

Проблемы вулканогенно – осадочного литогенеза



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АН СССР

551.21:552.3

1106

Проблемы вулканогенно- осадочного литогенеза



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1974



Сборник включает статьи, в которых рассматриваются вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза.

На основании детального изучения конкретных вулканогенных формаций Урала, Западной Сибири, Камчатки, Средней Азии, Грузии, Армении, Азербайджана, Казахстана и восточной части Балтийского щита характеризуются главнейшие черты вулканогенно-осадочного породообразования, дается описание вещественного состава пород и условий их образования от докембрия до современной эпохи на различных этапах геотектонического развития. В ряде статей разбираются вопросы формирования кремнистых, карбонатных и высокожелезистых осадков, зависимости интенсивности вулканогенно-осадочного литогенеза от динамики вулканической деятельности, связи определенных типов вулканогенно-осадочных пород с эруптивными центрами.

Материалы сборника свидетельствуют о всевозрастающем теоретическом и практическом значении исследования продуктов вулканизма для познания закономерностей проявления вулканической деятельности и его влияния на формирование осадочных пород и руд.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик Г.С. Дзоценидзе (главный редактор),
И.В. Хворова (зам. главного редактора),
В.А. Соколов (зам. главного редактора),
Е.К. Мархинин, Е.Ф. Малеев, Л.П. Галдобина,
А.П. Светов, М.Н. Ильинская (секретарь)

ВВЕДЕНИЕ

Для познания закономерностей развития вулканизма и влияния его на образование осадочных пород и руд все большее значение приобретает изучение вулканогенно-осадочных формаций. В связи с этим возрастает интерес исследователей к вулканическим процессам и их продуктам в различных географических районах и геотектонических зонах, а также к познанию закономерностей эволюции вулканизма и связанного с ним вулканогенно-осадочного литогенеза в ходе геологической истории. Подтверждением этому явилась работа III Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу, который состоялся с 5 по 10 июня 1972 года в г. Петрозаводске, где он был организован секцией вулканогенно-осадочных пород Комиссии по осадочным породам при Отделении геологии, геофизики и геохимии Академии наук СССР, а также Институтом геологии Карельского филиала АН СССР.

В работе семинара приняло участие более 150 геологов, представляющих 31 организацию из 18 городов СССР. В их числе были сотрудники Академии наук СССР - Геологического института, Института геологии и геохронологии докембрия, Института океанологии, Уральского научного центра, институтов геологии Башкирского, Кольского и Карельского филиалов, Института вулканологии и Сахалинского комплексного научно-исследовательского института Дальневосточного научного центра, Института геологии и геофизики и Института земной коры Сибирского отделения, - сотрудники институтов геологии академий наук Грузии, Азербайджана, Армении, Казахстана, Киргизии, Украины, представители Министерства геологии СССР - ВСЕГЕИ, НИИГА, СНИИГГИМС, Северо-Западного, Сахалинского, Дальневосточного, Красноярского, Западно-Сибирского геологических управлений, - представители Министерства высшего и среднего специального образования СССР - Московского, Ленинградского, Тбилисского, Воронежского, Ереванского университетов - и других учреждений.

Семинар ставил перед собою задачу рассмотреть вопросы, касающиеся состава и характера изменений вулканогенно-осадочных образований разных геотектонических зон и различного геологического возраста. На семинаре были заслушаны 24 доклада и 20 сообщений. Настоящий сборник включает статьи, которые подготовлены докладчиками на семинаре. Не все участники семинара смогли представить материалы для сборника. Это обстоятельство не позволяет затронуть в полном объеме все вопросы, рассмотренные на семинаре. Однако публикуемые здесь статьи содержат оригинальный материал, который вносит вклад в общее познание процесса вулканогенно-осадочного литогенеза.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПРОДУКТЫ И ПРОБЛЕМА ИХ ЭВОЛЮЦИИ

ЗНАЧЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В последние годы было доказано, что земная кора имеет в основном вулканогенное происхождение, что она постепенно формировалась из продуктов эволюции первично вулканических материалов. Так как вулканокластические продукты составляют основную массу всех вулканических образований, можно говорить, что именно они в условиях земной поверхности служат главным первоисточником вещества горных пород земной коры и, следовательно, им принадлежит особая, исключительная роль в процессах литогенеза. Эта роль возрастает благодаря тому, что вулканокластические продукты размываются много быстрее, чем лавы потоков и куполов.

Таким образом очевидно, что проблемы эволюции вулканокластических продуктов, превращения их в вулканогенно-осадочные, осадочные и метаморфические породы, а также связи этого процесса с формированием полезных ископаемых являются проблемами первостепенной важности. Тем не менее приходится констатировать, что изучение эволюции вулканокластических пород сильно отстает от исследования эволюции как собственно магматических, так и осадочных и метаморфических образований.

Заострить внимание на проблеме эволюции вулканокластических продуктов, привлечь к ней исследователей, наметить программу коллективного ее решения — такова цель настоящей статьи.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Выше мы использовали термин "вулканокластические" продукты, а не "пирокластические". Почему? Широко распространенный термин пирокластические продукты, или пирокласты, не является, к сожалению, вполне определенным. Поэтому прежде всего необходимо точно сформулировать понятия. "Пирокластические" в буквальном переводе означает "огненно-обломочные". Огненно-обломочными вулканическими образованиями являются прежде всего ювенильные продукты вулканических взрывов. Но обломочные материалы разрушения лавовых тел — потоков и куполов — в процессе извержения также по существу являются огненно-обломочными продуктами. Кроме того, разрушение горячих куполов благодаря их росту, раскалыванию и обвалам часто сопровождается вторичными взрывами, так же как образованию обломочной массы на поверхности лавовых потоков нередко сопутствуют взрывы на потоке. Поэтому не существует резкой грани между продуктами вулканических взрывов и обломками разрушения раскаленных лавовых куполов и лавовых потоков. И все же несмотря на то, что раскаленные обломки лавовых куполов и потоков прямо соответствуют понятию огненно-обломочного, пирокластического материала, их в последнее время принято называть самостоятельным термином "лавокласты". С другой стороны, пирокластическими образованиями часто называют не только ювенильный материал, но и обломки разрушенных взрывами вулканических построек, или так называемые резургентные продукты, которые в буквальном смысле огненно-обломочными не являются.

Под термином "пирокластический", таким образом, подразумевается обычно одно из трех понятий. Первое сводится к утверждению, что весь кластический материал имеет вулканическое происхождение. Так, в "Геологическом словаре" (1955) на стр. 142 написано: "Пирокластический материал — общее название различных по размеру обломочных образований вулканического происхождения". Приблизительно такое же определение пирокластического материала дается в "Петрографическом словаре" (1963), где на стр. 259 сказано: "Пирокластический материал, Пёрссон, 1915 г. — общее название обломочных отложений, образующихся при извержениях вулканов". Однако в том же словаре на той же странице дается и другое определение термина: "По В.И. Влодавцу (1959 г.), пирокластическим материалом следует называть только тот кластический материал, который образовался путем раздробления на обломки различной величины лавы, находящейся еще в раскаленном или горячем состоянии". И, наконец, как мы выше отметили, обломки разрушения горячих лавовых потоков и куполов называют часто не пирокластическим, а лавокластическим материалом. Тогда под термином "пирокластический" понимается только ювенильный материал вулканических взрывов. Это третье, наиболее узкое понятие, заключенное в термине "пирокластический".

В.И. Влодавец (1959) предложил весь кластический материал вулканического происхождения просто так и называть — вулканокластическим. Этот термин привился, и мы в данном сообщении будем опираться на него. Нам далее представляется, что все вулканокластические образования могут быть подразделены на две главные группы:

- А. Продукты вулканических взрывов (эксплозиты).
- Б. Обломки разрушения лавовых потоков и куполов во время извержения (пиролавокласты).

В свою очередь продукты вулканических взрывов должны быть классифицированы на две подгруппы:

1. Ювенильные продукты вулканических взрывов (пироэксплозиты).
2. Продукты разрушения при взрыве вулканических построек, в том числе продукты прежних взрывов, вовлеченные в новый процесс извержения (реэксплозиты).

Предлагаемые термины просты, не нуждаются в особых объяснениях, точно определяют понятия, и авторы, предлагая их, но отнюдь не настаивая на их введении, надеются все же на то, что они привьются.

ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Если согласиться с предложенным определением понятий, то общая классификация вулканокластических образований может быть представлена в следующем виде:

Вулканокласты

А. Эксплозиты

1. Пироэксплозиты:
бомбы
шлаки
волосы Пеле
пемзы
пеплы

Б. Лавокласты

1. Продукты разрушения лавовых потоков

2. Реэксплозиты:
подвергнувшиеся новому взрыву
пироксплозиты
обломки взорванных лавовых
потоков
обломки взорванных лавовых
куполов
обломки измененных сольфатара-
ми пород
выброшенные взрывом отложения
кратерных озер
обломки пород фундамента

2. Продукты разрушения
экструзивных куполов

Главными, но далеко не равноценными типами вулканокластических продуктов, таким образом, являются: 1) ювенильные продукты вулканических взрывов (пироксплозиты), 2) резургентные продукты вулканических взрывов (реэксплозиты), 3) обломочные материалы разрушения лавовых тел — потоков и куполов — в процессе извержения (лавокласты).

Из трех названных типов вулканокластических продуктов первостепенный интерес представляют ювенильные продукты вулканических взрывов (пироксплозиты), главные из которых — бомбы, шлаки, пемзы и пеплы. Между ними существуют переходы.

Разновидности пироксплозитов

Вулканические бомбы. Особенным разнообразием и специфичностью форм обладают бомбы, образующиеся при взрывах относительно жидкой лавы. Примерами таких бомб могут служить бомбы вулкана Толбачик (Камчатка). Понятие "вулканическая бомба" имеет двойкий смысл. Тогда, когда наблюдают извержение вулкана, скажем, с периодическими вертикальными взрывами, бомбами называют все крупные обломки и обрывки лавы, вылетающие из кратера. В подавляющем большинстве — это бесформенные куски шлака или пемзы. Однако после извержения бомбами называют обычно только характерные образования, имеющие специфическую форму и поверхность, образовавшиеся в процессе полета и падения обломка еще не застывшей лавы. При этом величина таких образований значения не имеет. Например, бывают гигантские вулканические бомбы, достигающие в длину нескольких метров и веса в сотни и тысячи килограммов, а с другой стороны, известны микробомбы, размеры которых исчисляются миллиметрами, а вес — миллиграммами. Разновидности эти отражают важнейшие качества лавы — ее вязкость в момент извержения и поведение летучих в процессе взрыва.

Изучение вулканических бомб, следовательно, может способствовать восстановлению характера извержения и анализу механизма вулканических взрывов.

Важнейшей особенностью строения вулканических бомб, у которых отчетливо выражены формы вращения, является близкое к круговому или эллипсоидальному расположение газовых пузырьков и минералов. Эта их особенность выражена иногда лучше, иногда хуже, но она несомненно может играть существенную роль для распознавания вулканических бомб в геологических разрезах.

Чем более вязкая лава, тем более крупные и изометричные размеры приобретают бомбы. Такие вулканы, как Ключевская Сопка (Камчатка), Тятя (Курильские острова), Этна (Сицилия) имеют уже меньшее разнообразие бомб, среди которых преобладают веретенovidные и лепешковидные формы. Вулканы, дающие еще более вязкую лаву, типа Карымского, Авачи (Камчатка), Эбеко (Курильские острова), характеризуются так называемыми бомбами типа хлебной корки или типа гранаты "лимонки". Относительно хорошо сохраняясь в геологических разрезах, вулканические бомбы могут иметь особое значение для палеовулканологических реконструкций.

Вулканические шлаки. Шлаками называются куски сильно пористой лавы, размеры которых варьируют обычно от 1–2 см до нескольких десятков санти-

метров в поперечнике. Шлаки имеют основной состав, и это их главное отличие от пемз.

Нельзя сказать, чтобы между шлаками и бомбами существовала резкая граница, поскольку бомбы — это часто лишь экзотические обрывки лавы среди массы шлакового материала. Однако шлаки значительно быстрее, чем бомбы, подвергаются разрушению из-за своей хрупкости. Благодаря легкости они быстро транспортируются временными и постоянными водными потоками. Следует подчеркнуть, что легкость шлака значительно больше зависит от его пористости, текстуры, чем от химического состава лавы. Особенно легки и хрупки стекловатые шлаки с волокнистой структурой. Текстура их весьма напоминает текстуру многих пемз. Такого типа шлаки встречаются, например, в прикратерной части вулкана Плоский Толбачик.

Волосы Пеле. Волосы Пеле иногда относят к разновидностям вулканических бомб. Так поступает, например, А. Ритман (1964). Есть версия, что они возникают при фонтанировании жидкой лавы. Однако нами было показано, что волосы Пеле вулкана Толбачик связаны с вытягиванием стеклянных нитей при разрыве газами кусков шлака. Таким образом, генетически они тяготеют к шлакам, хотя и являются специфичным и очень редким продуктом. Состав их несколько кислее шлака в целом.

Вулканические пемзы. Это пузырьстые породы кислого состава. Размеры обломков их обычно варьируют от долей сантиметра до метровых глыб. Текстура часто порово-волоконистая, но тонкие стеклянные нити в порах редко превышают сантиметр в длину. Пемзы в общем случае легче шлаков, часто не тонут в воде и способны переноситься морскими течениями на огромные расстояния. Так же, как и шлаки, они легко разрушаются, особенно в зоне прибрежья, и благодаря этому своему качеству, а также легкости, способствующей отмывке, являются иногда, несмотря на бедность магнетитом и титаномагнетитом, материалом для формирования месторождений магнетитовых песков.

Пеплы. Представим себе, что газовые поры, которыми переполнены шлаки и пемзы, слились. Что произойдет тогда? Тогда шлаки и пемзы будут разорваны на пепловые частицы. С точки зрения роли в литогенезе именно пепловые частицы, пеплы заслуживают главного внимания. Пеплы, естественно, бывают как основного, так и кислого состава, но подавляющее их большинство являются по составу средними — андезитовыми. Они слагают основную массу всех вулканических продуктов. Мельчайшие частицы их переносятся на огромные расстояния и быстро превращаются в компоненты собственно-осадочных пород. Типичным примером вулканических пеплов являются пеплы камчатского вулкана Шивелуч извержения 1964 г.

Ограничив на этом краткую характеристику и примеры пироклазитов, коснемся в двух словах реэксплозивного материала и лавокластов. Они представляют для нас, естественно, значительно меньший интерес по двум причинам. Реэксплозивный материал — это по существу уже перетолженный в результате новых эксплозий материал. Лавокластический материал составляет весьма незначительный процент в общем балансе вулканических продуктов. Здесь следует только подчеркнуть, что образование лавокластов в результате дробления лавового материала способствует увеличению темпов литогенеза.

Разновидности реэксплозитов

К ним относятся прежде всего бомбы, шлаки, пемзы, пеплы, слагавшие вулканическую постройку взрыва. Если пирокластический материал нового извержения по составу идентичен продуктам прежних извержений, то реэксплозивный материал отличить от пирокластического нелегко. Существует мнение, что вулканические взрывы дробят старые лавовые потоки в пыль. Такого рода явление авторам представляется возможным только как исключение. В реэксплозивный пепел, пыль и песок в большинстве случаев рассеивается вулканическими взрывами лишь вулканокластический материал прежних извержений.

Куски старых лавовых потоков, экструзивных куполов обычно отбрасываются взрывом в виде крупных глыб, которые уже после падения на землю рассыпаются на более мелкие. Нередко в составе реэксплозивного материала бывают измененные на гидросольфатарных полях и в кратерах вулканов породы, а также илы и пески, часто сероносные, кратерных озер. Примером могут служить выбросы последних извержений вулкана Эбеко.

Лавокласты

Разрушение лавовых потоков в процессе их движения приводит к формированию кровельных, подошвенных и фронтальных лавокластов. Процесс этот неоднократно наблюдался и описывался в литературе. Обычно лавокласты представляют собой глыбы с хорошо выраженной шлаковой коркой. Особенно характерны они для глыбовых потоков типа потоков Ключевской Сопки.

Лавокласты, образующиеся при росте экструзивных куполов, формируют, как правило, крупноглыбовый шлейф у их подножий.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Мы рассмотрели отдельные разновидности вулканокластических образований с точки зрения их генезиса и иногда связанной с генезисом текстуры. Классификация по гранулометрическому составу отражена ниже в соответствии с рекомендацией Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочным породам, проведенного в 1961 г. в г. Тбилиси.

Размер, мм	Вулканокластический материал	Название
< 0,1	тонкообломочный	вулканические пеплы, пыль песок, микробомбы разного состава
0,1-0,25	мелкообломочный	
0,25-0,5	среднеобломочный	
2,0-5,0	крупнообломочный	
5,0-25,0	грубообломочный	лапилли разного состава (чаще всего обломки пемз, шлаков, сростки кристаллов), мелкие бомбы
25-100	мелкоглыбовый	
100-500	среднеглыбовый	куски шлаков, пемз, обломки лавы, вулканические бомбы и т.д.
> 500	крупноглыбовый	

ФАЦИИ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Рассмотренные выше вулканические образования либо смешиваются в различных пропорциях уже при извержении, либо не смешиваются, а наоборот, испытывая определенную дифференциацию, образуют ряд генетических типов вулканокластических отложений или ряд фаций.

А. Фации эксплозитов

- 1) игнимбриты (?), переходные к лавовым образованиям;
- 2) площадные пепловидные отложения;
- 3) отложения направленных взрывов;
- 4) палящие тучи;
- 5) пемзовые покровы;
- 6) шлаковые покровы;
- 7) шлаковые конусы;
- 8) грязевые потоки - переходные к вулканогенно-осадочным образованиям.

Б. Фации лавокластов

- 1) лавокласты кровли потока;
- 2) лавокласты подошвы потока;
- 3) лавокласты фронтальной части потока;
- 4) шлейфы экстрезивных куполов.

Фация отложений пепловых туч, или фация площадных пепловых отложений.

Согласно нашим личным наблюдениям и многочисленным литературным данным, изопакиты пепловых отложений образуют при устойчивом направлении ветра обычно параболические кривые, замкнутые вокруг вулканического конуса. В общем же случае расстояние от вулкана, на котором выпали пеплы, их дифференциация в воздухе, количество пепла, выпавшего в том или ином месте, подчиняются аэродинамическим условиям и бывают достаточно неправильными и сложными. В виде тонко рассеянного вулканического пепла выпадает нередко основная масса всех ювенильных вулканических продуктов. Примеров такого рода отложений можно привести сколько угодно. Практически все сильные извержения андезитовых вулканов сопровождаются подобными крупными выбросами пепловых туч. Площади распространения тончайшего пепла неограниченны.

Фация отложений направленных взрывов. Выброс и подъем тучи преимущественно ювенильного пепла обычно предшествуется или сопровождается разрушением наиболее неустойчивой части вулканической постройки, что и определяет направленность взрыва. Отложения направленных взрывов представляют собой обломки взорванных старых потоков, куполов, реэксплозивный материал, иногда даже куски взорванных ледников и материал морен. Этот реэксплозивный материал бывает перемешан с пироксплозивным, причем последнего бывает больше в верхних частях отложений направленных взрывов.

Представляет интерес вопрос, на какое горизонтальное расстояние могут быть отброшены силой вулканического взрыва обломки пород. Теоретически оно может быть определено по формуле:

$$R = \frac{U^2 \cdot \sin 2\alpha}{g},$$

где U — скорость обломков в метрах в секунду, α — угол между направлением взрыва и горизонтом, а g — ускорение силы тяжести. U не может быть больше 500 м/сек. Следовательно, R не может быть больше 25 км.

В последнее время основательно изучены отложения направленных взрывов вулканов Шевелуч и Безымянный (Камчатка), вулкана Севергина (Курильские острова).

Фация палящих туч. Отложения палящих туч нередко перекрывают вулканокласты направленных взрывов. Часто они бывают представлены обломками пемзовидного андезита от крупноглыбовой до тонкообломочной размерности. Отложения эти почти на все 100% ювенильны. Обломки пемзовидного андезита вулкана Шевелуч извержения 12 ноября 1964 г. имеют округлый, как бы окатанный вид. Измерение остаточной намагниченности показало, однако, что температура глыб уже после падения составляла не менее 600°C. Распространение отложений палящих туч ограничивается обычно первым десятком километров от кратера.

Фация пемзовых покровов. Пемзовые покровы образуются в случае сильных пемзовых выбросов, вертикальных или близким к вертикальным, при лапиллиевой размерности обломков и сильных, иногда круговых, ветрах. Толщина покровов в окрестностях вулкана обычно измеряется десятками сантиметров. Примером такого рода отложений могут являться отложения вулкана Севергина на о. Харимкотан, возникшие в 1933 г.

Фация шлаковых покровов. Аналогична предыдущей. Примером могут быть некоторые из давних извержений вулкана Заварицкого на о. Симушир.

Фация шлаковых конусов. Шлаковые конусы обычно бывают пеплово-шлаковыми и помимо собственно шлаков, размерность которых большей частью относится к крупно- или грубообломочной, содержат незначительное количество фигурных бомб.

О главных фациях лавокластических образований – лавобрекчиях кровли потоков, лавобрекчиях подошвы потоков, лавокластовых шлейфах экструзивных куполов – мы уже упомянули выше. Мы не затрагиваем игнимбритовых образований, так как те образования, о которых шла речь, являются результатом процессов дезинтеграции материала, а игнимбриты, если даже они имеют не лавовую, а кластическую природу, являются все же продуктом интеграции, сплавления, спекания частиц – и в этом смысле принципиально отличаются от всех прочих вулканокластов. Но есть еще одна фация, которая нами пока не была упомянута – это фация грязевых потоков.

Фация грязевых потоков. И если все вообще вулканокластические образования имеют двойственную природу – пирогенную и в то же время осадочную, то фация грязевых потоков является в полном смысле промежуточным образованием между вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами, так как, с одной стороны, мы имеем здесь пирокластический еще горячий материал, только что выпавший на землю, а с другой стороны, – немедленное переотложение этого часто неостывшего материала водными потоками. Примерами могут служить грязевые потоки последних извержений вулканов Швелуч, Безмянный, Авача.

ПЕРЕНОС, ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ И ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВУЛКАНОКЛАСТОВ С ПРОДУКТАМИ ДРУГОГО ГЕНЕЗИСА

Процесс переноса, переотложения и перемешивания вулканокластов с продуктами другого генезиса часто начинается сразу же после достижения ими поверхности земли. Грязевые потоки мы уже упомянули. На Камчатке фации отложений направленных взрывов, палящих туч, площадных пепловых отложений, шлаковых конусов нередко подвергаются самому интенсивному размыву, сносу и переотложению, особенно интенсивно в первые же годы после извержения. В период весенних паводков каждая песчинка на поверхности вулканов приходит в движение и фактически многократно переносится. Река Камчатка, например, по самым скромным подсчетам выносит ежегодно в море более 3 млн. тонн материала, смываемого с вулкана Швелуч и с вулканов Ключевской группы. В этом процессе переноса, переотложения, дробления и истирания материала происходит также его перемешивание с осадками другого генезиса – первичные вулканокластические образования преобразуются в породы вулканогенно-осадочные и осадочные.

ДИАГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ

Мы имеем возможность в настоящем сообщении лишь указать на огромную роль процессов диагенеза и метаморфизма в преобразовании вулканокластических образований в компоненты осадочных и метаморфических пород. Процессам изменения, естественно, особенно быстро подвергается тонкий, пепловый материал. На него действуют гумусовые кислоты почв и болот, микроорганизмы, на него, вероятно, оказывает определенное влияние морская вода. О скорости этих процессов, о скорости изменения вулканических стекол, полевых шпатов и других компонентов вулканокластов, о направленности и последовательности изменений мы еще слишком мало знаем, хотя именно в изу-

чении этих вопросов лежит ключ к познанию эволюции вулканокластических пород и превращения их в осадочные и метаморфические породы. Исследование метаморфизма вулканокластов не только в полевых условиях, но и экспериментальным путем, продуктов их диагенеза, смешанных пород — второй важнейший путь для получения конкретных ответов на эти вопросы.

РАСТВОРИМАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ВУЛКАНОКЛАСТОВ И ЕЕ РОЛЬ В ЛИТОГЕНЕЗЕ

Мы не будем в данном сообщении приводить конкретных цифр содержания в вулканокластах, в первую очередь в свежих тонких вулканических пеплах, воднорастворимых солей. Эти цифры нами ранее уже приводились, а также делались подсчеты масс солей, которые могли бы в период геологического времени быть вымытыми из вулканокластов и вынесены в море. Отметим только, что к этому, по-видимому, сводился в основном процесс питания океанической воды растворенными в ней солями. Отсюда явствует такой вывод — исследование вулканокластов и связанных с ними воднорастворимых солей должно сыграть большую роль в познании галогенеза и хемогенного литогенеза вообще.

Несколько слов о возможности вулканических взрывов на больших морских глубинах. Внутреннее давление растворенных в магме газов вобщем меньше, чем гидростатическое давление столба воды высотой 4–5 км. Благодаря этому на больших океанических глубинах в изливающейся лаве затруднено образование газовых пузырьков, она лишена возможности вскипать и взрываться. Другими словами, на больших глубинах маловероятно образование эксплозивных продуктов, столь характерных для извержений наземных вулканов и существенно определяющих и тип извержения, и тип вулканической постройки. По этому поводу в литературе существуют разные мнения. Приведем расчет, который, как нам кажется, проливает определенный свет на этот вопрос.

Давление газа в магме перед взрывом может быть определено, исходя из формулы Пуассона: $P_1 V_1^y = P_2 V_2^y$, где P_1 — давление газа в магме, P_2 — атмосферное давление, V_1 — объем газа в магме, V_2 — объем этого же количества газа при атмосферном давлении, y — отношение теплоемкости газа при постоянном давлении к его теплоемкости при постоянном объеме, равное 1,3.

$$P_1 = \frac{1 \text{ атм} \cdot V_2^y}{V_1^y}; \quad V_2 = \frac{m \cdot X}{18 \cdot 100} \cdot 22400 \text{ см}^3,$$

где m — масса выброшенного шлака, X — количество газа, выделившегося из магмы при взрыве (в вес. %), 18 — молекулярный вес воды, 22400 см³ — объем моля при нормальном давлении, V_1 можно, очевидно, в хорошем приближении принять равным объему пор в кусках шлака.

Тогда $V_1 = \frac{m}{1,3} \left(1 - \frac{1,3}{2,9}\right)$, где 1,3 — объемный вес шлака, 2,9 — объемный вес плотного базальта. Подставляя эти значения V_1 и V_2 в выражение для P_1 , получаем:

$$P_1 = 1 \text{ атм} \cdot \frac{(m \cdot X \cdot 12,4)^y}{(0,71 \cdot m)^y} = 1 \text{ атм} \left(\frac{12,4 \cdot m \cdot X}{0,71}\right)^y = 1 \text{ атм} \cdot (17,5 \cdot X)^y.$$

При $X=1$, $P_1 = 1 \text{ атм} \cdot 17,5^y = 1 \text{ атм} \cdot 17,5^{1,3} = 41,3 \text{ атм}$; при $X=5$, $P_1 = 334 \text{ атм}$; при $X=10$, $P_1 = 824 \text{ атм}$.

Как показали опыты Горансона (Goranson, 1933) и Н.И. Хитарова (1961), в магме может быть растворено до 10% воды, следовательно, взрывы на глубинах до 8 км теоретически возможны.

Однако, как показали наши многочисленные определения количества газов, участвовавших во взрывах, даже наиболее сильные из них (например, при извержениях вулканов Безымянный и Шевелуч) обуславливаются высвобождением из магмы не более чем 5% воды. Следовательно, вулканические взрывы на океанических глубинах весьма мало вероятны.

* * *

Очевидно, что решение проблемы эволюции вулканокластических продуктов может быть достигнуто только целеустремленными коллективными усилиями. В связи с этим предлагается для обсуждения следующая программа коллективного изучения эволюции вулканокластических пород:

1. Исследование механизма образования вулканокластических продуктов (т.е. механизма вулканических взрывов, специфические условия образования бомб, шлаков, пемз, пеплов) и их баланса.
2. Сравнительное изучение переотложенных вулканических продуктов, образовавшихся в различных условиях географической среды (например, пеплов, отложившихся в условиях суши, пресных озер и морского дна на различных расстояниях от вулкана).
3. Изучение влияния различных факторов географической среды на скорость изменения отдельных компонентов вулканокластических продуктов (например, влияние микроорганизмов, морской воды, гидротерм на скорость изменения полевых шпатов и вулканического стекла и превращения их в глинистые минералы).
4. Сравнительное изучение древних разновозрастных вулканокластов, отложившихся в различных условиях географической среды (например, субаэральных, субаквальных пресноводных, субаквальных морских).
5. Изучение сноса и переотложения современных и древних вулканокластических продуктов временными и постоянными пресноводными водотоками.
6. Изучение роли морских постоянных и приливно-отливных течений в переносе современных и древних вулканокластических продуктов.
7. Изучение влияния различных факторов диагенеза и метаморфизма на преобразование вулканокластических компонентов горных пород.
8. Изучение влияния времени на изменение вулканокластических пород путем сравнения разновозрастных вулканокластов, образовавшихся в близких физико-географических условиях.

Выполнение намеченной программы выльется в суммирование результатов отдельных исследований и в получение общих важных теоретических и практических выводов об эволюции вулканокластических продуктов.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В.И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. - В сб. "Проблемы вулканизма". Ереван, Изд-во АН АрССР, 1959.
Геологический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
Хитаров Н.И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Goranson. The solubility of water in granite magmas. - Amer. J. Sci., 1933, N 22.

ХЕМОГЕННОЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЕ ПОРОДОБРАЗОВАНИЕ

Определение роли вулканизма в формировании гидрогенных — хемогенных и биогенных¹ — пород сопряжено с большими трудностями прежде всего потому, что поступающие в гидросферу растворенные вулканогенные вещества в значительной степени рассеиваются и идут на пополнение ее общей солевой массы. Они теряют связь со своим источником, "обезличиваются", и выпадение их в осадок уже целиком определяется бассейновыми условиями. Оценка роли вулканизма в формировании запаса растворенных веществ гидросферы — задача особая; здесь эту проблему мы не обсуждаем.

Тема нашей статьи касается вопроса формирования не обломочных гидрогенных пород из вулканогенных веществ или под их непосредственным влиянием. Пока нет прямых методов определения происхождения минеральных накоплений, поэтому при генетических построениях геологи основываются на актуалистических принципах, эксперименте и, главное, на сумме геологических данных, что в совокупности позволяет путем логических построений подойти к пониманию генезиса.

Решение поставленной проблемы основывается на данных о выносе вулканических веществ, изучении парагенезов вулканических и осадочных пород, выявлении отличий между предполагаемыми вулканогенно-осадочными образованиями и сходными по составу собственно осадочными породами. Сравнительный анализ касается здесь и фациальной характеристики отложений, и геохимических их особенностей.

Вулканогенные вещества, из которых могут формироваться гидрогенные осадки, поступают в бассейны седиментации разными путями: 1) в газовой фазе, 2) в гидротермальных растворах, 3) в сорбированном виде на пирокластических частицах, 4) при гальмиролитическом разложении твердых вулканических продуктов, 5) при выносе с суши, где в результате фумарольно-сольфатарной деятельности происходит глубокое химическое разложение вулканических пород.

1. Газы и пары, выделяемые из вулканов как во время извержения, так и в поствулканическую стадию, выносят значительное количество металлов в виде хлоридов, фторидов и других соединений. В условиях наземного вулканизма большая часть их рассеивается. Но в подводных условиях эти вещества растворяются, и их концентрация возрастает. На основании анализа большого фактического материала установлено (Уайт, Уоринг, 1965), что содержание одного и того же металла в сублиматах разных вулканов подвержено сильным колебаниям. Например, содержание меди в сублиматах вулканов долины Десяти Тысяч Дымов (Аляска) в 800 раз выше (0,23%), чем в вулканах Индонезии (0,0003%). Это зависит от ряда факторов: характера магм и пород, через

¹ Биогенные породы упоминаются по той причине, что они бывают тесно связаны с хемогенными и порою нельзя определить, какой механизм имел место: хемогенная ли садка вещества или извлечение его с помощью организмов.

которые мигрировали газы и пары к поверхности, от стадии развития и тектонического положения вулкана и т.д.

По данным Л.А. Башариной (1959), Е.К. Мархинина (1967) и других вулканологов, на Камчатке и в иных вулканических областях излияния основных лав сопровождаются эманациями, богатыми галоидными соединениями и бедными серой. Японский вулканолог Мацуо (1965) на основании изучения магматических газов указывает, что при одинаковых условиях (температура — 900°C и давление — 1000 атм.) чем кислее магма, тем выше содержание сернистых соединений. Л.А. Башарина (1959) отмечает, что конденсаты высокотемпературной стадии обогащены кислыми газами (HCl, HF, SO₂, SO₃), что способствует миграции труднолетучих компонентов (Fe, Al, SiO₂, Cu, Pb, Ag, Co, Ni, V, Be, Zn).

2. Доля веществ, выносимых гидротермами вулканического происхождения и участвующих в образовании осадков, точно не известна, но несомненно существенна. Уайт (1959), С.И. Набоко (1959), В.В. Иванов (1961) и другие исследователи установили, что в вулканических гидротермах, приуроченных, как правило, к фумарольно-сульфатарным полям современного и молодого наземного вулканизма, вода имеет метеорное происхождение, а солевой состав формируется под влиянием вулканических газов и выщелачивания пород, через которые они мигрируют. Подсчеты Е.Е. Мархинина (1967) показали, что гидротермы Курильских островов за последние 1–1,5 млн. лет должны были вынести огромные количества кремнезема, железа, алюминия, заметные массы фосфора, бора и другие вещества. Все эти подсчеты касаются выноса наземными гидротермами. Пока мы еще мало знаем о гидротермальном выносе в подводных условиях, хотя сама возможность такого выноса установлена. Подводные металлоносные источники и их осадки изучены, например, в заливах вулканического архипелага Санторин (Бутузова, 1969; и др.), в бухте Матупи Новой Британии и в некоторых глубоких депрессиях Красного моря, где накапливаются сульфиды меди, цинка, железа, окислы железа и марганца. Уникальное геологическое явление Красного моря представляет собой одну из возможных моделей вулканогенно-осадочного рудогенеза, но главное значение этого открытия — принципиальная возможность гидротермального выноса кремнезема и металлов на большой глубине.

3. Данные вулканологов (Товарова, 1958; Башарина, 1958; Гущенко, 1966; и др.) показали, что на поверхности пирокластических частиц находится значительное количество адсорбированных веществ, которые в бассейновой или иловой воде растворяются, пополняя ее солевой резерв. Доказано, что существует прямая зависимость между силой извержения и сорбцией и что пепел более тонкой фракции содержит адсорбированных металлов больше, чем крупные частицы; это влияет на распределение десорбированных продуктов в бассейнах седиментации. Выявленная закономерность подтверждается на ископаемом материале. Так, например, изучение распределения микроэлементов в ордовикско-силурийских породах Урала показало, что туффиты и туфы, состоящие из очень тонкой пирокластике, обогащены цирконием (в среднем 180·10⁻⁴%) и цинком (в среднем 106·10⁻⁴%) по сравнению с синхронными кремнистыми осадочными породами (соответственно 81,5·10⁻⁴% и 30,6·10⁻⁴%), где содержание этих элементов много ниже кларкового. Подсчеты Е.К. Мархинина, пусть даже очень приблизительные, показали, что за 83 млн. лет — от мела до наших дней — только вулканы Курильских островов вынесли в виде адсорбированных на пепловых частицах веществ: Mg — 3·10¹² т, Al — 1·10¹², Fe⁺³ — 2·10¹¹, Fe⁺² — 4·10¹¹, SO₂ — 1·10¹², S — 2·10¹² и т.д. Если уменьшить данные Е.К. Мархинина и считать, что это количество веществ накапливалось не за 83 млн. лет, а за 100 млн. лет, то получим, что за 1 млн. лет только пеплы Курильских вулканов вынесли около 6 млрд. тонн железа.

4. Этим не ограничивается роль пирокластике как поставщика растворенных веществ. При разложении твердых вулканических продуктов, и прежде всего

тонкой кластики, т.е. при гальмиролизе, в воду "выбрасывается" значительное количество веществ. Это подтверждено и экспериментами¹. Процесс гальмиролиза протекает и в придонных, и в иловых водах и ведет к формированию цеолитов, монтмориллонитов и других минеральных образований. Нет точных расчетов, показывающих, какие вещества и в каком количестве при этом освобождаются. Но не вызывает сомнения, что выносятся значительное количество кремнезема, железа, алюминия и других элементов.

Таким образом, все, что сейчас известно о вулканогенном выносе, показывает, что в гидросферу (и атмосферу) поступает огромное количество SiO_2 , Fe, Mn, Al и др. Они идут в общий фонд растворенных веществ гидросферы, пополняя ее запасы, и должны стимулировать образование аутигенных глин, кремнистых и железистых осадков, а также ряда рудных накоплений и, прежде всего, марганца.

Перейдем теперь к самим породам, парагенетически связанным с вулканами и происходящим под влиянием вулканизма, причем основное внимание уделим породам, а не рудам. Известно много месторождений марганца, сульфидов железа и цветных металлов, редких элементов и т.д., вулканогенно-осадочная природа которых доказана (Дзоценидзе, 1969; Смирнов, 1965, 1968). Проблема вулканогенно-осадочного рудогенеза — большая и самостоятельная, ее надо рассматривать специально и не только в плане определения источника рудного вещества, но и в плане выявления закономерностей формирования месторождений. Поступление вулканических продуктов — лишь одна из предпосылок образования рудных концентраций. Для скопления больших масс вещества необходимо сочетание многих условий, при этом часто существенное значение приобретают постседиментационные процессы.

Среди гидрогенных осадков, возникших в морских бассейнах при прямом и косвенном влиянии вулканизма, первое место в количественном отношении занимают кремнистые осадки. Можно считать, что они являются характерным образованием вулканогенного типа литогенеза. Это хорошо согласуется с данными о вулканогенном выносе и подтверждается геологическими наблюдениями, особенно когда мы имеем дело с докайнозойскими образованиями.

Следует оговориться, что вопрос о хемогенном кремнеобразовании остается дискуссионным. Но даже те, кто крайне ограничивают его возможность, основываясь на актуалистическом методе, не отрицают законность хемогенного кремненакопления в непосредственной близости от вулканических центров. Рассматривая эволюцию кремненакопления в истории Земли, Г.А. Каледа (1956) обосновал гипотезу о резком изменении содержания SiO_2 в гидросфере в связи с появлением в биосфере диатомовых водорослей, самых сильных извлекателей SiO_2 . Действительно, с середины мезозоя хемогенная садка кремнезема получила известное ограничение, и изменился сам набор типов кремнистых пород. Но как бы не решать вопрос о механизме формирования кремнистых осадков, он не имеет определяющего значения в вопросе о вулканогенном выносе SiO_2 , так как последний будет стимулировать развитие "кремневого планктона", что хорошо иллюстрируют и современные, и ископаемые объекты.

