиды огнитского комплекса; 6 — раннепротерозойские гипербазиты идарского комплекса; 7 — геологические границы: а — нормальные, б — трансгрессивные; 8 — тектонические нарушения; 9 — элементы залегания; 10 — палеовулканические структуры (I — Минусинка, II — Поперечный).



ным горизонтом в основании перекрывают нижележащие девонские вулканиты и представлены преимущественно базальтами и трахибазальтами, реже андезитобазальтами, трахиандезито-базальтами и их туфами. Последние отмечаются главным образом в нижних горизонтах толщи, где наблюдаются в виде незначительных по мощности (до 1 м) линз и прослоев. В эфузивах нередко проявляется шаровая отдельность, по сравнению с нижележащими базальтоидами в больших масштабах проявлены процессы площадной хлоритизации и альбитизации.

В внутренней части поля развития толщи нередко отмечаются выходы туфов трахилипаратового и трахитового состава. Присутствие среди базальтоидных пород толщи субвулканических тел плагиопорфиров и сиенит-порфиров однозначно свидетельствует о продолжающемся функционировании магматических очагов кислого и субщелочного состава, продуктами деятельности которых могут быть и названные туфы.

Вероятно, основные породы толщи сформировались в результате относительно спокойных лавовых излияний в мелководной и частично наземной обстановках, в результате деятельности небольших эксцентричных вулканов.

Быскарская серия восточной части Северо-Минусинской впадины с размывом и структурным несогласием перекрывает животскими мелководно-морскими карбонатными отложениями бейской свиты. Судя по наличию в последней желваков и линз кремнистых пород, поступулническая и экскагационно-гидротермальная деятельность продолжалась и в бейское время.

В пределах Агульского прогиба стратифицированные вулканогенно-осадочные образования быскарской серии по своему строению и составу сходны с одновозрастными толщами Северо-Минусинской впадины и расчленяются А. Н. Смагиным [17, 18, 26] на две свиты — имирскую и карымовскую (рис. 5).

Имирская свита с несогласием налегает на разнообразные докембрийские и раннепалеозойские комплексы и подразделяется на две толщи. В нижней из них преобладают покровные разности основных пород. При этом снизу вверх отмечается смена базальтов и трахибазальтов трахилейкобазальтами, трахиандезито-базальтами и трахиандезитами.

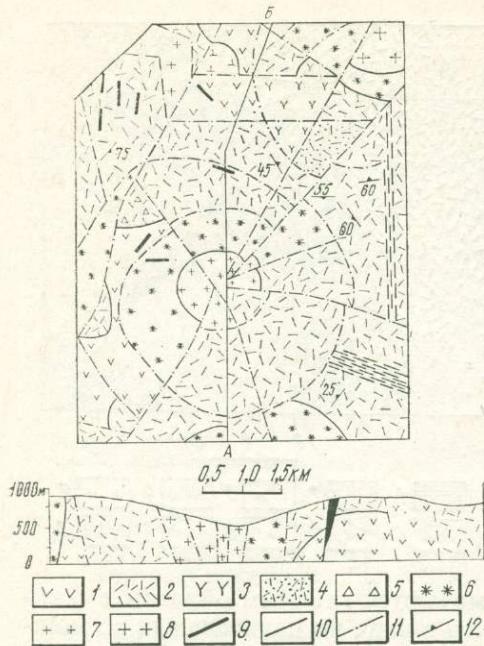


Рис. 6. Геологическая схема центральной части палеовулкана Минусинка.

1 — трахиандезито-базальты, андезито-базальты, трахиандезиты; 2 — трахилипараты, трахидациты, липараты, липарито-дациты; 3 — трахиты, щелочные трахиты; 4 — туфолавы, игнимбриты; 5 — брекчийевые лавы; 6 — кварцевые сиенит-порфиры, сиениты, граносиениты; 7 — микрограниты, гранит-порфиры; 8 — щелочные граниты, аляскиты огнитского комплекса; 9 — дайки; 10 — геологические границы; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания флюидальности.

Лавовые покровы разграничиваются миндалекаменными и шлаковыми зонами, туфовыми прослоями. Мощность толщи достигает 700 м. Судя по значительному количеству и характеру распределения пирокластических и грубообломочных красноцветных осадочных пород, можно предполагать, что накопление толщи связано с деятельностью наземных вулканов центрального типа.

В составе верхней толщи превалируют вулканиты кислого состава, слагающие локальные поля размером от 0,5 до 6 км в диаметре и представляющие в структурном плане кальдеры проседания с реликтами палеовулканических аппаратов (рис. 6). Кислые вулканиты залегают или на базальтоидах нижней толщи, или непосредственно на метаморфических породах фундамента. Характерная особенность их строения — смена снизу вверх липаритовых вулканитов трахилипаратовыми, которые преобладают в разрезе, а затем трахитовыми и щелочнотрахитовыми. В нижней и средней частях разреза в незначительном количестве присутствуют трахиандезиты и трахидациты, отмечаются комендитовые и пантеллеритовые разности. Стратифицированные фации, мощность которых в отдельных случаях достигает 1000 м, постоянно сопровождаются субвулканическими, дайковыми и жерловыми телами микросиенитов, сиенит-порфиров, гранит-порфиров.

В отличие от Северо-Минусинской впадины формирование кислых вулканитов здесь сопровождалось внедрением крупных (до 400 км<sup>2</sup> на современном эрозионном срезе) межформационных пластовых тел гранитоидов огнитского комплекса. Эти граниты прорывают и метаморфизуют вулканогенно-осадочные породы имирской свиты и встречаются в виде продуктов размыва в базальных горизонтах верхней толщи быскарской серии.

Карымовская свита выполняет в Агульской структуре узкий вложенный трохообразный Тайбинско-Канский прогиб (см. рис. 1 и 5). Отложения свиты с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом перекрывают имирские вулканиты. В строении характеризуемой свиты участвуют две толщи. Нижняя из них сложена красноцветными и грубозернистыми осадочными породами, содержащими единичные покровы базальтов. В основании толщи отмечается горизонт крупногалечникового конгломерата, состав обломочного материала которого

Рис. 7. Геологическая карта района развития нефелинсодержащих пород в Агульском прогибе.

1 — базальтоиды имирской свиты; 2—5 — карымовская свита; 2 — конгломераты, 3 — базальтоиды, 4 — фонолиты и нефелинсодержащие порфиры, 5 — брекчевые разности фонолитов; 6 — тектонические нарушения; 7 — геологические границы; 8 — фациальные границы.

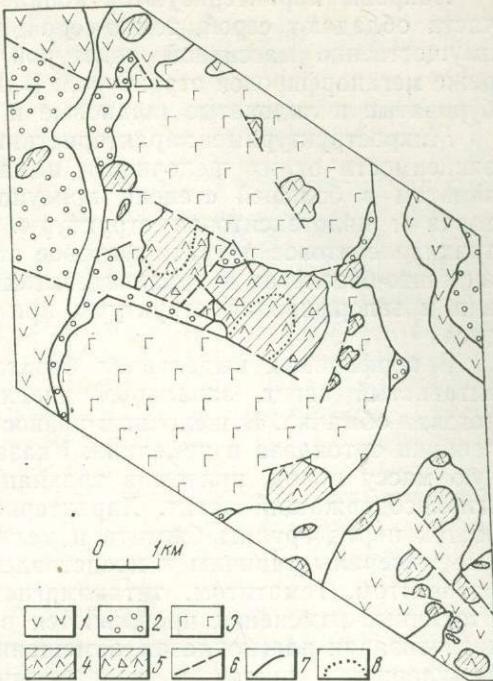
на 90 % представлен имирскими вулканитами и огнитскими гранитоидами. Мощность осадочных отложений достигает 550 м.

В составе верхней толщи преобладают базальтовые и трахибазальтовые вулканиты, перекрывающие осадочные отложения нижней толщи и реже вулканические породы имирской свиты. Специфическая особенность строения толщи — наличие в ее верхах нефелинсодержащих пород, выявленных А. Н. Смагиным [25] в бассейне р. Игиль. Эти породы слагают на современном эрозионном срезе серию многочисленных экструзивных и дайковых тел (рис. 7), ареал распространения которых позволяет предполагать существование здесь в карымовское время двух палеовулканических построек центрального типа. Они объединяются в единую структуру типа вулкано-тектонической депрессии.

Еще одна группа проявлений нефелинсодержащих пород известна в крайней северо-западной части Тайбинско-Канского прогиба в окрестностях г. Красноярска. Здесь (см. рис. 1) в междуречье Ближней Камалы и Чикана в ядре синклинальной структуры известны отдельные потоки и экструзивные тела трахиандезитов и фонолитов [20]. В субвулканической фации щелочные породы отмечены несколько юго-восточнее, в районе горы Черная Сопка, где они слагают округлое ( $0,16 \text{ км}^2$ ) кольцевое тело, возникшее в результате последовательной многофазной интрузии трахидолеритов, базальтов и нефелиновых сиенит-порфиров. Эти породы прорывают красноцветные осадки нижней подсвиты карымовской свиты. В свою очередь обломки имирских и карымовских вулканитов, в том числе и щелочных, присутствуют в составе базальных конгломератов фаунистически охарактеризованной живетской павловской свиты.

Выявленное сходство в строении и составе вулканических ассоциаций Северо-Минусинской впадины и Агульского прогиба подчеркивается близостью петрографических и петрохимических характеристик пород обеих структур, все многообразие которых объединяется в состав трех генетических групп: базитовой, кислой и щелочносиалической.

Базитовая породная группа включает базальты, андезито-базальты, трахибазальты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты. Эти породы слагают большей частью покровные тела, реже отмечаются в виде субвулканических образований и даек.



Покровы характеризуются зональным строением. Их центральные части обладают серой, темно-серой и зеленовато-серой окраской, преимущественно массивной текстурой, порфировой, микропорфировой, реже мегапорфировой структурой. В подошве и кровле тел преобладают буроватые и лиловатые шлаковые и миндалекаменные разности.

Микроструктурные характеристики базитов несколько меняются в зависимости от их щелочности и насыщенности кремнекислотой. Базальтам в большей степени присущи интерсертальная, микродолеритовая и пилотакситовая структуры. Для трахибазальтов характерно трахидолеритовое и трахиофитовое строение основной массы. В трахиандезито-базальтах и трахиандезитах преобладают сериально-порфировая и эвпорфировая структуры при трахитоидном строении мезостазиса.

В порфировых выделениях базитов присутствуют оливин, авгит и титанистый авгит, зональный плагиоклаз (лабрадор-андезин), реже роговая обманка. В щелочных разностях появляются единичные вкрапленники ортоклаза и нефелина. Указанные минералы слагают и основную массу пород, причем в трахиандезито-базальтах уже появляется эгириксодержащий авгит. Характерно присутствие во всех разновидностях пород группы биотита и калиевого полевого шпата. Аксессорные минералы типичны и представлены апатитом, цирконом, рутилом, магнетитом, гематитом, титаномагнетитом, ильменитом, лейкоксеном. Вторичные изменения проявляются в деанортитизации, серицитизации и цеолитизации плагиоклазов, замещении темноцветных минералов и стекла хлоритом, эпидотом, железистым карбонатом, окислами железа, иддингситом, серпентином.

Химические составы пород базальтовой группы Северо-Минусинской впадины и Агульского прогиба приведены в таблице. По известным петрохимическим характеристикам [1] эти породы относятся к низкотитанистым, высокоглиноземистым, высоконатровым разностям с железомагнезиальным уклоном. Особо обращает внимание высокое содержание во всех типах пород пятиокиси фосфора.

По нормативному составу, рассчитанному с учетом первичного соотношения окисного и закисного железа и равному 0,15, девонские базальты и трахибазальты принадлежат к толеитам, оливиновым толеитам и щелочным оливиновым базальтам, а на известной диаграмме кремнезем — щелочи (рис. 8) фигуративные точки первых попадают в поле толеитовых и щелочных, а вторых — в поле щелочных оливиновых базальтов.