Пространственная связь кремнистых и вулканических пород настолько обычна, что издавна многими рассматривалась как генетическая. Идея такой связи нашла развитие в трудах Н.С. Шатского (1954) при разработке проблемы формаций. Напомним, что он выделил две большие группы кремнистых формаций: 1) связанную с основным (спилитовым) эвгеосинклинальным вулканизмом, характерным, как сейчас говорят, для океанической стадии геосинклинального развития; 2) связанную с кислым и средним вулканизмом, приуроченным к внутренним консолидированным массивам, и часто появляющуюся на более поздних стадиях развития геосинклиналией.

¹ Установлено, что с 1 см² поверхности оливинового базальта при 20°C в морскую воду переходит 0,26 мкг Mn и 2,90 мкг SiO_2 (Варенцов, 1970).

Для вулканогенных кремнистых пород обычно характерна внезапность появления и исчезновения, причем это совпадает с вспышкой вулканизма. Прекрасный пример тому дают меловые отложения Западной Грузии (Дзопенидзе, 1965, 1969). Здесь, особенно в районе г. Кутаиси, весь нижний мел представлен известняками. В альбе появляются мергельно-глинистые фации, выше переходящие в песчаники сеномана. Немного севернее и западнее в отложениях альба и сеномана присутствует андезитовый вулканический материал. В кутаисском разрезе в верхах сеномана имеется пачка опаловых опок, почти полностью лишенных органических остатков. Эти опоки латерально переходят в опоковые туфогенные песчаники, среди которых залегает крупнейшее в СССР месторождение отбеливающих бентонитовых глин (гумбрин). Позднее, с прекращением вулканической деятельности, закончилось кремненакопление и снова началось карбонатообразование.

Кремнистые породы особенно обильны в палеозойских геосинклиналях, в каждой из которых, как правило, присутствует несколько кремнистых толщ, разделенных преимущественно вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями. Примером широкого развития кремненакопления может служить Уральская геосинклиналь, где на протяжении раннего и среднего палеозоя было сформировано несколько мощных кремнистых толщ: это фтанитовая толща силура, яшмовая - эйфеля, фтанитоидная - живета и франа. Кремнистые толщ почти бескарбонатны, хотя во время их формирования на смежной платформе господствовала карбонатная седиментация (Хворова, 1968). Все указанные породы характеризуются высококремнистым составом и обычно содержат очень небольшую примесь глины. Тем не менее, между различными их типами есть существенные различия. Главное из них - повышенное количество органического углерода во фтанитах (2%)¹ и фтанитоидах (0,5%); в яшмах углерод практически отсутствует. Содержание железа в яшмах (4,2%) выше, чем во фтанитоидах (1,6%) и во фтанитах (0,8%); кроме того, в яшмах оно окисное ($Fe_2O_3/FeO = 7,5$), а во фтанитоидах и фтанитах преимущественно закисное. Яшмы обогащены марганцем (0,5%), и в них много небольших марганцевых и железомарганцевых месторождений, во фтанитоидах содержание марганца тоже местами повышено и встречаются единичные месторождения, а во фтанитах марганец присутствует лишь в виде следов. В то же время во фтанитах наблюдается локальное обогащение фосфором, во фтанитоидах содержание P_2O_5 очень невелико (0,15%), а в яшмах практически его нет. Отличны в сравниваемых толщах и микроэлементы. В целом содержание кластофильных микроэлементов низкое, но на этом низком фоне во фтанитах повышено содержание Си и особенно Мо. Эти же элементы обогащают фтаниты и других геосинклинальных формаций. Во фтанитоидах и яшмах на низком фоне имеются отдельные высокие, "ураганные" значения. Это относится к Си, Рb, Zn, Ni, Со и Мо. Если исключить Си Рb и Ge, то в обычных и оруденелых яшмах содержание их близко. Си Рb и Ge заметно обогащают рудоносные яшмы. Из приведенных данных видно, что фтаниты и яшмы по многим геохимическим показателям отличны, а фтанитоиды занимают как бы промежуточное положение.

Разбирая вопрос о влиянии вулканизма на геосинклинальное кремненакопление, нельзя обойти эмпирически установленную тенденцию пространственного и временного разделения кремне- и карбонатакопления. Три причины, вообще говоря, могут "выключать" карбонатообразование в морских условиях: это - холодный климат, большая глубина бассейна и появление кислых газов. Первую причину нельзя предположить для большинства палеозойских и мезозойских геосинклинальных бассейнов, располагавшихся в зонах теплого и жаркого климата. Достаточно сказать, что вдоль и Уральской, и Кордильерской, и Ап-

¹ В скобках указано среднее содержание.

палачской геосинклиналей располагались платформы, где карбонатакопление было основным седиментационным процессом.

Что касается второй возможной причины — батиметрии — то в современных условиях карбонатакопление исчезает ниже "компенсационной поверхности", расположенной на глубинах 4500–5000 м. Если допустить, что физико-химические особенности гидросферы в прошлом были те же, что и сейчас, то для накопления рассматриваемых бескарбонатных кремнистых осадков необходимо предположить очень глубоководные условия (более 4–5 км). Для многих отложений это исключено. Следовательно, надо считать, что либо в палеозойских бассейнах "компенсационная поверхность" располагалась на много меньшей глубине, чем сейчас, либо батиметрия в рассматриваемом случае не определяла бескарбонатность осадков. Если же допустить первое, то все равно возникают сомнения относительно батиметрического контроля. Там, где последний играет первостепенное значение (океаны), наблюдается "пятнистое" распределение карбонатов, определяемое неровным рельефом дна. В геосинклинальных морях этого нет и, очевидно, можно исключить батиметрический контроль как главный фактор.

Остается третья причина — влияние кислых газов, в частности CO_2 , сопровождающих вулканизм. Так как последний проявляется в геосинклиналях очень интенсивно и длительно, третья причина представляется главной.

Кремненакопление в одних случаях пространственно связано с подводными излияниями основного состава, в других — с поступлением больших масс тонкой пирокластике. В иных случаях непосредственной связи с вулканитами не видно, но кремненакопление при этом иногда происходило вслед за липаритовыми извержениями, среди продуктов которых много обеленных, гидротермально измененных пород. Заметим также, что характер складчатых областей не всегда позволяет точно определить соотношение осадочных и вулканических толщ. Большие горизонтальные перекрытия иногда "скрывают" зоны перехода между ними, и создается неправильное представление об отсутствии при формировании кремнистых толщ синхронного вулканизма. Как правило, однако, эти процессы связаны. Очевидно, поступление SiO_2 происходило и в результате эксгалационного выноса, и в результате выщелачивания из тонкой витро- и гялокластики, как взвешенной в толще воды, так и осевшей (диагенез). Однако в последнем случае формируются силициты, отличные по составу, облику и характеру залегания от типичных фтанитов и яшм. Последние следует связывать главным образом с эксгалационным и гидротермальным выносом.

Во многих геосинклиналях кремнистые породы в разной степени обогащены железом, а в докембрии оно являлось пороодообразующим компонентом. Вопрос об источнике железа сложный, так как принципиально возможно его поступление и с суши, и в результате вулканических процессов. Известно немало крупных месторождений, где эндогенный источник железа не вызывает сомнений (Дзоенидзе, 1965, 1969). К ним относятся скарновые, а также жильные и вкрапленные гематитовые руды в вулканических толщах. Эндогенные источники могли поставлять железо на дно морей и формировать стратиформные залежи. Многие исследователи считают докембрийские железистые кварциты образовавшимися главным образом за счет железа, принесенного вулканическими подводными газо-гидротермами. Главный аргумент против их вулканогенно-осадочного происхождения — это отсутствие в ряде докембрийских железистых формаций вулканического материала. Однако, чем детальнее они исследуются, тем больше в них находят вулканических продуктов. Например, в украинских (Семененко, 1959) и казахстанских (Половинкина, 1952) железистых кварцитах и других формациях обнаружены и описаны мощные пакки и целые горизонты лав и туфов преимущественно спилитового характера. Л.Н. Формозова (1973), проанализировав огромный материал по докембрийским железорудным формациям мира, показала ведущее значение вулканических процессов в образовании руд.



А.С. Калугин, В.Г. Пономарева, Э.Г. Кассандров (1967), изучившие многочисленные железорудные месторождения Алтая, установили следующее.

1. Подрудными слоями всегда являются грубые туфы, а руда неизменно залегает среди туффитов, выше которых встречаются известняки и кремнисто-глинистые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу опять грубыми туфами и эффузивами. Такая ритмичность указывает на накопление руды в моменты затишья вулканической деятельности.

2. В туфах подрудной части разреза очень часто встречаются метасоматические и жильные выделения гематита, барита, кварца, интенсивная хлоритизация, карбонатизация, гидрослюдизация. Это можно рассматривать как результат интенсивной газо-гидротермальной деятельности. Авторы отмечают постепенный переход от полосчатых, содержащих обильную пирокластическую гематитовых руд, по текстуре напоминающих джеспилиты, к рудам, все более богатым кремнисто-глинистым и карбонатным веществом. Эти факты дают основание допустить, что палеозойские полосчатые гематитовые руды и докембрийские железистые кварциты являются генетически близкими образованиями, хотя интенсивность докембрийского рудонакопления несоизмеримо более велика.

При определении происхождения железа в той или иной формации можно использовать некоторые геохимические данные путем установления соотношения Fe с Ti и Al в тех случаях, когда два последних элемента отражают количество терригенного вещества.

В девонских яшмах связь Fe с Al выражена очень слабо (рис. 1), а с Ti вообще отсутствует (рис. 2). Отсюда следует, что его распределение в бассейне отличалось от распределения тонкой терригенной взвеси (глины). Беспорядочное, незакономерное соотношение Fe и Ti в уральских яшмах сходно с соотношением, установленным Г.Ю. Бутузовой (1969) для современных осадков кальдерного бассейна вулкана Санторин (Эгейское море), где железо выносится гидротермами в настоящее время. Очевидно, и в южноуральских яшмах основная масса железа является вулканогенной. Однако оно здесь поступало не в полузамкнутый кальдерный водоём, а поставлялось многочисленными подводными источниками и разносилось по значительной площади бассейна. Участки, где располагались такие источники, отмечаются рудными накоплениями железа.

Во фтанитах Урала железо довольно хорошо коррелирует с Al и хуже с Ti (см. рис. 1, 2), хотя корреляция с Ti здесь лучше, чем в яшмах. По-видимому, значительная часть железа, заключенного во фтанитах, поступала с суши и распределялась по законам механической седиментации. Отметим, что во фтанитовом комплексе нет железорудных накоплений.

Характерно, что в яшмах с Al (т.е. с кластической фракцией осадка) не имеют корреляционной связи Cu , Pb и Ge , хотя они коррелируют с Fe . На основании этого можно заключить, что Cu , Pb и Ge здесь тоже имеют вулканогенно-осадочное происхождение.

В итоге можно сказать, что вулканизм играет большую роль в формировании гидрогенных (хемогенных и биогенных) осадков. Роль эта разнообразна и не ограничивается седиментогенезом. Вулканические продукты — газы и растворы — активно "работают" и в подземной гидросфере, переотлагая материал, преобразовывая ранее возникшие породы и создавая особые типы отложений, обычно стратиформного облика. Эти образования хотя и не являются, строго говоря, вулканогенно-осадочными, но должны изучаться литологами, занимающимися вулканогенно-осадочным литогенезом, так как тесно связаны с вулканогенно-осадочными комплексами и пространственно, и генетически.

Таким образом, вулканизм влияет и прямо и косвенно на аутигенную седиментацию: прямо — путем выноса определенных веществ, косвенно — путем создания физико-химических условий, способствующих выпадению одних веществ и "выключающих" из седиментации другие.

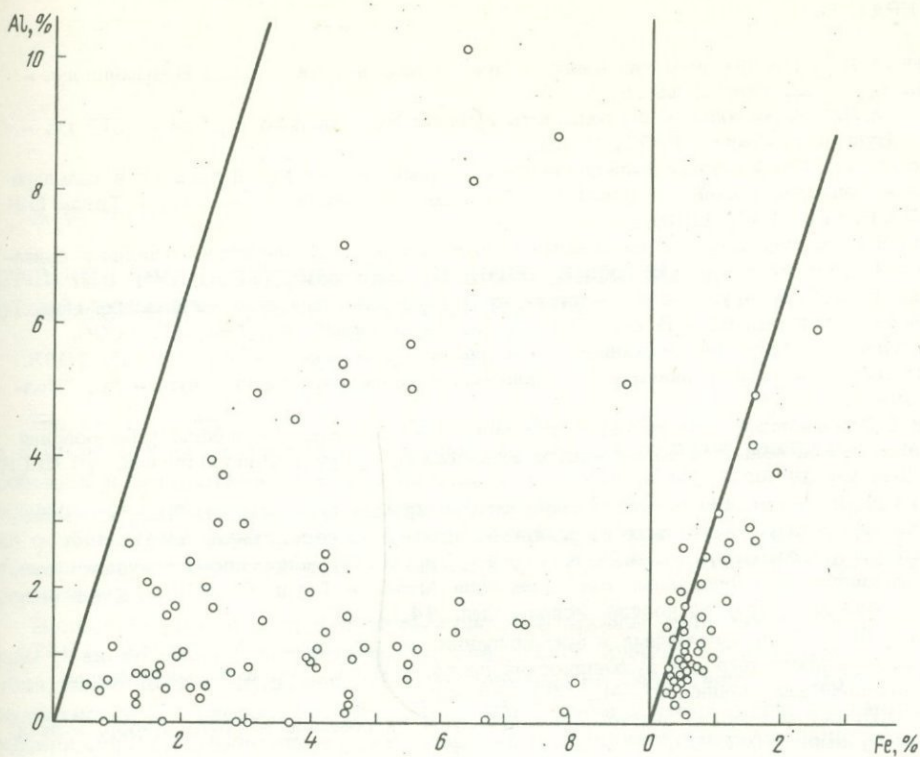


Рис.1. Соотношение железа и алюминия в яшмах (слева) и фгнитах (справа)

Наклонная линия - соотношение средних значений этих элементов в глинах

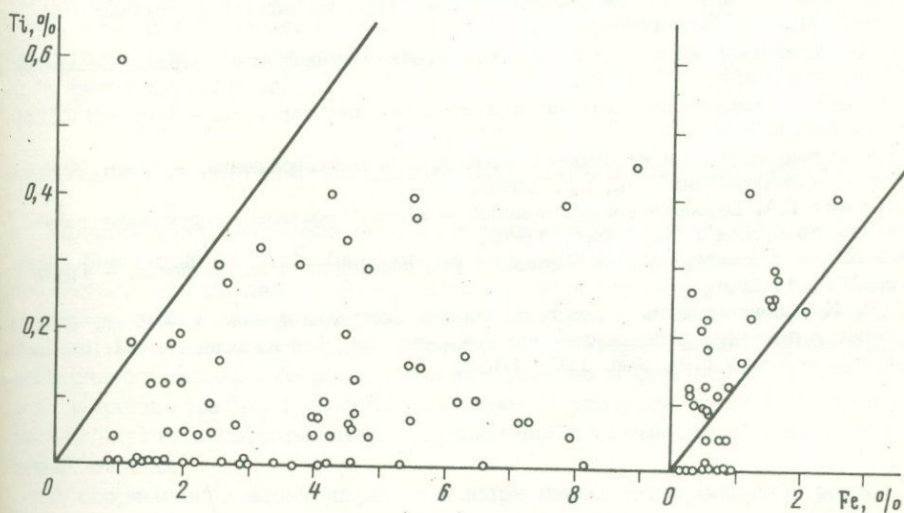


Рис.2. Соотношение железа и титана в яшмах (слева) и фгнитах (справа)

Наклонная линия - соотношение средних значений этих элементов в глинах

- Башарина Л.А. Водные вытяжки пепла и газа пепловой тучи вулкана Безымянного. - Бюлл. Вулканол. станц., 1958, № 27.
- Башарина Л.А. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956-1957 гг. - Бюлл. Вулканол. станц., 1959, № 29.
- Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияния на геохимию осадков. - Труды ГИН АН СССР, вып. 194, 1969.
- Варенцов И.М. Изучение выщелачивания марганца при взаимодействии основных вулканических материалов с морской водой. - Геол. рудн. месторожд., 1970, №4.
- Гушенко И.И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. - В кн. "Современный вулканизм". М., "Наука", 1966.
- Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. - М., "Недра", 1965.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. - М., "Недра", 1969.
- Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. - Труды Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Каледа Г.А. Периодизация геологической истории кремнезема. - В кн. "Вопросы минералогии осадочных образований", кн. 3 и 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Калугин А.С., Пономарева В.Г., Кассандров Э.Г. Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая. - Труды СНИГИМС, серия поиски и развед. месторожд. полезн. ископ., вып. 44, 1967.
- Мархицин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. - М., "Наука", 1967.
- Мацуо С.О. О происхождении вулканических газов. - В кн. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965.
- Набоко С.И. Вулканические эксгалации и продукты их реакций. - Труды Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 16, 1959.
- Половинкина Ю.Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакия. - Л., Гостгеолиздат, 1952.
- Семененко Н.П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций (осадочно-вулканогенная джеспелитовая формация). - В кн. "Геология железисто-кремнистых формаций Украины". Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. - В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций". М., "Недра", 1965.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., "Недра", 1968.
- Товарова И.И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного. - Геохимия, 1958, №7.
- Шатский Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. - Изв. АН СССР, серия геол., 1954, №4.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. - В кн. "Проблемы рудных месторождений". М., ИЛ, 1959.
- Уайт Д., Уоринг Г.А. Вулканические эманации. - В кн. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965.
- Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. - Труды ГИН, вып. 250, 1973.
- Хворова И.В. Кремнеземакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн. "Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого", т. 1. Осадкообразование. - Труды ГИН, вып. 195, 1968.

ОТЛИЧИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА ОТ ОСАДОЧНОГО В ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

Внешнее сходство некоторых вулканогенно-осадочных пород с осадочными и совместное их нахождение приводило к тому, что они не различались между собой, а впоследствии хотя и отличались, но методы изучения их оставались общими. Это вызывало, а зачастую и продолжает вызывать неправильные оценки особенностей формирования вулканогенно-осадочных толщ, вследствие несопоставимости скоростей разрушения пород, обработки материала, накопления формаций и т.д.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы отличаются весьма большим разнообразием, что зависит от следующих причин: 1) разнотипность состава ювенильного вулканического материала, не свойственного другим типам вулканизма; 2) скорости поступления, накопления и разрушения вулканического материала; 3) своеобразии транспортировки вулканического материала; 4) ускоренные обработка и сортировка пирокластического материала; 5) типы применений к ювенильному материалу; 6) фациальные условия формирования вулканогенных толщ; 7) ускоренная литификация и метаморфизм вулканических пород по сравнению с нормально-осадочным литогенезом.

Эти особенности резко отличают литогенез горных пород вулканических формаций от нормально-осадочных, что необходимо учитывать в процессе диагностики генетических типов вулканитов. Кроме того, эти же особенности, влияющие на структуры и текстуры вулканитов, обуславливают большое разнообразие этих пород. Причем текстуры и структуры вулканитов настолько типичны, что появляются возможности уверенной диагностики различных генетических типов вулканитов.

РАЗНОТИПНОСТЬ СОСТАВА ЮВЕНИЛЬНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Условия тектонического режима в орогенную стадию развития геосинклиналей благоприятны для образования большого разнообразия вулканических продуктов. Это связано с возникновением ослабленных участков в неконсолидированных толщах мощной континентальной коры, где образуются промежуточные магматические очаги, способствующие дифференциации, контаминации и ассимиляции магматического расплава. Именно в орогенные стадии прежних эпох широким распространением пользуются продукты кислой внутрикорковой магмы наряду с дифференциатами различной кислотности и щелочности подкорковых очагов.

В современную эпоху на земном шаре извергается основная магма только подкорковых очагов, представленная продуктами преимущественно базальтового и андезит-базальтового состава (более 80%), в меньшей мере андезитового и ничтожным количеством дацитового и липаритового состава (извержения Катмая, 1914 г.; Кракатау, 1883 г. и другие). Если в настоящее время не известны извержения, дающие обширные поля игнимбритов, то близкие к ним типы, как, например, пирокластические потоки и многие другие представлены широко — гавайский, стромболианский, вулканский, пелейский, катмайский—безы-

мянный типы, извержения палящих туч, катастрофических направленных взрывов и фреатический.

Разнообразие типов извержений, обусловленное разным составом и различной газонасыщенностью магмы, приводит к большому разнообразию пирокластического материала, отличающегося не только вещественным составом, но и агрегатным состоянием и крупностью материала. Так, например, гавайский тип извержений дает нитевидное и каплеобразное основное вулканическое стекло. Вулканические шлаки образуются при гавайском и стромболианском типах извержения. Катастрофические извержения катмайского и пелейского типов дают мощные накопления пемзы: в первом случае — в виде пирокластических потоков, а во втором — в виде покровов. Палящие тучи обуславливают воздушную сепарацию материала. Это было показано на примере извержения вулканов Суфриер (Малые Антильские острова, 1902 г.) и Шевелуч (Камчатка). Извержение Шевелуча 18 ноября 1964 г. привело к накоплению вблизи вулкана исключительно кристаллокластического материала (пироксен и плагиоклаз), а на расстоянии 50 км и далее — исключительно витрокластического. Сепарация пирокластики влияет не только на агрегатное состояние, но и на химический состав: с выпадением вблизи вулканов кристаллов темноцветных и рудных минералов, кристаллизующихся в раннюю стадию, накапливаются туфы более основного состава, а в отдалении, где сепарируется только вулканическое стекло, — более кислого состава, с колебаниями содержания SiO_2 до 10%. Раскаленные лавины полупластичного материала основного состава вулканов Авача, Ильинский, Карымский (Камчатка) и других дают наземные подушечные агломераты. Таким образом, в зависимости от состава магмы и типов извержений исходный пирокластический материал отличается по своему химическому составу, крупностью фрагментов и агрегатным состоянием.

СКОРОСТИ ПОСТУПЛЕНИЯ, НАКОПЛЕНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Поступление вулканического материала происходит несоизмеримо быстрее, чем осадочного. Общеизвестны извержения вулканов, давшие в историческое время колоссальные массы пирокластики и лав: Темборо — 180 км^3 , Катмай — 28 км^3 , Кракатау — 18 км^3 , вулкан Косевина — 10 км^3 , Сан-Мари — $5,4 \text{ км}^3$, Безьянный — 3 км^3 . Перечисленные массы накопились в несколько дней или часов. В результате катастрофического взрыва вулкана Авача сформировалась толща объемом $16\text{--}20 \text{ км}^3$. В относительно малые отрезки геологического времени происходит образование целых формаций. Второй этап базальтового вулканизма Среднего хребта Камчатки, длившийся $70\text{--}80$ тыс. лет, привел к накоплению изверженного материала объемом около 1700 км^3 . Объемы полей пирокластических потоков колеблются от $0,001$ до 10000 км^3 (горы Сан-Хуан, Колорадо в Новой Зеландии). Если они и состоят из нескольких потоков, то по времени образовались в относительно короткий срок — в десятки, сотни или тысячи лет.

Многие стратовулканы Южной и Восточной Камчатки высотой до $3\text{--}3,5$ км формировались от $10\text{--}15$ и до $30\text{--}40$ тыс. лет (Мелекесцев и др., 1970). Вулкан Шевелуч за время с середины межледникового периода дал свыше 500 км^3 ювенильного материала в пересчете на плотный андезит (Гущенко, 1965). Шлаковые конуса и лавовые потоки формируются в течение 1 года, редко больше, экструзивные купола — в течение $10\text{--}15$ лет.

Пеплы частично отлагаются в виде тефры сразу после извержения; часть их, попадая в водоемы, довольно длительное время транспортируется, обрабатывается и сортируется. Накопление вулканотерригенных толщ у подножий вулканов происходит гораздо быстрее осадочных пород. Это зависит, главным образом, от быстрого разрушения рыхлых вулканических построек, имеющих крутизну склонов до $25\text{--}35^\circ$, а также от быстрой обработки материала, чему способствует высокая пористость обломков и непрочность стекловатых пород.

У подножий вулканов в период их эруптивной деятельности накапливаются толщи вулканогенно-осадочных пород, мощность которых достигает сотен метров. Поскольку срок жизни вулканов измеряется тысячами лет, следовательно, и эти толщи накопились за тысячи лет. В пойме р. Сухая Хапица, питающейся снежниками, нами наблюдалось формирование пласта тефроидного гравия мощностью 1,4 м за один вечер.

Разрушение вулканических образований также происходит несоизмеримо быстрее, чем в осадочных породах. Вулканические постройки, как было отмечено, разрушаются вследствие большой крутизны их склонов, рыхлости отложений, а также и того, что на вершинах стратовулканов обломочный материал часто цементируется снегом или льдом, расплавляющимся во время извержений и под солнечными лучами. Нами ведутся наблюдения за разрушением обломочной части лавовых потоков побочных кратеров вулкана Ключевская Сопка. В течение 15–20 лет обломочный материал бортовых частей потока интенсивно разрушается. В лавовых потоках, спускающихся к морю на островных вулканах, обломочная часть у берега смывается полностью за 20–30 лет. Пирокластический поток Безымянного вулкана и материал направленного взрыва был прорезан на глубину 60–65 м (Горшков, Богоявленская, 1965) в течение нескольких летних месяцев. У подножья Ключевского вулкана происходит углубление русел сухих речек на 5–6 м в течение одного года (Былинкина, 1954). Большие скорости поступления и накопления, а также разрушения вулканического материала приводят к формированию своеобразных вулканических горных пород, резко отличающихся от нормально-осадочных.

СВОЕОБРАЗИЕ УСЛОВИЙ ТРАНСПОРТИРОВКИ МАТЕРИАЛА

В зависимости от условий транспортировки пирокластического материала происходят дифференциации его по размеру и удельному весу, обработка фрагментов пирокластики, образование слоистости, отдельности (например, столбчатой) и других текстурных особенностей. Воздушная транспортировка пирокластического материала при катастрофических извержениях типа палящих туч, когда пирокластика разносится на десятки километров, приводит к площадной дифференциации по крупности и удельному весу; слабая гранулометрическая дифференциация материала отмечается только в слоях удаленных областей. Извержения средней и слабой силы (обычно стромболианского и вулканского типов) приводят к дифференциации материала, главным образом, по крупности как в плане, так и в пределах слоев. При этом хорошо отсепарированный витрокластический и кристаллокластический материал не накапливается. Воздушная транспортировка пирокластики ограничивает до минимума обработку поверхностей обломков.

Транспортировка пирокластическими потоками обуславливает скалывание раскаленных глыб и обломков и превращает их в округлые фрагменты с шероховатой поверхностью, по форме напоминающие окатанные глыбы. Транспортировка раскаленными лавинами полупластичных глыб придает им округлую форму и внешний вид фигурных бомб. В пределах пирокластических потоков сортировка материала по крупности или слоистости отсутствует. Однако при весьма значительных перемещениях материала (10–15 км) наблюдается некоторое едва заметное разделение по крупности от подошвы до кровли потока. Вместе с тем, при накоплении серии отдельных потоков образуется грубая слоистость.

Транспортировка грязевыми потоками происходит в результате таяния снега во время извержений, сильных ливней или прорыва кратерных озер. В условиях Камчатки грязевые потоки обычно связаны с таянием снега. Они состоят преимущественно из ювенильного материала и содержат до 10% вулканического материала предыдущих извержений, захваченного во время дви-

жения потока. При движении грязевых потоков окатывание обломков почти не происходит. Сортировка материала при этом весьма ограничена и образуются неслоистые или с едва заметной слоистостью несортированные пласты мощностью преимущественно от 2 до 10 м. Подошва их обычно неровная, тогда как кровля относительно ровная.

Перемещение временными потоками по склонам вулкана осуществляется почти непрерывно. При этом происходит разделение обломочного материала по крупности и в плане: более мелкий материал уносится дальше от центра извержения, а более крупный задерживается у подножья вулкана. В зависимости от периодичности или силы временных потоков переносится материал различного размера, что приводит к появлению слоистых текстур. От пройденного обломками пути зависит их окатанность и разделение по крупности. Вблизи центра извержения материал слабо обработан, а при транспортировке на несколько километров образуются тефроидные отложения. По периферии современных стратовулканов главная масса накопления тефроидного материала происходит благодаря действию временных потоков. Во время извержений к тефроидному материалу примешивается пирокластический и формируются пирокласто-тефроидные отложения. При этом возникает хорошо выдержанная слоистость, напоминающая озерную. Транспортировка пирокластики водным путем — реками, прибрежными течениями и прибоем — также наблюдается на Камчатке, при этом поверхности обломков интенсивнее окатываются и полируются. В результате речного переноса формируются тефроидные, пирокласто-осадочные и осадочно-пирокластические отложения.

По периферии островных вулканов происходит интенсивная переработка пирокластического материала прибоем и течениями, вследствие чего накопление туфов здесь ограничено. Наиболее характерны различные тефроидные образования. К ним примешивается пирокластический или осадочный материал, в результате чего образуются сложные пирокласто-тефроидные и терригенно-тефроидные горные породы. Кроме того, здесь развиты туффиты и пирокласто-осадочные породы. Для прибрежных отложений типичны слоистые текстуры.

В верхней части и на склонах стратовулканов часто формируются ледники, которые в процессе движения переносят пирокластику. При транспортировке вулканокластического материала ледниками образуются неслоистые толщи, для которых характерны разная степень окатанности материала, неравномерная примесь вулканокластического материала и неравномерная крупность обломков.

Транспортировка флювиогляциальными потоками резко отличается от ледниковой. В первом случае происходит сортировка материала, хотя и менее совершенная, чем в речных или прибрежно-морских условиях. Слоистость отличается волнистостью, степень обработки обломочного материала зависит от длины пройденного пути.

УСКОРЕННАЯ ОБРАБОТКА И СОРТИРОВКА ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Наблюдения по берегам современных водоемов показали, что разрушение горных пород и обработка обломочного материала происходят довольно длительно. Эти наблюдения были механически перенесены на формирование вулканогенно-осадочных толщ, и были сделаны выводы, что горные породы, состоящие из окатанного и отсортированного материала, не синхронны периодам извержения. Нашими исследованиями в областях современного вулканизма установлено, что наряду с вулканотерригенными отложениями, несинхронными извержениям и формирующимися за счет разрушения вулканитов (лав, туфов), идет накопление, в результате обработки и сортировки тефры, синхронных извержениям тефроидных толщ (Малеев, 1965, 1971).

Скорость накопления тефроидных толщ изучалась нами в различных условиях современных вулканических областей. Так, например, 19 июля 1972 г. прои-

зошел прорыв группы побочных кратеров у подножья вулкана Алайд (Курильские острова). В течение месяца шел интенсивный выброс пеплово-лапиллевого материала. На протяжении 2 км от прорыва образовалась толща пепла с примесью гравия, мощностью от 3 до 0,5 м. Вдоль берега моря тефра подверглась обработке морским прибоем. Два месяца спустя после начала извержения и месяц спустя после интенсивного пеплопада, в двадцатых числах августа 1972 г. на пляже образовались прослой тефроидного песка и гравия. Наиболее хорошо окатанными оказались тонкопористые лапилли базальта. Псаммитовый материал еще сохраняет некоторую угловатость, но он полностью утратил свои первичные "пирокластические" очертания.

В другом пункте возле этого же вулкана Алайд в 1934 г., в 400 м от берега в море также произошло образование побочного кратера, в результате чего возникли пеплово-лапиллевый конус высотой 130 м и лавовый поток. В настоящее время рыхлая вулканическая постройка на две трети ее объема разрушена ветром и абразией моря. Разрушающийся рыхлый материал (тефра) интенсивно окатывается и сортируется морским прибоем, в результате чего за 37 лет сформировалась слоистая толща тефроидного гравия и песка, мощностью от 7 до 20 м, занимающая площадь треугольника с основанием в 2 км и высотой 0,4-0,5 км. В крутых обрывах разрушающегося конуса можно наблюдать, что тефра, вымытая во время зимних штормов, к августу месяцу превращается в хорошо окатанный гравий; следовательно, для обработки тефры требуется менее одного года.

Вокруг современных стратовулканов, таких как Ключевский и Авача, сформировались в виде шлейфа шириной 10-15 км, окружающего подножья вулканов, толщи тефроидных песков и гравия мощностью порядка 100 м. Возраст молодых вулканических построек определяется в 5-10 тыс. лет. Таким образом, наблюдения за скоростями накопления современных тефроидных образований показывают, что толщи тефроидов формируются не в геологические, а в исторические отрезки времени.

ТИПЫ ПРИМЕСЕЙ ПОСТОРОННЕГО МАТЕРИАЛА

Примесь к ювенильному материалу может быть эруптивного происхождения и осадочного. Эруптивная примесь может быть трех типов: 1) ювенильный материал соседнего вулкана, дающего продукты другого состава; 2) породы фундамента вулкана, представленные осадочными и метаморфическими образованиями; 3) вулканы более ранних извержений. Характер чуждого материала позволяет определить глубину расположения магматической камеры. Эруптивная примесь присоединяется к пирокластическому материалу в период прорыва фундамента и во время катастрофических извержений. В первом случае примесь располагается в основании вулкана, а во втором - в горизонтах туфов, образовавшихся во время катастрофических извержений. Таким образом, примесь определяет тип извержения. Примесь ювенильного материала другого состава можно наблюдать вблизи вулканов Ключевская Сопка и Безымянный: побочные кратеры Ключевского вулкана дают продукты базальтового состава, а Безымянного - кислого андезита. Продукты этих двух вулканов смешиваются в пирокластических потоках и лахарах в различных пропорциях при разбросе материала направленными взрывами Безымянного и вулканостромболианскими извержениями побочных и вершинного кратеров Ключевской Сопки.

Примесь осадочного материала может быть терригенной, хемогенной и органогенной. Терригенная примесь образуется за счет разрушения осадочных толщ, примеси тефроидов или вулканотерригенных пород. Органогенная примесь может быть представлена диатомовой флорой, известковыми раковинами, углестым материалом и пр. Кроме того, хемогенная и органогенная примеси могут различаться по химическому составу, например, примесь кремнистая, кар-

бонатная, галоидная, железистая, марганцевая и т.д. В зависимости от количества примесей образуются туфы (5% примеси), туффиты (до 50%) и пирокласто-осадочные породы (более 50% примесей). Изучение органогенных и хемогенных примесей дает большой материал для фациального анализа, геохимии седиментационного процесса и позволяет определять источники поступления осадочного материала.

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Фациальная обстановка проявления орогенного вулканизма весьма сложная, так как в наземных условиях образование вулканитов происходит на разных гипсометрических уровнях и буквально рядом могут сосуществовать ледовые, гумидные и аридные условия. Один и тот же пирокластический материал, попадающий в разные области литогенеза или фациальные условия, превращается в различные вулканокластические горные породы.

Высота стратовулканов достигает 3-5 км; при этом вулканические продукты поступают в ледовую обстановку. Для орогенного вулканизма характерно образование вулканических кальдер и кольцевых вулкано-тектонических структур, часто заполняющихся как пресной, так и морской водой. Широкое развитие кратерных озер дает целую серию сложных вулканокластических, осадочно-пирокластических и хемогенных отложений, так как с фумарольной деятельностью в этих озерах связано поступление больших количеств серы, кремнезема, окислов железа, алюминия и других компонентов. В орогенную стадию формируются исключительно большие количества тефроидов. Они развиты как по периферии наземных стратовулканов, так и в прибрежных зонах развития островных вулканов.

УСКОРЕННАЯ ЛИТИФИКАЦИЯ, ДИАГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В областях современного вулканизма идут ускоренная литификация и интенсивный диагенез вулканогенных пород. Ускоренная литификация объясняется двумя факторами: неустойчивостью витрокластического материала пирокластике и повышенной кислотностью среди вулканических областей. Так, например, даже снег в областях вулканов имеет $pH=3-4$. Значительной агрессивностью обладают грунтовые воды. Вследствие этого в вулканических областях тонкий пепловый материал подвергается быстрому разложению. В районе кратера Былинкиной и Билокая в 1960 г. мной наблюдались превращенные в глину пеплы вулкана Безымянного, выброшенные в 1956 г. Из разложенного тонкого пеплового материала в зависимости от гидрогеологических условий возникает кремнисто-глинистый цемент, или эта масса дифференцируется и кремнезем выносятся в другие горизонты, образуя окременные породы.

Диагенез в современных вулканических областях разделяется на два типа: "региональный" и диагенез в областях современных гидротермальных систем. Повышенная кислотность среды в вулканических областях вызывает ускоренное разложение стекла витрокластических туфов с образованием главным образом бентонитовых глин и окременных пород, вплоть до горизонтов чистых опалитов. Метаморфизм гидротермальных систем хорошо описан вулканологами; он дает целую серию метаморфических пород: вторичные кварциты, монтмориллонитовые и бейделлитовые глины, каолиниты и другие. Причем, кроме полей интенсивного метаморфизма, возникают колоссальные ореолы со слабыми преобразованиями, где изменению подвергаются только менее устойчивые компоненты вулканокластических пород, т.е. происходит ускоренный диагенез. Кроме того, метаморфизируются горные породы в областях действия фумарол. Так, например, на низкотемпературных фумаролах вулкана Шевелуч у купола Каран туфы полностью превратились в бентонитовые глины.

Следует отметить ускоренную литификацию, благодаря спеканию раскаленных обломков пирокластики, с образованием агглютинатов – во время стромболианских извержений и игнимбритов – во время катмайских. Кроме того, у кратеров вулканов под действием раскаленных газов происходит спекание обломочного материала. Например, во время извержения 1945 г. спекались шлаки вулкана Авача.

Кратко охарактеризованные особенности современного литогенеза обуславливают формирование различных генетических типов и фаций вулканитов. Генетические типы и фации вулканитов, несущие на себе следы условий образования, закономерно распределяются в пределах вулканических построек.

ЛИТЕРАТУРА

- Былинкина А.А. К изучению сухих рек Ключевского вулкана. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8, 1954.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 гг. – М., "Наука", 1965.
- Гушенко И.И. Пеплы Северной Камчатки. – М., "Наука", 1965.
- Малеев Е.Ф. Условия накопления вулканотерригенного материала. – В кн. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые". М., "Наука", 1965.
- Малеев Е.Ф. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород. – Литология и полезные ископаемые, 1971, №5.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. – М., "Наука", 1970.

*Н. И. Схиртладзе, Г. Ш. Надарейшвили,
Г. А. Микадзе, М. Г. Татишвили*

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ КАЙНОЗОЯ ГРУЗИИ

В истории геологического развития Грузии кайнозойская эра характеризуется интенсивным проявлением геосинклинального и орогенного эффузивного вулканизма, приведшего к накоплению мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, образование которых происходило в морских и континентальных условиях.