В составе кислой группы пород объединены вулканиты липаритового, трахилипаритового, трахидацитового и комендитового состава. Всем им присущи светлые розовые, кремовые, лиловатые тона окраски, массивные, полосчато-флюидальные и брекчиевидные текстуры, большей частью порфировые, гломеропорфировые, невадитовые структуры.

Микроструктурные особенности кислых эффузивов несколько различаются. Липаритам в большей степени присуще сферолитовое, аксиолитовое и микрофельзитовое строение основной массы. В трахидацитовых и комендитовых породах преобладает микропойкилитовый, алло-триоморфнозернистый и микролепидогранобластовый мезостазис. В порфировых выделениях всех типов кислых пород присутствует щелочной полевой шпат. В липаритах и трахидацитах отмечается кварц (до 15 %), в трахилипаритах и трахидацитах появляются эгириксодержа-

Средний химический состав вулканических пород восточной части  
Северо-Минусинской впадины (1—12) и северо-западной части  
Агульского прогиба (13—21), мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	49,04	53,95	50,10	55,50	58,86	72,15	68,05	69,17	65,35	64,65	60,50
TiO <sub>2</sub>	1,81	1,21	1,71	1,35	0,97	0,39	0,53	0,58	0,65	0,65	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,02	20,13	18,03	18,33	18,26	12,92	15,04	13,05	15,88	16,88	17,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,10	3,85	5,27	5,25	4,62	4,07	4,30	3,78	4,21	2,50	5,10
FeO	5,47	3,96	5,63	3,87	3,56	1,15	1,27	1,50	1,41	2,42	2,22
MnO	0,25	0,13	0,20	0,22	0,15	0,08	0,12	0,16	0,20	0,16	0,18
MgO	5,34	3,45	4,60	2,26	1,68	0,32	0,42	0,45	0,53	0,73	0,75
CaO	8,42	6,75	7,42	4,14	2,40	0,55	0,79	0,41	1,11	1,55	1,48
Na <sub>2</sub> O	3,60	4,01	4,40	5,27	5,33	3,52	4,42	4,80	5,05	5,30	5,85
K <sub>2</sub> O	1,40	2,30	2,16	3,35	3,80	4,78	4,95	5,85	5,50	5,05	5,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,32	0,48	0,46	0,37	0,07	0,10	0,25	0,11	0,11	0,15
Колич. анализов	68	1	119	25	11	62	84	7	27	28	53
Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
SiO <sub>2</sub>	56,48	49,90	49,87	52,62	59,09	74,67	66,07	73,16	65,21	58,02	
TiO <sub>2</sub>	0,55	1,23	1,38	1,34	1,18	0,45	0,82	0,33	0,80	0,27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,08	17,10	17,44	17,52	17,69	13,45	15,83	13,61	16,59	20,52	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	5,83	6,02	6,03	4,72	1,65	3,98	1,83	2,50	3,98	
FeO	3,53	4,69	4,67	4,64	3,00	1,21	1,57	1,06	1,55	1,96	
MnO	0,23	0,17	0,15	0,27	0,15	0,06	0,10	0,04	0,12	0,18	
MgO	0,67	7,05	6,25	3,56	2,09	0,41	0,97	0,35	0,78	0,30	
CaO	2,78	9,55	8,38	6,70	4,17	0,91	2,22	1,23	1,64	1,43	
Na <sub>2</sub> O	6,50	2,96	3,64	4,51	4,59	2,21	4,34	3,36	5,84	7,90	
K <sub>2</sub> O	5,40	0,97	1,60	2,18	2,85	4,87	3,66	4,89	4,79	5,21	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,55	0,60	0,63	0,54	0,11	0,44	0,14	0,18	0,23	
Колич. анализов	51	22	33	11	11	6	10	20	10	35	

\* 1, 13 — базальты, 2 — андезито-базальты, 3, 14 — трахибазальты, 4, 15 — трахиандезито-базальты, 5, 16 — трахиандезиты, 6 — липариты базокварцевые, 7, 19 — трахилипараты, 8 — комендиты, 9 — кварцевые трахиты, 10 — трахиты, 11, 20 — щелочные трахиты, 12, 21 — фенолиты, 17 — липариты, 18 — трахиалиты.

ший авгит и олигоклаз. В основной массе преобладают щелочной полевой шпат и кварц, в комендитах появляются арфведсонит и рибекит. Во всех породах в незначительном количестве постоянно присутствует биотит. Аксессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфером, монацитом, магнетитом и титаномагнетитом, рутилом, лейкоксеном.

Вторичные изменения пород проявляются в серицитизации, альбитизации, пелитизации, реже цеолитизации и хлоритизации вкрапленников и минералов основной массы. Основные особенности химического состава кислых вулканитов проявляются в их высокой щелочности и меланократовости (см. таблицу).

Щелочносалические вулканиты представлены трахитами, щелочны-

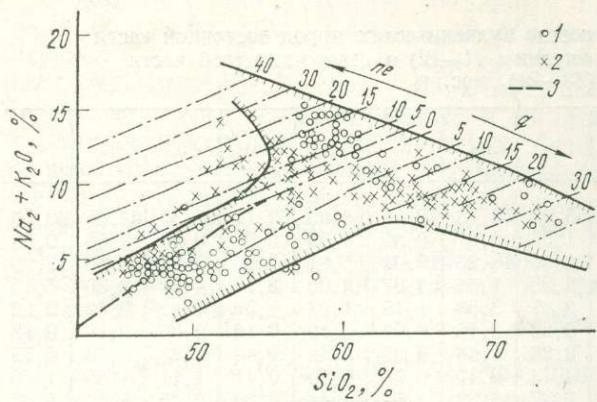


Рис. 8. Диаграмма кремнезем — щелочи для девонских вулканических пород Агульского (1) и Северо-Минусинского (2) прогибов с изолиниями нормативного нефелина (*ne*) и кварца (*q*) и линией раздела щелочных и толеитовых базальтов (3). По Б. Аптону [32].

ска, большей частью массивная текстура, порфировая, реже гломеропорфировая и олигофировая структура. Во вкрапленниках характеризуемых пород преобладают щелочные полевые шпаты (в различной степени пертитизированный ортоклаз), присутствуют олигоклаз, нефелин (в фонолитах), а также единичные выделения эгирина-авгита и биотита. В трахитовой, ортофировой, микропойкилитовой и фельзитовой основной массе преобладают щелочные полевые шпаты (до 80 %), присутствуют эгиринсодержащий авгит, биотит, нефелин или кварц. В фонолитах к ним добавляются арфведсонит, рибекит, энгматит, анальцим и содалит. Аксессорные минералы — апатит, циркон, ортит, монацит, рутил, магнетит, титаномагнетит. Вторичные изменения пород проявляются в серицитизации, альбитизации, пелитизации, цеолитизации, хлоритизации и окварцевании минералов вкрапленников и основной массы. Основные особенности химического состава щелочносалических вулканитов (см. таблицу) проявляются в относительно высоком содержании фемической составляющей и щелочей.

Выявленная стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований в восточной части Северо-Минусинского и в Агульском прогибах, фациальный анализ, как и уточнение вещественного состава слагающих вулканические комплексы пород, позволяют наметить палеогеографические и палеотектонические условия проявления ранне-среднедевонского вулканизма в пределах современных контуров северо-западной части Восточного Саяна.

К началу девона на территории центральной части Алтае-Саянской области возник обширный Енисейский свод [15]. В пределах этой структуры в раннем девоне в условиях достаточно расчлененного рельефа преимущественно в аэральной, местами в субаквальной обстановке началось широкоплощадное трещинное проявление базитового вулканизма. Непосредственно на территории современных Северо-Минусинского и Агульского прогибов отмечается плашкообразное залегание покровов базальтов и трахибазальтов на сложнодислоцированные докембрийские и раннепалеозойские комплексы. Наличие среди последних многочисленных рвущих субвулканических и дайковых тел базитового состава позволяет предполагать существование в девонское время обширного единого поля вулканических пород.

Среди базальтовых вулканитов явно преобладают породы эфузивной фации и практически отсутствует эксплозивный материал. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы (кроме базального горизонта)

ми трахитами и фонолитами. Для этих пород характерна буроватая с зеленоватым оттенком окраина.

представлены тонкообломочными разностями. Вверх по разрезу намечается общее раскисление вулканитов и заметное повышение их щелочности. Приведенные данные свидетельствуют о проявлении в регионе в раннеимирское время вулканической деятельности достаточно спокойного трещинно-покровного типа, при котором на значительных площадях изливались весьма жидкие лавы.

Вместе с тем появление в верхах толщи покровов крупнолейстовых полифировых трахиандезитов и трахиандезито-базальтов, как и туфов, лавобрекчий и экструзий трахиилапаритов, позволяет предполагать существование уже в это время полигенных вулканов центрального типа.

Смена типа извержения, их локализация наиболее наглядно проявлена на примере строения толщи трахиилапаритовых-трахитовых вулканитов (верхней толщи имирской свиты). Отложения толщи, фиксирующиеся на современном эрозионном срезе в виде разобщенных полей, слагают вулкано-тектонические депрессии, выполненные липаритами, трахиилапаритами, трахитами, их туфами, лавобрекчиями, игнимбритами. В строении таких депрессий, достаточно детально охарактеризованных И. В. Британом, Н. И. Рубановым [2], А. Д. Ножкиным и А. Н. Смагиным [17, 18, 27], участвуют дайковые, субвулканические и жерловые образования кислого, субщелочного, щелочного и основного состава.

Высокий коэффициент эксплозивности, формы проявления, пестрота состава эфузивных и пирокластических пород, наличие игнимбритов свидетельствуют о наземном центральном, преимущественно эксплозивно-экструзивном типе деятельности позднеимирских вулканов, которую можно отнести к вулканскому или плинианскому типу.

После формирования толщи кислых вулканитов (верхней толщи имирской свиты) в Агульском прогибе, в отличие от Северо-Минусинского, происходило внедрение относительно крупных (до 400 км<sup>2</sup>) межформационно-пластовых тел гранитоидов огнитского комплекса.

В начале среднего девона [26] при продолжающемся вздымании региона и вулканической деятельности в зоне Агульского прогиба произошло заложение узкого и протяженного Тайбинско-Канского прогиба (см. рис. 1), который на первых этапах заполнялся грубыми красноцветными отложениями (нижняя толща карымовской свиты). С этого времени вулканизм локализовался в пределах грабена и проявлялся на первых порах в виде спокойных трещинных излияний базальтового и трахибазальтового состава (верхняя толща карымовской свиты), а затем вновь локализовался в виде вулканов центрального типа, с извержениями которых связано формирование нефелинсодержащих вулканитов [25].

В Северо-Минусинской впадине этому периоду, по-видимому, отвечает время накопления средней толщи базальтоидных пород и толщи щелочных вулканитов, в составе которой также присутствуют нефелинсодержащие породы [20, 21]. Грабеновые структуры в этом районе в отчетливо выраженной форме не проявлены, но линейно-поясовая конфигурация поля развития средней толщи косвенно свидетельствует об определенном ограничении зоны активного вулканизма.

Последующая история региона связана с локальным проявлением вулканизма, продукты которого зафиксированы в Северо-Минусинском прогибе в верхней базальтоидной толще, а в Агульском прогибе — в виде даек и субвулканических тел базальтового состава. В живетское время произошло общее опускание структуры и перекрытие вулкано-

тенных толщ быскарской серии мелководно-морскими эпиконтинентальными терригенно-карбонатными отложениями павловской и бейской свит. В последних также фиксируются продукты эксплозивной (павловская свита) и эксгаляционно-гидротермальной деятельности (бейская свита), что свидетельствует о продолжающейся вулканической активности и в это время.

При определении палеотектонических условий проявления девонского вулканизма северо-западной части Восточного Саяна необходимо подчеркнуть следующие основные положения. Быскарская вулканогенно-осадочная серия на современном эрозионном срезе слагает либо линейно-вытянутую структуру северо-западного простирания (Агульский прогиб), либо относительно изометричные вулкано-тектонические депрессии (Северо-Минусинский прогиб), ограниченные тектоническими нарушениями. Отложения серии с резким угловым несогласием и стратиграфическим перерывом залегают на разнообразных докембрийских и раннепалеозойских породных комплексах и, в свою очередь, несогласно перекрываются мелководно-морскими эпиконтинентальными живетскими отложениями. Во времени отмечается изменение характера вулканизма от широкоплощадного трещинного типа, с которым связано формирование обширного вулканического плато в раннем девоне, до локализации его в пределах узких грабенообразных структур на более поздних этапах (средний девон).

Обращает внимание присутствие в толщах кислых и щелочносалических вулканитов заметного количества покровных, дайдовых и силловых тел базальтового, трахибазальтового и трахиандезито-базальтового состава, подчеркивающих сквозной характер базальтоидного вулканизма. Подавляющее большинство вулканитов характеризуется повышенной щелочностью. Отмечается перемежаемость в разрезах толеитовых и щелочных оливиновых базальтов, их ассоциация с высокощелочными липаритами (в том числе и комендитами) и щелочносалическими разностями, которые по петрографическим особенностям, петрохимическим и геохимическим характеристикам близки к вулканическим ассоциациям континентальных рифтов [3, 5, 16, 33]. Особенно наглядно, по мнению Б. Аптона [33], это подтверждается наковальнеобразной формой поля фигуративных точек составов вулканитов на диаграмме щелочи — кремнезем (см. рис. 8). В составе осадочных парагенезисов девонской серии преобладают грубые красноцветные наземные молассоиды.

Установленные особенности строения и состава быскарского комплекса северо-западной части Восточного Саяна полностью соответствуют таковым вулканогенно-осадочных формаций континентальных рифтовых систем, достаточно подробно охарактеризованных как в отдельных работах [14, 16], так и в материалах специальных симпозиумов и совещаний [12, 13, 19, 24]. Все сказанное позволяет, не отрицая известную трактовку девонских прогибов Восточного Саяна как структур тектоно-магматической активизации [6, 7, 17, 18, 30], рассматривать их как результат континентального рифтогенеза с присущим специфическим набором осадочных, магматических и метаморфических формаций.

Характерные черты металлогенеза северо-западной части Восточного Саяна в связи с девонским рифтогенезом проявляются в наличии различных типов молибденовых, редкоземельно-редкометальных, оловянных, полиметаллических, медно-цеолитовых, флюоритовых рудо-

проявлений и месторождений, обычных для подобного рода структур [10, 12, 24]. Известны здесь также месторождения глиноземисто-содового сырья [20—22, 25].

Медно-молибденовая и молибденовая минерализация, по данным [2, 23, 27], достаточно широко развита в пределах Северо-Минусинского и Агульского прогибов, где представлена тремя типами оруденения. Кварц-халькопирит-молибденит-серицитовый тип среднетемпературных гидротермальных руд контролируется зонами экзоконтакта гранитоидов огнитского комплекса с гнейсами бирюсинской серии и приурочен к участку пересечений разноориентированных разрывных нарушений. В пределах такого участка образуется площадной ореол интенсивно трещиноватых, брекчированных и гидротермально проработанных пород, представленных грейзенами, фельдшпатолитами, пропилитами, березитами и вторичными кварцитами. Характерна штокверковая форма рудного тела с прожилково-вкрапленным типом руд и жилами кварц-халькопирит-молибденит-серицитового состава. Здесь же встречаются кварц-кальцит-барит-флюоритовые жилы, содержащие вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита, пирита.

Кварц-молибденит-серицитовый гидротермальный среднетемпературный тип оруденения характеризуется приуроченностью к зоне контакта трахилипаратов и липаритов с гранитами огнитского комплекса и проявляется в виде кварц-молибденитовых, кварц-молибденит-серицитовых и молибденитовых прожилков во вторичных кварцитах (апоэфузивных), грейзенизованных гранитах и грейзенах. Оруденение контролируется сложным узлом пересечения разрывных нарушений различной ориентировки и представлено широким спектром минеральных ассоциаций, среди которых следует отметить молибденит, сфалерит, галенит, пирит, лейкоксен, касситерит, топаз, рутил.

Редкометально-молибденитовый (березит-аргиллизитовый) тип оруденения в большей степени характерен для Северо-Минусинского прогиба и реже его проявления отмечаются в Агульской структуре. Для рудопроявлений этого типа характерна приуроченность к экструзивным и субвулканическим телам трахитов, трахилипаратов и комендитов в зонах пересечения разноориентированных тектонических нарушений. Обычно отмечается пластовая форма кругопадающих рудных тел, обладающих значительной протяженностью по падению и простианию. Руды характеризуются прожилково-вкрапленной текстурой и представляют собой кварц-кальцит-флюорит-баритовый цемент тектонических брекчий, содержащий галенит, сфалерит и аршиновит. Выявлены две стадии в формировании оруденения: среднетемпературная кварц-молибденитовая и низкотемпературная редкометально-иордизитовая. Данный тип оруденения привлекает повышенное внимание в Северо-Минусинской впадине многочисленностью объектов и возможной комплексностью извлечения сырья.

Редкоземельно-редкометальная минерализация известна в Агульском прогибе в зоне активного контакта гранитоидов огнитского комплекса с амфиболитами и гнейсами бирюсинской серии и реже с эффузивами имирской свиты. Рудные зоны здесь ассоциируют с метасоматическими фельдшпатолитами, а также мигматизированными и фенитизованными гнейсами и амфиболитами, сиенитами и граносиенитами эндо- и экзоконтакта и сложены цирконом, оранжитом, орбитом, ксенотитом, антазом, ринколитом, tantaloniobatами, молибденитом, халькопиритом, магнетитом, ильменитом и фосфатами.

Проявления олова отмечены только в Агульском прогибе, где они приурочены к зоне контакта гранитоидов огнитского комплекса с комагматичными кислыми вулканитами, гнейсами и амфиболитами бирюсинской серии. Проявления устанавливаются по высокой концентрации кассiterита в шлихах и литогеохимическим ореолам. Вместе с тем наличие многофазной вулкано-плутонической ассоциации с субщелочными гранитами, присутствие в зоне контактов роговиков, грейзенов, гранат-эпидот-турмалин-геденбергитовых скарнов свидетельствуют о возможных перспективах открытия новых проявлений олова кассiterит-кварцевой, грейзеновой и кассiterит-силикатной формаций.

Полиметаллическое (свинцово-цинковое) оруденение в Северо-Минусинской структуре обычно сопутствует редкометально-молибденовой минерализации и лишь в некоторых случаях образует самостоятельные проявления. Почти повсеместно полиметаллическое оруденение приурочено к гидротермально-измененным дайковым, субвулканическим и жерловым телам толщи щелочных вулканитов и контролируется зонами пересечения разноориентированных тектонических нарушений. В минеральном составе указанных проявлений преобладают сульфиды свинца и цинка, реже молибдена и меди.

В Агульском прогибе этот тип оруденения ассоциирует с медно-молибденовой, молибденовой и редкоземельно-редкометальной минерализацией. Вмещающими породами при этом являются калишпатизированные и окварцованные амфиболовые гнейсы бирюсинской серии в зоне контакта с огнитскими субщелочными гранитоидами.

Самостоятельная свинцово-цинковая минерализация в Агульском прогибе связана с субвулканическими телами сиенитов и граносиенитов и приурочена к участкам их гидротермальной проработки в зонах повышенной трещиноватости.

Медно-цеолитовое стратиформное оруденение выявлено пока только в пределах Северо-Минусинского прогиба среди базальтоидных вулканитов бассейна р. Сисим. Вмещающими породами являются туфы, туфобрекции, шлаковые миндалекаменные разности трахиандезито-базальтов и трахигабазальтов. Медная минерализация проявляется в виде брекчированных кварц-кальцит-цеолитовых жил с вкрапленностью малахита, азурита, халькопирита и самородной меди. Здесь же известны тектонические брекции эфузивов с кальцит-кварц-цеолитовым цементом с мелкой вкрапленностью малахита, а также шлаковые зоны эфузивов и туфы, пропитанные цеолитами и медной зеленью.

Флюоритовая минерализация наиболее характерна для Северо-Минусинской впадины, где пространственно связана с толщей щелочных вулканитов. Здесь, по данным авторов статьи, а также по материалам Г. В. Филиппова и Г. Г. Карасевой [28], известны небольшие месторождения и многочисленные рудопроявления флюорита. Они представлены гидротермальным флюоритовым и кварц-флюоритовым минеральными типами.

Флюоритовые и кварц-флюоритовые жилы обычно приурочены к узлам пересечения разноориентированных тектонических нарушений,нередко представляют собой тектонические брекции и содержат кальцит, цеолиты, гематит, пирит. Разнообразие морфологических типов тел, их частые взаимопереходы, артеритовое ветвление, скученность и субпараллельность ориентировки жил, частая мономинеральность флюорита свидетельствуют о вероятном нахождении здесь на глубине более крупных залежей.

Глиноземисто-содовое сырье представлено нефелинсодержащими породами покровной (нефелинсодержащие трахиты и фонолиты) и субвулканической (нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры) фаций в Северо-Минусинском и Агульском прогибах, охарактеризованных нами ранее [20, 21, 25 и др.]. Кроме того, в районе известны Пезинский массив нефелиновых сиенитов, жильные тела фельдшпатолитов тугачинского комплекса, массив нефелиновых сиенит-порфиров горы Черная Сопка, ряд проявлений фонолитов на сочленении Рыбинской впадины с Северо-Минусинским прогибом. Сравнение химических составов указанных пород, силикатного и щелочного модулей с минимально допустимыми содержаниями компонентов в типичных нефелиновых рудах показывает, что девонские нефелинсодержащие вулканиты могут быть оценены в качестве перспективного глиноземисто-содового сырья [22].

Приведенная краткая характеристика металлогенической специализации девонского вулканизма северо-западной части Восточного Саяна, несомненно, нуждается в дальнейшем анализе с точки зрения положения каждого из выделенных типов рудных формаций в пространстве и времени в ходе эволюции рифтовой структуры, генетической связи с различными метамагматическими явлениями. Вместе с тем сравнительный анализ металлогенических особенностей региона, проявившихся при формировании Северо-Минусинской и Агульской структур, с известными месторождениями континентальных рифтов, материалы по которым обобщены Фр. Дж. Соккинсоном [12], указывает на их явное подобие. Это касается различных типов молибденовых месторождений, известных также в позднепалеозойской рифтовой структуре Осло, месторождений меди (мезозойский рифт Лимпопо, катангиды и дамариды Африки, рифтовые структуры р. Коппермайн и оз. Сил в Канаде, серии Белт в США и др.), полиметаллических (Раммельсберг и Мегген в ФРГ) и флюоритовых месторождений (Восточно-Африканская рифтовая зона, рифт Рио-Гранде в США), многочисленных проявлений нефелинсодержащих пород (Африканские рифты, Гардарская провинция в Гренландии, провинция Монтериджиан в Канаде и многие другие).

Таким образом, изложенный материал о строении, составе продуктов, условиях проявлений и металлогенических особенностях магmatизма северо-западной части Восточного Саяна подтверждает высказанное нами ранее [25] мнение о континентальном рифтогенном режиме развития региона в девонское время. Признание этого положения обусловливает необходимость более тщательного определения тектонической природы многочисленных девонских прогибов центральной части Алтае-Саянской складчатой области и разработки научных основ прогнозной оценки региона с точки зрения рифтовой металлогенезии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эфузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
2. Британ И. В., Рубанов Н. И. Девонский вулканизм северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 71—73.
3. Восточно-Африканская рифтовая система/В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В. Горячев и др. М.: Наука, 1974. Т. 3. 288 с.
4. Гавриченков В. М., Косоруков А. П. Строение нижне-среднедевонского вулкано-плутонического комплекса приенисейской части Восточного Саяна.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 127—130.
5. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.