Проявление геосинклинального вулканизма связано с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали, зародившейся в альбе на Закавказской плите (Гамкрелидзе, 1949). Продуктом его являются вулканогенно-осадочные формации суммарной мощностью до 7 км, связанные с определенными этапами тектонического развития геосинклинальной области.

Аджаро-Триалетия в палеоцен-раннеэоценовое время представляла собой бассейн с терригенно-карбонатной флишевой седиментацией. На юго-восточной периферии геосинклинали в флишевых отложениях залегают мощные (до 400 м) пласты вулканических брекчий и лавовых покровов роговообманковых дацитов, послуживших первыми предвестниками палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетии (Дзоценидзе, 1948; Микадзе, 1969).

Флишевые отложения к западу, в сторону Черного моря, по-видимому, фациально замешаются, как считают П.Д. Гамкрелидзе и другие авторы, вулканогенно-осадочными образованиями роговообманковых базальтов и андезитов. Пирокластический материал аналогичного состава отмечается и в Центральной части Аджаро-Триалетии среди верхних горизонтов флишевой формации в виде известковистых и мергелистых туффитов и туфов, которые резко нарушают ритмичность флишевого комплекса (Дзоценидзе, 1948).

Началу среднего эоцена сопутствует интенсивное погружение, а также расширение геосинклинального бассейна за счет смежных глыб. Одновременно резко усиливается и расширяется ареал вулканической деятельности. В результате среднеэоценового вулканизма накопилась мощная (до 5,5 км) вулканогенно-осадочная формация, которая образовалась в основном в морских, а частично в субаэральных условиях. Она сложена главным образом вулканическими породами базальтоидного состава. По новейшим данным, наиболее основные члены базальтоидов — оливинные разновидности базальтов, трахибазальтов и лейцитовых базанитов, — а также их ультраосновные дифференциаты — анкарамиты, лимбургиты и авгиты — развиты в западной части Аджаро-Триалетии (Надарейшвили, 1971). Средние и кислые дериваты этих пород представлены андезитами, трахиандезитами, трахитами, деленитами и дацитами (Лорткванидзе, 1971; Татишвили, 1969). Они тяготеют преимущественно к верхним частям формации. В восточной же части Аджаро-Триалетии среднеэоценовые вулканические образования представлены следующей непрерывной серией пород: базальт — андезито-базальт — андезит — дацит (Микадзе, 1969).

В петрохимическом отношении вулканические породы среднего эоцена являются известково-щелочными и субщелочными. В большинстве случаев Na_2O преобладает в них над K_2O . Завышение же содержания щелочей, что наблюда-

ется в щелочных породах западной части Аджаро-Триалетии, происходит за счет K_2O . В отличие от остальных частей геосинклинали, на ее северо-западной периферии развита щелочная калиевая серия, характерная для платформенных областей (Надарейшвили, 1968). Она представлена ассоциацией пород: оливиновый калийсодержащий базальт — лейцитовый базанит — трахиандезит — биотитовый трахит. Эти же породы встречаются и южнее, на северном склоне Месхетского хребта (Надарейшвили, 1971) и в Аджарии, где они неоднократно чередуются с известково-щелочными и субщелочными породами (Лорткипанидзе, 1971).

В строении среднеэоценовой формации ведущая роль принадлежит вулканогенным обломочным породам. Эффузивы, туффиты, а также собственно осадочные отложения пользуются незначительным распространением. Формация характеризуется резкой фациальной изменчивостью как в вертикальном разрезе, так и по простиранию и делится на три части. Фациальный состав каждой части четко отображает отдельные этапы развития среднеэоценового вулканотектонического цикла.

Нижняя часть вулканогенно-осадочной формации постепенно сменяет палеоэоцен-раннеэоценовый флиш. Эта часть сложена в основном слоистыми туфами, среди которых редко встречаются вулканические брекчии и лавовые покровы. С пирокластическими породами на границе с флишевой формацией переслаиваются известковистые и мергелистые туффиты, мергели, аргиллиты и известняки. Вверх по разрезу количество последних постепенно убывает, вплоть до полного исчезновения, уступая место пирокластическим образованиям. Таким образом, усиление вулканической активности в начале среднего эоцена, связанное с интенсивным прогибанием геосинклинали, резко изменило ход седиментационного процесса от терригенно-карбонатного, флишевого, в сторону вулканогенно-осадочного.

Средняя часть среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации образовалась в условиях сильной дифференциации тектонических движений, имевших место во второй половине среднего эоцена. Этим движениям сопутствовало резкое усиление вулканической деятельности с поступлением в бассейн седиментации большого количества эндогенного материала, что способствовало подавлению хемогенного карбонатного осадконакопления. Так, в западной части Аджаро-Триалетии, где среднеэоценовый вулканизм достиг максимума своего развития, вулканогенно-осадочная формация представлена исключительно вулканокластикой и эффузивами. Несколько иная картина отмечается восточнее, в Триалетском хребте, где вулканическая активность в среднем эоцене была значительно слабее. Здесь наряду с грубой пирокластикой широко развиты мелкообломочные туфы, известковистые и мергелистые туффиты, а также мергели и известняки.

Верхняя часть формации образовалась в условиях общей регрессии Аджаро-Триалетской геосинклинали. Она развита преимущественно в синклиналичных прогибах, возникших во время древнепиренейской фазы складчатости, имевшей место в конце среднего эоцена (Гамкрелидзе, 1949). В эти прогибы в условиях ослабленной вулканической деятельности в большом количестве поступал вулканотерригенный материал, источниками которого служили кордильеры, сложенные породами нижних частей вулканогенно-осадочной формации, а также вулканические постройки, воздымавшиеся над уровнем моря в виде вулканических островов. С ослаблением вулканической деятельности в седиментационном бассейне вновь началась садка хемогенного карбонатного материала, в результате чего появились смешанные породы — известковистые и мергелистые туффиты, — а также мергели и известняки, роль которых вверх по разрезу резко возрастает, тогда как пирокластические и эффузивные образования исчезают.

На северо-западной периферии Аджаро-Триалетии, в Гурийской депрессии, к регрессивной части среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации приурочены выходы бентонитовых (монтмориллонитовых) глин, образовавшихся в результате гальмиролиза пемзовых туфов трахитового состава в период за-

тишьа вулканической деятельности (Твалчрелидзе и др., 1959). Линзы и прослойки бентонитовых глин обнаружены также в палеогеновых известковистых и глинистых отложениях южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы (Салуквадзе, 1970). В них хорошо сохранилась пепловая структура, на основании чего можно судить о их образовании за счет вулканического пепла, поступавшего из Аджаро-Триалетской геосинклинальной области. Таким образом, гальмиролитическое разложение вулканического пепла происходило на тех участках морских бассейнов, куда не поступал грубый пирокластический материал и осадконакопление шло в замедленном темпе.

Следовательно, в большей части Аджаро-Триалетии вулканическая деятельность перед поздним эоценом почти прекратилась, но не исчезла полностью. Вулканические извержения спорадического характера имели место и в начале позднего эоцена; на это указывает наличие туфовых слоев в мергелисто-глинисто-песчаных отложениях того времени. Исключение составляет лишь юго-западная часть Аджаро-Триалетии - Ахалцихская депрессия и ее западное продолжение в Аджарии, - где вулканическая активность вновь возобновилась после кратковременного затишья, но все же была слабее среднеэоценовой. Позднеэоценовая вулканогенно-осадочная формация (мощность 600 м и более) образовалась в мелководном бассейне на раннеорогенной стадии развития Аджаро-Триалетской геосинклинали. Вулканогенные породы формации, среди которых доминируют грубообломочные вулканические брекчии и мелкообломочные туфы, по составу соответствуют серии: базальт - андезит-базальт - андезит. В петрохимическом отношении они приближаются к щелочным сериям, так как несколько завышено содержание щелочей, причем Na_2O преобладает над K_2O (Шубладзе, 1971). С этими породами чередуются глыбовые туффиты, вулканотерригенные и хемогенные карбонатные породы. Последние занимают господствующее положение в верхних горизонтах формации.

Вулканогенно-осадочная формация по простиранию в восточном направлении фациально замещается карбонатно-глинисто-песчаными отложениями. Характерной чертой позднеэоценового вулканизма является периодичность вулканических извержений, в промежутках между которыми происходило осаждение вулканотерригенного и хемогенного карбонатного материала. Большую роль в строении вулканогенно-осадочной формации играет вулканотерригенный материал. Он является существенной составляющей и карбонатно-глинисто-песчаного комплекса позднего эоцена. Источником этого материала были породы среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации, а также позднеэоценовые вулканические постройки. Таким образом, во время накопления позднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации действовали два фактора - вулканический и осадочный.

Таким образом, учитывая тектонический режим бассейна осадконакопления и фациальный состав вулканогенно-осадочных формаций палеогена Грузии, среди последних можно выделить три разновидности формаций, образование которых связано с отдельными этапами развития Аджаро-Триалетской геосинклинали: а) флишодная вулканогенно-осадочная формация палеоэоцена - раннего эоцена; б) вулканогенно-обломочная карбонатная формация среднего эоцена с преобладанием вулканокластики; в) вулканогенно-терригенная, регрессивная формация позднего эоцена. Материал, слагающий палеогеновые вулканогенно-осадочные формации, в основном трех видов: вулканический - пирокластический и эффузивы, карбонатный - осадочный в седиментационном бассейне хемогенный материал и вулканотерригенный - образовавшийся за счет размыва кордильер и вулканических построек. Хемогенный карбонатный материал в том или ином количестве отмечается во всех формациях; его появление связано с затишьем вулканической активности. Вулканотерригенный материал появляется в основном в регрессивной части среднеэоценовой формации в зонах синклинальных прогибов, а также в позднеэоценовой вулканогенно-терригенной формации, являющейся синорогенным образованием.

К концу палеогена геосинклинали южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии замкнулись, и территория Грузии вступила в стадию орогенного развития. Оживление вулканической деятельности связано с общим подъемом Кавказа, особо активизировавшимся в конце миоцена. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм проявился во всех геотектонических единицах Грузии и протекал в континентальных условиях (Схиртладзе, 1958).

В Южной Грузии, в пределах Артвино-Болнисской глыбы, развита позднемiocеново-раннеплиоценовая вулканогенная формация (мощностью почти 1 км), известная под названием "годердзской" свиты. Она представлена чередованием эффузивов и вулканогенно-осадочных образований; формирование последних происходило в мелководных водоемах типа запрудных озер. Вулканический материал, представленный эффузивами, вулканическими и мелко- и среднеобломочными туфами, по составу соответствуют ряду: андезит - дацит - липарит с промежуточными разновидностями. Сравнительно редко в нижних горизонтах формации встречаются эффузивы оливиновых базальтов и долеритов. По химизму вулканические образования относятся к известково-щелочной серии со значительным преобладанием Na_2O над K_2O . Центры кислых лав (и их пирокластолитов) и основных эффузивов находились в разных областях. В случае кислого вулканизма наличие большого количества эксплозивного материала указывает на центральный тип извержений; а в случае основного, судя по отсутствию эксплозивных продуктов, извержения были трещинного характера. Продукты извержений центрального типа представлены дифференцированной серией пород, характерных для орогенных областей. Основные эффузивы трещинных излияний аналогичны долеритам трапových формаций платформенных областей.

Вулканогенно-осадочные образования "годердзской" свиты, наряду с вулканическими брекчиями и пепловыми туфами, представлены туфоконгломератами и конгломератами с запутанным напластованием, песками и пеплово-диатомитовыми отложениями. Редко встречаются также глины, опализированные слои и отложения грязевых потоков (лахаров). Надо отметить, что петрографический состав конгломератов и туфоконгломератов соответствует эффузивам свиты - факт, указывающий на кратковременные размывы и перетолжение размывого материала в мелких водоемах, в руслах рек и в оврагах в периоды затишья вулканической деятельности. Пепловый материал, осажженный в озерах, местами подвергался бентонитизации; там же встречаются опализированные слои и пласты диатомита. Многочисленные выходы пепловых прослоев обнаружены севернее "годердзской" свиты среди морских отложений позднего миоцена Грузии. Полное сходство состава пеплов с пеплами "годердзской" свиты, а также ряд других факторов говорят о том, что пепловой материал поступал в позднемiocеновое море с области формирования "годердзской" свиты.

Позднемiocеново-раннеплиоценовые вулканические образования локально развиты и в пределах Грузинской глыбы. Они в основном представлены эффузивами базальт-андезитобазальтового состава и характеризуются повышенной щелочностью. Вулканокластолиты встречаются редко. В области Аджаро-Триалетии эти образования имеют ограниченное распространения, встречаются лишь в районе курорта Боржоми и представлены андезитовыми лавами и пирокластолитами. В пределах южного склона Большого Кавказа синхронные вулканические образования уничтожены эрозией или захоронены под молодыми лавами.

Следующий этап эффузивного вулканизма устанавливается в верхнем плиоцене и в плейстоцене. Вулканические образования этого возраста развиты в пределах Артвино-Болнисской глыбы и в складчатых зонах южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии. В полосе южногрузинской вулканической области мощный комплекс основных лав образовался в течение длительного времени и со значительными перерывами, при этом во время затухания вулканизма на поверхностях лавовых потоков в мелководных озерах накапливались вулканические пески и пеплы, наряду с нормальным терригенным ма-

териалом. Последний образовался за счет размыва древних метаморфических вулканогенных и осадочных комплексов. В Аджаро-Триалетии, в районе курорта Боржоми, встречаются пеплы, пески и вулканические бомбы андезитового состава. В складчатой зоне южного склона Большого Кавказа позднеплиоценово-плейстоценовые вулканические образования пространственно приурочены к центральным, причем сильно приподнятым участкам Главного Кавказского хребта. Вулканический материал представлен в основном эффузивами, свежими пепловыми туфами и глыбовыми вулканическими брекчиями андезит-дацитового состава. По химизму они соответствуют средним и кислым членам известково-щелочной серии.

Таким образом, в пределах Грузии среди постпалеогеновых эффузивных образований можно выделить два типа вулканических пород: орогенные и платформенные. Орогенные типы формируются на участках сильно погруженных складок с глубокими корнями. На платформенных же участках почти всюду развиты слабодифференцированные недосыщенные оливиновые базальты, приближающиеся к базальтам, распространенным в окраинных областях орогенных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1949.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.
- Лорткпианидзе М.Б. Палеогеновый вулканизм Аджарии. - Автореф. канд. дисс. Тбилиси, 1971.
- Микадзе Г.А. Палеогеновый вулканизм Юго-Восточной Грузии. - Тбилиси, "Мецниереба", 1969.
- Надарейшвили Г.Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья. - Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1968.
- Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Гурии. Геол. ин-т АН ГССР, научн. сессия, посвящ. 50-летию установления советской власти в Грузии и образования компартии Грузии (тезисы докладов), Тбилиси, 1971.
- Салуквадзе Н.Ш. К стратиграфии среднеэоценовых отложений восточной части Абхазии. - Сообщения АН ГССР, т. 58, 1970, №1.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1958.
- Татишвили М.Г. Петрография и геохимия продуктов среднеэоценового вулканизма южного склона Ахалсико-Имеретинского хребта. - Изв. Геол. об-ва Грузии, т. VI, вып. 1, 2, 1969.
- Твалчрелидзе А.А., Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. - Труды Тбилис. ун-та, т. 72, 1959.
- Шубладзе Р.Л. Позднеэоценовый вулканизм Ахалсикской депрессии (Юго-Западная Грузия). - Автореферат канд. дисс. Тбилиси, 1971.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЯ ГРУЗИИ

В истории геологического развития Грузии мезозойская эра характеризовалась интенсивным проявлением вулканической деятельности, что привело к образованию целой гаммы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, широко развитых на ее территории. Вулканическая активность в разной степени проявилась в лейасское, байосское, позднеюрское, ранне- и среднемеловое время, причем в различных геотектонических зонах (Дзоценидзе, 1966).

Согласно принятому в настоящее время тектоническому районированию (Гамкрелидзе, 1964), в Грузии выделяются следующие основные геотектонические единицы: I - антиклинории Главного хребта Большого Кавказа; II - складчатая система южного склона Большого Кавказа; III - Грузинская глыба; IV - Аджаро-Триалетская складчатая система; V - Артвино-Болнисская (Сомхитская) глыба.

Лейас. В пределах геосинклинали южного склона Большого Кавказа в Абхазии выделяются две вулканогенно-осадочные толщи: нижне-, отчасти средне-лейассовая и верхнелейассовая. Первая из них имеет кислый (кварц-кератофировый) состав, однако в ней участвуют образования и основного (спилитового) состава. Кварцевые кератофиры по своей петрохимической природе близко стоят к риолитам и риодацитам. Спилитовые породы имеют андезитовый и базальтовый состав. Эффузивные образования позднелейассового возраста представлены в основном вулканокластолитами, преобладают спилитовые туфы. Отдельные пачки и прослои сложены туфами кварцевых кератофиров. Широко развиты также туфы смешанного состава, где ведущим является спилитовый материал (Беридзе, 1968).

Раннелейассовый вулканизм кислого состава в геосинклинали южного склона Кавказа проявился и восточнее, в пределах Сванетии, Рачи и Горной Кахетии (Канчавели, 1969). В Сванетии в верховьях р. Ингури и ее притоков встречаются кварцевые и бескварцевые альбитофиры, их туфы и туфобрекчии, чередующиеся с гравелитами, аркозо-граувакковыми песчаниками и окварцованными филлитизированными сланцами. В Раче в верховьях р. Риони кислые вулканы представлены туфами альбитофирового состава и приурочены к базальной формации нижнелейассовых отложений, сложенной конгломератами, гравелитами и кварцитоподобными песчаниками. В Горной Кахетии проявления кислого вулканизма отмечены на хребте Спероза в ущельях рек Стори и Дидхеви, где они приурочены к низам глинистых сланцев в Спероза. Вулканы представлены кератофирами и аналогичными им по составу туфами.

На юго-западной периферии Грузинской глыбы развита вулканогенно-осадочная толща ("нижние туффиты"). Она трансгрессивно налегает на палеозойский кристаллический комплекс и перекрывается отложениями синемюрского возраста (Канчавели, 1964). Толща достигает мощности 1000 м; для нее характерно чередование алевролитовых и псаммитовых туфов кварцево-порфирового состава и собственно осадочных пород - конгломератов, песчаников, огнеупорных глин.

Лейасовый кислый вулканизм на территории Грузии в геосинклинали южного склона Большого Кавказа, а также на Грузинской глыбе является доорогенным, проявившимся при погружении периферических частей геосинклинали на границе с плитой или со срединным массивом, и выражен локально (Дзоценидзе, 1969).

Байос. Эффузивный вулканизм в юрском периферийном прогибе геосинклинали южного склона Большого Кавказа в течение байосского века проявился интенсивно. Извержения происходили из аппаратов центрального типа и сопровождались мощными взрывами, что и обуславливало накопление пирокластического материала значительной мощности.

Байосский геосинклинальный вулканизм дал серию пород андезит-базальтового состава известково-щелочного ряда, характеризующихся бедностью щелоча и преобладанием натрия над калием, т.е. продуктами, типичными для орогенных областей (Дзоценидзе, 1969). Не обошлось и без исключений. Так, в Западной Абхазии верхний горизонт мощностью 300 м порфиритовой свиты, сложенный биотитовыми порфиритами с обильной вулканокластикой и характеризующийся повышенным содержанием щелочей, а также преобладанием калия над натрием, является субщелочной ассоциацией (Джанелидзе, 1970). Второе исключение наблюдается в пределах Грузинской глыбы, на юго-восточной периферии Дзирульского кристаллического массива. Здесь встречаются довольно мощные (по 200–260 м) пачки лавовых брекчий ортофиров, чередующиеся с покровами того же состава. Почти полное отсутствие вулканокластического материала указывает на то, что извержения не имели эксплозивного характера. Эти породы характеризуются повышенным содержанием Si, Na, K, преобладанием K над Na. По своей химической природе ортофиры отвечают известково-щелочным сиенитам.

Среднеюрская вулканогенная свита состоит из чередования лавовых покровов, туфов и туфобрекчий с туфогенными или же с собственно осадочными породами. В строении свиты кластические породы играют значительную роль и во многих местах составляют 90% ее разреза. Они сложены ювенильным, т.е. выброшенным вулканами, и терригенным, образованным за счет размыва суши, материалом. По характеру материала различаются: 1) вулканокластолиты – туфы и туфобрекчий, 2) терригенные кластолиты, 3) туффиты (Дзоценидзе, 1948).

В вулканокластолитах по размеру обломков выделяются псефитовые, псаммитовые и пелитовые образования, по структурным признакам – туфовые брекчий, литокластические, кристаллокластические, витрокластические туфы и переходные между ними разновидности. Мощность слоев от нескольких сантиметров до 7–8 м; мощность пачек до 50 м. Терригенные кластолиты представлены аркозовыми и граувакковыми песчаниками. Эти последние в отличие от аркозовых песчаников почти не содержат продуктов размыва кристаллических пород и состоят из продуктов размыва вулканогенной свиты. Туффиты (туфогенные кластолиты) образовались в результате смешения первичного пирокластического и осадочного материала. По размеру обломков они в основном отвечают песчаникам.

В строении среднеюрской вулканогенной свиты значительную роль играют и собственно осадочные породы. При этом продукты размыва кристаллического субстрата распространены главным образом в толщах, граничащих с Грузинской глыбой, т.е. на южной периферии геосинклинальной зоны. Севернее их количество, так же как и размер обломков, убывает, и преобладают уже вулканогенные образования. Таким образом, они прилегают к участкам сноса и развиты там, где есть источник терригенного материала.

Верхняя юра. Во всей Западной Грузии широко распространена пестроцветная свита позднеюрского возраста, которая в Кутаисском районе сложена смешанным вулканогенно-осадочным комплексом пород. Осадочные породы пестроцветной свиты представлены глинами, аркозовыми и граувакковыми песчаниками, вулканотерригенными породами, конгломератами, брекчиями, карбо-

натными прослоями и конкрециями, анальцимолитами. Среди этих отложений встречаются базальтовые покровы и связанные с ними туфы и туфобрекчии (мощностью 40–220 м).

Вулканокластиты представлены туфобрекчиями, лито-, кристалло- и витро-кластическими туфами. Преимущественным развитием пользуются литокластические туфы; это красные, реже зеленые, плохо отсортированные породы псаммитовой и псефитовой размерности. Состоят они из обломков базальтов, порфиритов, кристаллов свежего плагиоклаза, зерен измененного оливина, иногда встречаются терригенный материал, обломки эффузивного кварца, калиевого полевого шпата, кремнистых пород; цементом служит лимонитизированная пелитоморфная масса.

В вулканотерригенных породах существенную роль играет переотложенный материал вулканического происхождения, без заметных следов переноса и обработки, вследствие чего эти породы имеют туфовый облик. Они представляют собой среднезернистые породы с псаммитовой структурой, состоящие из остроугольных обломков базальтов, порфиритов и туфов, кристаллов основного плагиоклаза, пластинок биотита, рудного минерала и кварца. Цемент – глинисто-хлоритовое вещество типа заполнения пор.

Туффиты образуют переходный ряд от ортотуффитов к паратуффитам и состоят из обломков очень свежего плагиоклаза, в меньшей мере из почти неизмененных, остроугольных обломков порфиритов и базальтов. В их сложении равнозначное участие принимают окатанные (сильно лимонитизированные и хлоритизированные) обломки этих же пород. Цементом является хлоритизированное глинистое вещество.

С пестроцветной свитой связан аутигенный анальцим. Приурочен он к глинам, аркозовым и граувакковым песчаникам, карбонатным и вулканотерригенным породам. Чаще встречается в виде самостоятельных сфероидальных выделений (до 70–80% породы), образующих прослой анальцимолитов, цементом которых служит монтморилонитовая и гидрослюдистая глина. Встречается также в виде прожилок, зернистых агрегатов, цемента и т.д. Формирование анальцима, по-видимому, обусловлено воздействием растворов на глинистые частицы, с последующей коагуляцией коллоидов SiO_2 и Al_2O_3 и с образованием геля состава $n\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot m\text{SiO}_2$. Последний, адсорбируя из морской воды натрий и калий, давал анальцим (Дзоценидзе, 1948, и др.). Источником элементов для образования анальцима служил также вулканический материал, обильно поступававший в бассейн в позднеюрское время.

Осадконакопление пород пестроцветной свиты Кутаисского района происходило под влиянием двух факторов – а) осаднения в бассейне терригенного материала, а также химических осадков, и б) вулканической деятельности.

В Бзыбском районе среди келловей–оксфордских кварцево–граувакковых песчаников наблюдается прослой туфа кварцевого альбитофира и горизонт туфогенного песчаника. Туф кварцевого альбитофира – яснослоистая светло–серая порода, состоит из обломков эффузивного кварца и альбита, попадаются обломки кислых эффузивов и их туфов, пемзы, обуглившиеся растительные остатки и пирит. Стекловатая масса карбонатизирована, хлоритизирована и окварцована. Туфогенный песчаник состоит из продуктов размыва порфиритовой свиты и кислых эффузивов, а также из обломков эффузивного кварца и кислого плагиоклаза, цемент представлен туфогенной массой кислых эффузивов. В верхах оксфорда обнажается покров ортофира мощностью 5–6 м (Чечелашвили, 1961).

Верхнеюрские образования являются ассоциацией, характерной не для орогенных зон, а для океанических островов. Они представляют собой щелочную серию пород, притом переходную от известково–щелочной к щелочной, и принадлежат к калиевому типу (Дзоценидзе, 1966б).

В мелу вулканические явления были менее интенсивными, чем в юрское время, тем не менее вулканы мелового возраста достаточно широко развиты и известны во всех геотектонических зонах. В геосинклинали южного скло-

на Большого Кавказа в мелу отлагались в основном карбонатные породы: известняки, доломиты, мергели. Спорадически встречаются отдельные выходы вулканических пород. Продукты вулканизма состоят из эффузивов, пирокластолитов, туффитов.

Меловой вулканизм в геосинклинали южного склона Большого Кавказа проявился в альбе, сеномане и частично в раннем туроне. По своему характеру вулканизм является орогенным, а по петрохимической природе принадлежит к известково-щелочной ассоциации пород тихоокеанского типа. Пирокластолиты представлены преимущественно литокристаллокластическими, кристаллолитокластическими, кристаллокластическими туфами, состав их андезит-базальтовый и базальтовый. Обломки кристаллов представлены лабрадором, пироксеном, андезином, андезин-лабрадором, кварцем, калиевым шпатом, роговой обманкой и пиритом, а обломки пород — диабазами, базальтами, роговообманковыми андезитовыми порфиритами, реже известняками, алевролитами и песчаниками. Цементируют их оглинённое вулканическое стекло, хлоритизированное и карбонатизированное, и туфовый материал. Встречается сильно пропицитизированная туфобрекчия, в которой цементирующей массой служит хлоритизированное сильно изменённое вулканическое стекло. Обломки размером 0,5–1,5 мм угловаты и состоят из туфов разного состава, базальтов, реже известняков. Туффиты сложены плохо обработанными обломками хлоритизированного вулканического стекла, изменённых порфиритов, мелкозернистых песчаников и мергелей.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали вулканизм начался в конце алта или в начале альба и в различных участках проявился в разное время: в одних местах он прекратился в конце сеномана, а в других продолжался до масстрихта (Дзоцендзе, 1948). Породы вулканогенной толщи представлены двумя разновидностями, являющимися продуктами андезитовой магмы: а) авгит-андезитовыми (и лабрадоровыми) и б) роговообманково-андезиновыми (и лабрадоровыми) порфиритами. Извержения центрального типа обусловили обилие пирокластического материала и его резкое преобладание над лавами. Осадочный материал всегда присутствует в разных количествах и представлен известью, которая образует или цемент туфов и туфобрекчий, или же встречаются в виде слоев песчаных известняков со значительным содержанием туфового материала. В бассейне, где отлагались карбонатные породы, в среднем и позднем мелу в результате подводных вулканических извержений начал поступать пирокластический материал. Именно так образовалось большинство известковистых туффитов и туфоизвестняков, широко распространенных между средней частью Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системой. Характерно присутствие в известняках зерен глауконита. Породы имеют резко выраженный известково-щелочной состав и принадлежат к тихоокеанскому типу.

На Артвино-Болнисской глыбе, в бассейне р. Храми и ее притоков, широко распространена вулканогенная толща альб-сеноман-туронского возраста. Мощность толщи колеблется от 2,5–3 км до нескольких сотен метров. По петрографическому составу толща довольно однообразна и резко отличается от разновозрастных вулканогенных образований Аджаро-Триалетского хребта. Состоит она из кислых эффузивов, представленных альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. Редко встречаются кварцевые порфиры, содержащие значительное количество калиевого полевого шпата. Весьма редки основные породы (базальты), которые не характерны для этой толщи. Часто встречаются прослойки и пачки известняков, иногда мраморовидных, и мергелей. Преобладающую роль в толще играют пирокластолиты, представленные слоистыми псаммитовыми литокристаллическими и пелитовыми кристаллокластическими туфами, реже туфобрекчиями. В туфах отмечаются линзы мелкозернистых известняков. Редко встречаются смешанные туфы кислого и основного составов.

На Грузинской глыбе развита верхнемеловая вулканогенная свита, известная под названием свиты мтавари. Свита мтавари сложена щелочными породами натриевой серии, характерными для кратогенов и форландов. В ее состав

входят пикритовые базальты, анальцим-оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и фонолиты. Мощность свиты колеблется от 300 до 800 м. Примечательно, что базальтоиды представлены в основном лавовыми покровами, а трахитоиды — пирокластолитами; характерно чередование базальтовых покровов с известковистыми туффитами трахитоидного состава. Пирокластический материал большей частью сцементирован осадочным карбонатным. Кроме того, в туффитах встречаются прослойки и линзы известняков и слои туффитов, которые по простиранию часто переходят в известняки (Гугушвили, 1968). В известковистых туффитах различается пирокластический материал псефитовой, псаммитовой и алевропсаммитовой размерности. В районе предполагаемых вулканических центров отмечено преобладание псефитовых известковистых туффитов, которые постепенно переходят в псаммитовые и алевропсаммитовые туффиты. С удалением от центров уменьшается мощность базальтовых покровов. Таким образом, спокойные излияния базальтов чередовались с пароксизмами трахитоидной микрокластики. Трахитовая лава была особенно богата газами (сильно пористая текстура обломков), что и способствовало пароксизмам.

На разных участках распространения свиты была подсчитана и сопоставлена мощность вулканогенных образований и карбонатного материала, слагающего известковые прослои и линзы, а также цемент пирокластики. Несмотря на значительные колебания мощности свиты в целом, количество осадочного карбоната на различных участках остается достаточно стабильным и колеблется лишь в пределах 60–80 м. Следовательно, в позднем мелу в процессе вулканической деятельности имело место равномерное карбонатакопление, и изменение мощности свиты было обусловлено поступлением вулканического материала.

Туфы в свите мтавари на некоторых участках были подвержены гальмиролизу. Следствием гальмиролиза является бентонитизация. В некоторых случаях туфы полностью бентонитизированы и состоят из монтмориллонита с незначительной примесью иллита. Наиболее полно бентонитизированы базальтовые туфы. Мощность пластов бентонита варьирует от 2 до 7 м. Гальмиролиз наблюдается и в трахитовых туфах, однако бентонитизация в них проявилась значительно слабее и они лишь частично замещены монтмориллонитом, в основном же иллитизированы. Интенсивность бентонитизации туфов находилась в прямой зависимости от продолжительности взаимодействия туфов с морской водой, что, в свою очередь, зависело от режима вулканической деятельности. Лишь те туфы, которые достаточно долго находились в непосредственном соприкосновении с морской водой, бентонитизированы полностью, другие же остались на той стадии гальмиролитического изменения, на которой застало их очередное извержение, прекратившее связь с морской средой.

Наряду с бентонитом в свите мтавари известны выходы глин, настолько обогащенных гидроокислами железа, что они могут служить минеральной краской. Генезис этих глин связан с субаэральным выветриванием покровов пикритовых базальтов в условиях вулканических островов. Мощность оглинненных апикальных частей покровов колеблется от 2 до 5 м. Глины состоят из каолинита и монтмориллонита, под глиной интенсивно выветренный базальт сильно иллитизирован. Следовательно, в процессе выветривания, как и при гальмиролизе, алюмосиликаты исходной породы сначала замещались иллитом, а затем превращались в глинистые силикаты (монтмориллонит, каолинит). Так что и при субаэральном выветривании происходила перестройка решеток алюмосиликатов со стабильным образованием иллита и дальнейшим превращением в силикаты (Гугушвили, 1964, 1968).

Из приведенного в статье материала можно сделать следующие выводы.

1. На примере мезозойских вулканических образований Грузии достоверно подтверждается, что появление той или иной вулканической формации строго контролируется ее тектоническим положением.

2. Изменение химизма магмы начиная со средней юры до позднего мела происходило от резко выраженных известково-щелочных серий в сторону обогащения щелочами, в одних случаях с преобладанием натрия, в других — калия. Образование же лейасовых и меловых кислых эффузивов, приуроченных к древним массивам и глыбам, было связано с процессами контаминации между магмой и породами фундамента. Разумеется, эволюция химизма магмы находит свое отражение в вещественном составе вулканокластики.

3. Мезозойская вулканическая деятельность во многом определила характер и строение земной коры на территории Грузии. Мощные вулканогенные свиты играют значительную роль в разрезе мезозойских осадков. Кроме того, вулканическая деятельность имела определенное влияние на процессы терригенного, хемогенного и аутигенного осадкообразования. Наконец, вулканическая деятельность контролировала мощности стратиграфических горизонтов в процессе вулканогенно-осадочного литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Беридзе М.А. О нижнеюрском вулканизме верховьев рек Авадхара и Лашипсе. — Сообщения АН ГССР, т. 52, 1968, №2.
- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника Грузии. — В кн. "Геология СССР", т. X, ч. 1. М., "Недра", 1964.
- Гугушвили В.И. Явление гальмиролиза в вулканогенной свите мтавари. — Сообщения АН ГССР, т. 33, 1964, №1.
- Гугушвили В.И. Меловой вулканизм Грузинской глыбы. — Тбилиси, "Мецниереба", 1968.
- Джанелидзе Т.В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали южного склона Большого Кавказа (на груз. яз.). — Тбилиси, "Мецниереба", 1969.
- Джанелидзе Т.В. Биотитовые порфириты в среднеюрской вулканогенной толще Абхазии. — Сообщения АН ГССР, т. 59, 1970, №3.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. — Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. — Геотектоника 1966а, №3.
- Дзоценидзе Г.С. Тектоническое положение щелочных пород Кавказа. — В кн. "Генезис щелочных пород". М., "Наука", 1966б.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. — М., "Недра", 1969.
- Канчавели А.Л. Новые материалы "о нижних туффилах" полосы Шроша-Нарула. — Сообщения АН ГССР, т. 33, 1964, №3.
- Канчавели А.Л. Проявления палеозойского и лейасового кислого вулканизма Грузии. — Сообщения АН ГССР, т. 55, 1969, №3.
- Чечелашвили И.Д. Литология угленосной свиты и смежных с ней отложений района Бзыбского каменноугольного месторождения. — Труды Геол. ин-та АН ГССР, минер.-петр. серия, т. V, 1961.

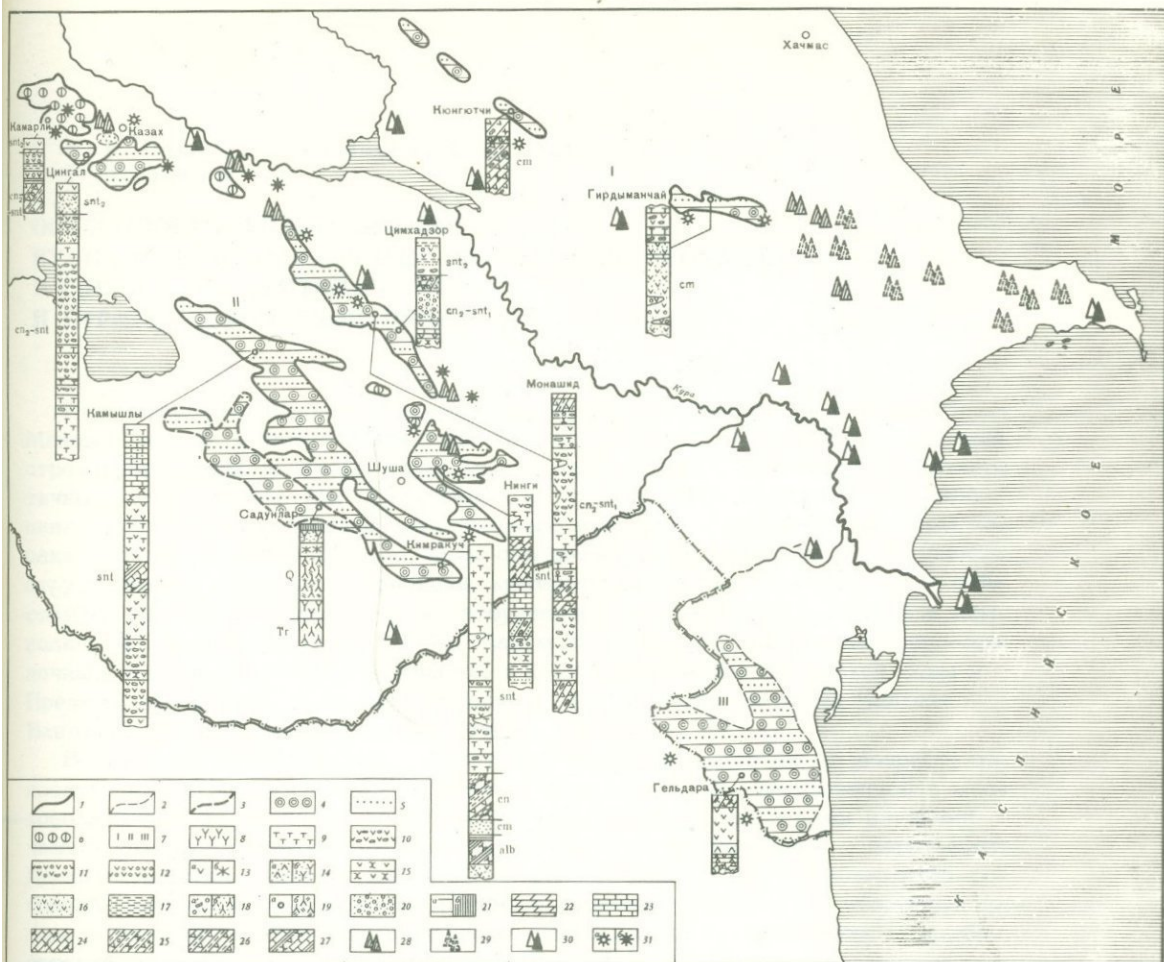


Рис.1. Схема выходов вулканогенно-осадочных пород на территории Азербайджана

1-3 - границы выходов отложений: 1 - меловых, 2 - эоценовых, 3 - четвертичных; 4-6 - состав вулканогенных пород: 4 - основной, 5 - средний, 6 - кислый; 7 - разрезы: I - Большой Кавказ: Вандамский антиклинарий (реки Кюнгютчай, Гирдыманчай); II - Малый Кавказ: Казахский синклиниорий (гора Цингал), Агджакендский синклиниорий (сел. Монашид, овраг Цимхадзор), Мартунинский синклиниорий (сел. Кимракуч); Севано-Акеринская зона: Тоурагачайский синклиниорий (р. Камышлы), Гочагский синклиниорий (сел. Садундар); III - хр. Талыш: Космольянский прогиб (сел. Гельдара); 8-27 - типы пород в разрезах: 8 - андезиты, 9 - порфириты (андезитовые, андезит-базальтовые, базальтовые), 10 - порфириты и туфолавы, 11 - туфолавы и агломеративные туфы, 12 - туфы гравийные, 13 - туфы от псаммитовых до пелитовых (а) и альбитизированные туфы (б), 14 - туффиты нерасчлененные (а), песчаные и алевролитовые (б), 15 - туфопесчаники, 16 - рыхлые туфопесчаники, 17 - аргиллиты и туфопелиты, 18 - конгломераты (а) и туфоконгломераты (б), 19 - гравелиты (а) и альбитизированные туфобрекчии (б), 20 - рыхлые пески с гравием, 21 - глины (а) и суглинки (б), 22 - мергели, 23 - афанитовые известняки, 24 - переслаивание потоков порфиритов и туфолав с афанитовыми известняками, 25 - чередование аргиллитов, туфопелитов, туфов гравийной размерности и туфопесчаников, 26 - чередование туфопелитов с туфопесчаниками, 27 - чередование глин, афанитовых известняков и туфопесчаников; 28-30 - телепирокласты: 28 - меловые, 29 - эоценовые, 30 - четвертичные; 31 - вулканические центры кислого (а), среднего и основного (б) составов

Н. В. Пашалы, В. П. Акаева, Х. А. Ализаде,
Т. М. Гадиева

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АЗЕРБАЙДЖАНА В СВЯЗИ С ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТЬЮ

Вулканогенно-осадочные породы в Азербайджане развиты на Большом и Малом Кавказе, а также в пределах хр. Талыша (рис. 1). Они имеют широкий стратиграфический диапазон и связаны с мезозойским, третичным и четвертичным вулканизмом. Мы остановимся на вулканогенно-осадочных образованиях мелового, эоценового и четвертичного возраста и разберем при этом характер и тип вулканизма, с которым они связаны, их фациальные особенности, структурные и текстурные признаки, минеральный состав эксплозивной и собственно осадочной части, а также вторичные процессы и приуроченные к ним полезные ископаемые (рис. 2). На Малом Кавказе описаны вулканогенно-осадочные породы, принимающие участие в строении Севано-Акеринской зоны и Предмалокавказского прогиба (Абдуллаев, 1963), а на Большом Кавказе - Вандамского антиклинория (Шихалибеги, 1956).