6. Даценко В. М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.—Геотектоника, 1970, № 6, с. 88—94.
7. Даценко В. М. Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм юга западного обрамления Сибирской платформы.—В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск, 1974, с. 109—129.
8. Душин В. А., Грязнов О. Н. Петрохимия трахирапит-трахибазальтовой формации восточного обрамления Северо-Минусинской впадины.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 5, с. 34—42.
9. Зубкус Б. П. Фациально-формационные и петрологические особенности среднепалеозойского вулканизма Алтая-Саянской складчатой области.—В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 74—80.
10. Киселев А. И. Кайнозойский вулканализм областей континентального рифтогенеза и вопросы эндогенного рудообразования.—В кн.: Палеовулканологические карты и вопросы металлогении. Свердловск, 1983, ч. 1, с. 51—52.
11. Ковалев В. П. Герцинский магматизм Предсаянья (радиогеохимия, петрология, реконструкции). Новосибирск: Наука, 1980. 424 с.
12. Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 485 с.
13. Континентальный и океанический рифтогенез. М., 1982. 36 с.
14. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.
15. Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири.—В кн.: Каледонская орогенез. МГК. XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 19. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 105—111.
16. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
17. Ножкин А. Д., Смагин А. Н. Опыт расчленения и корреляции девонских вулканогенных образований северо-западной части Агульского прогиба с использованием радиохимических данных.—В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, 1979, с. 72—95.
18. Ножкин А. Д., Смагин А. И. Роль радиохимических исследований при реконструкциях палеовулканических структур на примере бассейна среднего течения р. Агула (Восточный Саян).—Там же, с. 96—116.
19. Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. 223 с.
20. Парначев В. П. Основные особенности проявления среднепалеозойского щелочного вулканализма центральной части Алтая-Саянской складчатой области.—В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края. Томск, 1976, с. 96—101.
21. Парначев В. П., Фомин Ю. А. Геология и петрография нефелинсодержащих вулканических пород бассейнов рек Цаганово и Малтат (северо-западная часть Восточного Саяна).—В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1976, с. 102—110.
22. Парначев В. П., Смагин А. Н. Нефелиновые вулканиты Восточного Саяна—возможный вид глиноземного сырья.—В кн.: Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск, 1983, с. 138—139.
23. Петров М. М., Мкртчян А. К. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы молибденовой промышленности в Красноярском крае.—Разведка и охрана недр, 1976, № 2, с. 21—24.
24. Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. 223 с.
25. Смагин А. М., Парначев В. П. Нефелинсодержащие породы Агульского прогиба (Восточный Саян).—В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск, 1981, с. 35—36.
26. Смагин А. Н., Тетерюк В. К., Ножкин А. Д. Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян).—В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 118—128.
27. Смагин А. Н., Рубанов Н. И. Молибеноносность одной из структур палеозойской тектономагматической активизации Восточного Саяна.—В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982, с. 156—163.
28. Филиппов Г. В., Карасева Г. Г. Геолого-структурные особенности размещения флюоритовой минерализации междууречья Тубиля и Малтата (Северо-Минусинская впадина).—Там же, с. 164—170.
29. Фомин Ю. А., Крюков В. Г. К стратиграфии девонских вулканогенных образований северо-восточной окраины Минусинской котловины.—Труды Томск. политехн. ин-та, 1976, т. 236, с. 151—158.

30. Хренов П. М. Негеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
31. Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна.—В кн.: Магматические формации Алтая-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 160—178.
32. Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин.—В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. Красноярск, 1962, вып. 3, с. 41—56.
33. Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 400 с.

Т. В. ДИАНОВА, В. А. КОРОТЕЕВ

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БОМБЫ В СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ УРАЛА**

Среди вулканокластических образований в современных и, очевидно, древних областях вулканизма существенная роль принадлежит ювенильным вулканическим выбросам, получившим название вулканические бомбы. В классификациях вулканических бомб [4] учитывалась их форма и зависимость ее от характера извержения. Так, выбросы гавайского типа извержения представляют собой мелкие, чаще округлой формы бомбы, застывшие брызги капель, волосовидные вытянутые нити — « волосы Пеле ». При стромболианском типе извержения, для которого характерны более вязкие лавы, образуются веретено-видные, крученые, грушевидные бомбы. Вязкие газонасыщенные лавы вулканического типа при взрывной деятельности дают так называемые бомбы типа хлебной корки. Все эти типы бомб описаны в литературе, посвященной главным образом районам молодого и современного вулканизма [1, 9—13, 17, 18, 22].

Особенно много фактического материала опубликовано в отечественной литературе по Ключевской группе вулканов Камчатки. При этом чаще характеризовались бомбы экзотической формы (крученые, веретеновидные, грушевидные, типа хлебной корки и т. п.). В упомянутых описаниях обращает на себя внимание следующее: а) вулканические бомбы падают в кратер, на склоны конуса, либо скатываются в виде лавин к его подножию и далее, на расстояние до 1 км; б) поверхность бомб большей частью шероховатая; в) наиболее распространены шлаковые и пористые бомбы, иногда встречаются бомбы плотного сложения; г) в единичных случаях отмечаются стекловатые корки и четкое зональное строение бомб, но более характерны бомбы с отсутствием зональности; д) на одном и том же вулканическом конусе нередко присутствуют бомбы разной степени окисленности (от черных до кирпично-красных).

Все перечисленные признаки присущи вулканическим бомбам, которые образовались в субаэральных условиях; и само определение вулканических бомб, вошедшее в учебную и справочную литературу, включает полет, застывание обрывков лавы в воздухе и падение их на землю.

Мы пока не знаем вулканических бомб, образовавшихся в современных условиях под водой, но существование их нельзя отрицать, поскольку известны подводные вулканические взрывы. Вполне вероятно также, что пирокластический материал, образованный подводным извержением, может выбрасываться в воздух и падать обратно в воду. Например, Г. Тазиев [21] наблюдал, что подводный вулкан Капе-

линиош выбрасывал пепел, бомбы и пемзу, накопления которых образовали остров, а затем полуостров.

Таким образом, наблюдениями современных вулканических извержений установлено, что ювенильные пирокластические выбросы — бомбы — принадлежат прикратерной фации; существует зависимость между характером извержений и спецификой состава, формы и внутреннего строения вулканических бомб. Соответственно изучение вулканических выбросов в древних отложениях имеет важное значение, позволяя устанавливать местоположение центров вулканизма и судить о типе извержений в областях палеовулканизма.

Литературные данные, характеризующие вулканические бомбы в древних отложениях, немногочисленны. Для Казахстана и Рудного Алтая Е. Б. Яковлевой [8] описаны бомбовые горизонты — пласти туфов андезитового, дацитового и риолитового состава, обогащенные бомбами грушевидной и эллипсоидальной формы; отмечаются шероховатые поверхности, маломощные корки закалки, зональность, плотное, монолитное сложение бомб.

Первое детальное изучение вулканических бомб в уральских отложениях, которое провела Л. Г. Кваша [6], долгое время оставалось единственным. Более того, оно было почти забыто, как и описание Т. В. Диановой [3], в связи с тем, что в геологии Урала слишком большая роль отводилась метаморфизму вулканогенных образований. Между тем пирокластические породы, описанные в упомянутых работах, встречены в районах, расположенных в так называемой зеленокаменной полосе Урала. Л. Г. Кваша отметила, что среди изученных вулканических бомб преобладают миндалевидные, эллипсоидальные и сферические. Они богаты порами, имеют резко выраженное зональное строение, с плотной центральной и крупнопорфировой периферической частью, иногда раздвоенные, оттянутые и закрученные хвости и относятся к стромболианскому типу. Т. В. Диановой отмечены такие особенности бомб, как шаровидная и эллипсоидальная форма, отсутствие стекловатой корки, пузыристости, следов кручения или сплющивания.

При исследованиях палеовулканизма, которые широко развернулись после 1-го Всесоюзного вулканологического совещания, были получены новые данные по пирокластическим отложениям на Урале. К этому времени относятся публикации Г. Ф. Червяковского [23], Г. А. Смирнова и Т. А. Смирновой [20], Б. П. Козина [7], А. П. Наседкина и Г. И. Старцева [15], Ю. С. Каретина [5], Н. А. Перижняк [16] и др. В статьях перечисленных авторов дана характеристика вулканических бомб из отложений разного возраста (силурийских, девонских, турнейских) и состава (базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых и риолитовых) для разных районов Среднего и Южного Урала. Отмечаются шарообразные, эллипсоидальные, реже веретенообразные, сигаровидные, лепешковидные и другие формы бомб, пузыристость, стекловидные корки закалки, иногда неровная поверхность, зональность и самое разнообразное расположение пор.

Наряду с чисто описательными данными, позволяющими выявить характерные черты и особенности вулканических бомб в древних отложениях, изучение их делает возможным распознавание бомб в обломочных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях и установление характера их залегания — первичного или переотложенного.

Авторы настоящей статьи располагают материалом, собранным при проведении тематических работ по палеовулканизму в Магнитогорской

и Алапаевско-Варненской зонах Урала. При обработке этого материала использованы не только литературные источники, но и собственные наблюдения по некоторым камчатским вулканам.

Пирокластические образования, в составе которых отмечаются вулканические бомбы, характерны почти для всего палеозойского разреза восточного склона Урала. Но особого внимания заслуживают вулканогенные разрезы хр. Ирендык на Южном Урале. Здесь широко распространены вулканиты андезит-базальтового и базальтового состава, которые относятся к ранне-среднедевонской натриевой базальт-андезит-базальтовой ирендыкской формации и сопоставляются с именновской андезит-базальтовой формацией Тагильской зоны Среднего Урала. На юге Среднего Урала (Полевской район) в составе зюзельской свиты также имеется большое количество лав и вулканокластических пород андезито-базальтового состава.

Одной из характерных черт базальт-андезит-базальтовых формаций восточного склона Урала является преобладание вулканокластических фаций над лавовыми (соотношение большей частью 4 : 1). В обломочном материале их по ряду признаков определяются вулканические бомбы. Нередко бомбами сложены целые прослои в вулканических стратифицированных толщах. Правда, особенно протяженных и мощных прослоев не наблюдалось. В Магнитогорском районе на западном склоне хр. Ирендык на левом берегу ручья Каванташ В. А. Коротеевым в 1968 г. описан остаток конуса сильно разрушенной вулканической постройки, имеющей размеры примерно  $2,5 \times (1,5-2)$  км. Ее восточная и юго-восточная части обнажены глубоко врезанными долинами ручья Каванташ и его левого притока. Лежащие здесь на пирокластике четыре лавовых потока явились чехлом, сохранившим постройку от разрушения. Бомбовые туфы залегают под лавовыми потоками в виде пласта мощностью 15—17 м, с неровной подошвой и кровлей, с падением на восток под углом около  $80^\circ$ . В обнажении (рис. 1) это нагромождение буквально спрессованных бомб и лапиллей, однородных по составу и сцепментированных незначительным количеством туфового материала. Форма бомб большей частью округлая, поверхность неровная, сглаженная, размеры обычно 5—15 см в диаметре, реже до 20—40 см и совсем редко до 50 см. Изучение их внутреннего строения показало, что чаще встречаются бомбы с миндалекаменной текстурой (рис. 2), реже плотные. Незначительное количество бомб имеет корку закалки и зональное строение (рис. 3), для всех характерно наличие вкрапленников пироксена и плагиоклаза. Шлаковидные бомбы в описываемом обнажении не наблюдались, однако в других участках Ирендыкской зоны, как и в других районах восточного склона Урала, они все-таки встречаются.