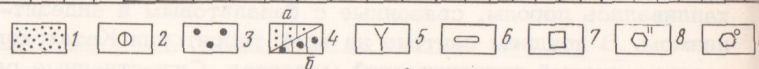
В Севано-Акеринской зоне вулканогенно-осадочные породы по возрасту относятся к сантону, связаны с основным вулканизмом и формировались в мелководных условиях (Абдуллаев, 1963). Представлены они лавами и туфами чаще всего агломератового сложения, которым подчинены орто- и паратUFFиты. По минеральному составу здесь выделены две ассоциации: эпидот-хлорит-роговообманковая и хлорит-эпидот-роговообманково-авгитовая. Из вторичных процессов следует отметить хлоритизацию, эпидотизацию и окремнение (Сарыбабинский прогиб).

В Предмалокавказском прогибе в отличие от Севано-Акеринской зоны, вулканогенно-осадочные породы связаны с основным, чаще с кислым вулканизмом и формировались они в различных фациальных условиях. Все типы пород (туфы, орто- и паратUFFиты) представлены от грубых до тонких гранулометрических классов, нередко характеризуются градиционной структурой, а в осадках прибрежной фации - косослоистым сложением. В них большое значение имеет разбавляющий хемогенный компонент. Характерна пестрота минеральных ассоциаций (Акаева, 1965, 1970), значительно возрастает количество акцессорных минералов и становятся разнообразнее по характеру и степени проявления вторичные процессы (цеолитизация, альбитизация, анальцитизация, монтмориллонитизация, кальцитизация и хлоритизация).

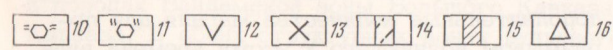
Вулканогенно-осадочные породы Малого Кавказа различны не только в отдельных крупных тектонических единицах, но и в пределах более мелких структур. Так, например, в Казахском прогибе в коньяк-раннесантонское время наряду с магматическими продуктами липарит-дацитового состава накапливались породы, связанные с базальтовым и андезит-базальтовым вулканизмом. В позднем сантоне на всей территории Казахского синклинория отлагался кислый вулканический материал. Существенные различия в составе вулканогенно-осадочных пород этой зоны, направленность их изменений обусловлены не только характером вулканизма, но и фациальной обстановкой, интенсивностью подачи материала и быстротой его захоронения.

Примером могут служить вулканогенно-осадочные породы восточной и западной частей Казахского прогиба, которые связаны с липарит-дацитовым вул-

Тектонические зоны	Возраст		Фаши		Окраска	Текстура
	Мел		Морские	Континентальные		
	Альб, ранний коньяк	Поздний коньяк, ранний кампан				
Малый Кавказ	Гочагский, Кельбаджарский прогибы					
	Нижнеараксинская мулда					
Талыш	Космолянский прогиб					
Малый Кавказ	Предмапокавказский прогиб, Мазаский синклиорий					
	Агдашский и Мартунинский синклиорий					
Малый Кавказ	Северо-Азербайджанская зона					
	Восток					
Большой Кавказ	Вандамский антиклинарий					
	запад					



Терригенные породы	Лемангиты	Рудоболезные порокластические минералы	Сингенетические минералы		Вторичные процессы				Породы		Мощность, м											
			Мальцит	Пирит	Целлитизация	Анальцитизация	Монтмориллонитизация	Хлоритизация	Эпидотизация	Кальцитизация		Верникитизация	Глуцинитизация	Серпентинизация	Окременение	Лапы	Туфы	Ортофурфиты	Парафурфиты	Полезные ископаемые		
W	?	0																				450
W	?	0																				400
W	?	0																				130
W	?	0																				1500
W	?	0																				1500
W	?	0																				600



9 - дистен, 10 - энстатит, 11 - гиперстен; 12-16 - полезные ископаемые: 12 - цеолиты, 13 - рудная минерализация, 14 - бентониты, 15 - агатовая минерализация, 16 - строительный материал
 Остальные условные обозначения указывают на распространение одного компонента или процесса

Рис.2. Литологические особенности вулканогенно-осадочных пород Азербайджана

1-4 - состав вулканогенных пород: 1 - средний, 2 - кислый, 3 - основной, 4 - субщелочной средний (а) и основной (б); 5-11 - минералы: 5 - роговая обманка, 6 - вулканические стекла, 7 - полевые шпаты, 8 - авгит,

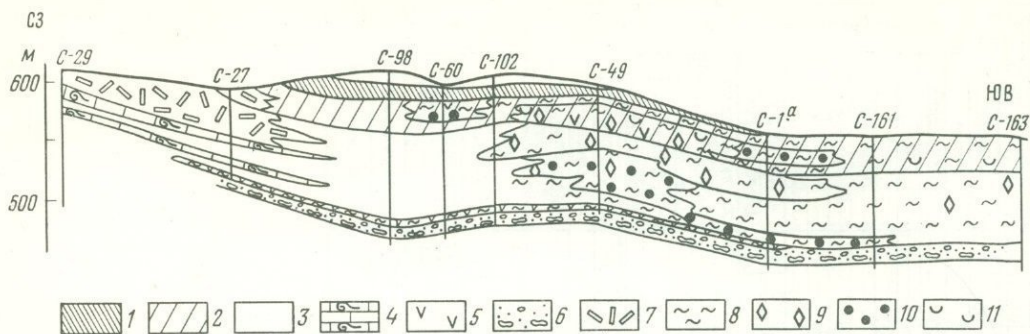


Рис. 3. Литофациальный профиль верхнесантонских бентонитовых и цеолит-бентонитовых толщ северо-западной части Казахского синклиория

1 - альбитофиры; 2 - бентониты желто-зеленые; 3 - бентониты голубовато-зеленые; 4 - известняки органогенные; 5 - витрокластические туфы; 6 - известковистые туфогравелиты и туфоконгломераты; 7-11 - участки: 7 - цеолитизации, 8 - хлоритизации, 9 - кальцитизации, 10 - ожелезнения, 11 - загипсованности

канизмом. В первом случае (Таузский район) вулканогенно-осадочная толща формировалась в относительно глубоководной обстановке, а во втором - в мелководной (Дашсалахлы) и прибрежной (Каймахлы, Алибайрамлы) зонах бассейна. О разных фациальных условиях рассматриваемых отложений говорит присутствие в разрезах восточной части прогиба афанитовых известняков, а в западной части - грубозернистых органогенных разностей этих пород. В относительно глубоководной части формировалась трассовая толща, чередующаяся с пакетами тонкозернистых звонких известняков сантона. Витрокластические туфы этой толщи нацело цеолитизированы.

В западной части прогиба вулканогенно-осадочные породы верхнего сантона в одном случае (Дашсалахлы) интенсивно монтмориллонитизированы, в другом (Алибайрамлы; Каймахлы) - цеолитизированы и в меньшей мере монтмориллонитизированы (рис. 3). Такую различную направленность преобразования пород, связанных по составу с одним и тем же вулканизмом, мы склонны объяснять неодинаковой ролью поствулканических процессов и особенностями седиментации туфового материала.

В восточной, относительно глубоководной части бассейна образование трассовой толщи связано с кратковременной, но интенсивной подачей пирокластического материала из близрасположенных вулканических центров трещинного типа. В этом случае воздействие морской среды на пирокластический материал было незначительным и поэтому преобразование его шло только до цеолитовой стадии. Как показали петрографические исследования рассматриваемых нами вулканогенно-осадочных пород, цеолиты являются более ранним промежуточным продуктом превращения витрокластики по отношению к монтмориллониту.

Сложнее объяснить наличие среди цеолитизированных пород мощных прослоев высокомагневых разностей бентонитов в верхнесантонских толщах Дашсалахлинского района. Однако анализ палеогеографических данных (Акаева, 1970) свидетельствует о том, что дополнительные количества магния для подобного рода бентонитов связаны с размывом возникшего к этому времени вулканического островного поднятия к востоку от этого района. Там размывались вулканические образования нижнего сантона преимущественно основного состава.

Что касается районов Каймахлы и Алибайрамлы, то здесь по сравнению с Дашсалахлы увеличивается содержание цеолитизированных пород. Это, с одной стороны, связано с некоторой удаленностью от островного поднятия, являюще-

гося источником сноса магнийсодержащего материала, с другой, — с прибрежными условиями седиментации пирокластического материала в позднем сантоне. Некоторое испарение в прибрежной части бассейна приводило к концентрации солей, в частности натриевых. Когда активность испарения приобретала критическое значение, происходила садка цеолитов. При этом цеолитизации был подвержен не только вулканический материал, но и органические остатки. Этот процесс происходил как на стадии седиментогенеза, так и на стадии диагенеза в присутствии вод повышенной солености, в частности богатых солями натрия. Наличие в рассматриваемых отложениях секущих трещин, выполненных цеолитом, часто совместно с кальцитом, хлоритом и кристобаллитом, может быть связано с действием вулканических эксгаляций в стадию эпигенеза.

На Большом Кавказе вулканогенно-осадочные породы относятся к сеноману и связаны с андезит-базальтовым вулканизмом. Мощность их на востоке достигает 600 м, а на западе она уменьшается до 400 и даже до 50 м (Шихалибели, 1956). Меньшая мощность их по сравнению с Малым Кавказом свидетельствует о меньшей эксплозивной деятельности вулканов в пределах этой тектонической зоны. Кроме того, в отличие от Малого Кавказа, вулканогенно-осадочные породы Вандамского антиклинория характеризуются менее пестрым фациальным составом. Но между тем в восточной части Вандамского антиклинория бассейн носил мелководный характер, а в северо-западной части фации менялись от относительно глубоководных до мелководно-прибрежных. Здесь, как и на Малом Кавказе, разбавляющим хемогенным компонентом являлся кальцит. Но, как показывают петрографические исследования, в вулканогенно-осадочных породах Большого Кавказа наряду с хемогенным разбавляющим компонентом значительную роль играл и терригенный материал.

В пределах Вандамского антиклинория различия пород в отдельных его зонах выражены не столь существенно. Так, например, на западе в южной части структуры преобладают собственно осадочные породы, которым подчинены паратуфиты (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и пелитовые туфы). В северном направлении количество указанных пирокластических пород значительно увеличивается и здесь еще присутствуют туфобрекчии, агломератовые и литокластические туфы и маломощные лавовые покровы андезитового состава. На востоке своеобразие разрезов сеноманской вулканогенной толщи заключается в присутствии большого количества крупнообломочных паратуфитов (туфоконгломераты, туфобрекчии), которым подчинены туфопесчаники и туфоалевролиты. Маломощные лавовые покровы андезит-базальтового и базальтового состава накапливались вблизи эруптивных центров. Почти всегда пирокластические породы Вандамской зоны характеризуются слоистой текстурой, а на значительном удалении от центров излияния иногда градационным сложением. Из вторичных процессов интенсивными были хлоритизация, кальцитизация, серицитизация и меньше эпидотизация, серпентизация, незначительно развитые монтмориллонитизация и цеолитизация. Окремнение чаще наблюдается в породах северо-западной части структуры. В минеральном составе пирокластической части пород преобладающими являются пироксены (авгит) и амфиболы (обыкновенная роговая обманка), реже присутствует биотит, из аксессуарных минералов следует отметить циркон (иногда до 25%), сфен, анатаз, рутил, редко апатит и гранат.

Сравнивая меловые вулканогенно-осадочные породы Большого и Малого Кавказа, мы видим их значительные различия. Некоторое сходство отмечается в породах Вандамской зоны Большого Кавказа и Севано-Акеринской Малого Кавказа. В обеих структурных зонах вулканогенно-осадочные породы связаны преимущественно с вулканизмом основного состава, относятся главным образом к грубым разностям (агломератовые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и прочие), имеют почти одинаковый минеральный состав пирокластической части и одинаковую направленность вторичных процессов (преобладают хлоритизация, кальцитизация и несколько меньше эпидотизация); довольно интенсивно проявлена кремнистая минерализация. Отличия между вулканогенно-оса-

дочными образованиями Вандамского антиклинория и Предмалокавказского прогиба заключаются в том, что породы первой зоны связаны с основным, а второй как с основным, так и кислым вулканизмом. В Предмалокавказском прогибе значительно большим развитием пользуются мелко- и тонкообломочные разности туфов, орто- и паратуффитов, которые в Вандамской зоне имеют подчиненное значение (особенно туфы и ортотуффиты). Кроме того, эта мелко- и тонкообломочная пирокластика в некотором удалении от вулканических аппаратов Вандамского антиклинория интенсивно разбавлялась терригенным и карбонатным материалом и осаждалась, подчиняясь общим законам седиментации мелового флишевого бассейна Большекавказской геосинклинали. Особенно большие различия отмечаются во вторичных преобразованиях пород, о чем говорилось при характеристике последних по каждой тектонической зоне.

Что касается третичных вулканогенно-осадочных пород, то они рассмотрены на примере Казахского (Малый Кавказ) и Космольянского (Талыш) прогибов. В обоих районах эти породы связаны с вулканизмом среднего и основного субщелочного состава. Если накопление меловых вулканогенно-осадочных пород Казахского синклинория происходило в широком фациальном спектре, то третичные, главным образом среднеэоценовые, вулканогенно-осадочные породы формировались в основном в мелководном заливе. Породы эти представлены пемзовыми туфами и преобладающими лавобрекчиями, которые слагают толщу мощностью до 130 м. Что касается среднеэоценовых вулканогенно-осадочных пород Космольянского прогиба, то их образование происходило в различных условиях, о чем говорит характер распределения пород различного гранулометрического класса и их мощность (Исмаилзаде, 1968). Так, например, туфопесчаники, псаммитовые туффиты приурочены к периферической части прогиба и накапливались в мелководно-прибрежных условиях, а тонкослоистые алевротуффиты и туффиты развиты в центральной, самой глубокой части бассейна. Мощность этих отложений в Космольянском прогибе на юго-востоке составляет 300-400 м, на северо-западе уменьшается до 20 м.

Окраска пород в Казахском прогибе несколько разнообразнее, чем в Космольянском. То же следует сказать о текстурах, которые в Космольянском прогибе обычно массивные и слоистые, а в Казахском еще и кавернозные, пористые и трубчато-пузырчатые. В Космольянском прогибе разбавляющим является главным образом терригенный компонент, а в Казахском значительная роль отводится и хемогенному, в частности, карбонатному материалу. Пирокластические минералы в породах обеих структурных зон имеют одинаковый состав и они представлены плагиоклазом от № 48 до № 64, санидином, вулканическим стеклом, а из цветных компонентов авгитом, титан-авгитом, эгирин-авгитом, диопсидом, оливином и лейцитом (Талыш).

Как в Космольянском прогибе, так и в Казахском рассматриваемые породы были подвержены одним и тем же процессам (анальцимизация и цеолитизация), но степень интенсивности этих процессов сильно различается. В Космольянском прогибе они протекали значительно активнее, вплоть до образования мощных толщ промышленного значения цеолитоносных и анальцимизированных пород. Это различие связано с неоднородными условиями седиментации. В относительно глубоководном Космольянском прогибе шло довольно замедленное накопление пирокластики, значительное время в бассейне сохранялись продукты эксгальции, а вблизи вулканических аппаратов повышалась температура придонной воды. Все это обусловило интенсивную переработку продуктов эксплозивной деятельности в цеолит и анальцим. В Казахском прогибе отсутствие аналогичных фациальных условий привело к ослабленному проявлению вторичных процессов.

Среди вышерассмотренных отложений выделяются телепирокласты. К ним относятся третичные и меловые бентонитовые юго-восточного погружения Большого Кавказа и кампанские Малого Кавказа. Указанные бентониты характеризуются пластообразной формой залежей, горизонтальной слоистостью, градиционным, циклическим и ритмическим строением пачек, частым переслаивани-

ем их с другими осадочными породами. Эти особенности бентонитов свидетельствуют о том, что в телепирокластических породах с удалением от вулканических центров возрастает роль седиментационных процессов, а вместе с тем и полнота преобразования пеплового материала. Отсюда становится понятным более интенсивная монтмориллонизация телепирокластических пород Большого Кавказа по сравнению с Малым.

Образование вулканогенно-осадочных пород, связанных с четвертичным вулканизмом, протекало в различных фациальных условиях: морских, элливиальных и вблизи вулканического пояса (Пашалы и др., 1970).

Морские фации представлены в основном вулканическими пеплами, развитыми на юго-восточном погружении Большого Кавказа (Апшеронский полуостров и Кобыстан) и в межгорной впадине (Курильская депрессия). Они отлагались в мелководных и относительно глубоководных условиях и представлены как туфами, так и орто- и паратуфитами. Последние больше развиты в новокаспийских отложениях акватории Каспия. Присутствуют они во всех стратиграфических единицах антропогена, различаясь между собой по ассоциации минералов тяжелой фракции. Это амфиболовые или пироксеновые разности. При этом последние также отличаются по преобладанию того или иного пироксена. Есть смешанные пироксен-амфиболовые вулканические пеплы. Текстура этих пород слоистая и массивная. Разбавляющим пирокластикой компонентом в основном является терригенный материал, но присутствует и аутигенный (пирит, гипс, кальцит и др.). Из вторичных процессов следует отметить монтмориллонитизацию (пеплы бакинского горизонта межгорной впадины).

Пирокластические породы в аллювиальной фации присутствуют на южном склоне Большого Кавказа и в Аджиноурских предгорьях, а также в Кировабад-Казахской наклонной равнине (южный борт Курильской депрессии). Они имеют от грубой до мелкозернистой структуру и чаще массивное, реже горизонтально- и косослоистое сложение. В последних двух случаях текстура подчеркивается терригенным компонентом, количество которого в отдельных слоях увеличивается. Окраска их и минеральный состав аллювиальной пирокластики такие же, как и в морских разностях.

Аллювиальная фация пирокластических пород встречена и в Нижнеараксинской наложенной мульде. Здесь они более крупнозернистые и менее отсортированные. На фоне общей псаммитовой массы встречаются лапили, изредка бомбы и остроугольные обломки гравийной размерности, что придает породе как бы псевдобрекчиевидное сложение; присутствует крупнозернистый терригенный материал. Пирокластический цветной компонент представлен чаще пироксеном, иногда в смеси с обыкновенной роговой обманкой.

В субаэральной фации лав и туфов околвулканического пояса представлена герюсинская свита, верхняя часть которой относится к бакинскому горизонту. Изучены нами эти отложения в разрезах Уруд и Садунлар. Породы этой фации состоят из грубообломочных ортотуфитов, которым подчинены пелитовые разности. Они имеют фиолетовую окраску и слабо выраженную слоистость, которая определяется гранулометрической дифференциацией и некоторым разбавлением пирокластики грубым делювиально-аллювиальным материалом. Последний иногда отмечается в виде линз.

Минеральный состав тяжелой фракции пирокластики такой же, как в аллювиальной фации. Если туфовый материал последней свежий, не затронут вторичными процессами, то в субаэральной фации туфобрекчии и туфы интенсивно альбитизированы, реже, но так же интенсивно, цеолитизированы. Присутствие среди пород этой фации интенсивно цеолитизированных туфов связано с влиянием вулканических эксгаляций, обильно проявлявшихся в зоне активного вулканизма.

Различный характер вулканизма, а также неодинаковая фациальная обстановка во время накопления рассмотренных выше отложений обусловили качественное и количественное разнообразие приуроченных к ним полезных ископаемых. Выше мы отмечали наличие промышленных залежей цеолитов и бентонитов в

вулканогенно-осадочных толщах мела Предмалокавказского прогиба и рассмотрели причины их образования, а также подробно останавливались на цеолитизации и анальцимитизации третичных вулканогенно-осадочных пород Талыша и Казахского прогиба. Следует также отметить агатовую минерализацию пород мелового возраста на Большом и Малом Кавказе и рудную минерализацию в Предмалокавказском прогибе (Казахский и Агджакендский прогибы), где она представлена железомарганцовыми и ртутными проявлениями и проявлением золота. Эта минерализация приурочена к породам, связанным с кислым вулканизмом. Рудная минерализация отмечена также в меловых породах Севано-Акеринской зоны и в нижнем эоцене Космольянского прогиба. Приурочена она к породам грубого гранулометрического класса, которые в первом районе связаны с основным, а во втором — с субщелочным трахиандезит-базальтовым вулканизмом. Пирокластические породы четвертичного возраста представляют собой интерес как строительный материал и как сырье для гидравлических добавок при производстве цемента.

Говоря о петрографических особенностях рассмотренных вулканогенно-осадочных пород и о закономерностях размещения полезных ископаемых, можно сделать следующие выводы.

1. Вулканогенно-осадочные породы в разной степени различаются между собой не только в пределах крупных тектонических единиц, но и в отдельных структурных элементах последних.

2. Более молодые вулканогенно-осадочные породы в случае удаленности от эруптивных аппаратов меньше подвержены вторичным изменениям, чем более древние.

3. Породы грубого гранулометрического класса (туфобрекчии, туфоконгломераты), расположенные ближе к вулканическим аппаратам, претерпевают вторичные изменения под влиянием поствулканических процессов, а мелко- и тонкообломочные пирокластические породы, располагающиеся в удалении от вулканических центров, находятся, главным образом, под воздействием процессов, связанных с характером бассейна седиментации.

4. Вблизи эруптивных аппаратов формирование полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных породах контролируется характером и интенсивностью поствулканических процессов, а в зонах седиментационного бассейна, удаленных от центров извержения, регулирующим фактором рудной и нерудной минерализации является направленность переработки эксплозивного материала в постседиментационную стадию.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1963.
- Акаева В.П. О литолого-минералогических особенностях меловых формаций северо-восточного склона Малого Кавказа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Акаева В.П. О генетических особенностях пирокласто-осадочных пород верхнемеловых формаций северо-восточной части Малого Кавказа. — В кн. "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси. Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.
- Исмаилзаде А.Н. Нижне- и среднеэоценовый субщелочной вулканизм Талыша и связь его с тектоникой. — Автореферат канд. дисс. Баку, 1968.
- Пашалы Н.В., Сулейманов Д.М., Сандлер Г.Д. Пирокластические породы морской и континентальной фаций антропогена Азербайджана. — В кн. "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси. Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.
- Шихалибегли Э.Ш. Геологическое строение южного склона Большого Кавказа. Баку. Изд-во АН АзербССР, 1956.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ — НИЖНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ АРМЕНИИ

Вулканогенно-осадочный комплекс верхней юры — неокома играет важную роль в геологическом строении Сомхето-Кафанской зоны. В пределах Армянской ССР в этом сложном комплексе выделяются две формации: вулканогенно-карбонатная (Алавердский, Шамшадинский антиклинорий, Иджеванский синклинорий), и вулканогенно-обломочная (Кафанский антиклинорий).

ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Стратиграфический разрез формации представляется в следующем виде.

Оксфорд-киммеридж: известняки, доломиты, базальты, андезит-базальты, андезиты, пирокластические, тефрогенные и вулканотерригенные образования. Мощность — 700–1200 м.

Титон-нижний неоком: базальты, андезиты, их пирокласты, известняки (в основании толщи). Эта толща имеет ограниченное площадное развитие. Мощность — 250–450 м.

Наиболее полные и выдержанные разрезы формаций наблюдаются в бассейнах рек Агстев, Ахум, Тавуш. Характерна сильная фациальная изменчивость отложений. Она проявляется в резко меняющемся соотношении вулканических, вулканотерригенных и карбонатных пород в различных частях вулканогенно-карбонатной формации. По этому признаку выделяются три типа разрезов:

1. Лавово-пирокластический и вулканотерригенный компонент преобладает. Карбонатные породы представлены пачками, линзами, прослоями, залегающими среди вулканитов.

2. Оба типа пород (вулканогенный и карбонатный) развиты в близких или соизмеримых соотношениях¹.

3. Преобладают карбонатные породы. Лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал присутствует в резко подчиненном количестве, либо отсутствует совсем.

Подобные латеральные изменения, как и смена пород по разрезу, характерны не только для формации в целом, но и для отдельных горизонтов и свит. Это явление в значительной мере обусловлено неравномерным пространственным распределением вулканических очагов, а также их миграцией в отдельные периоды накопления формации.

¹Чередование по разрезу вулканических и карбонатных пород не всегда имеет характер переслаивания. Эффузивная деятельность сопровождалась образованием многочисленных пластовых и крутопадающих тел, внедрившихся в вулканические образования и в разной степени уплотненные карбонатные осадки.

Главные типы пород

Вулканические породы представлены производными основной и средней по составу магмы: преимущественно миндалекаменными базальтами, андезит-базальтами, андезитами, образующими потоки шарового и массивного строения. Шаровые лавы имеют широкое площадное развитие (Шамшадинский антиклинарий) с суммарной мощностью потоков до 250 м. В обнажениях они выглядят как сфероидальные, эллипсоидные, плотно прилегающие одни к другим тела с небольшим количеством дресвяной массы. В наиболее типичных примерах каждое шаровое тело представляет собой агрегат зонального строения, состоящий из: 1) обычно рыхлой и легко распадающейся шлаковидной корки, бурой и буровато-зеленой; 2) миндалекаменной переходной зоны, серой и серовато-бурой; 3) более плотного внутреннего ядра, серого и темно-серого. Такое трехчленное строение не является строго закономерным для каждого отдельного сфероида на всем протяжении потока. Нередко наблюдается отсутствие переходной зоны, а также смена шаровой формы неотчетливо-шаровой и эллипсоидно-полигональной.

Образование шаровых лав протекало в условиях небольших глубин бассейна (20–80 м), о чем свидетельствует характер карбонатных пород, распространенных в областях их развития. Следует также подчеркнуть, что шаровые лавы изливались не только в морскую воду, но растекались и застывали в карбонатных илах и полужатвердевших осадках. На это указывает наличие внутри потоков карбонатного материала в виде бесформенных образований, прослоев и вогнутых дугообразных крышек, повторяющих контур шара. Подобный слипшийся с коркой закалки агрегат представляет собой известковый слепок, снятый с контура шара. Он отражает малейшие шероховатости поверхности шара. С шаровыми лавами ассоциируют шаровые брекчии и гиалокластиты.

Пирокластический материал в разрезе формации обилен, представлен преимущественно литокластическими, витролитокластическими разновидностями. Тефрогенные и вулканотерригенные образования (песчаники, гравелиты, конгломераты) распределены неравномерно, но местами (бассейн р. Ахум) образуют скопления. На облик вулканитов наложили отпечаток сопровождающие вулканизм аутометаморфические и гидротермальные поствулканические процессы, а также явления диагенеза. Они выражаются в кальцитизации, хлоритизации, монтмориллонитизации, цеолитизации вулканитов. Альбитизация имеет локальный характер. Кальцитизация вулканитов, вообще характерная для вулканогенно-карбонатных формаций, проявлена здесь весьма интенсивно. Помимо выполнения миндалин, этот процесс проявляется в следующем: 1) отложении кальцита в пустотах, трещинах, в межшаровом пространстве лав, в особенности в шлаковых разновидностях; 2) замещении других минералов с образованием псевдоморфоз. Замещению подвергаются оливин и пироксены вкрапленников и основной массы. Интенсивной кальцитизацией затронуты ромбические пироксены, моноклинные – слабее.

Монтмориллонитизация – процесс достаточно типичный для вулканитов вулканогенно-карбонатной формации, хотя на разных участках распространения вулканитов проявляется в неодинаковом масштабе. Наиболее интенсивно процесс проявлен в мелкообломочных разновидностях пирокластов и вулканотерригенных образованиях, к которым и приурочены скопления относительно чистых разновидностей монтмориллонитовых глин. В грубо- и крупнообломочных разновидностях монтмориллонитизация протекает по цементу, тогда как обломки и гальки остаются неизменными.

Известняки представлены многими разновидностями. Преобладающая часть их образовалась органогенным путем, роль хемогенного осаждения (оолитовые и некоторая часть микрозернистых известняков) оказывается незначительной. Согласно подсчетам автора, соотношение между продуктами хемогенной и органогенной садки оказывается равным от 1:15 до 1:40. Наиболее распространены сгустковые, органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, а также

биогермные известняки (губково-водорослевые и коралловые). Ведущая роль в карбонатном породообразовании принадлежала криноидеям, водорослям, фораминиферам, кораллам. Весьма значительной была роль водорослей (преимущественно синезеленых), с жизнедеятельностью которых (сверление, обволакивание) связано образование сгустковых и сгустково-детритовых известняков. Доломитовые породы весьма разнообразны. Наряду с пластовыми диагенетическими доломитами, преобладающими в формации (Иджеванский синклиниорий), развиты пористые и кавернозные тела штокообразной формы. Они секут слоистость вмещающих их известняков.

Для карбонатных пород, в особенности на участках, прилежащих к очагам подводного вулканизма, характерны вторичные изменения (хлоритизация, ожелезнение), а также наличие пирокластической и вулканотерригенной примеси. Изучение нерастворимого остатка карбонатных пород показывает, что питание обломочным материалом проходило внутри области развития самой формации за счет продуктов синхронного вулканизма (пироксены - хлорит - вулканическое стекло). Лишь в нижней части формации на участках, где вулканизм первоначально не проявлялся, выявляется чисто терригенная ассоциация минералов, связанная с размывом кислого эффузивно-субвулканического комплекса средней юры и отчасти плагиогранитов. Далее вверх по разрезу эта ассоциация (кварц - магнетит - циркон - рутил - гранат - сфен - слюды) постепенно убывает: сначала улавливается с трудом, а затем затушевывается на фоне поступления в бассейн больших масс вулканического материала.

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ

Вулканогенно-обломочная формация верхней юры - неокома слагает верхний структурный ярус Кафанского антиклинория. Стратиграфический разрез формации следующий.

Оксфорд - средний валанжин: лавы, лавобрекчии, пирокласты (туфы и брекчии), тифогенные песчаники, вулканотерригенные породы (конгломераты, конгломератобрекчии, песчаники) известняки. Мощность - 1800-2400 м.

Верхний валанжин - баррем (карбонатная субформация): оолитовые, микрозернистые, органогенно-детритовые, биогермные известняки. Мощность - 250-350 м.

Вулканогенно-обломочная формация сложена преимущественно лавово-пирокластическими и вулканотерригенными образованиями. Поэтому разрезы формации (в особенности в нижней и средней частях) характеризуются идентичностью или близостью состава. Некоторое разнообразие в монотонное строение вносят известняки, залегающие среди вулканитов в виде маломощных линз и пачек.

В верхней части формации (титон-средний валанжин) местами карбонатные накопления расширяются по площади, достигая мощности 150-250 м. Наконец, с прекращением вулканической деятельности масштабы карбонатообразования резко увеличиваются (карбонатная субформация верхнего валанжина - баррема).

Главные типы пород

Вулканические породы (андезит-базальты, андезиты, базальты) имеют большое площадное развитие и слагают мощные массивы (до 800 м), сложенные чередующимися с пирокластическим материалом потоками. Широко развиты лавовые брекчии, шаровые лавы редки. Пирокластический материал, в особенности грубо- и крупнообломочный, обилен. Характерна низкотемпературная

степень автометаморфических и поствулканических изменений вулканитов: цеолитизация, хлоритизация, кальцитизация, пренитизация. В особенности интенсивно распространена цеолитизация, проявленная в выполнении миндалиин, заполнении трещин и пространства между отдельностями в теле потока, замещении породообразующих минералов. Монтмориллонитизация проявлена слабо.

Наряду с лавово-пирокластическим материалом, в соизмеримых масштабах накапливались грубо- и крупнообломочные вулканотерригенные образования — конгломераты, конгломератобрекчии. Представлены они средне- и крупногальчаными разновидностями с относительно небольшим количеством валунов и окатанных глыб. Гальки обычно хорошо окатаны. Преобладают сферичные разновидности, уплощенных галек значительно меньше. Щебенка и неокатанные глыбы имеют разнообразную форму: трапеции, неправильного прямоугольника, многоугольника. Сравнение состава галек и обломков с потоками порфиритов показывает их полную идентичность по петрографо-минералогическим особенностям и характеру преобразований. Цементом является туфовый и вулканотерригенный материал, а также их смесь.

Карбонатные породы представлены в целом теми же разновидностями, что и в вулканогенно-карбонатной формации, однако здесь они в большей мере обогащены пирокластическим и вулканотерригенным материалом вплоть до образования туфоизвестняков. Более существенны различия в масштабах доломитообразования. В вулканогенно-обломочной формации доломиты редки, а доломитизированные известняки не имеют большого распространения. Аналогичным образом дело обстоит с кремнистыми породами. Редкие линзы и конкреции кремней здесь также залегают в карбонатных породах, однако масштабы кремнеобразования несравненно беднее.

Известняки карбонатной субформации (верхний валанжин — баррем), образовавшиеся уже в другой фашиально-геохимической обстановке (прекращение подводной вулканической деятельности), характеризуются иными особенностями: обилием хемогенных разновидностей, небольшим содержанием нерастворимого остатка, отсутствием пирокластической примеси.

Изученная формация не принадлежит к числу наиболее типичных вулканогенно-обломочных формаций, хотя здесь среди осадочных членов преобладают кластические породы. Однако роль органогенно-хемогенного осаднения не была полностью подавлена, поскольку действие этого фактора постепенно увеличивалось, а в конечные этапы формирования формации оказалось существенным. По этому признаку рассматриваемую формацию можно отнести к числу переходных (от вулканогенно-обломочных к вулканогенно-карбонатным) формаций. Примеры подобных переходов известны из других регионов (Хворова, 1965).

Таким образом, наряду с общими чертами, в этих двух почти одновозрастных, но пространственно разобнесенных формациях имеются существенные различия. Они выражаются в разных соотношениях объема вулканических, вулканотерригенных и карбонатных пород. Эти различия отражают процессы сложного взаимодействия и соперничества вулканического и унаследованного литологического факторов, проявляющиеся в каждой из формаций по особенному. В вулканогенно-карбонатной формации сохраняется и проявляется фактор литологической специализации эпохи (карбонатообразование, аридизация). В вулканогенно-обломочной формации его действие первоначально ослаблено и сведено к минимуму, а по мере ослабления и затухания вулканической деятельности вновь возобновляется.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Карбонатообразование. Безусловно, действие подводного вулканического фактора, на фоне которого происходило образование осадков, накладывало отпечаток на течение этого процесса и на некоторые особенности сформированных

пород. Оно выражается в специфическом составе нерастворимого остатка карбонатных пород, наличии определенного комплекса вторичных изменений, особенностях химического состава. Отрицательное воздействие вулканических явлений в рассматриваемом процессе заключается: 1) во временном изменении режима придонных вод, увеличении растворимости карбонатов; сущность этих явлений рассмотрена в работах Н.М. Страхова (1954, 1956), И.В. Хворовой (1965), Г.С. Дзюенидзе (1969); 2) в механическом подавлении органогенно-хемогенного осаждения. Попадая в зоны карбонатных накоплений, громадные порции вулканического и вулканотерригенного материала разбавляют карбонатные осадки, препятствуя образованию известняков. В зависимости от количества поступающего материала и скорости накопления карбонатных осадков взамен известняков образуются пирокластические и вулканотерригенные образования с известковой примесью (детрит, оолиты, цемент), туфоизвестняки. Другим, более частым примером отрицательного воздействия вулканизма на сохранность карбонатных осадков является "растаскивание" последних, сопровождающееся некоторым растворением осадков, нарушением элементов слоистости и линейности. Это явление имеет место при излиянии и внедрении лав, субвулканических тел, даек в уплотненные в разной степени карбонатные осадки.

Кремнеобразование. Кремнистые породы (силициты) в изученных формациях присутствуют в неодинаковых количествах. В вулканогенно-карбонатной формации они местами обильны, но на значительных площадях редки или отсутствуют. В составе вулканогенно-обломочной формации, несмотря на более интенсивный вулканизм, кремнистые породы практически отсутствуют. Это непонятное на первый взгляд явление может быть объяснено низкотемпературным характером преобразования вулканитов и спецификой фумарол-отсутствием или незначительными масштабами альбитизации. Относительная обогатенность кремнеземом одной из формаций возможно связана с другим кремнеобразующим фактором - монтмориллонитизацией. Этот процесс довольно интенсивно проявлен в вулканитах вулканогенно-карбонатной формации. Представляет интерес избирательность кремнеобразования: приуроченность кремней к карбонатным породам и отсутствие их среди лавово-пирокластического материала.

Кальцитизация. Приведенные выше примеры доказывают многообразие процессов кальцитизации вулканитов и связь их с рядом явлений: поствулканическими процессами с участием поровых и реликтовых морских вод, диагнезом, механическим захватом седиментационных продуктов. Процесс свидетельствует о влиянии продуктов осадкообразования и седиментационной среды на состав и облик вулканических продуктов.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзюенидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969.
- Страхов Н.М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Хворова И.В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. - В сб. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые". М., "Наука", 1965.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТРИАСОВОГО ВУЛКАНИЗМА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В пределах Тунгусской синеклизы (западная часть Сибирской платформы) широким развитием пользуется позднепалеозойская – раннемезозойская трапповая формация, с вулканогенными образованиями которой связаны месторождения исландского шпата и мелкие проявления меди. Интрузивные образования трапповой формации изучены довольно детально, в то время как эффузивная и туфогенная толщи, вмещающие эти месторождения и проявления, исследованы явно недостаточно. Изучение вулканогенных образований западной части Сибирской платформы началось со времени выделения в 1873 г. А.П. Чекановским траппов в самостоятельную группу пород. Большое значение в познании закономерностей распространения и происхождения эффузивов и туфов имели исследования В.С. Соболева (1936), М.Л. Лурье, С.В. Обручева (1955), М.Н. Годлевского (1959) и др. Громадный материал по стратиграфии и петрологии вулканогенных образований накоплен и в некоторой мере систематизирован благодаря исследованиям геологов НИИГА (Додин, Голубков, 1962; Полькин, Томановская, 1966) и ВАГТа (А.А. Боручинкина и другие). Вопросами связи исландского шпата с вулканогенными толщами платформы в разные годы занимались Е.Я. Киевленко (1959), А.В. Скропышев, Е.В. Настасиенко (1964) и др.

Целью данной статьи, в основу которой положены материалы многолетних исследований авторов на территории центральной части Тунгусской синеклизы, а также анализ результатов работ НИИГА и ВАГТа, является выявление некоторых закономерностей в распределении вулканогенных пород в пространстве и во времени и условий их образования. Решение этих вопросов может помочь проведению геолого-съемочных и поисковых исследований, а также иметь общетеоретический интерес.

В пределах Тунгусской синеклизы в конце перми и триасе сформировалась значительная по мощности вулканогенная толща, в строении которой, наряду с лавами и туфами базальтового состава, принимают участие туффиты и осадочные породы, возникшие за счет дезинтеграции лав и туфов и последующего переотложения образовавшегося материала. Вулканизм проявился на огромных площадях синеклизы, однако в распределении эффузивных и взрывных продуктов отчетливо намечаются определенные пространственные и временные закономерности. Пирокластические образования распространены в пределах синеклизы повсеместно, но их объем и значение в формировании осадочно-вулканогенного чехла на различных участках структуры неодинаковы. Наибольшим развитием они пользуются на юге синеклизы; на севере и северо-западе роль туфов в разрезе резко сокращается. Эффузивы преобладают в западной части структуры, к востоку и югу намечается постепенное уменьшение объема излившегося материала, а южнее широтного отрезка р. Нижняя Тунгуска продукты излияний полностью отсутствуют.

Формирование вулканогенных толщ в разных частях Тунгусской синеклизы было неодновременным. В позднепермское время вулканическая деятельность имела место лишь в ее северо-западной части, где преобладали излияния суб-

щелочных лав. Вулканизм продолжался здесь и в начале раннего триаса, но ареал проявления несколько расширяется к востоку. Наибольшей интенсивности вулканическая деятельность достигла в конце раннего триаса, когда ею была охвачена практически вся Тунгусская синеклиза, однако на юге она была кратковременной и только в эксплозивной форме. В начале среднего триаса проявления вулканизма прекращаются и в северной части синеклизы, и лишь на крайнем северо-западе излияния лав продолжают до конца среднего триаса.

На основе анализа количественного соотношения эффузивов и туфов, их состава, мощности, времени и последовательности вулканизма в пределах Тунгусской синеклизы выделены Катангская, Путоранская и Сыверминская вулканические зоны (Леднева, Лурье, 1970). По периферии области распространения вулканогенных образований прослеживаются зоны региональных и глубинных разломов, наличие которых подтверждается и геофизическими данными (Булина, 1960; Масайтис, 1964; Михайлов и др., 1966). Катангская и Путоранская зоны также сочленяются по разлому, близко совпадающему с широтным направлением р. Нижняя Тунгуска, на что указывают серия разрывных нарушений субширотного направления, расположение изогипс поверхности складчатого фундамента и резкая смена характера аномального магнитного поля.

Катангская зона характеризуется исключительным развитием базальтовых туфов и продуктов их переотложения, слагающими тутончанскую, корвунчанскую и бугариктинскую свиты общей мощностью до 0,7 км.

В Путоранской зоне распространены преимущественно базальты, мощность которых в северном направлении увеличивается с 1 до 2,5 км. Эта зона разделена на две подзоны: южную, Нидьмско-Кочечумскую, с переходным типом разреза (в низах разреза туфогенная, а в верхах — эффузивная толща, сопоставимые по объему вулканических продуктов) и северную, Курейско-Котуйскую подзону, в которой базальты имеют преобладающее значение, а туфами и туф-фитами сложены только хаканчанская и двурогинская свиты.

В Сыверминской зоне мощность вулканогенного разреза достигает 3,5 км, и в нем, наряду с преобладающими базальтами, появляются субщелочные и пикритовые разновидности. В этой зоне выделяется также две подзоны. Восточная, Ламско-Хантайская, характеризуется преобладанием базальтов, небольшим объемом туфов (как и в Курейско-Котуйской подзоне) и проявлением субщелочного вулканизма в раннетриасовое время (юрская свита). В западной, Норильско-Хараелахской, подзоне развиты позднепермские трахибазальты (ергалахская свита), раннетриасовые трахиандезит-базальты — пикритовые базальты (сыверминская свита) и базальты нормального ряда (преобладают), сменяющие друг друга во времени. В этой подзоне туфогенными породами сложена только хаканчанская свита мощностью до 30 м.

Формационные различия выделяемых зон, вероятно, зависят от глубины погружения кристаллического фундамента, что фиксируется характером аномального магнитного поля. Интенсивность магнитного поля в Катангской зоне в среднем составляет 2–5 мЭ. Локальные аномалии, по Н.М. Соловьевой, группируются здесь в отдельные зоны, выделяющиеся на фоне обширных региональных аномалий разного знака, и имеют преимущественно широтное простирание. Глубина погружения фундамента в большей части Катангской зоны составляет 2–4 км и лишь во впадинах достигает 5–6 км.

Аномальное магнитное поле Путоранской зоны отличается исключительной изрезанностью, большой интенсивностью локальных положительных аномалий (7–15 мЭ), высокими градиентами, а также наличием протяженных отрицательных аномалий интенсивностью в 3–7 мЭ. Глубина погружения фундамента здесь колеблется в пределах 5–6 км. В Сыверминской зоне глубина погружения фундамента местами увеличивается до 10 км.

Закономерности пространственного размещения продуктов вулканической деятельности на Сибирской платформе — эксплозивных выбросов в южной части территории (в Катангской зоне), излившихся базальтов на севере и северо-западе (в Путоранской и Сыверминской зонах) и появление в Сыверминской

зоне небольших масс трахибазальтов и пикритовых базальтов обусловлены специфичностью развития различных участков синеклизы. Так, для разных участков четко устанавливается неоднородность вулканической деятельности, что, вероятно, связано с их неодинаковой тектонической активностью на отдельных этапах геологической истории.

Наиболее раннее проявление вулканизма имело место в северной части Тунгусской синеклизы — в Сыверминской и в северной части Путоранской зон. Согласно распространенному мнению о проявлении базальтового вулканизма в период общего подъема соответствующих блоков земной коры (Солоненко, 1949; Шейнманн, 1968) представляется, что эти участки были вовлечены в восходящие движения; начало воздымания, по данным Н.С. Малича, имело место еще в девоне. Это воздымание, по-видимому, обусловило образование магматического очага, располагавшегося, судя по глубине поверхности Мохоровичича на этом участке синеклизы (30–35 км), относительно ближе к поверхности Земли, чем в ее южных частях, где глубина до поверхности Мохоровичича достигает 40–45 км (Страхов, 1968).

Интенсивное воздымание северных частей синеклизы привело к растяжению коры и образованию глубоких расколов, по которым магматический расплав поступал на земную поверхность. Однако вулканическая деятельность происходила здесь в условиях дифференцированных движений разного знака, на что указывает периодическая смена эффузивных продуктов взрывными. Хотя основная масса вулканических продуктов на севере синеклизы обязана своим происхождением трещинным излияниям, но часть из них поступала из вулканических аппаратов центрального типа, что подтверждается пока немногочисленными находками вулканических трубок, выявленных в бассейне р. Северная (Леднева, Масайтис, 1960). В целом для Курейско-Котуйской подзоны характерны более основной состав пород с широким развитием оливинсодержащих и оливиновых базальтов, незначительная минерализация пород, отсутствие промышленных скоплений исландского шпата. Вероятно, расплавы в магматических очагах в этой части синеклизы были обеднены летучими компонентами.

Отсутствие аналогичных образований в южной части синеклизы (в Катангской зоне) свидетельствует об амагматичности этого участка в раннем триасе. Предположение о том, что вулканогенные толщи были уничтожены эрозией, не находит подтверждения в связи с отсутствием продуктов их переотложения в седиментационных бассейнах последующих эпох.

Наибольшей силы вулканическая деятельность во всей Тунгусской синеклизе проявилась во второй половине раннего триаса. Это время, по-видимому, характеризовалось тектонической активностью платформы, приведшей к возникновению большого числа протяженных и глубоких расколов в земной коре. Но и в конце раннего триаса разные блоки развивались неодинаково. Сильные восходящие движения по-прежнему испытывают северные участки (севернее широтного отрезка р. Нижняя Тунгуска), где продолжалось преимущественное излияние базальтовых лав с подчиненным количеством эксплозий. Наиболее глубокие расколы в земной коре возникали в краевой северо-западной части синеклизы, что, вероятно, связано с существованием здесь байкальского складчатого основания, "которое определило повышенную активность Приенисейского перикратона на всем протяжении развития платформы" (Малич и др., 1965). Большая глубина проникновения разломов обусловила появление на этом участке, наряду с базальтами, таких дифференциатов, как трахибазальты и пикритовые базальты, возникновение которых связано с глубокой абиссальной дифференциацией базальтового расплава.

Иной характер в конце раннего триаса имели вулканические проявления на юге Тунгусской синеклизы — в Катангской зоне и на юге Путоранской зоны, которые, в отличие от северных районов, были вовлечены в нисходящие движения или, во всяком случае, имели относительно меньшую амплитуду поднятия. Косвенным доказательством невысокого положения этих блоков является наличие здесь слоистых осадочных и туффоженных толщ чехла, отложившихся

в континентальных бассейнах лимнического типа. Разломы здесь не доходили до поверхности, и в условиях сжатия земной коры под напором скопившихся на глубине газов и летучих компонентов происходили прорывы осадочной покрывки и выбросы на поверхность Земли базальтового материала при отсутствии излияния лав (Лурье, Обручев, 1955). В этих условиях происходит формирование туфогенной толщи, сложенной туфитами, туфогенно-осадочными породами и в основном туфами базальтового состава, образование которых связано с деятельностью многочисленных вулканических центров, располагавшихся непосредственно в пределах Катангской зоны.

Центры извержений выявляются при детальном изучении полей развития пирокластических образований. В площадном распределении туфов различного гранулометрического состава обычно устанавливается следующая закономерность: агломератовые туфы, часто крупноглыбовые (глыбы до 10–15 м в поперечнике), по мере удаления от вулканического центра сменяются мелкообломочными разновидностями, в которых обнаруживаются следы сортировки обломочного материала; далее появляются прослойки и линзы туфогенно-осадочных пород. Таким образом, устанавливается закономерный ряд вулканических фаций, обычных для извержений центрального типа.

На существование вулканических аппаратов взрывного типа указывает присутствие в породах туфогенной толщи своеобразных образований – пизолинов, формирующихся вблизи центров извержений (Шрок, 1950), и вулканических бомб, которые, как правило, ассоциируются с агломератовыми туфами. Доказательством вулканической природы базальтовых туфов является отсутствие признаков какой-либо окатанности слагающих их обломков минералов и пород. Присутствующие в туфах редкие обломки кварца и осадочных пород тоже не несут следов транспортировки и попадают в туфы скорее всего в процессе разрушения стенок жерла вулканов или дробления застывших в жерле более ранних порций магмы, переработанных гидротермальными растворами. Подтверждением эксплозивного происхождения значительного объема пород туфогенной толщи служит и состав связующей массы, сложенной осколками вулканического стекла и пепловыми частицами (или вторичными продуктами по ним); примесь глинистого или другого осадочного материала практически не отмечается. Характерным для туфов является отсутствие седиментационной и наличие слабо выраженной гравитационной слоистости.

К вулканическим центрам извержения ограниченным, как правило, выходами палеозойских толщ и крупными массивами дифференцированных интрузий или протяженными дайками, приурочены поля кластических даек, разрывные нарушения, разнообразной формы мелкие субвулканические трапповые тела (Леднева, 1971) и интенсивная гидротермальная минерализация, на связь которой с трубками взрыва ранее указывал П.Е. Оффман (1957).

В пределах вулканических центров, по-видимому, существовали одиночные вулканы или группа вулканов, располагавшиеся на глубинных трещинах. Это подтверждается, например, линейным расположением на меридианальном отрезке р. Нижняя Тунгуска таких вулканических центров, как Сильгишский, Сименгский, Предилимпейский и другие. Таким образом, исследованиями автора в пределах Катангской зоны подтверждается вывод М.Л. Лурье и С.В. Обручева (1955) о том, что выброс пирокластических продуктов происходил из вулканов центрального типа, от которых в настоящее время сохранились лишь жерловины (в районе фактории Сильгиш по р. Нижняя Тунгуска и у впадения р. Янгото в р. Чуя) или остатки нижних частей вулканических конусов (Илимканский вулканический центр в среднем течении р. Таймура).

В настоящее время реставрировать глубину расположения магматических очагов, питавших вулканические извержения, затруднительно. По составу неизмененных обломков осадочных пород в туфах можно лишь судить об ориентировочной минимальной глубине взрывов. Вероятно, в разных участках синеклизы эти глубины были неодинаковыми. В бассейне р. Нижняя Тунгуска среди

обломков в туфах встречаются только песчаники и угли пермской продуктивной толши, мощность которой здесь не превышает 300 м. В то же время наличие обломков силурийских известняков в туфах по р. Таймура свидетельствует о взрывах на глубине более 2000 м. Эти цифры не противоречат приведенным М.Л. Лурье и С.В. Обручевым данным о возможных глубинах взрыва в 2300–5000 м.

В целом вулканическая деятельность на юге синеклизы была сравнительно непродолжительной и прекратилась в конце раннего триаса. В то же время на севере и особенно на северо-западе синеклизы проявления вулканизма с небольшими перерывами имели место, по-видимому, до конца среднего триаса, но носили исключительно эффузивный характер.

Большой интерес в отношении эволюции вулканизма представляет участок синеклизы, расположенный вдоль широтного отрезка р. Нижняя Тунгуска и выделенный в Нидымско-Кочечумскую подзону. Эта подзона, переходная между Катангской и Путоранской зонами, характеризуется развитием примерно в равных объемах ассоциации базальтовых туфов и сменяющей ее во времени ассоциации базальтов. Пространственная сопряженность данных ассоциаций и одновременность их проявления свидетельствуют о смене взрывного вулканизма ранних этапов вулканической деятельности более спокойными излияниями лав поздних этапов. Различный тип вулканизма связан, вероятно, с изменением тектонического режима участка и степенью обогащенности магмы газовой фазой, что обусловлено пограничным положением подзоны на стыке двух крупных блоков земной коры с различным характером движений. Начало вулканической деятельности в Нидымско-Кочечумской подзоне и Катангской зоне во времени совпадало — они одновременно вовлекались в нисходящие движения. Это способствовало возникновению во флексуобразном перегибе трещин, не доходивших до дневной поверхности, что при условии большого количества газовой фазы в расплаве привело к становлению туфовых вулканов и формированию туфогенной толши. Позднее опускание сменяется подъемом территории с нарушением сплошности коры и появлением сквозных трещин, по которым произошли излияния эффузивов.

На высокое содержание в расплавах газовой фазы во время эксплозий и позднее при излияниях лав указывает интенсивное метасоматическое преобразование продуктов этих типов вулканизма. Базальтовые туфы, например, вскрытые Туринской скважиной (р. Нижняя Тунгуска), в нижней части разреза почти нацело переработаны растворами и превращены в цеолитизированные, пренитизированные, карбонатизированные, пиритизированные и другие измененные породы с редкими реликтами первичных структур. Трещины и пустоты в туфах заполнены низкотемпературными гидротермальными минералами. Гидротермальному воздействию подверглись и излившиеся базальты, сильно минерализованные преимущественно в верхних мандельштейновых зонах покровов; особенно интенсивная минерализация характерна для первых порций продуктов излияний (нидымская свита), следовавших непосредственно за эксплозиями. В Нидымско-Кочечумской подзоне концентрируются многие месторождения исландского шпата, парагенетически связанного с эффузивами начальных излияний. Эта подзона отличается также широким развитием шаровых лав, представляющих практический интерес: они вмещают проявления и месторождения оптического кальцита.

Своеобразие Нидымско-Кочечумской подзоны, выраженное в смене взрывного вулканизма эффузивным, иногда сопровождающимся эксплозиями, интенсивная гидротермальная минерализация базальтов и их туфов, концентрация исландского шпата и наличие шаровых лав в ее пределах позволяют предполагать, что эта территория, являясь пограничной между двумя крупными и по-разному развивающимися блоками, отличалась наибольшей мобильностью, наличием зон глубинных разломов (Виви-Таймуринский и Нижне-Тунгусский разломы) и богатством расплавов летучими и щелочными компонентами, что, очевидно, и обусловило образование здесь месторождений исландского шпата. Восточнее этой подзоны за пределами Тунгусской синеклизы (бассейн р. Виллой) также

устанавливаются месторождения исландского шпата, но связанного уже с интрузиями траплов субшелочного состава. Очевидно, тектонический контроль является решающим фактором в формировании концентраций исландского шпата.

Таким образом, материалы по эффузивному вулканизму Тунгусской синеклизы, по мнению авторов, подтверждают зависимость характера проявления вулканической деятельности от глубинного строения территории, в частности от глубины погружения фундамента и наличия расколов в последнем. С этими же причинами связана степень насыщенности продуктов излияний газовой фазой, что обуславливает насыщенность определенных участков проявлениями и месторождениями исландского шпата. Следовательно, можно наметить тектонический контроль для выявления относительно локальных площадей, перспективных на оптическое сырье.

ЛИТЕРАТУРА

- Булина Л.В. Связь магнитного поля западной и центральной части Сибирской платформы с трапловым магматизмом и тектоникой. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, геофизика (вып. 2), № 34, 1960.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. - Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Додин Д.А., Голубков В.С. К проблеме траппового магматизма северо-западной окраины Сибирской платформы. - Информ. сб. НИИГА, вып. 28, 1962.
- Киевленко Е.Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. - Труды ВНИИПС, т. III, вып. 1, 1959.
- Леднева В.П., Масайтис В.Л. Особенности геологического строения верхнего течения р. Северной (низовья р. Нижней Тунгуски). - Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, нов. серия, вып. 32, 1960.
- Леднева В.П., Лурье М.Л. Вулканогенные породы позднепалеозойско-раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы и условия их образования. - Тезисы докл. к I конф. по палеовулканизму Средней Сибири, Абакан, 1970.
- Леднева В.П. Интрузивные траппы, локализующиеся в триасовой туфогенной толще. - Тезисы докл. ко второму совещ. "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, 1971.
- Лурье М.Л., Обручев С.В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. - Мат-лы по геол. Сибирской платформы, нов. серия, вып. 7, 1955.
- Малич Н.С., Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Закономерности распределения никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы. - ОНТИ ВИЭМС, 1965.
- Масайтис В.Л. Разломы Сибирской платформы. Глубинные разломы (сб. статей). - М., "Недра", 1964.
- Михайлов Н.Н., Полькин Я.И., Шахов Ю.Н. Рельеф складчатого фундамента западной и центральной части Сибирской платформы (по данным аэромагнитной съемки). Региональная геология. - Уч. зап. НИИГА, вып. 8, 1966.
- Оффман П.Е. О вулканических трубках южной части Сибирской платформы и о происхождении железных руд, приуроченных к этим трубкам. - Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
- Полькин Я.И., Томановская Ю.И. Особенности развития траппового вулканизма северо-запада Сибирской платформы и связанное с ним оруденение. Региональная геология. - Уч. зап. НИИГА, вып. 8, 1966.
- Скропышев А.В., Настасиенко Е.В. Основные закономерности размещения месторождений исландского шпата, связанных с давовыми покровами Сибирской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, т. 108, 1964.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. - Труды АНИИ, т. 43, 1936.
- Солоненко В.П. Излияние траппов и некоторые особенности тектоники Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, т. 17, 1949, № 6.
- Страхов Л.Г. Размещение кимберлитовых и базальтовых (долеритовых) трубок Сибирской платформы в зависимости от строения земной коры. - Докл. АН СССР, т. 179, 1968, № 5.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). - М., "Недра", 1968.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.

*Г. Ф. Черняковский, В. М. Печукин,
Г. Б. Мельникова, Т. И. Широкова*

ТИПЫ СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО, ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО И ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ УРАЛА

В истории развития Уральской геосинклинальной системы процессы накопления палеозойских отложений отличались широким развитием вулканических явлений, продукты которых определяли количественные соотношения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов и их состав. Характер этих соотношений в формировании миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон, а также слагающих их комплексов, количественные и качественные изменения в рассматриваемый геологический период несут черты присущих им закономерностей.

В миогеосинклинальной зоне в кембро-ордовикское время преобладающим было накопление мощных толщ осадочных пород при сравнительно небольшом развитии пород вулканических, получивших развитие на отдельных участках нынешнего западного склона Урала. Формирование отложений палеозойской эвгеосинклинали, наоборот, отличалось преобладающей ролью вулканических и вулканогенно-осадочных пород при общем подчиненном развитии пород осадочных.

В развивавшемся на дорифейском складчатом основании прогибе в раннекембрийское время сохранялись унаследованные от предыдущих этапов миогеосинклинальные условия развития и происходило накопление в основном мелководных морских отложений, представленных песчаниками, глинистыми и карбонатными образованиями при незначительной роли пород вулканических. В течение этого периода вулканические явления не имели, по-видимому, существенного влияния на состав геологических комплексов. Со среднего - позднего кембрия, после основной складчатости, намечается дифференцированное развитие, образование осадков молассоидного типа, накопление терригенных, реже карбонатных отложений и в восточных частях миогеосинклинальной зоны - вулканических пород. Последние формировались, по-видимому, в грабенообразных прогибах, контролировавшихся серией долгоживущих разломов в докембрийском фундаменте рифейской складчатой области и протягивавшихся вдоль границы с палеозойской эвгеосинклинальной областью. Подобная приуроченность не исключает отнесение вулканогенных пород к комплексам зон активизации, имеющим черты наложенных структур.

В пределах башкирской части миогеосинклинальной зоны вулканы позднерифейского возраста представлены измененными базальтами, диабазами, порфиритами, перемежающимися в разрезе друг с другом, а также с конгломератами и другими терригенными осадками. Вулканогенные накопления относятся к подводным излияниям, видимо, трещинного типа, а их продукты отвечают разностям нормального и калий-натриевого ряда. В своем распространении они также тяготеют в поясовым зонам, что не исключает приуроченность последних к разломным структурам, в том числе и наложенного характера. В объеме геологических разрезов вулканогенные образования имеют ограниченное количественное значение.

В более северных районах западного склона Урала, отложения которого имеют венд-кембрийский возраст, вулканические породы распространены значительно шире. В нижних частях разреза развиты эффузивы основного состава,

в верхах они перемежаются, а местами почти вытесняются вулканическими породами кислого состава, принадлежащими калий-натриевой серии. Со становлением поздних байкалитид или, возможно, с периодом палеозойской активизации связано формирование пород щелочно-базальтового вулканизма (Румянцев, 1960).

Палеозойская геосинклиналь восточного склона Урала относится к области с эвгеосинклинальным характером развития со всеми присущими этим областям чертами (Пейве, 1969; Иванов, 1969; Смирнов, 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971). В пределах Уральской эвгеосинклинали вулканогенное и вулканогенно-осадочное породообразование, как и эволюция состава продуктов вулканизма и изменение соотношения вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, происходили в широком возрастном диапазоне, охватывающем ряд стадий геологического развития этого региона. Характер эволюционной направленности изменения состава продуктов вулканизма и их роли в формировании вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов позволяет, по-видимому, составить представление об общих закономерностях этих процессов в эвгеосинклинальных поясах.

В раннесилурийское – раннедевонское время, отвечающее этапу накопления формаций, слагающих основание эвгеосинклинального разреза, вулканические процессы в южной части Уральской эвгеосинклинальной зоны сопровождались массовыми излияниями основных лав в глубоководных условиях. Вулканогенные образования представлены, главным образом, шаровыми лавами спилитов, диабазами, вариолитами, сопровождающимися подчиненными количествами пирокластических накоплений. В ассоциации с этими вулканогенными образованиями всегда находятся различной мощности комплексы кремнистых и кремнисто-глинистых фтанитоподобных пород и глинистых сланцев, на участках интенсивного метаморфизма преобразованных в кремнисто-углистые и графитисто-углистые сланцы (Панков, 1972). В целом эти два комплекса образуют характерную спилит-диабаз-сланцево-кремнистую (вулканогенно-кремнистую) ассоциацию, которая по геологическим данным устанавливается во всех выделяемых в современной структуре частей эвгеосинклинальной области, включая зоны метаморфических гнейсовых комплексов (Панков и др., 1969; Панков, 1972; Рапопорт, 1971; Хворова, Ильинская, 1963; Червяковский, 1972).

Вулканизм на этой стадии в основном носил характер линейных трещинных излияний, нередко, по-видимому, без четкой индивидуализации аккумулятивных центров. Излияния достаточно закономерно сменялись этапами накопления вулканогенно-хемогенного материала в виде кремнистых илов, который спокойно разносился по океанической акватории, образуя однообразные ритмично сложенные ассоциации в разных частях эвгеосинклинали. Равномерное распределение вулканогенно-хемогенного материала, при заметном увеличении его количества в верхних частях разреза, свидетельствует также о том, что его источники не были локальными, а сам процесс выделения такого материала сопровождал и в основном завершал раннегеосинклинальную стадию.

Вулканогенные образования ранней ассоциации в петрохимическом отношении соответствуют продуктам толеитовой магмы, несущим специфику малотитанистых натриевых серий, которые отличаются очень низким соотношением окиси калия и окиси натрия. В свою очередь осадочные комплексы этой ассоциации представлены исключительно кремнистыми и кремнисто-глинистыми вулканогенно-хемогенными накоплениями при почти полном отсутствии карбонатного и терригенного материала. Количественные сопоставления показывают, что хемогенные накопления составляют не менее половины объема ранних ассоциаций (Фролов, Фролова, 1965; Фролова, 1969). Это может свидетельствовать только об одном факте: вынос хемогенного материала был связан с глубинными ювенильными источниками, определявшими состав и количественные соотношения вулканических и вулканогенно-осадочных продуктов. Вулканогенно-хемогенные породы, близкие по составу глубоководным кремнистым образованиям (Хворова, 1968), вместе с некоторыми другими фациальными признаками сви-

детельствуют о формировании спилит-диабаз-кремнистых ассоциаций в глубоко-водных условиях, что позволяет отнести их формирование к ранней океанической стадии, сопоставимой с условиями океанических рифтов (Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Иванов, 1972).

В Тагильской (среднеуральской) зоне Уральской эвгеосинклинали вулканогенно-кремнистый комплекс почти не получил развития, в то время как спилит-диабаз-сланцевой ассоциации соответствует, по-видимому, сильно дислоцированная и метаморфизованная толща основных вулканитов и сланцев в полосе тектонического сочленения миогеосинклиальной и эвгеосинклиальной областей. В целом стадия накопления этой ассоциации в эвгеосинклиальной зоне завершается и, возможно, частично сопровождается складчатостью. Вулканогенные, вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-сланцевые комплексы всегда в значительной степени нарушены дислокациями чешуйчатого и чешуйчато-моноклиального типа. Залегая в основании эвгеосинклиального разреза, они нередко имеют несогласные тектонические контакты с более поздними комплексами (Червяковский, Коротеев, 1964). Ранние комплексы достаточно часто нарушены надвиговыми перемещениями, сильно усложняющими их внутреннее строение (Руженцов, 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971), в том числе и соотношения вулканических и вулканогенно-осадочных членов ассоциации.

В значительной степени смена характера вулканизма, получившего отражение в формах его проявления, как и смена влияния вулканических процессов на вулканогенно-осадочное и осадочное породообразование, выразившееся в изменении состава последних, имеют место при формировании дифференцированных вулканогенных формаций вслед за стадией накопления вулканогенно-сланцево-кремнистых комплексов.

Более сложная палеофациальная обстановка следующей стадии связана, по-видимому, с проявлением горизонтальных и вертикальных движений, и, прежде всего, с образованием аккумулятивных форм, обусловленных преобладанием извержений центрального типа. В результате происходило параллельное накопление вулканогенных комплексов в пределах вулканокупольных структур разного плана, но преимущественно линейного расположения и ритмично слоистых туфогенно-флишoidных, а в завершающий этап и вулканогенно-молассовых комплексов в межкупольных и межкупольных участках. По соотношению с вулканогенными комплексами ритмично-слоистые вулканогенно-обломочные комплексы выделяются в самостоятельные геологические ассоциации, не идентичные туфовым накоплениям, состав которых, однако, тесно связан с вулканизмом соседних участков.

Вулканогенно-хемогенные комплексы рассматриваемой стадии представлены преимущественно тонкополосчатыми красными, реже пестрыми яшмами и яшмоидами, которые связаны, главным образом, с основными членами дифференцированной формации. В структурном плане эта ассоциация тяготеет к нижним частям вулканогенно-аккумулятивных построек, начиная в этом смысле разрез дифференцированных формаций и сменяясь далее ассоциацией вулканитов с ритмично-слоистыми туфогенными и вулканогенно-молассовыми комплексами.

Поскольку к верхним частям разреза дифференцированных формаций резко увеличивается количество кислого вулканического материала, то можно говорить о закономерной смене ассоциации основных вулканитов и кремнистых вулканогенно-хемогенных комплексов ассоциацией вулканитов с преобладанием кислых продуктов и вулканогенно-обломочных комплексов. По-видимому, имела место и взаимосвязь между характером вулканогенно-осадочного породообразования и фациальными условиями. Как и накопление комплексов ранней стадии, формирование нижних частей дифференцированных формаций, отвечавших образованию контрастных серий, происходило в субмаринной глубоко-водной обстановке, в спокойных условиях накопления и осаждения вулканогенно-хемогенного материала.

Появление аккумулятивных построек на еще подводных грядках и, возможно, единичных вулканических островах, сопровождавшее накопление последовательно дифференцированных серий, привело к образованию расчлененного рельефа и создало условия для возникновения турбидных потоков и разноса вулканических продуктов. В свою очередь, кислый вулканизм сопровождался увеличением эксплозивных процессов, поставлявших материал для ритмичнослоистых вулканогенно-обломочных комплексов. Последние также имеют черты, характерные для субмаринных образований. Выделенная стадия вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного породонакопления, протекающего в условиях сложного субмаринного палеорельефа, относится к поздней океанической стадии формирования эвгеосинклинальных отложений. Вслед за ней, а в отдельных зонах возможно параллельно, накапливались андезит-базальтовые порфиритовые комплексы, похожие на образования островных дуг как по составу вулканических извержений, так и набору фациальных разностей. Среди горных пород андезит-базальтовых комплексов выделяются и подводные и наземные фации (пизолитовые туфы, лахаровые отложения и др.).

Стадия основного вулканизма заканчивает собственно эвгеосинклинальный этап. Вулканогенно-осадочные процессы в эту стадию не играли существенной роли, хотя в основании разреза порфиритовых ассоциаций на Южном Урале выделяется ритмичнослоистый вулканогенно-кремнистый комплекс, положение которого недостаточно ясно (Червяковский, Коротеев, 1964; Червяковский, 1972), а в составе самой ассоциации развиты туфогенно-тефрогенные и вулканогенно-терригенные образования, накопившиеся в периферийных частях вулканогенно-аккумулятивных структур (Червяковский, 1972).

В Южноуральской (Магнитогорской) зоне общее завершение океанического этапа сопровождалось накоплением толщи светлых лидитовых кремнистых сланцев, связь которых с процессами вулканизма доказывается целым рядом косвенных признаков (Пумпянский, 1971). Являясь продуктом жизнедеятельности кремнеаккумулирующих организмов, в разрезе они связаны со сменяющими их известняками и граувакками. В Среднеуральской (Тагильской) зоне на соответствующем структурном уровне отмечаются терригенные образования, что совпадает с общей значительной ролью кремнеобразования в зоне и составляет специфику этой части палеозойской эвгеосинклинали, отражая, по-видимому, меньшую роль в продуктах вулканизма самостоятельных спилит-диабазовых формаций.

Эпигеосинклинальная стадия, как и последующая континентальная, характеризуется накоплением вулканогенных образований базальтового, трахибазальтового и трахилипаритового, а в Среднеуральской (Тагильской) зоне и трахиандезитового состава, ассоциирующих с мощными толщами осадочных пород, представленных песчаниками, сланцами, известняками, конгломератами. Вулканизму присущи черты наземных и мелководных накоплений и характерные вулканические фации (шлаковые, игнимбритовые, агглютинативные образования, пизолитовые туфы, лахаровые отложения и т.д.). Подчеркивая резкую смену состава продуктов вулканизма и связанных с ними осадочных комплексов, отметим, что оценить роль вулканических процессов в накоплении последних значительно сложнее. В осадочных комплексах преобладают терригенные накопления, в формировании которых определенное значение принадлежало явлениям разрушения продуктов вулканизма. В то же время смена вулканогенно-кремнистого и вулканогенно-обломочного накопления преобладающим известковым и песчано-глинистым материалом тесно связана, по-видимому, прежде всего со сменой геоструктурного режима. Однако нельзя исключать, что с формированием калий-натриевых и калиевых серий эпигеосинклинального этапа, которые сменили натриевые серии океанического этапа, может быть связан геохимический режим водных бассейнов, способствовавший в частности карбонато- и глинонакоплению.

В целом в истории стадийного развития уральской палеозойской эвгеосинклинали прослеживаются четкие закономерные изменения в палеофациальных ус-

Таблица

Формы проявления вулканизма и ассоциации вулканических и осадочных пород в эвгеосинклинали Урала

Стадии развития эвгеосинклинали	Формы проявления вулканизма и химизм пород	Ассоциации вулканических пород	Синхронные осадочные и вулканогенно-осадочные образования	Фациальные условия осадконакопления
Ранняя океаническая	Подводные, преимущественно трещинные излияния спилитов, вариолитов, диабазов, позднее андезит-базальтов. Известково-натриевая серия	Спилит-диабаз-сланцевокремнистая (вулканогенно-кремнистая)	Кремнистые, кремнисто-глинистые	Морские глубоководные, с некоторым уменьшением глубин к концу стадии
Поздняя океаническая	Подводные, преимущественно центрального типа извержения. Основные и (несколько более поздние) кислые и средние эффузивы. Известково-натриевая серия.	Спилит-кварцальбитофировая, базальт-андезит-дацит-кварцальбитофировая. Туфогенно-флишоидная, вулканогенно-молассовая.	Туфогенный флиш, вулканогенная моласса, туфопесчаники, кремнистые сланцы, редко известняки	Морские относительно глубоководные, позднее частично наземные
Эпигеосинклинальная	Наземные и подводные, преимущественно центрального типа извержения; обильные субвулканические тела и дайки. Основные и кислые эффузивы субщелочной калий-натриевой серии.	Трахилипарит-базальтовая, трахибазальтовая, трахиандезитовая	Песчаники, конгломераты, граувакки, известняки, кремнистые сланцы (лидиты)	В большинстве мелководные, наземные

ловиях, характере и составе вулканизма, в составе и соотношении вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного породообразования, а также в изменении роли вулканических процессов в осадконакоплении. Палеофациальные условия меняются от океанических глубоководных к островным и наземным. Вулканизм на океаническом этапе эволюционирует по форме проявления от линейного к центральному типу и от спокойных излияний к преобладанию взрывных извержений; эволюция химизма вулканических продуктов отмечается четкой сменой известково-натриевых серий океанического этапа калий-натриевыми и калиевыми сериями при переходе к эпигеосинклинальным этапам. Сопровождающие осадочные отложения меняются от вулканогенно-хемогенных и радиоляриевых илов до известняков, вулканотерригенных и терригенных пород (таблица).

Сопоставление материалов палеофациальных, палеовулканических и литологических исследований показывает, что рассмотренные для Уральской системы закономерности эволюции, роли и соотношения вулканических процессов в формировании вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов достаточно типичны для миеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон. Прежде всего это относится к эвгеосинклиналям, выявленные черты стадийного развития которых позволяют рассматривать такие зоны как исходно океанические структуры со сложной историей и подчеркивают их общность.

ЛИТЕРАТУРА

- Голдобин Б.А., Пучков В.Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления палеозойской эвгеосинклинали на севере Урала. - В сб. "Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя". Сыктывкар, 1972.
- Иванов С.Н. О происхождении руд Бакала. - Второе Уральское петрографич. совещание. Тезисы докладов, Свердловск, 1966.
- Иванов С.Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций геосинклиналей и их металлогении. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. III. Свердловск, 1969.
- Иванов С.Н. О происхождении гранитоидов и глубинных флюидов. - Ежегодник. Изд-во Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972.
- Панков Ю.Д., Турбанов В.Ф., Парашина Т.Н. К вопросу о возрасте Ильменогорского метаморфического комплекса. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. V. Свердловск, 1969.
- Панков Ю.Л. Зональные метаморфические комплексы южной части Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория на Южном Урале. - Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1972.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, т. 196, 1971, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В сб. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука", 1971.
- Пумпянский А.М. Кремнистые породы франского яруса Урала. - Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1971.
- Рапопорт М.С. Геология и магматизм района Шилово-Коневской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале. - Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1971.
- Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). - В сб. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука", 1971.
- Румянцева Н.А. О проявлении щелочного вулканизма на западном склоне Урала. Геол. и полезн. ископаемые Урала и Тургай. - Мат-лы ВСЕГЕИ, т. 39, 1960.
- Румянцева Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала. - В сб. "Щелочные вулканогенные формации складчатых областей". Л., "Недра", 1967.
- Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д. Формационный анализ магматических образований западного склона Урала. - В сб. "Проблемы магматизма западного склона Урала". - Труды Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, вып. 95, 1972.