Нагромождения бомбовых туфов, подобные описанным, среди вулканогенных отложений базальт-андезит-базальтовых формаций восточного склона Урала встречаются и в других районах: гора Липовая и Змеиная в Полевском районе [23], гора Липовая в Красноуральском районе [7].

Уникально обнажение вулканических бомб трахириолитового состава по р. Кирсинке — левому притоку р. Мал. Кизил (центральная часть Магнитогорской зоны). Здесь В. А. Коротеевым вместе с Г. Ф. Червяковским в 1962 г. была обнаружена достаточно хорошей сохранности вулканическая постройка центрального типа, давшая излияния коротких лавовых потоков и выбросы большого количества пирокластики

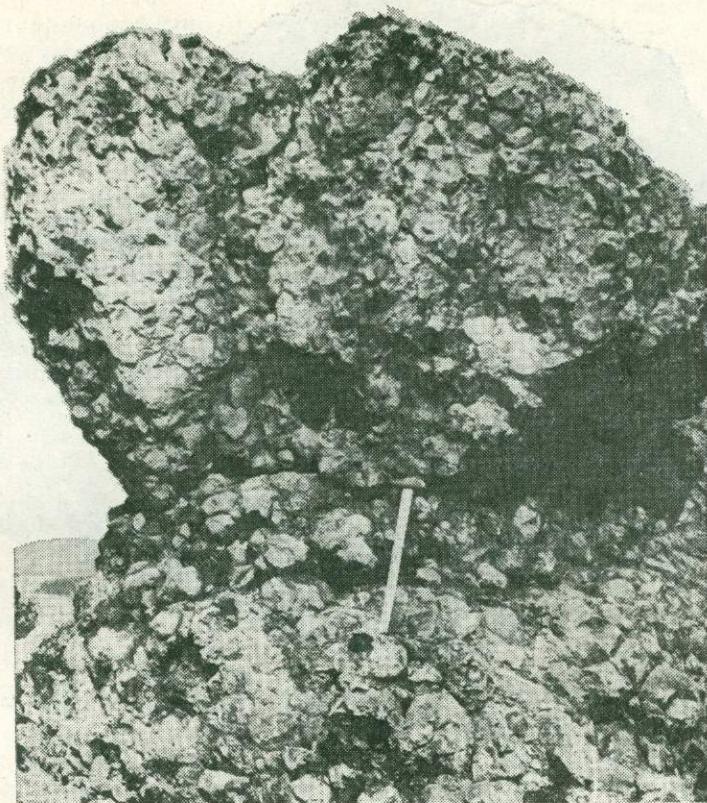


Рис. 1. Обнажение бомбовых туфов. Западный склон хр. Ирендык.

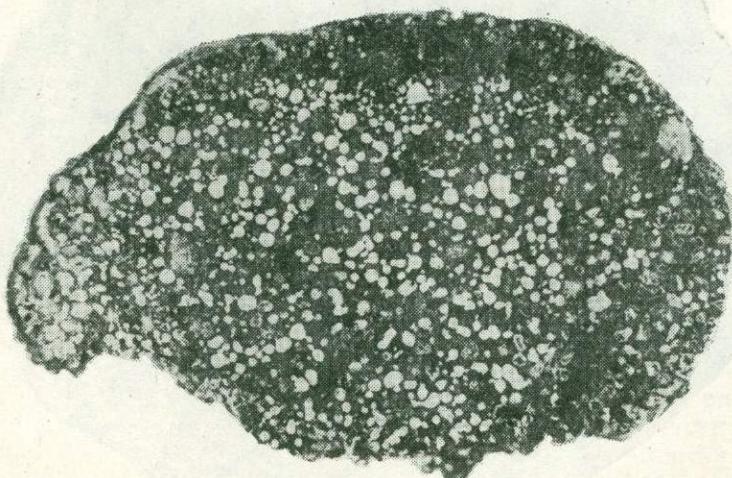


Рис. 2. Внутреннее строение вулканической бомбы; миндалекаменный пироксеновый базальт.

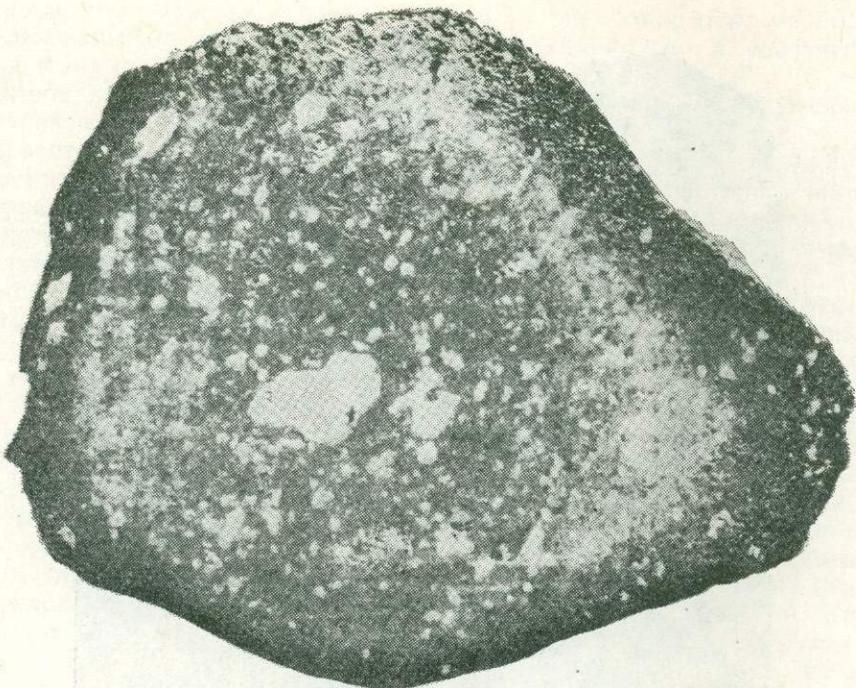


Рис. 3. Зональное строение бомбы: миндалекаменный пироксен-плагиоклазовый базальт.

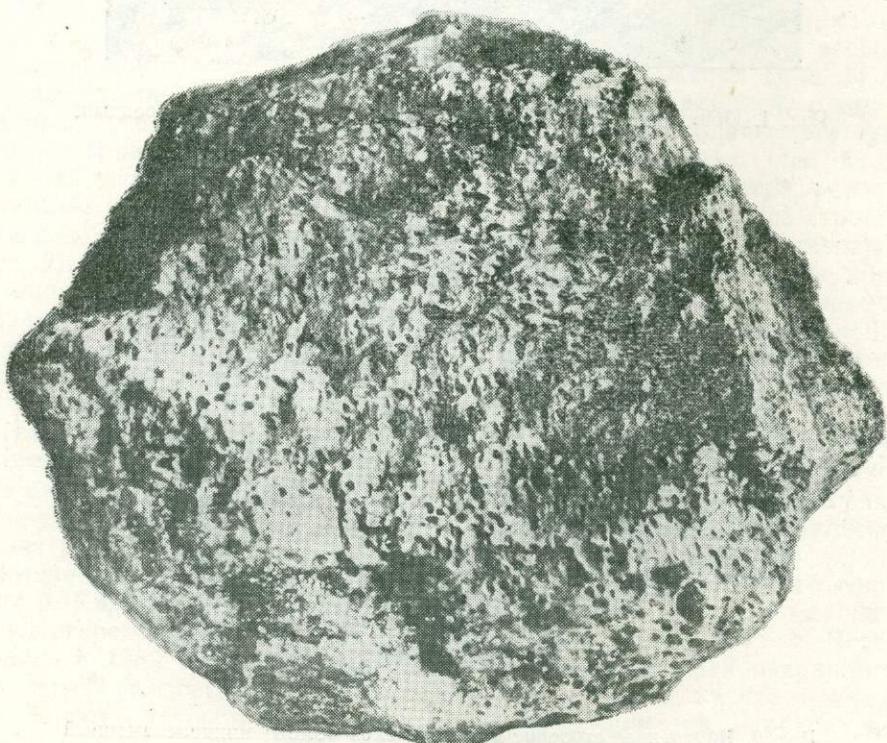


Рис. 4. Пузыристая бомба базальтового состава.

трахириолитового состава, относящейся к базальто-трахириолитовой формации раннекаменноугольного возраста. Уникальность этого обнаружения заключается в том, что скопления вулканических бомб слагают часть насыпного конуса, примыкают к хорошо выраженной жерловине и тем самым являются, несомненно, неперемещенными образованиями прижерловой фации. Наряду с вулканическими бомбами в них присутствуют остроугольные обломки диаметром от 3—5 до 30—40 см. Те и другие плотно прилегают друг к другу, но не сцеплены; мелкообломочная фракция почти отсутствует. Вулканические бомбы имеют округлую форму, гладкую поверхность, плотное сложение и диаметр от 5 до 20 см. В поперечном срезе вулканические бомбы обнаруживают заметное зональное строение, обусловленное наличием корки закалки и некоторым обогащением периферической части калиевым полевым шпатом, что выражается макроскопически в несколько более интенсивной розовой окраске. Сложение бомб плотное. В основной массе породы, имеющей трахитоидную структуру, встречаются редкие порфировые выделения альбита. Закономерности в распределении вкраплеников не наблюдается. Исходя из общей геологической обстановки находления вулканического аппарата, можно достаточно уверенно утверждать, что отложение вулканических бомб происходило в условиях мелководья.

В Алапаевско-Варненской зоне, которая известна также под названием Восточной зоны Урала, вулканические бомбы изучались в разных по составу и возрасту формациях; литературных данных по ним нет, не считая наших кратких тезисов [2].

Силурско-раннедевонская натриевая базальт-андезит-базальтовая формация, широко распространенная в Восточной зоне, сопоставима с ирендыкской формацией, от которой ее отличает не столь резкое преобладание обломочных вулканических фаций над лавовыми. Вулканические бомбы в отложениях этой формации присутствуют в агломератах, отнесенных нами к прижерловой фации. Эти породы образуют выходы и развали крупных глыб около тракта Свердловск — Богданович, близ д. Белейки. Они состоят из спаянных вулканических бомб диаметром до 1—15 см и остроугольных обломков до 20—40 см. Петро графически это пироксеновые базальты с разным количеством вкраплеников, в разной степени эпидотизированные. Среди бомб есть зональные и много пузыристых, часто с корочкой закалки.

Другая разновидность бомбовых туфов в той же формации обнаружена на левом берегу р. Багаряк, ниже с. Багаряк. Здесь на протяжении около 500 м встречаются бомбовые туфы, которые образуют высыпи, небольшие глыбовые и скалистые выступы на склоне берега и в бортах неглубоких оврагов. Туфы с обильными вулканическими бомбами чередуются с мелко- и среднеобломочными разностями, состоящими из остроугольных обломков размером менее одного сантиметра и карбонатной связующей массы. Вулканические бомбы имеют размер от 5 до 25 см, чаще 10—15 см, шарообразную, грушевидную и эллипсоидальную форму, большей частью они легкие, пузыристые (рис. 4), с обильными порами от точечных до 3—4 см диаметром, редко с более крупными пустотами. Пустоты и поры обычно расположены равномерно, иногда более крупные сосредоточены в центральной части бомбы; наблюдается также струйчатое расположение пор эллипсоидальной формы. Поверхность пузыристых бомб шероховатая, более плотных — неровная, но сглаженная. В подчиненном количестве в туфах присут-



Рис. 5. Бомбовый туф. Река Реж, Алапаевский район.



Рис. 6. Вулканические бомбы с крупными вкраплениниками пироксена.