- Смирнов Г.А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований. - Гестектоника, 1971, № 2.
- Фролов В.Т., Фролова Т.И. Соотношения эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. - В сб. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые". М., "Наука", 1965.
- Фролова Т.И. Количественная характеристика вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория и некоторые вопросы их генезиса. - Труды Второго Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В сб. "Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого". М., "Наука", 1968.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. Литология, структура и стратиграфия ирендыкской свиты. - Докл. АН СССР, т. 157, 1964, № 4.
- Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. - М., "Наука", 1972.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СТАДИИ БАШКИРСКОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА

Магнитогорский мегасинклиорий в среднем палеозое развивался как типичная эвгеосинклиналь, где при преобладающем значении вулканических процессов как основного фактора формирования разреза появлялись также прослои, горизонты и толщи терригенно-осадочных, карбонатных и кремнистых пород. Раннегеосинклиальная стадия развития прогиба охватывала в основном время от силура до среднего девона включительно. Вместе с этим локально развитые проявления предположительно позднедевонского вулканизма, приуроченные к так называемой колтубанской свите, по своим петрохимическим и петрографическим особенностям (Аржавитин, Аржавитина, 1972) близки к раннегеосинклиальным образованиям.

Основные закономерности развития вулканической деятельности и седиментационных процессов раннегеосинклиальной стадии мегасинклиория изучались В.М. Сергиевским (1960), Д.С. Штейнбергом (1963), И.В. Хворовой и М.Н. Ильинской (1963), М.Б. Бородаевской и др. (1970), Т.И. Фроловой (1966) и некоторыми другими геологами. Проводящиеся в течение ряда лет сотрудниками Института геологии Башкирского филиала АН СССР (П.Ф. Сопко, А.С. Бобохов, И.В. Серавкин, И.С. Вахромеева, К.А. Уразаев, А.А. Захарова, В.А. Маслов) исследования позволили внести ряд существенных уточнений в решение вопроса об эволюции процессов вулканизма и седиментогенеза.

Раннегеосинклиальная стадия развития мегасинклиория разделяется на два этапа - силурийско-раннеэйфельский и позднеэйфельско-живетский, в течение которых образовались две непрерывные базальтоидные серии (ряда). Наряду с параллельным формированием в смежных структурно-формационных зонах и блоках комплексов пород, которые отличались набором и различным соотношением вулканических и осадочных фаций, обусловленных в значительной мере автономным развитием этих структур, довольно часто отмечается некоторая преемственность в характере вулканизма и осадконакопления. Особенно ярко эта тенденция проявилась в течение второго, более позднего тектоно-магматического этапа.

В целом в разрезе Магнитогорского мегасинклиория выделяются следующие конкретные формации (снизу):

силурийско-раннеэйфельского возраста - 1) вулканогенно-осадочная базальтово-обломочно-фтанитовая, 2) базальт-липаритовая, 3) базальт-андезит-дацит-липаритовая, 4) вулканогенно-осадочная флишоидная, 5) осадочно-вулканогенная обломочно-андезит-базальтовая;

средне-девонского возраста - 6) вулканогенная яшмово-базальт-липаритовая, 7) вулканогенная базальт-андезит-дацит-липаритовая, 8) флишоидная вулканогенно-осадочная, карбонатно-кремнисто-обломочная.

Вулканогенно-осадочная базальтово-обломочно-фтанитовая формация ($S_{1n} - Id_1$) фрагментарно развита в Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоне и пронизана телами гипербазитов. В целом она представлена эффузивами базальтового состава с прослоями фтанитов, граптолитовых сланцев и терригенных пород. Вулканогенную часть ее образуют главным образом потоки и покровы диабазов, спилитов и вариолитов. Кремнекислые породы встречаются локально и имеют резко подчиненное значение. Их фациальная принадлежность еще во многом не ясна; часто они являются, по-видимому, субвулканическими образованиями.

По соотношению вулканогенных и осадочных пород разрезы формации в различных блоках варьируют от преимущественно осадочных до вулканогенных. Соответственно меняются и их мощности: от 325-650 до 1500-2000 м и больше. Наиболее типичен вулканогенно-осадочный разрез, достаточно детально изученный А.А. Захаровым, А.А. Захаровой, М.Ш. Биковым, Б.М. Садрисламовым, А.И. Кривцовым и другими геологами в западной части Бурибайского рудного района (Кривцов и др., 1970; Захарова, 1971). Там выделяются: 1) лландоверийско-нижневенлокские диабаз-спилитовые толщи с горизонтами углисто-глинистых граптолитовых сланцев и фтанитов, 2) верхневенлокско-нижнелудловская толща полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев, отделенная от подстилающих и перекрывающих отложений стратиграфическими несогласиями, 3) лудловские диабаз-спилитовые толщи с горизонтами углисто-глинистых и кремнистых сланцев.

Характерными чертами вулканогенной части формации являются: слабая дифференцированность базальтоидных вулканитов, их афировое строение, широкое развитие подушечных лав, исчезающе малый объем пирокластических образований. Для осадочных отложений типичны: обилие фтанитов и тонких терригенных пород, в том числе углисто-глинистых сланцев, полимиктовый состав грубых терригенных пород, небольшое развитие вулканомиктовых образований.

Фациальный облик как осадочных, так и вулканогенных пород свидетельствует о том, что накопление формации происходило в глубоководной обстановке сравнительно устойчиво прогибавшегося узкого геосинклинального желоба, в результате мощных трещинных излияний базальтовых расплавов и тесно ассоциировавших с ними в пространстве и времени процессов накопления тонких терригенных и хемогенных кремнистых осадков. При этом вулканический материал почти не участвовал в формировании осадочных прослоев. Изменение указанных условий, о чем свидетельствует несогласно залегающая толща грубых терригенных пород ($Sw_3 - Id_1$), не привело в дальнейшем к существенной перестройке тектонического режима зоны и носило в масштабе мегасинклинория локальный характер.

Вулканогенная базальт-липаритовая формация предположительно позднесилурийского возраста распространена в юго-западной части Таналыкской структурно-формационной зоны. Основной ее объем составляют продукты базальтоидного вулканизма, а осадочные породы (яшмовидные кремнистые сланцы и туффиты) находятся в резко подчиненном количестве, слагая маломощные и крайне непротяженные прослои.

В разрезе формации по данным М.Ш. Бикова, В.И. Гордицы, А.А. Захарова, А.И. Кривцова, И.Б. Серавкина выделяются (снизу вверх): диабазы, диабазовые, гиалобазальтовые и пикритовые порфириды, сменяющиеся постепенно подушечными спилитами и вариолитами, которые ассоциируются со шлаковыми гиалобазальтовыми эффузивами и гиалокластитами; завершается разрез толщей переслаивающихся пироксеновых базальтовых и андезит-базальтовых порфиридов, пирокластических пород, яшмоидов, кремнистых туффитов и развитых локально эффузивов и туфов липарит-дацитового и дацитового состава, слагаю-

ших, совместно с комагматичными им субвулканическими телами, некрупные вулканические постройки центрального типа (Хворостянский участок, Юбилейное месторождение и др.). Суммарная видимая мощность формации 1500–2000 м.

Для рассматриваемой формации характерны: контрастная дифференцированность состава вулканитов, подавляющее преобладание эффузивных фаций над пирокластическими, широкое развитие подушечных лав, гиадокластитов, шлаковых разновидностей базальтовых эффузивов. Преобладают афировые структуры вулканитов, но в заметном объеме присутствуют и олигофировые породы – диабазовые, базальтовые, андезит–базальтовые и дацитовые порфириды.

В период образования формации процессы седиментации, как отмечалось, получили ограниченное развитие. Преимущественно в конечные этапы ее накопления формировались прослои кремнисто–туффового состава, нормальные осадочные породы практически отсутствуют. Условия накопления базальт–липаритовой формации менялись от глубоководных до мелководно–морских. Преобладали трещинные излияния лав, однако уже в средние этапы накопления формации началось образование базальтовых шлаковых куполов (Юбилейное месторождение), а кислый вулканизм поздних этапов проявился целиком в форме извержений центрального типа, правда, отчетливо контролировавшихся линейными разломами.

Вулканогенная базальт–андезит–дацит–липаритовая формация предположительно позднесилурийского возраста получила развитие в северной и центральной частях Таналыкской структурно–формационной зоны. Эта территория отличалась особенно сложными фациальными переходами весьма разнообразных вулканогенных пород, содержащих крайне незначительное количество непротяженных и маломощных прослоев кремнистых туффов. Разрез формации, по данным П.Ф. Сопко, Л.Н. Сопко, И.Б. Серавкина, В.Н. Зайцева, сложен в нижних частях диабазами, диабазовыми, плагиоклазовыми андезит–базальтовыми порфиридами, их вулканическими брекчиями и туфами, которые местами выше сменяются андезитовыми и андезит–дацитовыми эффузивами, туфами и вулканическими брекчиями дацитового, липарит–дацитового и липаритового состава, образующими локальные накопления. Общая мощность формации 1000–1500 м. Вулканогенные породы сопровождаются многочисленными субвулканическими телами.

Характерными особенностями формации являются: ее последовательно дифференцированный базальт–андезит–дацит–липаритовый состав, гомодромный характер проявления вулканизма, значительный объем пирокластического материала, равный примерно количеству эффузивов, незначительное развитие эпикластических осадочных пород, представленных продуктами местных перемылов тефрового материала. В отличие от предыдущих формаций большинство петрографических разновидностей пород обладает олигофировыми структурами.

Накопление вулканитов рассмотренной формации происходило преимущественно в результате извержений вулканов центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности; строение некоторых из них удалось реставрировать (Серавкин, 1970; и др.). Началось накопление формации в подводной обстановке, но уже средние ее толщи частично формировались в субаэральных условиях, о чем свидетельствуют фациальные особенности вулканитов (бомбовые горизонты, строение эффузивных потоков, присущее наземным образованиям) и смена наземных фаций подводными (спилитами, вариолитами, окремненными дезинтегрированными эффузивами и прослоями туффов) в латеральном направлении. Аппараты в конце вулканического цикла извергали кремнекислые продукты преимущественно на суше.

Таким образом, на территории Таналыкской зоны примерно одновременно происходило образование двух родственных дифференцированных формаций. Их отличия связаны с неодинаковыми геотектоническими условиями развития поперечных структурных блоков. Северный из них, Баймакский блок, представлял

геоантиклинальное поднятие, что обусловило проявление в его пределах своеобразного вулканоплутонического комплекса с последовательно дифференцированной гомодромной серией вулканогенных образований (Сопко, 1966; Салихов, Серавкин, 1967).

Промежуточное положение между рассмотренными дифференцированными формациями занимает комплекс пород, развитых в Макан-Мамбетовской полосе (юго-восточная часть Таналыкской зоны). Здесь, по данным И.С. Анисимова и А.И. Кривцова, распространена последовательная серия вулканитов, подразделяющаяся (снизу вверх) на базальтовую, андезит-базальтовую, андезитовую и дацитовую толщи. Однако незначительный объем пород промежуточного состава и локальное их развитие даже в пределах указанной полосы заставляет считать, что макан-мамбетовский комплекс принадлежит контрастной формации, представляя частное отклонение от ее типичных проявлений на остальной территории Бурибайского рудного района.

Вулканогенно-осадочная флишоидная формация раннедевонского возраста в типичном выражении развита в окрестностях Майского месторождения (Баймакский блок). Впервые под названием майской толщи В.М. Поповым был выделен характерный флишоидный комплекс, представленный ритмичным переслаиванием кремнистых туффигов, яшмоидов, вулканомиктовых пород, туфов и вулканических брекчий и содержащий потоки кварц-пироксеновых порфиритов андезит-дацитового состава. Аналогичные или близкие по набору пород отложения выполняют ряд отрицательных структур и подстилают ирендыкскую формацию в Баймакском блоке Таналыкской зоны, а также широко развиты в более южных районах этой зоны, что позволяет выделить их в самостоятельную формацию. Общая мощность, в зависимости от объема присутствующих в разрезе вулканических пород, варьирует от 200-300 м (преимущественно осадочные разрезы наложенных мульд Баймакского блока) до 500-650 м (существенно вулканогенные разрезы восточной части Таналыкской зоны и более южных участков - Вишневого и Матраевского).

Переходы этой формации к образованиям вышележащей андезит-базальтовой формации повсеместно являются постепенными. С подстилающими породами взаимоотношения более сложные. В большинстве районов в верхних горизонтах дифференцированных формаций, как уже отмечалось, наблюдается некоторое увеличение роли кремнисто-туффиговых прослоев. При этом на одних участках переход от нижележащих отложений к вулканогенно-осадочной формации постепенный, в других местах она залегает на подстилающих породах с угловым и азимутальным несогласием (Майское месторождение).

Вулканогенно-осадочная формация накапливалась в условиях неглубокого моря, в ряде случаев, видимо, в межгорных депрессиях, за счет перемыва материала разрушавшихся древних вулканических сооружений и продуктов эксплозий новых вулканических центров. Ее вулканогенная часть по химизму и петрографическим особенностям является переходной от дифференцированных (базальт-липаритовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой) формаций к слабо дифференцированной андезит-базальтовой формации и носит черты гибридности.

Осадочно-вулканогенная обломочно-андезит-базальтовая формация ($D_1 - D_{2e1}$) распространена в Ирендыкской структурно-формационной зоне. На значительном протяжении, в хребтах Ирендык, Крыкты и Куркак, эта формация обладает характерными особенностями, отличающими ее от связанных между собой петрохимической общностью вулканогенной компоненты базальто-обломочно-фтанитовой, базальт-липаритовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой формаций (Аржавитин, Аржавитина, 1972).

По данным В.С. Шарфмана, Б.М. Садрисломова, И.В. Хворовой и М.Н. Ильинской (1963), осадочно-вулканогенная формация в ее типичном проявлении представлена толщами туфобрекчий, туфов и эффузивов андезит-базальтового, в меньшей мере андезитового и базальтового состава, содержащими прослои и более или менее выдержанные ритмичные пачки кремнистых туффигов и вул-

каномиктовых пород. Общая мощность формаций достигает 3000–3500 м, а по оценкам некоторых исследователей превышает и эти цифры. В различных частях Ирландской зоны объемные соотношения эффузивных, пирокластических и осадочных членов формации и их распределение в разрезах несколько меняются, но характерная ассоциация пирокластических и вулканомиктовых пород андезит–базальтового состава остается постоянной. Существенные отклонения в составе формации наблюдаются местами по периферии зоны ее распространения и, особенно, в области южного замыкания зоны (Бурибайский рудный район), где наряду с вулканитами основного состава в значительных количествах присутствуют эффузивные, пирокластические и вулканомиктовые образования дацитового и андезит–дацитового состава.

В целом для вулканической части ирландской формации характерна слабая дифференцированность с преобладанием пород пироксен–плагиоклазового андезит–базальтового состава, повышенная известковистость вулканитов, явное преобладание пирокластических фаций над эффузивными, типично порфировый, иногда мегапорфировый облик вулканитов. Особенностью осадочной компоненты формации является общность ее состава с составом вулканитов, что дало основание И.В. Хворовой и М.Н. Ильинской (1963) считать осадочные прослои продуктами перемива ювенильного материала ирландских вулканов.

Накопление рассмотренной формации, по данным упомянутых исследователей и материалам Г.Ф. Червяковского и В.А. Коротеева (1968), происходило в условиях архипелага островов с действовавшими на них вулканами центрального типа, обладавшими высоким коэффициентом эксплозивности.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Натровый базальтоидный формационный ряд этого тектоно–магматического этапа представлен двумя вулканогенными формациями: яшмово–базальт–липаритовой и базальт–андезит–дацит–липаритовой, получившими развитие восточнее системы хребтов Ирланд–Крыкты.

Яшмово–базальт–липаритовая вулканогенная формация (D_2e) распространена в Карамалыташской, Узункырской и Сибайской вулcano–тектонических структурах западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Для формации в целом характерным является контрастный состав при значительном преобладании вулканогенных пород основного ряда. Объем кислых дифференциатов невелик и составляет около 10–15%. Большинство их представляет собой субвулканические образования (Бобохов, 1968) и лишь незначительная часть имеет эффузивную или пирокластическую природу (Сибайская и Узункырская структуры). Осадочные кремнистые и терригенные породы пользуются незначительным развитием.

По характеру основных вулканитов выделяются две типичные ассоциации. Первая из них, представляющая разрез Карамалыташской и Узункырской вулcano–тектонических структур, образована спилитами, вариолитами, диабазовыми и базальтовыми афиритами и порфиритами, яшмами и кремнистыми алевритами. Пирокластические и вулканотерригенные отложения развиты крайне слабо. Суммарная мощность формации в Карамалыташской структуре свыше 1000 м.

Вторая ассоциация, характерная для Сибайской вулcano–тектонической структуры, состоит главным образом из вулканических шлаковых брекчий базальтовых порфиритов и тесно связанных с ними гиалокластитов. Лавовые потоки базальтовых порфиритов и спилитов имеют подчиненное значение. Мощность толщи 500–600 м. В разрезе она размещается выше диабазовых порфиритов с редкими прослоями силицитов, сопоставляемых (Бобохов, 1965) с яшмово–спилитовой ассоциацией. Со шлаковыми брекчиями и гиалокластитами генетически связаны слоистые вулканомиктовые конгломерато–брекчии, песчаники и

алевролиты с признаками отложения осадков в условиях мелководья (косая слоистость, знаки ряби), образующие горизонт мощностью около 50 м в верхах разреза восточного крыла Карамальташской антиклинали.

Формирование яшмово-спилитовой ассоциации происходило в результате трещинных излияний, сопровождавшихся химико-биогенным седиментогенезом в условиях глубоководного бассейна (Хворова, Ильинская, 1963). Связь же шлаковых брекчий с терригенными осадками указывает на иную, более мелководную обстановку их накопления.

Вулканогенная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация развита в основном в Учалинской структурно-формационной зоне. Ранее здесь почти все исследователи выделяли две формации: эйфельскую липарит-базальтовую и живетскую базальт-андезит-дацит-липаритовую (Бородаевская и др., 1970; Фролова, 1968; Ширай, Агеева, 1970). Однако отсутствие перерыва в формировании вулканогенных пород, закономерная и последовательная смена типа и фациальных особенностей вулканизма, петрохимическое родство продуктов его деятельности заставляют относить их к единой среднедевонской последовательно дифференцированной формации.

Во многом близки этому же формационному типу вулканогенные породы Бакрузяжской вулканотектонической структуры, возраст которых можно считать живетским на основании того, что несколько севернее, в окрестностях оз. Атавды, среди живетских вулканотерригенных отложений размещаются породы липарит-базальтового комплекса, вероятно, в значительной мере имеющие субвулканическую природу. В ассоциации с петрохимически аналогичными им породами Бакрузяжского месторождения Л.С. Либровичем и Ф.И. Ковалевым отмечались известняки с живетской фауной.

В Учалинской структурно-формационной зоне разрез формации (снизу вверх) выглядит следующим образом:

1. Толща спилитов, базальтовых и диабазовых афиритов, олигофиров и порфиритов мощностью не менее 700 м.
2. Локально развитый горизонт вулканомиктовых брекчий, гравелитов, песчаников и алевролитов. В тесной ассоциации с ними находятся полифациальные субвулканические тела дацитовых порфиритов и пирокластические породы.
3. Толща спилитов, базальтовых и диабазовых афиритов и порфиритов, шлаковых лав, шлаковых брекчий и гиалокластитов мощностью около 2000 м. Шлаковые брекчии фациально сменяются вулканомиктовыми породами.
4. Толща андезит-базальтовых, андезитовых порфиритов, вулканических брекчий и связанных с ними вулканотерригенных пород. Мощность — более 1000 м.

Кислый вулканизм, как показали работы последних лет (А.С. Бобохов, В.Г. Галиуллин, П.И. Пирожок, З.И. Родичева, К.А. Уразаев), проявился главным образом в субвулканической фации и имел место в основном на заключительной стадии развития формации.

Нижняя спилитовая толща несколько отличается от типичной яшмово-спилитовой ассоциации, но, вероятно, также представляет собой продукты глубоководных трещинных излияний. В условиях мелководного бассейна происходило образование ранних дацитовых порфиритов и последующих вулканических базальтового состава. Андезитовый вулканизм протекал в субаэральной обстановке. Роль обломочных вулканотерригенных отложений к концу образования формации значительно увеличилась. Это вызвано большим количеством рыхлого вулканогенного материала, что в сочетании с мелководными условиями, затрудняло накопление хемогенных осадков.

Образование флишоидной вулканогенно-осадочной карбонатно-кремнисто-обломочной формации связано с крупными структурами, в которых прекратилась или же проявлялась в резко ослабленной форме активная вулканическая дея-

тельность. В связи с тем, что прекращение вулканизма в различных зонах и блоках прогиба происходило неодновременно, начало накопления формации также носило скользящий характер. В Кизило-Уртазымской синклинали зоне начало ее образования относится к эйфельскому веку. По мере продвижения на север формация постепенно теряет флишеидный облик и уже в районе Байрамгуловского поднятия синхронные образования представлены грубыми, плохо сортированными брекчиями андезитовых порфиритов и андезитовыми порфиритами, являющимися продуктами продолжающейся здесь вулканической деятельности. Образование формации в Учалинской структурно-фармационной зоне началось в конце среднего девона. Формация здесь значительно сокращена в мощности по сравнению с более южными районами, где ее мощность достигает 1000 м. Такая же картина наблюдается и в Бакрузьянской структуре, где в это время происходило формирование вулканитов.

В основании флишеидной формации почти повсеместно наблюдаются сравнительно мощные горизонты кремнистых пород, относимых обычно к бугульгырскому горизонту и генетически связанных с предшествующим вулканизмом. В зонах, где вулканическая деятельность закончилась формированием липарит-базальтовой формации, силициты характеризуются повышенным содержанием железа, нашедшим отражение в их окраске (сургучные яшмы бугульгырского горизонта). Наоборот, они имеют светлую окраску и соответственно обеднены железом последовательно-дифференцированной формации.

* * *

Таким образом, сформированные в силурийско-раннейфельский и позднейфельско-живетский тектоно-магматические этапы две непрерывные базальтоидные серии имеют значительное сходство. Это сходство заключается в возрастающей гомодромной дифференциации магматического расплава, что выразилось в смене недифференцированных формаций (базальтово-обломочно-фтанитовая в первом этапе и формация Карамалыташской и Узункырской структур - во втором этапе) контрастнодифференцированными (соответственно базальт-липаритовая формация Бурибайского рудного района и формация Сибайской структуры) и последовательно дифференцированными (формации Баймакского блока, Учалинской зоны и Бакрузьянской структуры) вулканогенными формациями. Первый тектоно-магматический этап завершился формированием слабо дифференцированной ирендыкской андезит-базальтовой формации. Примерно такое же положение во втором тектоно-магматическом этапе занимает андезит-базальтовая формация колтубанской свиты верхнего девона. Отмеченное сходство наблюдается также в постепенном увеличении степени порфирированности вулканогенных пород в формационных сериях от афировых к олигофировым и порфирировым, в увеличении роли пирокластического материала в составе формаций и в изменении условий накопления вулканитов от глубоководно-морских к мелководным и наземным.

Развитие процессов седиментации в течение выделенных тектоно-магматических этапов заключается в следующем. В начале этапов в периоды интенсивного прогибания формировались вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные формации, сменявшиеся в середине этапов вулканогенными. В конце каждого этапа происходило резкое изменение типа литогенеза, приуроченное к завершению образования натровых базальтоидных серий. Оно характеризовалось значительным увеличением роли вулканотерригенных осадков (вулканогенно-осадочная формация первого этапа и флишеидная вулканогенно-осадочная - второго этапа), отделенных в большинстве структурно-формационных зон от нижележащих вулканогенных комплексов перерывами и последующими массовыми накоплениями кремнистых отложений. В ряду формаций от начала к концу этапа общее соотношение хемогенных кремнистых и вулканотерригенных отложений менялось в сторону увеличения последних, что являлось отражением изменения условий седиментации от относительно глубоководных к мелководным.

Наряду с общими чертами, выделяемые этапы характеризуются существенными различиями как в отношении эволюции магматизма, так и, особенно, в отношении эволюции осадконакопления. Основная тенденция изменения геологических условий в процессе формирования Магнитогорского прогиба от этапа к этапу заключалась в увеличении общей роли седиментации на позднем этапе.

ЛИТЕРАТУРА

- Аржавитин П.В., Аржавитина М.Ю. Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория. – В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала", вып. 5, Уфа, Башк. кн. изд-во, 1972.
- Бобохов А.С. К вопросу о стратиграфическом расчленении карамалыташской свиты в центральной части Сибайского рудного района. – Сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала", вып. 4. М., "Недра", 1965.
- Бобохов А.С. Магматогенные брекчии и брекчиевидные породы кислого состава девона западного крыла Магнитогорского мегасинклинория и взаимоотношения их с колчеданым оруденением. – Автореф. канд. дисс., М., 1968.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Ширай Е.П. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей. – Сб. "Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа?" – Труды ЦНИИГРИ, вып. 92, 1970.
- Кривцов А.И., Анисимов И.С., Биков М.Ш., Волчков А.Г., Захаров А.А., Чернова И.И., Шепелев В.М. Структурно-формационное районирование юго-восточной части Башкирского Урала. – Труды ЦНИИГРИ, вып. 92, 1970.
- Захарова А.А. Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. – Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1971.
- Салихов Д.Н., Серавкин И.Б. Некоторые магматические комплексы Магнитогорского мегасинклинория, их фациальное расчленение и формационная принадлежность. – В сб. "Материалы Юбилейной сессии по вопросам геологии Южного Урала и Русской платформы" (тезисы доклада); Уфа, 1967.
- Серавкин И.Б. Вулканические постройки и их роль в формировании рудоконтролирующих вулканотектонических структур в Западно-Баймакской рудоносной зоне. – Труды ЦНИИГРИ, вып. 92, 1970.
- Сергиевский В.М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. – Сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала", вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Сопко П.Ф. Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала. – "Разведка и охрана недр", 1966, № 7.
- Фролова Т.И. Вулканогенно-осадочные формации восточного склона Урала и некоторые черты их эволюции. – Тезисы II Уральского петрогр. совещ. Свердловск, изд. УФ АН СССР, 1966.
- Фролова Т.И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. – Сов. геология, 1968, № 8.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. – В сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Труды ГИН, вып. 81, 1963.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. К картированию вулканогенных образований Урала. – В кн. "Палеовулканизм Урала", Свердловск, изд. УФ АН СССР, 1968.
- Ширай Е.П., Агеева С.Т. О вулканогенных формациях Верхнеуральского рудного района. – Труды ЦНИИГРИ, вып. 92, 1970.
- Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. – Труды I Уральского петрографического совещания, т. I, "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". Свердловск, изд. УФ АН СССР, 1963.

ТЕРРИГЕННО-ТЕЛЕПИРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В Северном Тянь-Шане среди докембрийских отложений был обособлен вендский комплекс (Королев, Максумова, 1964, 1968). Сложен он, как и на многих других территориях Сибири, Казахстана и Русской платформы, красноцветными и сероцветными молассовыми и вулканогенно-осадочными формациями. Эти формации заполняли унаследованные позднеорогенные и краевые прогибы Северо-Тяньшаньской байкальской геосинклинальной области.

Байкальский орогенный этап в Северном Тянь-Шане делится на три стадии, выделенные А.А. Богдановым (1959), М.В. Муратовым (1963) и другими авторами. Эти стадии в общем соответствуют стадиям эпигеосинклинального орогенного развития: 1) стадии нижних моласс, когда отмечается господство орогенного режима не для всей геосинклинальной области, а для отдельных ее зон; 2) стадии горообразования и преимущественно наземного вулканизма, охватывающей в основном периферию геосинклинальной области; при этом в орогенез вовлекаются также и края жестких массивов, обрамляющих геосинклинальную область, в том числе и края платформ; 3) стадии верхних моласс, для которой характерно накопление обломочного материала, возникшего за счет разрушения горных сооружений. Верхние молассы накапливаются в структурах типа краевых прогибов. Особенно характерны для этой стадии байкальского орогенеза в Тянь-Шане так называемые тиллитоподобные конгломераты.

Вендский позднеорогенный вулканизм Северного Тянь-Шаня характеризуется преобладанием эксплозивных извержений. Их продукты либо образуют вулканические накопления, либо входят в состав смешанных вулканогенно-осадочных формаций, участвуя местами в строении сложных морских осадочных толщ, тонко прослаивающихся вулканогенными продуктами далекого воздушного переноса, которые образовались на значительных расстояниях от центров извержений.

Лучшим примером вулканогенно-осадочной формации может служить курганская свита хребтов Таласский и Малый Каратау. Эта свита составляет верхнюю половину малокаройской серии низов венда. Малокаройская серия со стратиграфическим несогласием ложится на флишевые толщи верхнего рифея. Нижняя часть серии представлена красноцветными и зеленоцветными аркозовыми и полимиктовыми гравелитами, песчаниками, конгломератами, зелеными и черными аргиллитами, кремнями, реже известняками. Выше курганской свиты с крупным стратиграфическим несогласием залегают фосфатсодержащие породы верхов венда — низов кембрия.

В составе курганской свиты различаются следующие типы вулканогенно-осадочных (обломочных) пород: туфы, тефроиды, туффиты¹. Все эти породы внешне очень сходны. Основные различия выявляются только при изучении шлифов (рис. 1).

¹ Номенклатура и классификация пирокластических вулканогенно-осадочных пород принята по Г.С. Дзоенидзе и И.В. Хворовой (1970).

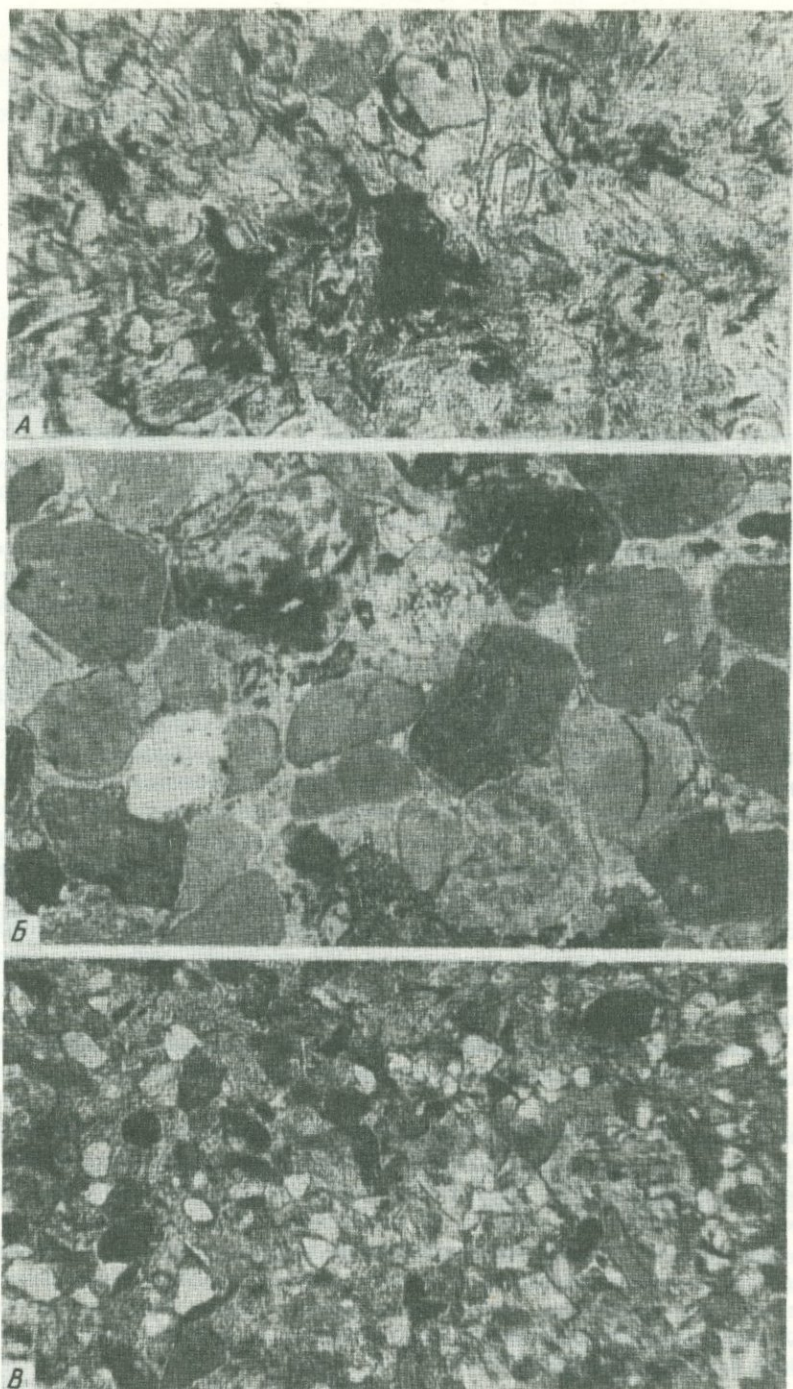


Рис.1. Вулканогенно-осадочные породы, хр. Малый Каратау

А - витрокластический тонкокристаллический туф. Шлиф, $\times 100$, николь один; Б - полимиктовый средне-обломочный тейроид. Шлиф, $\times 20$, николь один; В - известковистый мелкозернистый туффит. Шлиф, $\times 45$, николь один

Туфы представлены слоистыми толщами, сложенными преимущественно мелко- и среднеобломочными разностями темно-зеленого и вишнево-бурого цвета. Отдельные прослои туфов изменяются по толщине от долей сантиметра до 20-30 см. Суммарная мощность туфовых толщ достигает 20-30 м. По составу и строению различаются витрокластические и кристалло-витрокластические, реже литокристалло-витрокластические туфы. Они сложены обломками вулканического стекла, минералов, эффузивных пород и спекшихся туфов, цементированных продуктами гидрохимического преобразования мельчайших пепловых частиц, которые представлены, как правило, витрокластами. Обломки вулканического стекла имеют вид остроугольных, иногда изогнутых плотных или шлаковых черепков. В настоящее время вулканическое стекло полностью преобразовано в агрегат вторичных минералов, состоящий из альбита, кварца, гидрослюда, гидроокислов железа, хлорита, калиевых полевых шпатов. Обломки минералов имеют угловатую форму. Представлены они плагиоклазами кислого состава (олигоклаз-альбит), калиевыми полевыми шпатами (ортоклаз) и кварцем. Среди обломков пород различаются миндалекаменные трахиты, трахиандезиты, трахилипариты, риолиты, дациты и спекшиеся туфы. Основная (цементирующая) масса образует тонкозернистый агрегат кварц-альбит-гематит-хлорит-гидрослюдистого состава. Химический состав туфов ближе всего соответствует породам трахилипаритового ряда.

Тефроиды встречаются в виде небольших (по 0,5-1,0 м) прослоев среди мощных тонкослоистых туфовых толщ. Тефроиды в обнажениях отчетливо выделяются розовым, кирпично-красным, серовато-белым, реже розовато-зеленым цветом. По составу различаются полимиктовые и аркозовые тефроиды. Последние значительно преобладают. Полимиктовые тефроиды состоят из обломков пород и минералов. Среди обломков пород, так же как и в туфах, присутствуют сильно измененные, ожелезненные трахилипариты, дациты, риолиты, спекшиеся туфы кислого состава, туффиты. Кристаллокласты представлены удлиненными фрагментами кислых плагиоклазов, пластинчатыми табличками калиевых полевых шпатов, округло-оскольчатыми зёрнами кварца, рудными минералами. Связующая масса состоит из мелкого агрегата кремнезема, альбита, гидрослюда, калиевого полевого шпата, гидроокислов железа, реже - из кальцита и доломита. В цементе отчетливо сохраняются реликты пепловой структуры.

Туффиты чередуются с туфами и тефроидами, прослои их имеют мощность от нескольких сантиметров до 0,5-1 м. Цвет изменяется от вишнево-бурого до зеленовато-розового и розовато-серого. Туффиты встречаются по всей площади развития вулканогенно-осадочного комплекса на территории хребтов Таласский и Малый Каратау и фациально мало изменчивы. В состав пирокластического материала входят литокласты, кристаллокласты и витрокласты, с очень характерными оскольчатыми очертаниями (рогульки), а иногда обломки имеют пузыристую или шлаковую структуру. Преобладают кристалло-витрокластические разности туффитов. Цементируются они кремнистой, кремнисто-глинистой или глинистой массой тонкообломочного строения. По характеру цемента выделяются кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые туффиты. Не исключена возможность образования цементирующей массы за счет разложения тонкого витрокластического материала с полной утратой реликтов пепловой структуры. Поэтому отдельные прослои тонкообломочных разностей кремнистых туффитов правильнее было бы называть туфосилицитами и соответственно тонкообломочные глинистые туффиты - туфоаргиллитами.

Вторичные преобразования в вулканогенных породах проявились в виде процессов автометаморфизма и гидротермального метасоматоза. Это выразилось в широком развитии альбитизации, калишпатизации, окремнения, гидрослюдизации, ожелезнения, баритизации, фосфатизации и т.д. (Ильинская, Максумова, 1970).

Очень характерными компонентами изученной формации являются песчаники, гравелиты и конгломераты. Количественные соотношения между вулканоген-



Рис.2. Косослоистый песчаник, хр. Малый Каратау

ными и терригенными породами существенно варьируют. В Малом Каратау имеется несколько горизонтов гравелитов и песчаников, довольно равномерно разделяющих толщу вулканогенных пород курганской свиты на отдельные пачки. В Таласском хребте гравелиты и конгломераты концентрируются в нижней половине формации и образуют довольно мощные горизонты.

Песчаники и гравелиты обычно плотные, иногда сливные зеленоватого, розоватого и почти белого цвета, от грубо- до мелкозернистых разностей. Песчаники косослоистые (рис. 2), на поверхности напластования обычно наблюдается крупная бугристость, волноприбойные знаки. Нередки поверхности внутренних размывов. По минералогическому составу песчаники относятся к различным ассоциациям. Наиболее широко распространены ортоклаз-микроклиновые, аркозовые и олигомиктово-кварцевые песчаники (Максумова, 1967).

Заметную часть среди терригенных пород занимают конгломераты. Состав и размер обломков в конгломератах различны для всей площади распространения формации. Общим признаком для всех конгломератов является хорошая окатанность обломков и присутствие среди них красных и зеленых кислых эффузивов, туфов кислого состава, светлых розоватых гранитов, а также обломков светлых кварцитов. Местами встречаются валуны и крупные обломки подстилающих верхнерифейских известняков. Цемент меняется от существенно кварцевого до известково-песчано-глинистого.

В Таласском хребте конгломераты образуют толстоносные линзы мощностью до 3-4 м. Они переходят в песчаники за счет быстрого уменьшения количества крупных обломков в песчаном цементе. Песчаники тонкоплитчатые (по 3-5 см), тонкополосчатые; полосчатость горизонтальная и волнистая. Конгломераты с песчаниками образуют пласты мощностью от 5 до 0,5 м. Среди них имеются прослои алевролитов толщиной от 5 см до 3 м. Чередование грубообломочных пород, песчаников и алевролитов носит элементы грубой флишевой стратификации. Каждый ритм состоит обычно из двух резко отделяющихся слоев. Нижний слой представлен в основании грубообломочными конгломератами, постепенно переходящими выше в песчаники. Второй слой представлен в основании сортированными песчаниками, сменяющимися выше алевролитовыми породами. Алевролиты имеют грязно-серый и черный цвет. В них часто

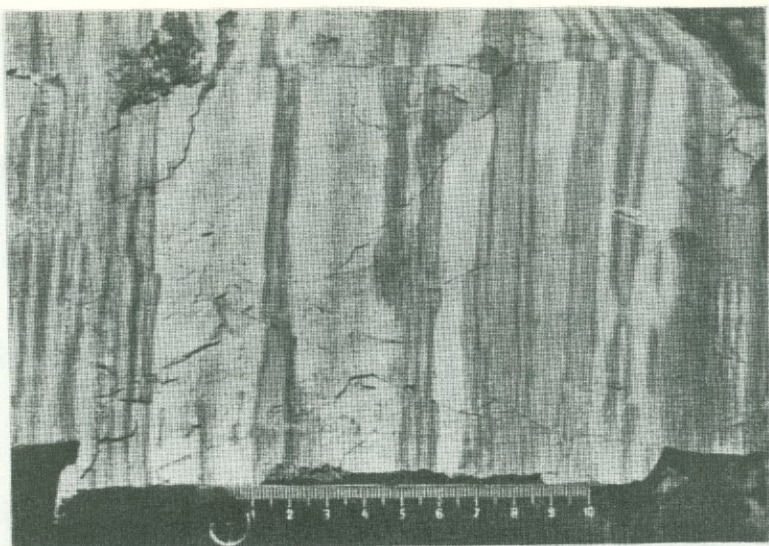


Рис.3. Тонкое чередование туфов, туфосилицитов и туфоаргиллитов, хр. Малый Каратау

хорошо выражена горизонтальная, волнистая и косая слойчатость. Каждый грубозернистый прослой породы с размывом ложится на предыдущий, образуя характерные линии контактов с карманообразными углублениями. Чаще развита асимметричная стратификация слоев. Но наряду с ней встречаются и слои с ясно выраженной маятниковой стратификацией.

В Малом Каратау большую часть терригенных пород составляют песчаники, затем следуют гравелиты, наименьшая доля приходится на конгломераты. Терригенные породы слагают микроритмы мощностью 0,2–0,7 м, объединяющиеся в пласты. Пласты имеют мощность от 2–3 до 7–8 м и образуют пять–семь горизонтов внутри вулканогенной толщи. Каждый такой пласт состоит из серии косых слоев, в основании которых залегают маломощные (по 5–8 см) прослои конгломератов. Среди наиболее мощных горизонтов отмечается следующая закономерность: в каждой вышележащей серии косых слоев размер обломков увеличивается относительно нижележащей.

Вся толща вулканогенно–осадочных пород состоит из крупных пачек, мощностью от 20–30 до 50 м. Основание их составляют песчаники, гравелиты и конгломераты, образующие пласты различной мощности. Средняя часть пачек представлена довольно тонким чередованием (через 0,05–1 м) туфов, туфоаргиллитов, туфосилицитов зеленоватого, красноватого, табачного, серого цвета, имеющих различную зернистость (рис. 3). Среди перечисленных пород туфоаргиллиты и особенно туфосилициты приурочены, как правило, к средней и верхней частям пачек. В нижней части курганской свиты в одном из таких горизонтов туфосилицитов имеются строматолитовые постройки, первичный карбонат кальция которых замещен кремнеземом. Эпизодически среди преимущественно зеленоватых туфовых пород встречаются прослои тефроидов, выделяющихся своим кирпичным цветом.

Мощность формации в различных разрезах колеблется от 250 до 600–700 м.

В Южном Улутау на том же стратиграфическом уровне расположена сходная вулканогенно–осадочная формация, в которой среди туфов и туффитов кислого состава появляются покровы базальтовых порфиритов (Зайцев, Хераскова, 1971). Для вулканогенно–осадочных пород этой формации очень характерна тонкая горизонтальная слоистость, для туфосилицитов – тончайшая миллимет-

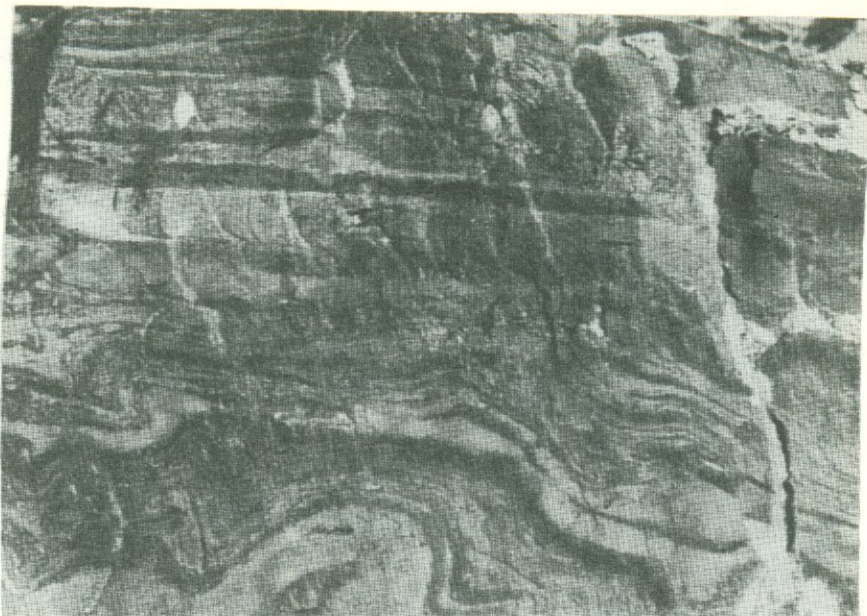


Рис.4. Чередование тонко- и мелкообломочных пород со следами сингенетических деформаций, хр. Южный Улутау



Рис.5. Волноприбойные знаки на поверхности напластования в туфопесчаниках, хр. Южный Улутау

ровая полосчатость. Среди грубозернистых разностей очень часто отмечается градационная слоистость. В некоторых разрезах в прослоях тонко- и мелкообломочных пород были обнаружены сингенетичные брекчии и многочисленные сложные сингенетичные деформации (рис. 4). На поверхностях напластования почти повсюду наблюдаются волноприбойные знаки, иногда сочетающиеся с трещинами усыхания (рис. 5).

В вертикальном ряду описанная выше вулканогенно-осадочная формация располагается между красноцветной молассоидной формацией (нижележащей) и покровной фангломератовой молассой. По своему составу и строению она может стоять в ряду вулканогенно-красноцветных формаций (Луцицкий, 1960), представленных сложными ассоциациями красноцветных, преимущественно терригенных пород с вулканогенно-осадочными породами различного состава. Формации такого типа известны в различных районах мира и образовывались в очень широком интервале времени. Наиболее широко такие формации распространены среди девонских отложений и им посвящен ряд детальных исследований (Анатольева, 1960; Луцицкий, 1960; Бровков, 1967). Вулканогенные породы в этих формациях представлены в одних случаях базальтами, в других - кварцевыми и бескварцевыми порфирами и разнообразными порфиритами, а также туфами соответствующего состава. Кроме того, они близки к формациям, выделенным Н.С. Шатским (1955) под названием кремнисто-сланцевых формаций "успенского типа". Строение и состав одной из них подробно описаны А.А. Богдановым (1948) и С.Е. Колотухиной (1948) на примере успенской свиты нижнего карбона Центрального Казахстана.

В отличие от этих палеозойских формаций, в курганской свите вообще отсутствуют эффузивные породы. Источники пеплового материала предполагаются лишь гипотетически. К изученной нами вулканогенно-осадочной формации подходит название осадочно-телепирокластическая, предложенное Г.Н. Бровковым (1963), или терригенно-телепирокластическая, как предлагают авторы этой статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А.И. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба. - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 2, 1960.
- Богданов А.А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. - В кн. "Тектоника СССР", т. I, М.-Л., 1948.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, 1959, вып. 1.
- Бровков Г.Н. Осадочно-телепирокластические формации - особый тип породных ассоциаций. - Труды Лабор. палеовулканол. (Алма-Ата), вып. 2, 1963.
- Бровков Г.Н. Общие особенности строения и состава среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса. - В кн. "Литоология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области". М., "Наука", 1967.
- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. - В кн. "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Строение и условия накопления верхнедевонских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория. - В сб. "Вопросы геологии Центрального Казахстана", т. X, Изд-во МГУ, 1971.
- Ильинская М.Н., Максумова Р.А. Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан) - Докл. АН СССР, т. 195, 1970, № 3.

- Колотухина С.Е. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сары-Су - Мойитинского междуречья (Центральный Казахстан). - Труды ИГиН АН СССР, вып. 101 (32), 1948.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тоо. - Труды Фрунз. политех. ин-та, геология и горное дело, вып. 19, 1964.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Аналоги вендского комплекса в Малом Кара-Тау (Южный Казахстан). - Труды Фрунз. политех. ин-та, геология и горное дело, вып.24, 1968.
- Луцицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. - М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Максумова Р.А. Формации позднего докембрия Таласского хребта. - В сб. "Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии". Фрунзе, "Илим", 1967.
- Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития складчатых геосинклинальных областей. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, №6.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн. "Совещание по осадочным породам", вып. 2, 1955.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Вулканогенно-осадочный литогенез в настоящее время привлекает все усиливающееся внимание геологов, а изучение его имеет большое практическое значение. В этой связи автор освещает картину вулканогенно-осадочного литогенеза в условиях пелагической седиментации на основе ознакомления с опубликованными материалами по бурению, проведенному американской экспедицией с судна "Гломер Челленджер", на дне океанов по рейсам I-VII (Initial, 1969-1971), а также с информационными сообщениями по рейсам VIII-XIX. Знание материала по глубоководному бурению позволит не только проследить эволюцию пелагического вулканогенно-осадочного литогенеза от мезозоя до современного периода, но и может внести свой вклад в теорию эволюции этого вида литогенеза в целом.

МЕСТО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

В разрезе донных отложений встречены разнообразные типы осадков как собственно вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных.

Вулканические пеплы вскрыты более чем в 30 скважинах, пробуренных на дне Тихого океана, что составляет одну треть всех пройденных здесь скважин (рис. 1). В Атлантическом океане пеплы также вскрыты, правда единичными скважинами: скв. 10 - западнее Срединно-Атлантического хребта, скв. 12 - восточнее его и скв. 136 - севернее о-ва Мадейра. Вулканические туфы практически не участвуют в строении донных осадков. При описании кернов они были упомянуты только дважды: в скв. 61, пробуренной на юго-восточном борту Восточно-Марианской котловины, и в скв. 171, пройденной на северном окончании островной цепи островов Полинезии. Видимо, довольно часто вулканический материал, попадая в осадок, примешивается к нему, давая начало вулканогенно-осадочным образованиям преимущественно типа туфопесчаников и туфоалевролитов.

Как показало бурение на дне океанов, вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения встречаются среди наиболее распространенных осадков - биогенных пелагических илов как известковых, так и кремнистых. Намечаются тесные генетические связи рассматриваемых отложений с другим распространенным типом пелагических осадков - полигенными глинистыми илами. Вулканогенно-осадочные образования ассоциируются, наконец, со специфическим типом океанических осадков - с турбидитами. Наряду с органогенными и терригенными турбидитами в разрезах скважин были встречены вулканогенные турбидиты. Пласты вулканических пеплов описаны среди терригенных осадков, а также отмечались среди ледниковых отложений.

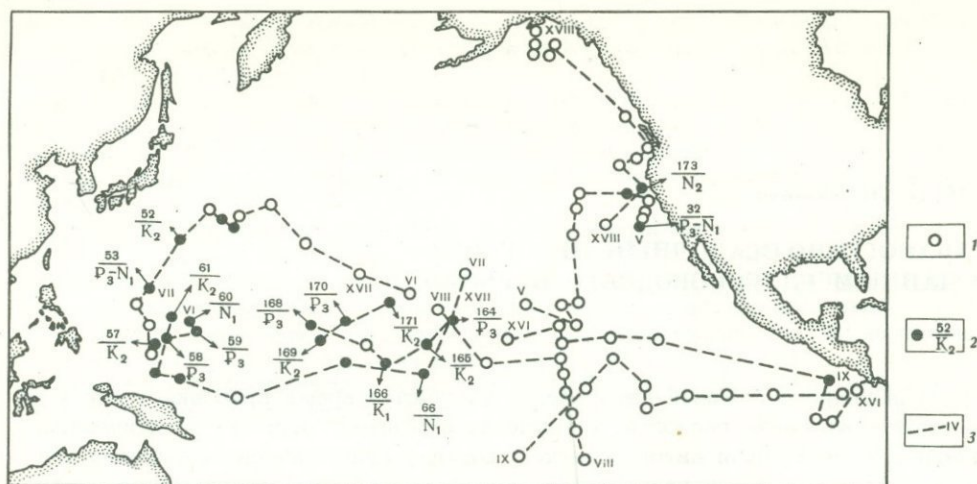


Рис.1. Схема размещения скважин в северной части Тихого океана

1-2 - скважины, в которых вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения: 1 - не вскрыты, 2 - вскрыты (в числителе - номер скважины, в знаменателе - возраст пород, заключающих горизонты вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений); 3 - рейсы "Гломер Челленджер" и их номера

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Что собой представляют вулканические пеплы, пройденные скважинами на дне океанов? По гранулометрии среди них различают вулканические пеплы псаммитовой и алевритовой размерности; преобладают последние. Состав вулканических пеплов: вулканическое стекло (до 78-80%), пемза, палаганит, монтмориллонит, полевоы шпат. По составу стекло отвечает на 90% базальту, на 10% - андезиту. Как выясняется, наряду с неизменным вулканическим стеклом, которое, видимо, преобладает, в осадках встречается измененное стекло. В рейсе V из 23-х слоев в четырех было обнаружено измененное стекло.

В опубликованной литературе пока отсутствуют данные химических анализов вулканических пеплов. Лишь для стекла, обнаруженного среди коричневых цеолитовых глин верхнего олигоцена - среднего миоцена (скв. 32), приведен химический состав (в вес.%): SiO_2 - 49-50; Al_2O_3 - 13,4-13,8; Na_2O - 3,1-3,3; K_2O - 0,5-0,6. Такое соотношение окислов отвечает океаническому толеиту (Borch, 1971). В материалах по Карибскому морю указывается, что вулканизм двух главных фаз (поздний миоцен - ранний плиоцен и плейстоцен) различался по составу.

В случае, когда вулканогенный материал попадает в условия садки биогенных известковых илов (pannoplankton chalk ooze), то образуются известковые пеплы (calcareous ash), которые по данным анализов (скв. 57, 60 и др.) состоят (в %): стекло - 20-50, глина - 10, микропланктон - 20-30, радиолярии и губки - 10-25, фораминиферы - 5-10, плагиоклаз и непрозрачные - 3. Иногда подобные породы определяют как "вулканические пеплы с наннопланктоном" (volcanic ash with panpo). Анализы их состава существенно не отличаются от вышеприведенного: стекло - 43, глина - 2, микропланктон -

33, радиолярии и губки - 10, фораминиферы - 4, прочие - 8%. В ряде случаев использовался термин "пеплистый ил" (ashey ooze). Когда известковая составляющая в илах преобладает, говорят о "наннопланктоновых илах с пеплом" (panno plankton marl ooze with ash). Для подобных пород, встреченных в скв. 60, приведен следующий состав: микропланктон - 50-55, стекло - до 30, глина - 10, губки - 4, радиолярии - 2%.

Пепловая составляющая входит в состав кремнистых илов. В разрезах скважин описаны "пепловые радиоляриевые илы" (ashey radiolarian ooze), в строении которых в равных количествах присутствуют радиолярии, стекло и глина. Соответственно кремнистый материал примешивается к формирующимся пеплам, образуются пеплы с примесью диатомовых и радиоляриевых микроорганизмов. Состав их по данным скв. 51 следующий: стекло, слюда и плагиоклаз - до 75, глина (каолинит) - 5, диатомеи, радиолярии - 15, гематит, пирит, фрагменты вулканических пород - 5%.

Пепловый материал, попадая в разных количествах в условия садки глинистых илов, дает начало различным осадкам (рис. 2). В том случае, когда пепловый компонент составляет основную массу осадка, говорят о собственно пеплах, наряду с которыми выделяют:

	стекло, в %	глина, в %
пеплы	75	15-5
глина с пеплом	25	75
пепел с глиной	75	25
пепел и глина	50	50
глинистый пепел	60	30
пепловая глина	30	60

На рис. 2 видно, как вышеохарактеризованные разные типы осадков ряда пепел - глина сочетаются в конкретном разрезе.

К вулканогенно-осадочным пелагическим отложениям относят красные или коричневые глинистые илы (red clay), состоящие из измененного вулканического материала с аутигенными минералами - филлипситом и клиноптилитом. Как показали наблюдения, стекло базальтовых пеплов может изменяться до филлипсита [цеолит состава $(Ca, K_2)Al_6Si_{10}O_{32} \cdot 12H_2O$].

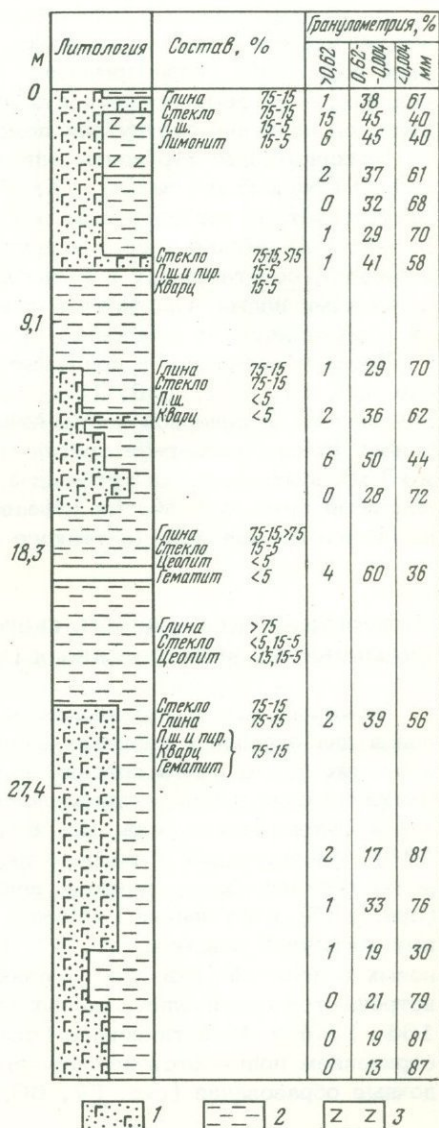


Рис. 2. Разрез скв. 52, Тихий океан (Initial..., vol. VI, 1971)

1 - вулканогенная составляющая осадка;
2 - глинистая составляющая осадка; 3 - цеолиты

Цифры слева от колонки - глубина, в м от поверхности дна. Принятые сокращения: п.ш. - полевоый шпат, пир. - пироксен

Отсюда делается вывод, что, возможно, большая часть филлипсита в красных глинах произошла из стекла. Аутигенное происхождение филлипсита подтверждается тем, что его находят, например, в нижнеэоценовых отложениях скв. 67, среди пород с вулканическим стеклом. Другим аутигенным минералом, образовавшимся из вулканического стекла, считают клиноптилолит. Названный минерал был встречен в тех скважинах (скв. 62, 63, 65), где также отмечалось вулканическое стекло.

В ряду вулканогенных осадков рассматриваются монтмориллонитовые и палыгорскитовые глины. Как известно, монтмориллонит считают результатом относительно быстрого диагенетического преобразования основного вулканического стекла. Отсюда делается вывод о том, что монтмориллонит в осадках имеет вулканическое происхождение. Палыгорскит, являющийся минералом группы серпентина ($mMgO \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O \cdot nAl_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 5H_2O$), рассматривается как продукт перераспределения материала палаганитовых туфов, которые сформировались при субмаринном вулканизме. Для нижнемиоценовых пелагических глин (скв. 66) приведен следующий состав: палыгорскит - 40, слюда - 30, монтмориллонит - 20, каолинит и хлорит - 5, кварц - 5%.

В скв. 66 вместе с палыгорскитом обнаружен барит. Существует предположение, что либо они образовались аутигенно при низкой температуре из морской воды, либо гидротермально. Иногда отмечается, что палагонит обилен в осадках, в которых примесь вулканического стекла не отмечается, но, как правило, он подчинен стеклу или пемзе.

Вулканогенные турбидиты описаны в скв. 165 (Тихий океан), в скв. 118 и 119 (Бискайский залив). Характеристика вулканогенных турбидитов пока отсутствует. К турбидитовым осадкам северной части Тихого океана (Берингово море, Алеутский хребет и другие районы) отнесены вулканические пески и алевриты, сочетающиеся в разрезе с диатомовыми алевритовыми глинами, диатомовыми илами, глинистыми алевритами и вулканическими пеплами. Возраст их определяется от среднего - позднего миоцена до плейстоцена.

Пески и песчаники с примесью пирокластического материала описаны в скв. 66, 67, 171, 186, 188, 190 (Тихий океан) и в скв. 115 (Атлантический океан). В северной части Атлантического океана между хр. Рейкьянес и банкой Роккол в разрезе третичных отложений были встречены мощные (более 230 м) вулканогенные турбидиты. В разрезе они представлены чередующимися пластами грубых, слоистых туфопесчаников (мощность отдельных горизонтов немногим больше 1 м) и тонкого алевритового материала.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, МОЩНОСТЬ, СКОРОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования встречены в ходе бурения дна океанов в разрезах разновозрастных отложений. В нижнемеловых отложениях по скв. 166 описаны вулканогенные мергели (volcanogenic marly). Вулканические пеплы позднемелового возраста вскрыты в целом ряде скважин как в Тихом океане (скв. 52, 61, 169), так и в Атлантическом (скв. 10, 136). Известны они в разрезе скв. 148, 151, 153 в Карибском море. В разрезах верхнего мела помимо пеплов встречены вулканогенные турбидиты (скв. 165) и песчаники (volcanic sandstone, скв. 171). Аналогичные эоценовые песчаники вскрыты скв. 67. Вулканические пеплы также известны из эоценовых отложений (скв. 44). Разные типы вулканогенно-осадочных образований встречаются среди олигоценовых отложений Тихого (скв. 32, 45, 58, 59, 164, 170) и Атлантического (скв. 12) океанов. Наконец, широким распространением пользуются неоген-четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (скв. 57, 60, 65, 183, 184, 185, 186, 188, 190, 191,

Рис. 3. Разрез скв. 10, Атлантический океан (Initial..., vol. II, 1970)

1-3 - илы; 1 - кокколито-фораминиферовые, 2 - фораминиферо-кокколитовые, 3 - глинистые; 4 - цеолиты; 5 - кремни; 6 - вулканические пеплы, в кружке - количество горизонтов туфов среди илов; 7 - базальты

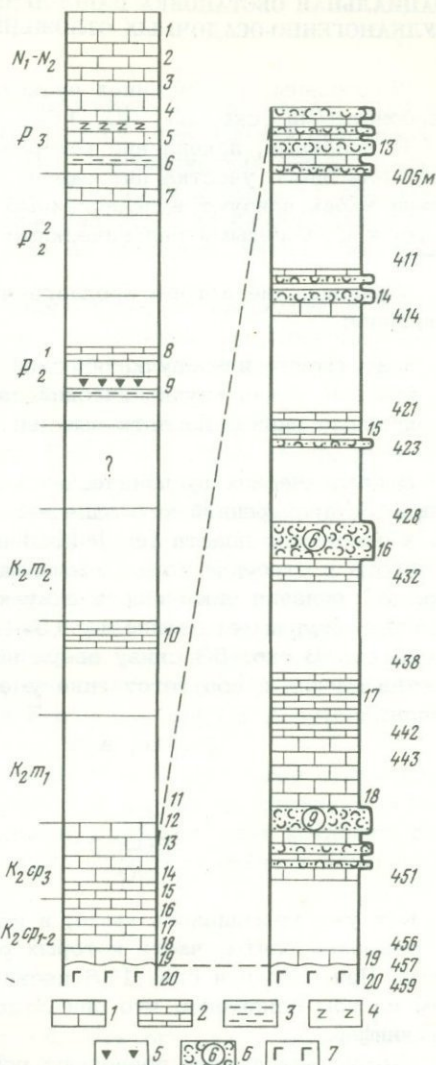
Индексы слева от колонки - возраст вскрытых осадков, цифры справа - номера и глубина, в м от поверхности дна (на правой колонке)

192, 193 - Тихий океан, скв. 30 - Атлантический океан, скв. 125, 132 - Средиземное море, скв. 146, 154 - Карибское море). Приведенный материал позволяет наметить основные моменты усиления вулканической деятельности, которые приходятся на поздний мел, затем конец эоцена - олигоцен и, наконец, на миоцен - плейстоцен.

Об интенсивности проявления вулканической деятельности на протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории судить трудно. Пока мы лишь располагаем сведениями о строении толщ, вмещающих вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Так, разрез скв. 10 позволяет судить о строении верхнемеловой толщи фораминиферо-кокколитовых илов, заключающих горизонты вулканических пеплов (рис. 3). В скважине установлено 27 горизонтов пепла. Мощности отдельных горизонтов не превышают 2-4 см

и составляют максимум 7 см. Семнадцать горизонтов попадают в разрез нижнего - среднего кампана и расположены в интервале 30 м. Четыре горизонта распределены в толще отложений верхнего кампана мощностью 20 м. Наконец, шесть горизонтов падают на интервал 30 м, соответствующий по возрасту верхнему маастрихту. Приведенный разрез свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности в позднемеловую эпоху в рассмотренном районе.

Систематические сведения о скоростях осадконакопления вулканогенно-осадочных отложений пока тоже отсутствуют. Для Филиппинского моря приводят такие цифры: поздний олигоцен - 3,7, миоцен - 1,1, плиоцен - 0,2-0,5 см/1000 лет, что свидетельствует об ослаблении интенсивности вулканизма со временем.



ФАЦИАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Встреченные в скважинах вулканические пеплы ассоциируются с биогенно-карбонатными (скв. 57, 60, 158) и биогенно-кремнистыми (скв. 51, 61, 173) осадками, накопление которых отвечает океаническому этапу развития того или иного участка дна океанов. Пелагическую обстановку осадконакопления характеризуют вулканогенные осадки, сочетающиеся в разрезах с красными и коричневыми пелагическими глинистыми илами (скв. 45, 49, 50; 52, 170).

Американские авторы предлагают выделить следующие литологические ассоциации:

- известковые илы + вулканический пепел (скв. 50);
- красные глины + вулканический пепел (скв. 51);
- красные глины + известковые илы + вулканический пепел (скв. 59).

В пелагических вулканических пеплах иногда отмечается (например, в скв. 45, пробуренной юго-западнее Гавайских островов) погрубение материала к основанию пласта (*graded bedding*). Устанавливается определенная цикличность в строении толщ, вмещающих прослой вулканических пеплов. Так, в скв. 57 описана цикличность в вулканических пеплах и в известковых илах. Каждый цикл имеет мощность 15-40 см, при мощности вулканического пепла 4-10 см. В скв. 53 снизу вверх наблюдается закономерное увеличение количества стекла и соответственно уменьшение плагиоклаза и непрозрачных минералов:

стекло, в %	плагиоклаз и непрозрачные минералы, в %
65	20
50-60	30
50	40

Как уже упоминалось выше, в ряде скважин были отмечены туфопесчаники и туфоалевролиты, часть которых рассматривается как вулканогенные турбидиты. При описании скв. 186 пески (*volcanic sand*) были отнесены к турбидитам на том основании, что они содержат переотложенную фауну бентосных фораминифер.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что туфопесчаники встречаются как среди пелагических осадков (например, среди эоценовых глин в скв. 67), так и среди мелководных осадков (скв. 171). В последнем случае наблюдался следующий парагенез пород: туфопесчаники, кремнистый мел, конгломераты, туфы, детритусовые известняки с растительными остатками и мелководными ископаемыми.

Существенное значение вулканогенно-осадочные (терригенные) отложения играют в разрезе позднего миоцена - раннего плиоцена Карибского моря. Разрез здесь слагается вулканическими песками, илами, глинами со значительным количеством древесных остатков и переполненными остатками фауны. Предполагают, что первоначально вулканический материал откладывался в мелкой воде, а затем уже сносился в Колумбийский бассейн, где его сейчас и находят. Если это так, то вулканогенный материал является в данном случае переотложенным.

В ряде случаев указывается, что терригенная фракция, например, диатомовых илов и диатомовых алевритовых глин, скорее всего поступила из участков дна, сложенных вулканическими породами. Следовательно, сами породы в таком случае являются вулканотерригенными.

РОЛЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СТРОЕНИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Среди океанических формаций безусловно в первую очередь может быть выделена пелагическая биогенно-карбонатная формация, отвечающая океаническому этапу развития данного участка дна океана. Вулканические пеплы оказываются аллохтонными членами этой формации. Формация характерна для зон срединно-океанических хребтов, для поднятий, развита в глубоководных котловинах. Вулканические пеплы встречаются в зонах срединно-океанических хребтов, но особенно часто в зонах поднятий.

Пелагическая биогенно-кремнистая формация имеет по сравнению с биогенно-карбонатной ограниченное распространение. Отложения формации накапливались у подножий континентального склона, в глубоководных желобах, т.е. там, где имела место вулканическая деятельность.

В котловинах с глубинами более 5000 м происходило накопление отложений пелагической полигенно-глинистой формации. Как упоминалось выше, устанавливаются тесные генетические связи красных и коричневых глин с вулканическими осадками. Примером построения вулканогенно-осадочной формации подобного типа может служить разрез, изображенный на рис. 2.

Видимо, для отдельных участков океанического дна (Норн и др., 1971), например, для устьевых частей каньонов, можно выделить в качестве самостоятельных формаций турбидитовые формации, среди которых могут присутствовать и вулканогенные турбидиты. Определить их роль в строении подобных формаций — дело будущего. Пока известно, что от общей мощности четвертичной толщи на севере Тихого океана (район Берингова моря и Алеутской дуги) вулканогенные осадки составляют всего лишь 5%.

Как показало бурение на дне океанов, вулканогенно-осадочные отложения характерны для самых различных в тектоническом отношении структурно-фациальных зон — районов глубоководных желобов, глубоководных котловин, районов, примыкающих к островным дугам, а также широко развиты в окраинно-материковых геосинклиналиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Borch C.C. Glassy objects in tertiary deep-sea clays cored by the deep-sea drilling project. — *Marine Geol.*, v.10, 1971, N 1.
Horn D.R., Ewing M., Horn B.M., Delach M.N. Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, western North Atlantic. — *Marine Geol.*, v.11, 1971, N 5.
Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. I, 1969; v. II-V, 1970; v. VI-VII, 1971.

*В. Г. Загородный, Н. Б. Бекасова, Г. Ю. Пушкин,
А. Т. Радченко*

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

На территории Кольского полуострова на современном эрозионном срезе среднепротерозойский комплекс достоверно установлен и изучен в трех разоб-
щенных структурах: Печенгской — на западе, Имандра-Варзугской — в цент-
ральной части и Усть-Понойской — на востоке полуострова, входящих в единую
Печенгско-Варзугскую зону (Загородный и др., 1964; Бекасова, Пушкин,
1972; Загородный и др., 1972; Мирская, 1971; Радченко, 1971).

Рассмотрение главной среднепротерозойской Печенгско-Варзугской зоны с
единых литолого-стратиграфических и тектонических позиций позволило уста-
новить общее сходство в строении осадочно-вулканогенных толщ, выявить це-
лый ряд маркирующих горизонтов и отметить наличие региональных стратигра-
фических перерывов, сопровождавшихся формированием кор выветривания. В ре-
зультате была достаточно обоснована схема корреляции разрезов ныне раз-
обнесенных структур и выявлены основные закономерности формирования средне-
протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса Кольского полуострова.

В сводном разрезе среднепротерозойского осадочно-вулканогенного комп-
лекса, наиболее полно представленного в Имандра-Варзугской структуре, вы-
деляется восемь осадочно-вулканогенных ритмов, группирующихся в четыре
сложных цикла. Внутри каждого сложного цикла, за исключением четвертого,
разрез осадочных пород отвечает полному трансгрессивно-регрессивному циклу
седиментогенеза, а разрез вулканогенных пород — полному циклу вулканизма
гомодромного типа. Образования четвертого цикла развиты локально и в на-
стоящее время изучены еще недостаточно детально. Каждый ритм рассматри-
вается нами в ранге свиты, а каждый сложный цикл — в ранге серии. На Пе-
ченге отсутствуют, а возможно пока не установлены образования нижней серии
(первый цикл); Усть-Понойская структура, напротив, сложена исключительно
ими (таблица).

Накоплению осадочных отложений первого цикла предшествовал длительный
период интенсивного химического выветривания пород досреднепротерозойского
фундамента. Это нашло отражение в составе осадочных образований базальных
горизонтов нижней серии, состоящих существенно из продуктов перемыва кор
выветривания. В целом отложения первой серии представлены преимущественно
терригенными породами (конгломератами, метапсаммитами и метагравелита-
ми) с подчиненными прослоями пелитовых и карбонатных пород. Источником сно-
са обломочного материала служили породы досреднепротерозойского фундамента.

Процесс осадконакопления в период формирования первой серии неоднократно
прерывался вулканическими излияниями в основном трещинного типа. Результа-
том этих излияний явились мощные толщи вулканитов основного, а в верхах —
умеренно-кислого состава. Среди осадочных отложений нижней серии практи-
чески отсутствуют туфогенно-осадочные породы и туфы, а хемогенные (карбо-
натные) осадки имеют сугубо подчиненное значение. Это свидетельствует о
том, что в течение первого этапа формирования среднепротерозойского комп-
лекса влияние вулканизма на процессы осадкообразования выразилось лишь в
почти полном подавлении седиментогенеза вулканизмом в периоды активизации
последнего.

Вторая и третья серии в Печенгско-Варзугской зоне имеют сходное строение. Разрез осадочных отложений каждой из этих серий представлен генетически единым рядом осадков, начинающимся с грубообломочных пород, сменяющихся вверх по разрезу псаммитами, алевропелитами, а затем карбонатными, кремнисто-карбонатными и кремнистыми породами. Карбонатные и кремнистые осадки в свою очередь постепенно переходят в глинисто-терригенные и терригенные отложения. В период формирования второй и третьей серии процессы осадконакопления прерывались четыре раза мощными проявлениями подводного вулканизма трещинного и центрального типа. Эффузивные образования каждой серии закономерно изменяют свой состав вверх по разрезу от основного или ультраосновного к среднему и реже кислому.

Исходным материалом для обломочных пород второй и третьей серий в Имандра-Варзугской структуре служили осадочно-вулканогенные (преимущественно вулканогенные) образования нижележащих серий среднепротерозойского комплекса.

В пределах Печенгской структуры, где среднепротерозойский комплекс начинается лишь с отложений второго цикла (II серия), в составе обломочных пород базальных горизонтов разреза преобладают продукты разрушения пород фундамента, а обломочные породы третьей серии имеют смешанный аркозовый и граувакковый состав. В строении второй и третьей серий, в отличие от первой, существенную роль приобретают хемогенные образования, представленные карбонатными, кремнисто-карбонатными и кремнистыми породами, содержащими нередко в повышенных количествах железистое вещество. Кроме того, в осадочных отложениях (как хемогенных, так и терригенных) местами отмечается значительная примесь туфогенного материала, роль которого постепенно возрастает вверх по разрезу (в пильгуйярвинской и панареченской свитах). Источником туфогенного материала являлись вулканические извержения преимущественно центрального типа.

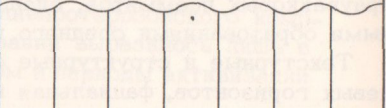
Химические вещества, способствующие накоплению хемогенных осадков, поступали в бассейны в процессе интенсивной вулканической и поствулканической деятельности. Подводный вулканизм создавал благоприятные условия для развития строматолитовых колоний и накопления карбонатных осадков. Широкое же развитие в разрезе среднепротерозойского комплекса кремнисто-карбонатных образований (окремненные доломиты и известняки, окремненные строматолитовые постройки, переслаивание карбонатных и кремнистых пород) может быть объяснено частыми колебаниями парциального давления CO_2 в бассейне (Хворова, Дзоцендзэ, 1972). Периодический обильный вынос в бассейн CO_2 вызывал повышение парциального давления CO_2 и кислотности водной среды, что способствовало растворению карбонатных илов и строматолитовых построек и замещению их кремнеземом. Присутствие в хемогенных осадочных породах рассматриваемого комплекса повышенного количества (до 20%) окислов железа также свидетельствует о непосредственном влиянии вулканизма на процесс осадкообразования.

Таким образом, влияние вулканизма на процессы седиментогенеза в эти периоды выразилось: 1) в накоплении довольно мощных (до 200 м) толщ хемогенных карбонатных, органогенно-карбонатных, кремнисто-карбонатных, кремнистых и в меньшей мере железисто-кремнистых осадков; 2) в присутствии среди осадочных пород местами значительной примеси туфогенного материала; 3) в почти полном подавлении процессов седиментации в периоды активизации вулканической деятельности.

Четвертый цикл (IV серия) проявлен отчетливо только на Печенге и хуже в Имандра-Варзугской структуре. Он представлен ритмичнослоистой толщей граувакковых псаммитов, сланцев и туфов (Печенга) и экструзивно-эффузивными образованиями среднего и кислого состава (Печенга, Имандра-Варзуга).

Тектурные и структурные особенности осадочных пород, фациальная выдержанность осадочных толщ по простиранию,

Среднепротерозойский осадочно-вулканогенный

Тектонический режим	Морфология прогибов	Серия	Поной-Качковка-Снежница *							
			Свита	Состав пород						
Карельская активизация платформенной земной коры	Наложенные локальные линейные депрессии	IV								
	Унаследованные мультистепенные прогибы	III								
	Унаследованные линейно вытянутые прогибы	II								
Грабенообразные прогибы		I	Трехостровская	Эффузивы основного, реже кислого состава, туфы. Мощность до 1200 м						
				Кварциты, аркозовые и граувакковые псаммиты, гравелиты, филлиты, известняки. Мощность до 600 м						
			Русингская	Эффузивы основного, реже кислого состава. Мощность до 1500 м						
Полимиктовые конгломераты. Мощность 20-86 м										
Орловская	Эффузивы основного, реже кислого состава. Мощность до 1200 м									
										

* По данным Д.Д. Мирской, 1971.