ствуют лапиллы размером 1—3 см округлой и неправильной формы, также большей частью пористые. По составу вулканические бомбы представляют собой миндалекаменный пироксен-плагиоклазовый базальт с хлоритизированной спилитовой основной массой. Вблизи выходов бомбовых туфов с карбонатом в цементе встречены известняки. Прослои известняков в туфах имеются и в удалении от описанных обнажений. Кроме того, в мелкообломочных туфах и в спилитовидных микропорфировых базальтах, залегающих в той же толще, встречаются прослои яшмовидных кремнистых пород. Эти факты позволяют предполагать, что центр эксплозивной вулканической деятельности, с которым связано образование бомбовых туфов, был подводным.

Туфы, содержащие вулканические бомбы, известны в калиево-натриевой базальт-андезит-базальтовой формации Алапаевско-Варненской зоны, которая предположительно относится к позднему девону. В туфах, слагающих скальные выходы на левом берегу р. Режа близ дер. Пешково (рис. 5), вулканические бомбы имеют размеры от 5 до 15 см, редко до 30 см. Форма этих бомб грушевидная, эллипсоидальная или шарообразная. Характерно наличие в бомбах вкрапленников пироксена (рис. 6), кристаллы которого достигают 1 см. В подчиненном количестве присутствуют вкрапленники соссюритизированного плагиоклаза, иногда мелкие миндалины. Наряду с бомбами порфирового строения встречаются афировые, в некоторых хорошо видна зональность. Цементирующей массой в туфе служит кристаллокластический материал с неравномерно распределенными в нем лапиллями и мелкими обломками. Местами цемента очень мало, крупные обломки и вулканические бомбы соприкасаются между собой. В другом обнажении, на правом берегу р. Режа выше с. Ялунинского, наибольшее количество вулканических бомб присутствует в слое туфов с размером обломков до 1—1,5 см, представленных пироксеновыми базальтами. Связующая масса этих туфов состоит из разложенного вулканического стекла, осколков кристаллов, соссюритизированных обломков; из-за развития вторичных продуктов (соссюрита, эпидота, кварца, пренита) туфовая структура часто затушевана. Многочисленные вулканические бомбы размером 10—15 см имеют грушевидную и эллипсоидальную формы, реже встречаются шарообразные бомбы диаметром 30—40 см. Они представляют собой базальты с крупными вкрапленниками пироксена, более мелкими — пренитизированного плагиоклаза и вкрапленниками, замещенными смесью халцедона и карбоната. Большинство бомб содержит многочисленные миндалины, которые сложены карбонатом, хлоритом, халцедоном. Вкрапленники и миндалины обычно расположены неравномерно.

В туфовых отложениях девонской базальт-андезит-дацит-риолитовой формации Восточной зоны Урала встречались вулканические бомбы, разнообразные по составу. На левом берегу р. Пышмы выше г. Сухого Лога бомбовые туфы окружают небольшой изометричный выход (некк?) натриевых риолитов. Округлые бомбы размером 10—15 см, редко крупнее, натриевых риолитов и спилитовидных микропорфировых базальтов заключены в мелкообломочную массу. Бомбы риолита плотные, однородного строения, иногда имеют оттянутый конец, состоят из мелкозернистой основной массы и вкрапленников кварца, альбита и мало измененной роговой обманки. Бомбы микропорфирового базальта пористые, с неровной поверхностью, в центральной части их расположены обычно крупные пустоты, по периферии мелкие поры. В шлифах видны

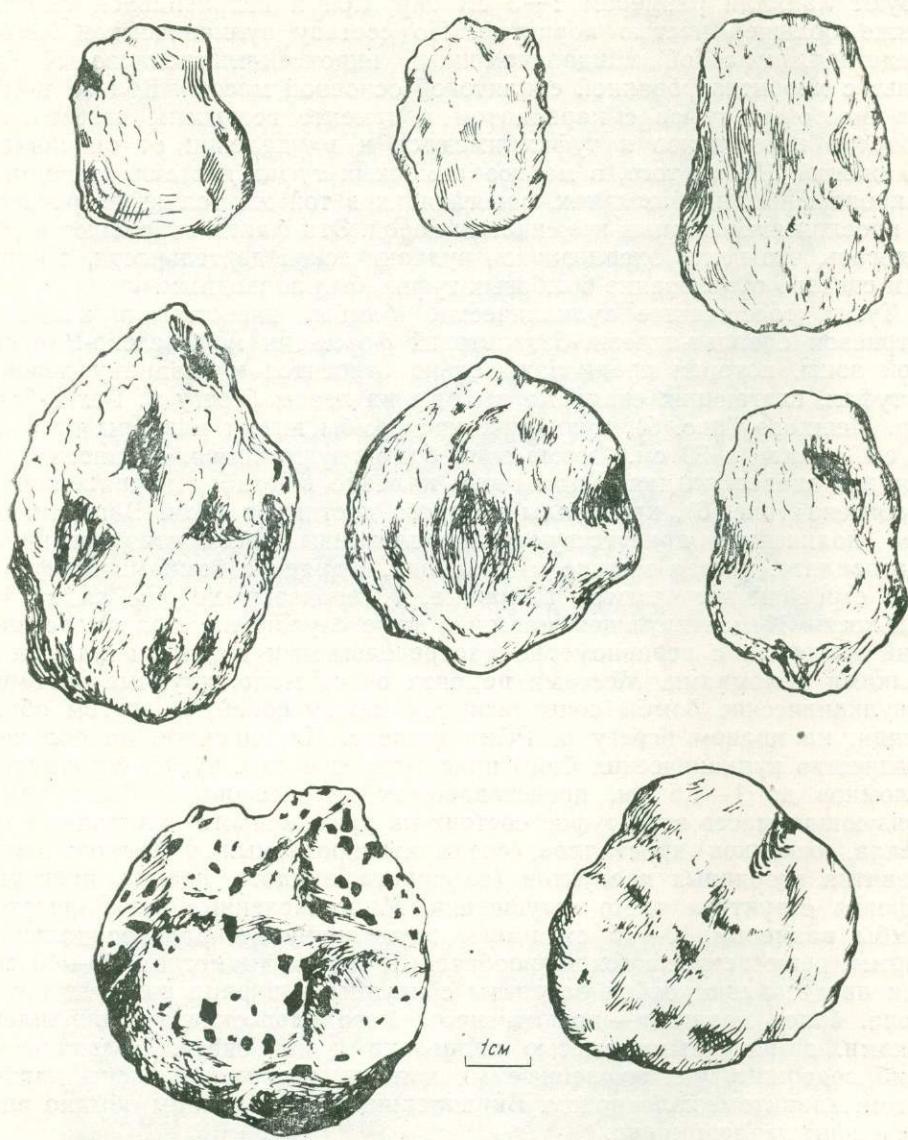


Рис. 7. Вулканические бомбы из туфов андезитового состава. Река Рефт, Сухоложский район.

мелкие вкрапленники альбита в обогащенной гематитом основной массе и миндалинки, сложенные хлоритом и карбонатом. Вблизи этого обнаружения в ложке, впадающем в р. Пышму, наблюдаются лапиллиево-бомбовые туфы риолитового состава с размером бомб от 3—5 до 10—15 см. Форма их шаровидная, часто сплюснутая или с выступами и вмятинами, сложение плотное, без какой-либо зональности. По составу бомбы представляют собой натриевые риолиты с вкрапленниками кварца, серицитизированного плагиоклаза и единичными вкрапленниками разложенного темноцветного минерала в сферолитовой основной



Рис. 8. Деталь обнажения прижерловых бомбовых агломератов. Река Реж, Алапаевский район.

массе. Здесь и в других обнажениях туфы, содержащие вулканические бомбы, переслаиваются с мелкообломочными литокристаллокластическими того же состава.

В верхней части базальт-андезит-дацит-риолитовой формации вулканические бомбы наблюдались в туфах андезитового и андезито-базальтового состава. На левом берегу р. Рефт в Сухоложском районе обнажены лапиллиево-бомбовые туфы, в которых бомбы (рис. 7) цилиндрической и округлой формы представлены андезитами. Все они имеют неровную шероховатую поверхность с небольшими выступами и вмятинами, иногда обладают слабой зональностью, выраженной неравномерным расположением вкрапленников плагиоклаза и пироксена, редко встречаются пористые бомбы. На р. Нейве в Алапаевском районе в аналогичного состава туфах встречены шаровидные бомбы, имеющие оттянутый конец, который прочно «сидит» в породе. Большой частью это миндалекаменные гематитизированные андезиты и андезито-базальты, в которых сохраняется свежий пироксен-авгит и слабо пренитизированный зональный андезин.

Вулканические бомбы присутствуют также в пирокластических отложениях прижерловой фации той же базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Эти отложения наблюдаются в скальных выходах протяженностью около 500 м на р. Реже близ пос. Исаково. Они представлены здесь вулканическим агломератом (рис. 8), сложенным вулканическими бомбами и эксплозивными обломками андезито-базальтового состава. Форма бомб и текстура туфов хорошо видна на плоскостях крупных глыб и в отвесных стенах скал. В восточном конце обнажений в агломерате преобладают шаровидные бомбы, много включений эпидотизированных вулканитов и встречаются обломки роговообман-

кового андезита жильного облика. Вулканические бомбы часто имеют корку закалки, которая видна в разрезах в виде плотной осветленной каеки. Величина и количество вкрапленников пироксена и плагиоклаза в бомбах различные, миндалины обычно скопляются по периферии. В западной части обнажений преобладают бомбы грушевидной и неправильной формы; миндалекаменность для них нехарактерна. Вулканические бомбы прочно спаяны одна с другой или с включающей мелкообломочной массой, которая состоит из мелких бомб, лапиллей и острогольных обломков андезито-базальтов. Данные микроскопии показывают, что бомбы в этом обнажении значительно изменены, вкрапленники плагиоклазов и темноцветных минералов полностью замещены вторичными минералами, основная масса состоит из микролитов и лейст альбита, хлорита, рудного минерала, карбоната, эпидота и соссюрита.

В среднеуральской части Восточной зоны иногда наблюдались переотложенные вулканические бомбы. Так, в вулканогенно-обломочных отложениях, обнаженных по берегам р. Нейвы ниже г. Алапаевска, присутствуют вулканические бомбы шаровидной, реже грушевидной формы, представленные базальтами, андезито-базальтами, андезитами и дацитами. Разный состав бомб, гладкие их поверхности, а также наличие вместе с пирокластическим материалом глыб известняков свидетельствуют о перемещенном характере этих отложений.

В Багарякском районе вулканические бомбы присутствуют в вулканогенно-осадочной толще живетского возраста, в составе которой развиты различные фации осадочного, вулканического и смешанного генезиса. В обнажениях на р. Синаре вулканогенно-обломочные отложения, содержащие вулканические бомбы, располагаются вблизи остатков вулканических центров, сложенных телами автомагматических брекчий [19]. Эти отложения представляют собой своеобразные «вулканические конгломераты», образование которых происходило, по-видимому, за счет одновременного с извержениями размыва и переотложения вулканических продуктов. Обломочный материал конгломератов представлен округлыми или уплощенными гальками и валунами и хорошо окатанными бомбами андезитов, аналогичных андезитам лавовой, жерловой и субвулканической фаций близ расположенных вулканических центров.

Хорошей сохранности вулканические бомбы наблюдались в южноуральской части Восточной зоны, в раннекаменноугольной осадочно-вулканогенной формации субконтинентального типа. В одном обнажении туфов на р. Кабанке были встречены многочисленные включения вулканических бомб довольно разнообразной формы (рис. 9). Эти бомбы пористые, иногда имеют по периферии плотную корку, а также выступы, отростки и морщины на поверхности. Состав бомб — базальтовый и андезитовый, структура — афировая, либо порфировая. В другом обнажении в туфах наблюдались обильные включения бомб и лапиллей андезитового состава, порфирового строения, большей частью пористых, шлаковидных, «обожженных». Цемент туфа состоит из мелких пористых обломков, а также обломков миндалекаменных плагиоклазовых андезитов с гематитизированной основной массой.

Упомянутые вулканические туфы не имеют большого распространения в осадочно-вулканогенной формации раннего карбона, для которой характерны отложения смешанного генезиса с постепенными переходами между пирокластическими и вулканомиктовыми породами. Они

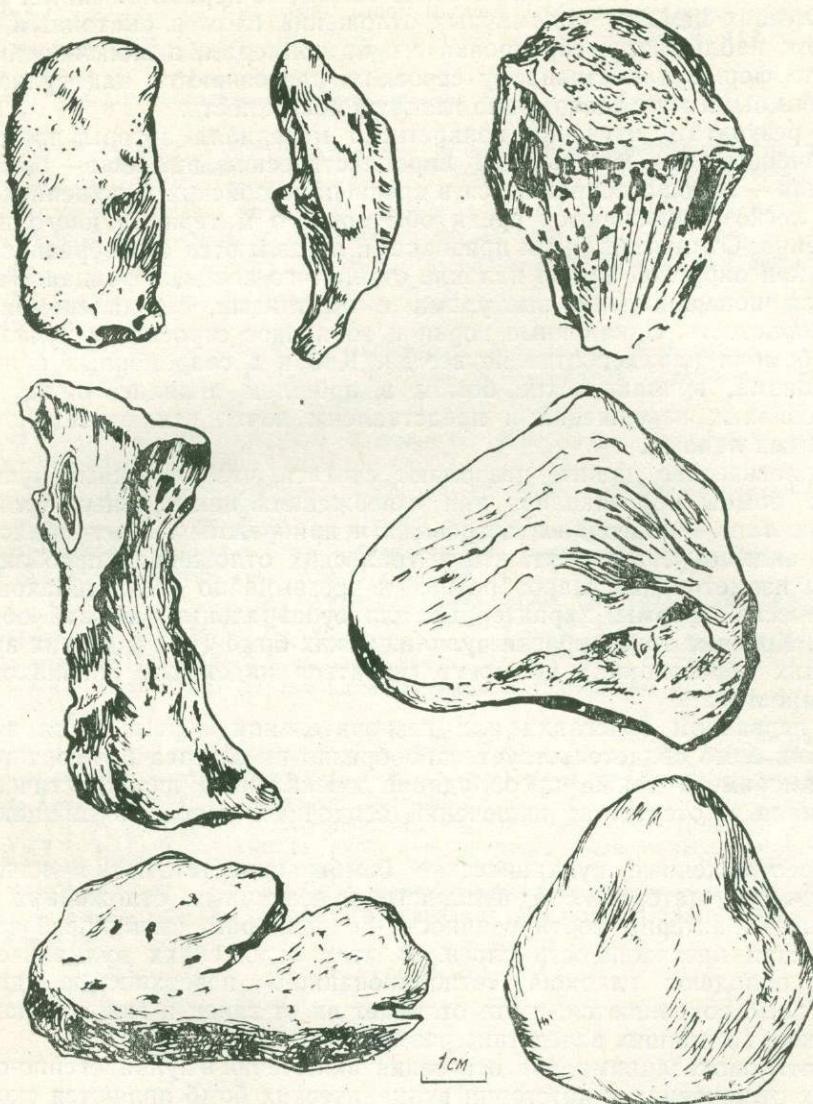


Рис. 9. Вулканические бомбы из туфов раннего карбона. Река Кабанка, Увельский район.

хорошо обнажены по берегам р. Кабанки в Увельском районе. В таких обломочных отложениях содержатся галькообразные включения размером 3—5 см и более крупные (от 10—15 см до 30 см в поперечнике), но менее окатанные включения вытянутой формы или шарообразные с одним оттянутым концом. Цементирующей массой является хлоритизированный и соссюритизированный туф с обильными обломками кристаллов плагиоклаза. Включения определяются как пироксен-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые андезито-базальты и андезиты с разной структурой и количеством вкрапленников; большинство

их представляет собой вулканические бомбы, но переотложенные. В других случаях цемент обломочных отложений сложен окатанным материалом; наблюдается сортировка его по размерам, а включения, которые по форме и внутреннему строению распознаются как вулканические бомбы, имеют совершенно гладкую поверхность.

В результате изучения конкретного материала авторы пришли к заключению, что ювенильные пирокластические выбросы — бомбы и лапиллы — хорошо сохраняются в среднепалеозойских отложениях Урала и легко распознаются среди обломочного материала иного происхождения. Отличительными признаками их являются своеобразная форма, а при округлой форме наличие оттянутого конца, неровная и шершавая поверхность с выступами и вмятинами, миндалекаменность или пористость. Закаленные корки и зональное строение в вулканических бомбах наблюдаются не всегда. Как и в современных областях вулканизма, вулканические бомбы в прошлом являлись продуктами эксплозивных извержений и представлены почти исключительно порфировыми лавами.

Геологические данные позволяют считать, что изученные вулканические бомбы образовались при извержениях центральных вулканов разного типа — подводных, островных и прибрежных. Этим объясняется, по-видимому, тот факт, что в уральских отложениях преобладают бомбы изометрические шарообразные и чрезвычайно редки шлаковые и экзотической формы, характерные для субаэральных условий образования. Красные тона окраски вулканических бомб (как и других вулканических образований) не могут считаться надежным признаком их «наземности».

О первичном залегании или незначительном перемещении вулканических бомб свидетельствует однообразие их состава без сортировки по размерам, а также преобладание ювенильного пирокластического материала и отсутствие включений осадочных пород во вмещающих туфах.

Переотложенные вулканические бомбы присутствуют в качестве обломочного материала в вулканогенно-осадочных отложениях, для которых характерны сортированность по размерам, смешанный состав и большая протяженность слоев. В этих отложениях вулканические бомбы обладают гладкой, «отполированной» поверхностью, другие черты бомб сохраняются, и это отличает их от галек и галькообразных обломков, возникших вследствие размыва отложений.

Противопоказаниями для отнесения включений в вулканогенно-обломочных отложениях к категории вулканических бомб являются скользкая поверхность и правильная шарообразная или эллипсоидальная форма без выступов и вмятин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов. Труды Камчатской вулканол. станции, 1940, вып. 1. 124 с.
2. Коротеев В. А., Дианова Т. В. О вулканических бомбах в среднепалеозойских отложениях Урала.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 78—79.
3. Дианова Т. В., Курицина Г. А. О туфолавах в Исовском и Красноуральском районах.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН ССР, 1955, вып. 26, с. 182—192.
4. Заваризкий А. Н. О некоторых <sup>†</sup> данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфолов Армении.— Изв. АН Арм. ССР, 1946, № 10, с. 31—60.

5. Каретин Ю. С. Выделение типов вулканической деятельности в палеовулканических областях на примере зеленокаменной полосы Среднего Урала.—Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6, с. 1327—1330.
6. Кваша Л. Г. О некоторых грубых пирокластических породах Левихи (Средний Урал).—В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 312—321.
7. Козин Б. П. Остатки палеозойских вулканов центрального типа на восточном склоне Среднего Урала.—В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1969, с. 109—123.
8. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 330 с.
9. Малеев Е. Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии.—Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1949, вып. 6, с. 23—52.
10. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
11. Малеев Е. Ф. Вулканиты: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.
12. Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг.—Труды Лабор. вулканологии и Камчатской вулканол. станции, 1947, вып. 4, с. 3—91.
13. Набоко С. И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг.—Там же, с. 92—135.
14. Набоко С. И. Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г.—Там же, вып. 5, с. 135.
15. Наседкин А. П., Старцев Г. Н. О строении вулканогенных толщ северной части Гайского района.—В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 2, с. 125—133.
16. Перижняк Н. А. Фации вулканогенных пород Сибайского медноколчеданного месторождения.—Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 92, с. 116—130.
17. Пийп Б. И. Новый побочный кратер вулкана Толбачик.—Бюл. Камчатской вулканол. станции, 1946, № 13, с. 6—10.
18. Полков В. Ф. О деятельности Билюкая в 1938—1939 гг.—Там же, 1946, № 12, с. 18—29.
19. Рапорт М. С. Автомагматические брекчи Алапаевско-Каменской вулканогенной зоны.—В кн.: Палеовулканализм Урала. Свердловск, 1975, с. 59—65.
20. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, 1967. 205 с.
21. Тазиев Г. Встречи с дьяволом. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 101 с.
22. Устинев Е. К. Ангойский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 123 с.
23. Червяковский Г. Ф. Об остатках среднепалеозойских вулканических аппаратов на Урале.—В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 198—202.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>И. В. Лучицкий.</b>	Итоги палеовулканологических исследований и очередные задачи палеовулканологии . . . . .	3
Н. А. Румянцева, В. А. Униксов.	Принципы отображения геодинамических обстановок на палеовулканологических картах . . . . .	6
А. С. Перфильев, В. В. Коптева, С. А. Куренков.	Асимметрия спрединга в океанических структурах современности и геологического прошлого . . . . .	13
Т. В. Джанелидзе, В. Б. Черницын, Р. Н. Абдуллаев, И. А. Алиев, А. Д. Давыдова, Р. Т. Джрабашян, Ю. М. Довгаль, В. В. Конаков, Ю. А. Куделя, Ю. А. Лейе, Н. Н. Макаров, Э. Г. Малхасян, К. М. Мурадян, Г. Ш. Надарейшили, В. Л. Омельченко, З. А. Пайлодзе, А. Я. Радзивилл, В. Я. Радзивилл, Е. А. Снежко, М. Г. Татишвили, В. Г. Токовенко.	Палеовулканизм и металлогенез Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса . . . . .	20
А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец.	Вулкано-плутонические ассоциации и их металлогеническая специализация . . . . .	34
Г. Я. Абрамович, И. В. Гордиенко, А. И. Скрипин, П. М. Хренов.	Среднепалеозойские палеовулканогенные системы юга Восточной Сибири . . . . .	43
В. Волков.	Венд-кембрийские вулканические зоны Центрально-Азиатской геосинклинальной области и их петрохимическая характеристика . . . . .	51
В. Н. Шилов.	Позднемеловые вулканические центры Сахалина (в связи с составлением обзорной палеовулканологической карты) . . . . .	58
В. Б. Агентов, Б. С. Неволин, Г. Ю. Мыздрикова.	Использование космической информации при прогнозно-металлогенических исследованиях на примере юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса и обрамляющих структур . . . . .	64
В. Н. Зелепугин, Л. Диас де Вийавийа, Е. Фонсека.	Некоторые проблемы палеовулканологии Кубы . . . . .	68
В. В. Зайков.	Металлогенез Верхне-Енисейского вулканического пояса . . . . .	77
В. П. Парначев, А. Н. Смагин.	О составе продуктов, условиях проявления и металлогенезе девонского вулканизма северо-западной части Восточного Саяна . . . . .	91
Т. В. Дианова, В. А. Коротеев.	Вулканические бомбы в среднепалеозойских отложениях Урала . . . . .	108

УДК 551.21

**Итоги палеовулканологических исследований и очередные задачи палеовулканологии.** [Луцицкий И. В.] — В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Показано, что палеовулканология стала самостоятельным научным направлением в системе наук о Земле; определены ее основные задачи. Указано на необходимость при оценке металлогенической специализации древних вулканических областей и при трактовке геодинамической обстановки широкого использования актуалистического метода.

УДК 551.21:551.248.1

**Принципы отображения геодинамических обстановок на палеовулканологических картах.** Румянцева Н. А., Унксов В. А.— В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Отображение на вулканологических картах геодинамических обстановок важно для установления зависимостей между характеристиками геодинамического режима и вулканизма. Данна классификация геодинамических обстановок: океанических, переходных и континентальных; рассмотрены индикаторные для разных обстановок типы геологических формаций.

Табл. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.21

**Асимметрия спрединга в океанических структурах современности и геологического прошлого.** Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А.— В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Изложены результаты изучения дайкового комплекса Исландии, Южного Урала и Боян-Хонгорской зоны Монголии. Объекты, на которых исследованы особенности спрединга, различаются по своему характеру: Исландия отвечает зоне современного и миоценового спрединга в аномальных условиях поперечного порога; Шулдакский оphiолитовый аллюхтон Мугоджар рассматривается, как палеоаналог классической зоны спрединга океанического типа, а Боян-Хонгорская зона Монголии характеризует вторичную зону раздвигания континентальной коры. Авторы считают, что рассмотренные особенности спрединга предполагают какой-то общий механизм, ответственный за их происхождение, и хорошо объясняются явлением «проскальзываия» верхней оболочки литосферы (на уровне границы кора — мантия) относительно более глубоких ее частей.

Ил. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 551.21:553.435 (234.42)

**Палеовулканизм и металлогенез Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса.** Джанелидзе Т. В., Черницын В. Б., Абдуллаев Р. Н. и др.— В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Составлены и охарактеризованы мелкомасштабные палеовулканологические карты, состав и геотектонические условия проявления вулканизма для юго-западной части ССР и Кавказа по пяти временным срезам: венд — нижний силур, верхний силур — нижний карбон, средний карбон — триас, триас, юра — мел, палеоген — неоген. Отмечена тесная пространственно-генетическая связь между вулканогенными формациями и различными залежами рудных и нерудных полезных ископаемых. Показано, что базальтоидные и гомодромно-дифференцированные вулканогенные формации, становление которых происходило в периоды спрединговых движений и тектоно-магматической активизации, вмещают главным образом залежи серно-медноколчеданных и медно-полиметаллических руд, в то время как ртутная, реальгар-аурипигментовая и редкометальная минера-

лизация, а также ряд неметаллических полезных ископаемых ассоциируют преимущественно с дацит-рнолитовыми формациями зон сжатия и воздымания.

Ил. 4.

УДК 551.21:552.32:553.435

**Вулкано-плутонические ассоциации и их металлогеническая специализация.** Дымкин А. М., Полтавец Ю. А.— В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.

Рассмотрены теоретические аспекты выделения вулкано-плутонических ассоциаций в различных геотектонических зонах. Проведен сравнительный петрохимический анализ вулкано-плутонических железоносных комплексов главнейших структурно-фациальных зон Урала со сходными ассоциациями окраинно-континентальных и островодужных структур северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Показано, что генетические представления, основанные на сопряженности вулкано-плутонизма и процессов оруденения в зависимости от глубины становления и степени докристаллизационной дифференциации позволяют удовлетворительно объяснять локальность проявления различных образований, отсутствие прямой корреляции между размерами plutона и запасами руд.

Ил. 5. Библиогр. 22 назв.

УДК 551.21:551.73 (235.223)

**Среднепалеозойские палеовулканические системы юга Восточной Сибири.** Абрамович Г. Я., Гордиенко И. В., Скрипин А. И., Хренов П. М.— В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.

Реставрированы и охарактеризованы четыре региональных ареала вулканической деятельности и соответствующие им вулканические системы юга Восточной Сибири: Окино-Енисейская, Западно-Забайкальская, и Кемпендейско-Ыгыаттинская. Показано, что в среднем палеозое юг Восточной Сибири представлял собой континентальную страну с горными сооружениями в пределах современных структур Восточного Саяна, Восточной Тувы, Прибайкалья и Западного Забайкалья, переходящими в мелководные морские бассейны в Восточном Забайкалье, на границе Восточного и Западного Саяна, а также на западе и востоке Восточно-Сибирского плоскогорья.

Ил. 3. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.21:551.24:552.313:551.72/732 (235.222/225)

**Венд-кембрийские вулканические зоны Центрально-Азиатской геосинклинальной области и их петрохимическая характеристика.** Волков В. В.— В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.

В Центрально-Азиатской геосинклинальной области для венд-кембрийского времени выделены четыре основные вулканические зоны: глубоководные, краевые шельфовые, линейные внутришельфовые и брахиформные внутришельфовые. Каждая зона характеризуется присущим ей структурным планом, геоморфологическими особенностями, соотношением вулканических и осадочных пород, ассоциациями вулканитов. Для первых трех зон свойственны гипербазитовые тела и малые интрузии габбро-диабазов и диабазовых порфиритов.

Показано, что изменение петрохимических характеристик базальтов, подтверждающее типизацию вулканических зон, связано с изменениями мощности земной коры.

Заложение Центрально-Азиатской геосинклинали происходило путем деструкции континентальной земной коры, раздвижения сиалических блоков и образования рифтогенных структур, какими являются выделенные линейные вулканические зоны венд-кембрийского времени.

Табл. 2. Библиогр. 21 назв.

УДК 552.313:551.763.3 (571.642)

Позднемеловые вулканические центры Сахалина (в связи с составлением обзорной палеовулканологической карты). Шилов В. Н.—В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

В позднем мелу на Сахалине часть вулканических аппаратов достигла уровня моря и вулканизм протекал в мелководных, частично субаэральных условиях. Вокруг центров извержений формировались мощные шлейфы грубообломочных вулканомиктовых образований. Вследствие смены характера вулканизма в позднемеловое время и появления среди продуктов извержений андезитов и более кислых пород до риолитов, возросла грубообломочность пирокластических образований. Установлены центры вулканических извержений и показано, что продукты вулканизма в верхнемеловых отложениях тяготеют к ним.

Табл. 3. Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 553.3/9 (235.33)

Использование космической информации при прогнозно-металлогенических исследованиях на примере юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса и обрамляющих структур. Агентов В. Б., Неволин Б. С., Мыздрикова Г. Ю.—В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

На основании дешифрирования материалов съемок поверхности Земли из космоса спутниками серии «Метеор» авторами описана система кольцевых структур (КС) Охотско-Чукотского вулканического пояса. Большинство из них имеет эндогенную природу; КС малого диаметра (до 40–50 км) сложены мезозойскими вулканическими и плутоническими комплексами и могут рассматриваться в качестве локальныхмагматогенно-рудных систем. Конкретное размещение рудных тел в их пределах определяется осложняющими разломами. Произведена дифференциация выявленных дешифрированных локальных КС по степени их перспективности на гидротермальное оруденение.

Установлены также крупные кольцевые мегаструктуры поперечником в сотни километров. С достаточной долей уверенности они рассматриваются в качестве эндогенных, связанных с магматизмом. В их пределах наблюдается повышенная плотность рудных объектов. Дальнейшее углубленное изучение кольцевых мегаструктур позволит перейти к прогнозированию новых рудных зон и узлов.

Ил. 1.

УДК 551.21 (729.1)

Некоторые проблемы палеовулканологии Кубы. Зелепугин В. Н., Диас де Вийавий Л., Фонсека Е.—В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Приведена сравнительная характеристика меловых вулканогенных формаций трех регионов Кубы: Пинардель Рио, Лас Вийас и Камагуэй. Каждый из них обладает своим временным рядом формаций. В провинции Пинардель Рио преимущественно развиты натриевые базальты и породы формации базальтов, дацитов, характерные для офиолитовых ассоциаций. В двух других регионах имеются достаточно полные вертикальные ряды формаций, типичных для образований зрелых островных дуг (базальт-риолитовая, андезит-базальтовая, базальт-андезит-риолитовая, калиевые базальтов-трахитов, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая).

Островодужные комплексы Кубы заложились на океанической коре. Можно говорить о «клавишном» строении меловой островной дуги, по простирианию которой выделяются отдельные блоки—острова, характеризовавшиеся спецификой вулканизма на протяжении значительного времени.

Ил. 4. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.435 (571.52)

**Металлогения Верхне-Енисейского вулканического пояса.** Зайков В. В.—  
В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Рассмотрены рудные формации и закономерности их размещения в Верхне-Енисейском поясе, к которому отнесены кембрийские вулканогенные сооружения, отделяющие байкалиды Тувино-Монгольского массива от оиолитовой области Западной Туры и Западного Саяна. Пояс состоит из изометрических и линейных блоков, в которых особенности вулканизма и связанного с ним оруденения зависят от состава докембрийского фундамента. Металлогению пояса определяют колчеданные и скарново-рудные формации. В Улугойской линейной зоне, где развит липарит-дацит-базальтовый комплекс, в колчеданных залежах и в скарновых телах развиты галенит-сфalerитовые ассоциации. В Ондумской изометрической зоне, где преобладают кислые вулканиты, проявлено золотобарит-полиметаллическое и золотосульфидно-скарновое оруденение. Состав докембрийского фундамента в первом случае металипарат-базальт-терригенный, а во втором — метатерригенный. Рассмотрены новые данные о строении колчеданных рудных полей, полученные в результате глубинных поисков и свидетельствующие о субпластовом характере колчеданно-полиметаллических залежей на Кызыл-Таштыгском рудном поле.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 24 назв.

УДК 551.21:553.078:551.734 (571.51)

**О составе продуктов, условиях проявления и металлогении девонского вулканизма северо-западной части Восточного Саяна.** Парничев В. П., Смагин А. Н.—В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Рассматривается строение девонской вулканогенно-осадочной быскарской серии, выполняющей в пределах северо-западной части Восточного Саяна Северо-Минусинскую впадину и Агульский прогиб. Обращается внимание на участие в строении серии стратифицированных (покровных) и интрузивных (дайковых, субвулканических и жерловых) фаций, специфический состав (базальты, трахибазальты, трахилипариты, трахиты, комендиты, фонолиты) продуктов вулканизма, их редкометальную специализацию. Обосновываются континентальные условия проявления быскарского вулканизма.

Табл. 1. Ил. 8. Библиогр. 33 назв.

УДК 551.21

**Вулканические бомбы в среднепалеозойских отложениях Урала.** Дианова Т. В., Коротеев В. А.—В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1985.

Дана характеристика вулканических бомб в среднепалеозойских вулканогенных формациях Магнитогорской и Восточной зон Урала. Указаны признаки распознавания бомб в вулканогенно-обломочных отложениях, а также признаки их первичного и переотложенного залегания.

Ил. 9. Библиогр. 23 назв.

ГТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ

сборник научных статей сотрудников  
Института геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР

Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. 10 л. Цена 1 р. 50 к.

В сборнике, представляющем собой материалы VI Все-союзного палеовулканологического симпозиума, помещены статьи, посвященные вопросам составления мелкомасштабных палеовулканологических карт территории СССР по пяти возрастным срезам, проблемам теоретической вулканологии и особенностям металлогенической специализации вулканических образований различных регионов СССР.

Материал рассчитан на специалистов, занимающихся составлением обзорных палеовулканологических карт, металлогеническим и формационным анализом вулканогенных образований.

Заявки присыпать по адресу:

620169, Свердловск, ГСП-169, Первомайская, 91  
РИСО УНЦ АН СССР

**ОБЗОРНЫЕ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ  
И МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ**

**СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ**

Рекомендовано к изданию  
Ученым советом Ильменского  
государственного заповедника  
и РИСО УНЦ АН СССР

Редактор В. Е. Каюкова  
Обложка художника М. Н. Гарипова  
Техн. редактор Н. Р. Рабинович  
Корректоры Г. Н. Старкова, В. С. Кубина

Сдано в набор 11.12.84. Подписано к печати 5.07.85.  
НС 23271. Формат 70×100<sup>1</sup>/16. Бумага типографи-  
ская № 2. Гарнитура литературная. Печать  
высокая. Тираж 600. Уч.-изд. л. 8,5. Усл. печ.  
л. 10,5. Заказ 692. Цена 1 р. 30 к.

РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, ГСП-169, Пер-  
вомайская, 91.

Типография изд-ва «Уральский рабочий», Сверд-  
ловск, пр. Ленина, 49.

18716

1 p. 30 к.