комплекс Кольского полуострова

Таблица

Имандра-Варзугская структура		Печенгская структура	
Свита	Состав пород	Свита	Состав пород
Ливкинская	Эффузивы основного, среднего и кислого состава, их туфы. Мощность более 200 м	Порьяташская	Эффузивы среднего и кислого состава, их туфы, граувакковые псаммиты, пелиты алевропелиты. Мощность более 500 м
Панарченская	Эффузивы основного и среднего состава, туфы. Мощность более 450 м	Пильгуйярвинская	Эффузивы основного, реже кислого состава, туфы. Мощность до 2000 м
	Пелитовые, алевропелитовые, псаммито-алевропелитовые сланцы. Мощность до 550 м		Ритмичнослоистая толща субграувакковых и туфогенных пород. Мощность до 1200 м
Ильмозерская	Эффузивы основного, реже среднего состава, туфы. Мощность до 750 м	Копасйокская	Эффузивы основного состава, туфы. Мощность до 1500 м
	Вулканомиктовые конгломераты, псаммиты, пелиты, известняки, силициты. Мощность 250-800 м		Олигомиктовые конгломераты, гравелиты, псаммиты, сланцы, карбонатные и кремнистые породы. Мощность до 350 м
Умбинская	Эффузивы основного, реже среднего состава, туфы. Мощность до 2500 м	Куэтсярвинская	Эффузивы основного, реже кислого состава, туфы. Мощность до 1400 м
	Карбонатные и кремнистые породы с линзами конгломератов, псаммитов, сланцев. Мощность до 280 м		Сланцы, кварциты, железистые кварциты, псаммиты, доломиты. Мощность до 250 м
Полисарская	Эффузивы основного и ультраосновного состава. Мощность до 1000 м	Ахлахтинская	Эффузивы основного состава, туфы. Мощность до 1200 м
	Вулканомиктовые конгломераты, псаммиты, пелиты. Мощность до 130 м		Полимиктовые конгломераты, гравелиты, псаммиты. Мощность до 250 м
Сейдореченская	Эффузивы основного и кислого среднего состава. Мощность до 2700 м		
	Кварциты с прослоями аркозовых псаммитов, филлитов. Мощность до 600 м		
Рижгубская	Эффузивы основного состава. Мощность до 800 м		
	Аркозовые и вулканомиктовые псаммиты, полимиктовые конгломераты. Мощность до 600 м		
Романовская	Эффузивы основного состава. Мощность до 2000 м		
	Кварцевые псаммиты, гравелиты, конгломераты; линзы полимиктовых конгломератов. Мощность 5-80 м		

их небольшие мощности свидетельствуют о накоплении среднепротерозойских отложений в обстановке мелководных морских бассейнов в условиях медленных компенсированных прогибаний.

Среди осадочных толщ выделяются фации подводной части дельты, прибрежно-морские и морские, закономерно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе циклов. Осадочные образования первого цикла (серии) могут быть отнесены к терригенной, а второго и третьего циклов (серий) — к терригенно-карбонатно-сланцевой формациям субплатформенного типа.

В сводном разрезе вулканогенных толщ среднепротерозойского комплекса преобладают эффузивы основного состава. Породы ультраосновного, среднего и кислого состава имеют подчиненное значение. Отмечается постепенная смена вверх по разрезу трещинных излияний трещинно-центрально- и центрально-ными. Соответственно выделяются фации: эффузивная с субфацией лавовых потоков, пирокластическая, прижерловая, изученная еще недостаточно главным образом из-за условий обнаженности, и силловая субвулканическая. Наличие во всех четырех циклах лав с шаровой отдельностью, слоев перемытых туфов с текстурами прибрежного мелководья и переслаивание вулканогенных пород с морскими осадочными отложениями свидетельствуют о преимущественно подводном характере излияний. Лишь небольшая часть вулканитов, например, игнимбритоподобные породы второй серии, могут рассматриваться как продукты наземного вулканизма. В целом огромные мощности вулканитов, превышающие 1000 м в каждом цикле, их фации, условия накопления свидетельствуют о сопоставимости среднепротерозойского вулканизма с вулканизмом эвгеосинклинальных областей.

Таким образом, среднепротерозойский период развития кольского докембрия характеризуется общими, однако довольно противоречивыми закономерностями литогенеза, проявленными на значительной территории. Основные его особенности сводятся к следующему.

1. Четко проявлена цикличность литогенеза, обусловленная практически непрерывным развитием процессов седиментации и пульсационным развитием вулканизма. В периоды активизации вулканической деятельности процессы осадконакопления почти полностью подавлялись.

2. Были сформированы осадочные толщи субплатформенного типа и эффузивные толщи, по масштабу проявления и составу сопоставимые с эвгеосинклинальными.

Отмеченная противоречивость процессов седиментации и вулканизма в среднем протерозое Кольского полуострова, также как противоречивость тектонических процессов, давно занимали умы геологов и пока не находили должного толкования. Чаще всего их объясняли спецификой докембрия. Однако в последнее время установлено два важных факта. Первый из них изучен и описан А.В. Сидоренко, В.М. Чайкой (1970) и В.К. Головенком (1971), которые выявили широкое развитие на Кольском полуострове досреднепротерозойских (по нашей стратиграфической схеме) кор выветривания и продуктов их перемыва. Второй факт установлен и изучен нами. Он свидетельствует об интенсивной перестройке структурного плана нижнего протерозоя и архея в связи с заложением и развитием структур среднего протерозоя. Оба эти факта в совокупности позволяют предположить, что к началу среднепротерозойского периода Кольский полуостров, а возможно и Балтийский щит в целом, уже представлял собой платформу.

Среднепротерозойский период характеризуется своеобразным режимом. На первом этапе происходили сложные тектонические движения, выразившиеся в расколах, растяжении земной коры и заложении линейных грабенообразных или приразломных прогибов. Их развитие сопровождалось интенсивным вулканизмом, однако седиментация носила субплатформенный характер. Развитие завершилось общей стабилизацией и замыканием областей осадконакопления в восточной части Кольского полуострова. На втором и третьем

этапах закладываются и развиваются унаследованные вытянутые и мультисформенные прогибы, происходят мощные вулканогенные процессы, седиментация, однако, по-прежнему носит субплатформенный характер. При этом четко проявляется тенденция к миграции прогибов на юг и запад и сокращению областей осадконакопления на каждом этапе.

Четвертый, заключительный этап, отчетливо проявлен лишь на Печенге и хуже в Имандра-Варзугской структуре. Выразился он в формировании узких наложенных грабенообразных прогибов, напоминающих наложенные структуры орогенного этапа геосинклинальных областей. Вулканизм этого цикла также похож на заключительный субсеквентный. На этом же этапе или несколько позднее происходили значительные взбросовые движения с юга и юго-запада, локализованные, однако, в узких зонах; развивался интенсивный метаморфизм, охвативший все, в том числе и самые молодые, толщи среднего протерозоя и достигавший местами высокотемпературной амфиболитовой фазии. Еще несколько позже возникли посторогенные граниты типа рапакиви.

Вместе с тем необходимо отметить, что аналогичные образования различной природы широко распространены и в областях развития фанерозоя. Классифицируются они обычно нечетко и описываются как промежуточные субплатформенные или субгеосинклинальные, пара- или метагеосинклинальные, эпи- или интракратонные и т.д. В последнее время чаще всего их стали именовать образованиями областей автономной активизации и приравнивать к образованиям геосинклиналей и платформ в качестве равноценного им структурного элемента земной коры (Шеглов, 1968).

На основании проведенных исследований, а также фактов о наличии досреднепротерозойской платформы, мы пришли к выводу, что среднепротерозойский период развития кольского докембрия и, вероятно, всего Балтийского щита следует рассматривать как древнейший период активизации платформенной земной коры. С этой позиции становятся понятными причины противоречивого характера среднепротерозойского осадочно-вулканогенного литогенеза на Кольском полуострове, которые в конечном итоге вызваны спецификой тектонического режима рассматриваемого региона на определенном этапе его развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры. - В сб. "Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова", вып. 3. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972.
- Головенко В.К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова, - В кн. "Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы". Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 175, 1971.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., "Наука", 1964.
- Загородный В.Г., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т. К геологии среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугской зоны. - В сб. "Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова", вып. 3. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972.
- Мирская Д.Д. О стратиграфии осадочно-вулканогенных образований восточного побережья Кольского полуострова. - В сб. "Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Радченко А.Т. Структура Имандра-Варзугского грабена между речья Пурнач-Чапома. - В сб. "Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова", вып. 2. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1971.
- Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. - В кн. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". М., "Наука", 1970.
- Хворова И.В., Дзюценидзе Г.С. Хемогенные вулканогенно-осадочные образования. - В сб. "Тезисы докладов Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу". Петрозаводск, 1972.
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.

ТИПЫ ПРОДУКТОВ ЯТУЛИЙСКОГО И СУЙСАРСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ РОЛЬ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Литологическими и палеовулканологическими исследованиями, проводимыми сотрудниками лаборатории литологии и палеовулканологии Института геологии Карельского филиала АН СССР¹, установлено широкое участие разнообразных продуктов ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма в процессах синхронного ему вулканогенно-осадочного литогенеза.

Базальтовый вулканизм в ятулии и суйсарии на рассматриваемой территории проявился в течение нескольких (не менее четырех) вулканических фаз в пределах многих пространственно разобщенных или сопряженных вулканических зон. Изучение характера вулканической деятельности отдельных вулканических фаз позволило установить латеральную миграцию и смещение вулканических зон от нижнего ятулия к суйсарии включительно из районов Центральной Карелии в южном направлении с общим возрастанием в них напряженности как лавовых излияний, так и масштабов эксплозивной и поствулканической деятельности.

Если ранне- и среднеятулийская фазы вулканизма были проявлены в пределах Сегозерской, Селецкой, Чинозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон территории (в основном Центральная Карелия), то позднеятулийская фаза имела место преимущественно в Южной Карелии, в Гирвасской вулканической зоне и ряде вулканических зон Западного Прионежья и Заонежья. Общая площадь, залитая лавами ятулийских фаз базальтового вулканизма, только в пределах Центрально-Карельского и Южно-Карельского вулканических районов составила не менее 35 000 км² (Светов, 1972).

Суйсарский вулканизм на территории Южной и Юго-Восточной Карелии был проявлен в районе акватории Онежского озера и кряжа Ветреный Пояс (Куликов, 1969, 1971). В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о том, что суйсарский вулканизм так же, как и предшествовавший ему ятулийский, проявился в целом ряде самостоятельных, но пространственно сближенных вулканических зон, в пределах которых продукты базальтового вулканизма достаточно контрастны как по химическому составу, так и в объемных соотношениях. Однако палеовулканическое районирование области суйсарского вулканизма не закончено и границы отдельных зон уточняются. Можно считать, что только в пределах Онежской тектонической структуры общая площадь развития разнообразных продуктов вулканической деятельности суйсарии составляет не менее 2000 км².

Разнофациальные вулканогенные образования как ятулия (ятулийский вулканический комплекс), так и суйсария (суйсарский вулканический комплекс) являются производными базальтовой магмы, испытавшей в условиях платформенного тектонического режима в целом антидромную направленность эволюции химического состава изливавшихся лав в ходе последовательной смены вулка-

¹ При проведении полевых работ в 1962-1972 гг. кроме автора принимали участие Галдобина Л.П., Голубев А.И., Горлов В.И., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Соколов В.А., Хейсканен К.И.

нических фаз. Вместе с тем установлена более сложная изменчивость химического состава продуктов вулканической деятельности не только внутри отдельных вулканических фаз, но и внутри вулканических зон, которая и обусловила латеральные различия разновозрастных вулканических продуктов стадийно развивающегося вулканизма (Светов, 1969, 1972).

Вулканогенный материал ятулийского и суйсарского вулканических комплексов представлен продуктами:

- 1) подводных и наземных лавовых излияний (массивные, шаровые, агломератовые, брекчиевые лавовые покровы и потоки, туфолавы (?) диабазов, диабазовых плагиоклазовых, плагиоклаз-роговообманковых, роговообманковых, плагиоклаз-пироксеновых, пироксеновых порфиритов, пикритовых порфиритов);
- 2) вулканических взрывов (пепловые, лапиллиевые и агломератовые, в том числе игнимбритоподобные и аглютинатовые, туфы диабазов, разнообразных по составу диабазовых и пикритовых порфиритов);
- 3) близповерхностных внедрений (пластово-секущие и межпластовые силлы, реже крутопадающие дайки и штоки, или экструзии (?), слабо дифференцированных габбро-диабазов, диабазовых плагиоклазовых порфиритов и перидотитов);
- 4) поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельности (хемогенные вулканогенно-осадочные образования - яшмы, силициты, травертины и др.).

ПРОДУКТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ПОДВОДНЫХ ЛАВОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ

Наибольший объем продуктов вулканической деятельности составляют массивные лавовые покровы и потоки лав основного (ятулийский вулканический комплекс) и ультраосновного и основного (суйсарский вулканический комплекс) составов. Палеовулканологическими реконструкциями на большей части площади распространения вулканогенных пород ятулийского вулканизма выявлены ареалы распространения лав для каждой из выделенных вулканических зон раннеятулийской, среднеятулийской и частично позднеятулийской вулканических фаз базальтового вулканизма.

В зависимости от фациальных условий лавовые излияния носили подводный (открытый бассейн, прибрежная зона) или континентальный (наземный) характер. Изучение морфологических особенностей отдельных покровов и потоков лав ятулийского вулканического комплекса подводных и континентальных излияний в большом числе разрезов лавовых толщ показало незначительные различия в характере их внутреннего строения. Преимущественное распространение имеют покровы (реже потоки) в кровле с миндалекаменной текстурой (вплоть до пенистой и шлаковидной). Реже встречаются лавовые покровы с шаровыми лавами и лавобрекчиями в кровле. В единичных случаях отмечаются потоки (вероятно, и покровы?), сложенные полностью шаровыми лавами. Изучение пространственного распространения покровов с шаровыми лавами в кровле и потоков собственно шаровых лав показало, что они формировались преимущественно в тех частях вулканических зон, которые принадлежали прибрежной (шельфовой) части Карельского седиментационного бассейна. Среди большого числа лавовых покровов и потоков континентальных излияний собственно шаровых лав в составе ятулийского вулканического комплекса разных вулканических зон не установлено.

Количество обломочного материала, связанного с формированием лавовых покровов ятулия, ввиду высокой подвижности текучих лав было крайне незначительно. Лишь в редких случаях в кровле покровных лавобрекчий устанавливаются агломератоподобные (глыбовые) брекчии, которые можно рассматривать как продукты дробления и взламывания поверхностной корки движущегося по-

кровля (Сегозерская и Селецкая вулканические зоны среднего ятулия). Мощность зоны агломератовых брекчий составляет не более 0,5–1,0 м. Исключительно мало количество обломочного материала также в покровах с шаровыми лавами в кровле и в потоках шаровых лав. Шаровые лавы среднего ятулия в абсолютном большинстве случаев не содержат в цементе заметных количеств обломков шаров, подушек. Межшаровые пространства, как правило, заполнены хемогенным вулканогенно-осадочным кремнистым (яшмы, яшмовидные силициты), кремнисто-карбонатным или карбонатным (травертины) материалом, а также гнездами гидротермального заполнения кварцевого, кварц-кальцитового или кварц-эпидотового состава.

В тех случаях, когда наблюдаются эрозионные врезы в лавовые покровы и размыв поверхностных частей некоторых из них, отмечаются горизонты вулканотерригенных пород, содержащих в грубообломочной части достаточно хорошо окатанные (реже угловатые) куски и гальки пород размываемых покровов. Цементом в таких вулканотерригенных конгломерато-брекчиях являются вулканомиктовые гравелиты и песчаники, содержащие терригенный (вплоть до аркозового) материал удаленных областей сноса (Глухая губа оз. Сегозеро, Сегозерская вулканическая зона среднего ятулия).

Таким образом, в составе ятулийского вулканического комплекса с лавовыми покровами подводных и континентальных излияний связаны лишь мало мощные прослойки агломератовых брекчий (туфов) и вулканотерригенных конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников, являющихся в первом случае продуктами дробления текучих потоков лавобрекчий, а во втором – продуктами перемыва лавовых потоков и покровов.

Существенно иными масштабами образования вулканогенных обломочных пород, происходившего синхронно с лавовыми излияниями, характеризуется суйсарский вулканизм. Развернувшимися палеовулканологическими исследованиями и по данным предыдущих исследований (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935; Гилярова, 1941, 1959) установлено, что в составе лавовых толщ суйсария исключительно широко распространены потоки и покровы массивных шаровых лав и лавобрекчий, производных лав ультраосновного и основного состава. При этом шаровые лавы слагают существенно самостоятельные потоки (и покровы?), распространенные на обширных площадях. Лавобрекчии, особенно пироксеновых и пикритовых порфиритов, занимают в разрезе отдельных потоков и покровов до половины их мощности, а в некоторых случаях слагают, по-видимому, их полностью. В большинстве случаев покровы с лавобрекчиями содержат в кровле большое количество совершенно не переработанного глыбового обломочного материала, связанного, вероятно, с дроблением кровли покровов и не содержащего лавового цемента. Обломки, состав которых соответствует массивной части лавового покрова, цементируются более мелкодробленным остроугольным (до оскольчатого) тонкоперетертым материалом. В ряде случаев удается наблюдать упорядоченное, языкообразное расположение обломочного материала – “языки” течения (струи течения) среди хаотичного нагромождения обломков, – что, вероятно, связано с внутриводоковым движением лавы. В наиболее отчетливой форме такие валообразные натеки брекчий были обнаружены в районе мыса Пиппури (Кондопожская губа Онежского озера), а также в Шидгубе, в 1,5 км к северо-западу от мыса Пиппури (Тимофеев, 1916). Нередко в массе вулканических агломератовых брекчий (туфов) устанавливаются мало мощные “вторичные” лавовые языки с волнистыми поверхностями, возникшие в результате прорыва лавы на поверхность из внутренней части основного покрова. Подобные образования впервые были установлены В.М. Тимофеевым еще в начальный период изучения суйсарской древневулканической области (Тимофеев, 1916, 1935).

В связи с характеристикой лавобрекчий и агломератовых брекчий (туфов) необходимо учесть замечание В.М. Тимофеева (1935) о том, что в ряде случаев породы, рассматриваемые как туфобрекчии или под общим названием вул-

канических брекчий, являются образованиями, не связанными с вулканическими выбросами; их следует рассматривать как продукты агломерации движущихся лавовых покровов (туфолоавовые покровы). Однако в настоящее время оценить объемные соотношения агломератовых брекчий вулканических взрывов и брекчий дробления лавовых покровов в составе суйсарского вулканического комплекса не представляется возможным.

Весьма разнообразны по текстурным особенностям и, вероятно, условиям образования грубообломочные продукты, связанные с шаровыми лавами. Наряду с породами, именуемыми в литературе гиалокластитам, которые обязаны своим происхождением полному или частичному разрушению шаров в потоках лав и широко распространенными в составе суйсарского вулканического комплекса, существует группа пород, на которую в свое время обратила внимание М.А. Гилярова (1941). Эти породы были охарактеризованы М.А. Гиляровой как туфобрекчи, содержащие отдельные хорошо обособленные шары (вулканические бомбы). Образование этой группы пород, по-видимому, следует рассматривать с учетом возможного одновременного накопления как продуктов вулканических взрывов, так и отдельных шаров или их скоплений при излияниях лав.

Благодаря палеовулканическим реконструкциям суйсарского вулканизма установлено исключительно широкое развитие обломочных пород, образовавшихся в процессе формирования массивных лавовых покровов или потоков и их шаровых лав. Степень дальнейшей водной переработки сформированного таким образом обломочного существенно агломератового материала зависела от величины интервала времени между последующими излияниями, а также от динамической активности в бассейне седиментации. В большинстве случаев в зонах эпицентров вулканической деятельности степень водной обработки материала была крайне незначительна.

ПРОДУКТЫ ВЗРЫВНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Наиболее сильное влияние на процессы осадконакопления оказывал материал выбросов при вулканических взрывах. Предполагается, что не только частота вулканических взрывов, но и их энергия были резко различны при формировании ятулийского и суйсарского вулканических комплексов. Рассчитанный коэффициент explosивности для ранне-, средне- и позднеятулийской фаз Центрально-Карельского вулканического района примерно составляет 2-8%. Установлено также, что в большинстве вулканических зон нижнего и среднего ятулия вулканическая деятельность носила подводный характер. По мере перехода от глубоководных к мелководным и прибрежным условиям в разрезах устанавливается повышение роли пирокластических образований.

Вулканические зоны среднего и верхнего ятулия - Медвежьегорская, Гирвасская - и ряд вулканических зон суйсарской древневулканической области, пространственно приуроченные к мелководным и наземным (континентальным) фациальным обстановкам, характеризуются наличием в соответствующих разрезах значительно больших количеств пирокластики. Коэффициент explosивности здесь составлял соответственно 6-8, 8-10 и 20-30%.

Вулканокластические образования представлены главным образом туфами пепловыми и агломератовыми (вулканическими брекчиями), реже лапиллиевыми и бомбовыми. Часто туфы являются спекшимися игнимбрито- и агглютинатоподобными. Подчиненное значение среди вулканогенных обломочных пород имеют туффиты (пепловые, агломератовые), туфопесчаники, туфогравелиты и вулканомиктовые алевролиты.

В составе ятулийского вулканического комплекса породы вулканических взрывов представлены главным образом туфами - пепловыми, бомбовыми и реже лапиллиевыми. Среди пепловых туфов наиболее широко развиты литовитрокластические и реже кристаллокластические разности, образующие совместно с вулканотерригенными, терригенно-осадочными и хемогенно-осадочными породами.

дами маломощные прослой между лавовыми покровами и потоками. В некоторых случаях внутри тонких прослоев туфов устанавливаются фигурные бомбы либо шлаковидной формы куски лавы. Однако подобные прослой, как и прослой лапиллиевых туфов, исключительно редки.

В различных разрезах среднеятулинской лавовой толщи горизонты с вулканокластическими породами встречаются на вполне определенных уровнях, отмечающих внутрипароксизмальные перерывы вулканической деятельности. Ранее было показано, что вулканическая деятельность в среднеятулийскую, наиболее напряженную вулканическую фазу носила четко выраженный стадийный характер (Светов, 1972). Именно с началом и окончанием каждой из четырех-пяти среднеятулийских стадий связано формирование в общем небольших количеств вулканокластического материала. Вулканические взрывы конца вулканических стадий были более сильными и выкидывали большее количество материала, который распространялся на значительные пространства. Анализ площадного распространения продуктов взрывной деятельности в зависимости от положения установленного или предполагаемого эруптивного центра показал их четкую взаимосвязь. Как правило, ареал их распространения тесно связан с центрами вулканической деятельности.

Более разнообразны по составу и, вероятно, условиям формирования вулканокластические образования в составе суйсарского вулканического комплекса. Детальное знакомство с породами данного комплекса и картирование площадей их распространения показывает значительное разнообразие текстурно-структурных и генетических типов пирокластических пород. Анализ разрезов суйсарского вулканического комплекса свидетельствует о большой роли среди них разнообразных туфов, туфобрекчий и вулканомиктовых брекчий. Специфической особенностью суйсарского вулканизма является, прежде всего, ультраосновной и основной состав исходных магм при формировании лавовых покровов и потоков. Глубинная эволюция исходной магмы обусловила формирование в ряде вулканических зон лавовых покровов и потоков широкого химического состава, крайними членами которых являются пикритовые порфириты — диабазовые плагиоклазовые порфириты. В зависимости от состава поступающих лав состав продуктов взрывной деятельности колебался также от пикритового до диабазового. При описании грубообломочных пирокластических пород установлена прямая связь их химического и вещественного составов с составом подстилающих лав.

Среди туфов исключительно широко распространены агломератовые (вплоть до глыбовых) разновидности. Их мощные (до нескольких десятков метров) горизонты в разрезах лаво-пирокластических образований известны в районе озер Урозеро, Сургубское, Укшозеро, о-ва Суйсари и на юго-западных берегах Кондопожского залива Онежского озера. К числу агломератовых туфов относятся также широко известные по геологической литературе соломенские вулканические брекчи, развитые в районах пос. Соломенное в 3 км к северо-востоку от г. Петрозаводска, ст. Шуйской и на других участках. Подчиненное значение в суйсарском вулканическом комплексе имеют пепловые и лапиллиевые туфы, образующие либо самостоятельные маломощные прослой среди лавовых покровов, либо линзы среди агломератовых туфов. Нередко туфы, особенно производные лав пикритовых порфиритов, являются спекшимися и часто обнаруживают признаки текучести.

По мере удаления от предполагаемых центров суйсарской вулканической деятельности наблюдается проявленная в разной степени водная переработка пирокластики, приведшая к формированию многообразных по текстурно-структурным признакам и химическому составу пепловых туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

ПРОДУКТЫ БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ВНЕДРЕНИЙ МАГМЫ

В большинстве случаев средне- и позднеятулийские близповерхностные интрузивные силлы, дайки и штоки габбро-диабазов не оказывали какого-либо влияния на процессы осадконакопления. Однако в тех случаях, когда в пределах наиболее тектонически активных вулканических зон происходил прорыв внедряющейся магмы на поверхность, то одновременно с межпластовыми субвулканическими силлами формировались многочисленные маломощные потоки массивных, а чаще брекчированных (вплоть до лавобрекчий) афанитовых диабазов, как это имело место в позднем ятулии на территории Гирвасской вулканической зоны. С участками прорыва магмы связаны зоны интенсивной газовой-гидротермальной переработки сформированных лавовых потоков, на основании чего можно предположить проявление поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельности, а также формирование хемогенных вулканогенно-осадочных пород.

При изучении площади распространения вулканических образований суйсария в последние годы получены данные, свидетельствующие о распространении в районе Шардонских островов и о-ва Суйсари экструзивных куполов, сложенных плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами. Имеются основания предполагать связь с некоторыми из экструзий района о-ва Суйсари агломератовых брекчий, распространенных вдоль юго-восточного берега острова. Однако общая роль подобных брекчий в составе суйсарского комплекса к настоящему времени полностью не выяснена.

ПРОДУКТЫ МЕЖПАРОКСИМАЛЬНОЙ И ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФУМАРОЛЬНО-ГИДРОСОЛЬФАТАРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

На различных этапах ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма в результате проявления фумарольно-гидросольфатарной деятельности газами и термальными минерализованными растворами выносилось значительное количество кремнистого, известковистого, железистого и другого материала, который служил основой для формирования разнообразных по составу хемогенных вулканогенно-осадочных пород.

Высококремнистые (яшмы, силициты, кремнистые туфы), высокоизвестковистые (травертины, кремнистые доломиты), гематитсодержащие (гематитовые рудные сланцы) и медьсодержащие (рудные медистые песчаники) породы обнаруживают во всех изученных вулканических зонах пространственную сопряженность, с одной стороны, с эруптивными центрами вулканической деятельности, а с другой — с осевыми частями лавовых полей, вдоль которых происходило наиболее устойчивое растекание базальтовых лав (Сегозерская, Гирвасская и Медвежьегорская вулканические зоны нижнего и среднего ятулия). Чаще всего разнообразные по составу хемогенные вулканогенно-осадочные породы с наибольшими мощностями на площади Сегозерской среднеятулийской вулканической зоны установлены в районе Орчень-губы и на островах Каличьего архипелага оз. Сегозеро, на удалении 1-6 км от эруптивного центра в пределах предполагаемого древнего фумарольного поля. Здесь, в неровностях кровли лавовых покровов, сложенных пенистыми, шаровыми лавами и реже лавобрекчиями, отвечающими конечным излияниям вулканических стадий, широко распространены пластообразные тела и линзы яшмовидных силицитов и травертинов мощностью от 0,5 до 1,5, редко до 3,5 м, которые простираются с перерывами на расстояния до 30-50 м. В ряде случаев установлена непосредственная связь древних подводных фумарольных каналов, заполненных гематит-кремнистым материалом, с вышележащими пластами силицитов и травертинов (о-ва Макконсаари, Шенонсаари на оз. Сегозеро). Нередко в разрезах, содержащих пласты яшмовидных силицитов, кремнистых туфов и травертинов, встречаются мало-

мощные прослои и линзовидные слои гематитового состава, слагающие верхние части ритмов в ритмичнослоистых сериях: туф – кремнистый туф – силицит – гематитовый сланец.

В районе, прилегающем к предполагаемому эруптивному центру Медвежьегорской вулканической зоны нижнего ятулия, локально распространены меденосные рудные песчаники урочища Воронов Бор, которые в геологическом отношении рассматриваются как эксгалационно-осадочные образования, связанные с раннеятулийской поствулканической деятельностью, протекавшей в континентальной обстановке. В данном месте устанавливается четкий литологический контроль оруденения пачкой грубозернистых кварцевых песчаников и гравелитов основания терригенно-осадочной толщи, залегающей на нижнеятулийских эффузивах. В кровле самого лавового покрова, сложенной миндалекаменными диабазами, отмечается обильная медносulfидная вкрапленность (пирит, халькопирит, борнит, реже халькозин). В пластовых телах яшмовидных силицитов, залегающих в неровностях кровли лавового покрова, также обнаружена рудная (халькопирит-борнитовая) минерализация.

На фланговых окончаниях лавовых полей и на удалении более 50 км от эруптивных центров поступавший хемогенный материал вулканогенного происхождения вовлекался в осадочный процесс, что приводило к формированию терригенно-карбонатных и кремнисто-железистых пород (район озер Туломозеро и Суоярви и др.).

Фашиальный анализ свидетельствует, что в условиях подводного вулканизма, протекавшего в пределах динамически активного открытого бассейна, породы, связанные с поствулканической деятельностью, кроме четкой пространственной сопряженности с эруптивными центрами имеют повышенные мощности, четкие геологические границы тел, более чистый химический состав. Подобные же образования континентальных излияний характеризуются сокращенными мощностями, не имеют четких границ, отличаются пестрым туфово- или карбонатно-кремнистым и другим составом, а хемогенный материал, как правило, играет роль цемента в различных терригенно-осадочных породах (Медвежьегорская вулканическая зона нижнего ятулия).

Весьма интенсивной поствулканической фумарольно-гидросольфатарная деятельность была в суйсарии, что нашло отражение в повсеместном формировании яшм, цементирующих не только шары в шаровых лавах, но и образующих довольно мощные (до 1,0 м) и выдержанные по простиранию на десятки метров пластовые и линзовидные тела в неровностях кровли лавовых покровов (в том числе и покровов шаровых лав) и среди прослоев туфов. Накопление обильного количества кремнистого материала, связанного с поствулканической деятельностью в перерывах между лавовыми излияниями, вместе с тонкой и средней по размерности пирокластикой обусловило формирование на различном удалении от вулканических центров разнообразных по мощности пачек окремненных туфов, пепловых туффитов, туфоаргиллитов и вулканомиктовых алевролитов. По масштабам синхронного вулканизма кремненакопления суйсарий резко превосходит фазы базальтового вулканизма ятулия всех изученных зон Центрально-Карельского и Южно-Карельского вулканических районов.

* * *

Интенсивность вулканогенно-осадочного литогенеза на различных стадиях проявления ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма ¹ в пределах целого ряда синхронно или последовательно развивавшихся пространственно разобщенных либо сопряженных вулканических зон определялась общей напряженностью вулканизма в стабилизированных эруптивных центрах, которая в

¹ См. также статью Л.П. Галдобиной и В.И. Горлова в настоящем сборнике.

свою очередь обуславливала и типовой состав, и количество (объемные соотношения) поступавшего на поверхность ювенильного материала. Вулканогенно-осадочный литогенез при формировании платформенных разнофациальных терригенно-осадочных толщ ятулии на обширной территории Карельской седиментационной области (Соколов, 1970) в условиях открытого бассейна проявился с различной интенсивностью. В пределах центральной части этой области вулканогенно-осадочное породообразование происходило главным образом на площади Центрально-Карельского вулканического района, где общий объем сформированных вулканогенных пород составил около 20-40% от общего объема ятулийских отложений, из которых на долю вулканогенно-осадочных приходится не более 0,5-1,5%. В южной части Карельской седиментационной области в условиях прибрежной и континентальной фациальных обстановок (на площади преимущественно Южно-Карельского вулканического района) была сформирована в течение трех фаз ятулийского вулканизма лавовая толща, составляющая 50-70% от общего объема ятулийских терригенных образований. При этом на долю вулканогенно-осадочных пород приходится только около 2-3%.

Вулканогенно-осадочное породообразование в ятулии происходило в основном в районах, прилегающих к центрам вулканической деятельности, и лишь некоторые разновидности хемогенных вулканогенно-осадочных пород были сформированы за пределами лавовых полей. Ведущим осадочным процессом в ятулии было формирование существенно терригенных обломочных пород.

Более интенсивно вулканогенно-осадочный литогенез проявился в ходе суйсарского вулканизма. На изученной к настоящему времени площади распространения разнообразных по составу вулканигов суйсарского вулканического комплекса преимущественное развитие имеют лавовые, вулканокластические, субвулканические и хемогенные образования, составляющие до 90-95% всего объема суйсария в районах озер Укшозеро, Кончозеро, заливов Ялгуба, Лингуба и о-ва Суйсари на Онежском озере и в других местах. На указанной территории ведущим процессом было вулканогенное и вулканогенно-осадочное породообразование. По мере удаления от центров суйсарского вулканизма роль вулканогенно-осадочных пород в разрезах постепенно снижается, однако вопросы сопряженного осадочного и вулканогенно-осадочного породообразования в пределах Южно-Карельского вулканического района к настоящему времени окончательно еще не решены.

Взаимосвязь динамики и типов вулканической деятельности (извержений) с составом и степенью газонасыщенности исходных магм, типами вулканических аппаратов и явлениями глубинной эволюции магм применительно к ятулию и суйсарии здесь не рассматриваются, хотя вполне ясно, что каждый из указанных факторов играет важную роль в определении характера последующего за вулканизмом и синхронного ему вулканогенно-осадочного литогенеза.

В заключение следует указать, что в разноудаленных от центров вулканической деятельности районах степень участия каждого из рассмотренных выше типов вулканических пород в вулканогенно-осадочном литогенезе различна. Это участие контролировалось палеогеографическими условиями среды осадконакопления, сложившимися фациальными обстановками, спецификой водного режима бассейнов седиментации, а также тектоническими условиями.

ЛИТЕРАТУРА

- Гилярова М.А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1941.
- Гилярова М.А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. - Ученые записки ЛГУ, серия геол., вып. 10, № 268, 1959.
- Куликов В.С. Базальтовый комплекс кряжа Ветренный Пояс. Автореф. канд. диссертации. Свердловск, 1969.
- Куликов В.С. Вулканы кряжа Ветренный Пояс (юго-восток Балтийского щита). - В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 3. М., "Недра", 1971.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Олонеккая диабазовая формация. - Труды СПб. об-ва естествоиспыт., т. XIX, 1888.
- Светов А.П. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. - В сб. "Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии". Труды Ин-та геологии, вып. I, Петрозаводск, 1968.
- Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., "Наука", 1972.
- Соколов В.А. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография). - Автореф. доктор. диссертации. М., 1970.
- Тимофеев В.М. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области. - Труды СПб. об-ва естествоиспыт., т. XXVIII, 1916.
- Тимофеев В.М. Петрография Карелии. - В кн. "Региональная петрография СССР, сер. 1", вып. 5. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935.

ЛИТОГЕНЕЗ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КАРЕЛИИ

В среднем протерозое Карелии установлено четыре фазы вулканической деятельности: раннеятулийская, среднеятулийская, позднеятулийская и суйсарская¹. Каждая фаза отличалась интенсивностью проявления, составом вулканических продуктов и своим влиянием на ход осадконакопления. С другой стороны, продукты вулканизма попадали в различные фациальные обстановки и подчинялись их законам. Взаимное влияние двух процессов определяло в каждом конкретном случае характер разреза вулканогенно-осадочных толщ.

Для вулканизма раннеятулийской фазы характерны слабая напряженность и малый объем продуктов (коэффициент эксплозивности $K = 2-8\%$). В обстановке бассейна терригенного осадконакопления, с сильно расчлененным дном и повышенной динамикой среды, твердые продукты вулканизма быстро разрушались и превращались в тонкоперетертый глинистый материал. Обильное поступление обломочного материала с областей сноса совершенно подавило небольшой по объему вулканогенный материал. Маломощные прослои туфов и туффитов сохранились лишь среди лавовых покровов. Появление в разрезах песчаников с хлоритовым цементом или излишек SiO_2 при образовании цемента нарастания в кварцевых песчаниках может лишь предположительно указывать на поступление в бассейн продуктов вулканической деятельности (Соколов, Галдобина, Рылеев, и др., 1971).

Среднеятулийская фаза вулканизма дала значительно больший объем текучих лав (превышающий почти в 10 раз нижнеятулийские лавы) и пирокластики ($K = 6-8\%$, по А.П. Светову, 1972), а также продуктов фумарольно-сульфатной деятельности. В среднеятулийскую фазу взрывы происходили неоднократно, что привело к формированию нескольких горизонтов туфов и туффитов мощностью 0,5-5 м, залегающих среди лавовых потоков. Туфы чередуются с прослоями туффитов, кремнистых и туфогенных пород. Условия накопления вулканогенно-осадочных толщ нашли отражение в характере текстурных признаков и строении разреза. Наличие горизонтальной, прерывистой или ритмичной слоистости, мелкой косовогнущей или косой, текстур оплыва и знаков ряби на плоскостях напластования указывает на формирование пород в условиях мелкого бассейна, частично в прибрежных (Светов, Галдобина, 1970).

Поступление продуктов вулканизма в среднеятулийский бассейн карбонатно-глинистого осадконакопления способствовало формированию на определенных стратиграфических уровнях таких вулканогенно-осадочных ассоциаций пород, как туфово-глинистой, кремнисто-доломитовой, гематит-доломито-глинистой (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970; Соколов, Галдобина, Светов, Хейсканен, 1971). Перечисленные вулканогенно-осадочные ассоциации пород формировались в различные стадии существования бассейна и связаны с продуктами различных этапов развития среднеятулийской фазы вулканизма.

Туфово-глинистая ассоциация представлена глинистыми, карбонатно-глинистыми, песчано-глинистыми породами, туфосланцами и туфопесчаниками. Породы залегают в основании первого и второго осадочных циклов среднего ятулия и отвечают началу излияния лав и твердых выбросов.

¹ См. статью А.П. Светова в настоящем сборнике.

Кремнисто-доломитовая ассоциация пород представлена тонко- и мелкозернистыми разноцветными доломитами с кремнистым материалом в слоях, желваках и линзах. Породы установлены в верхней части второго цикла среднего ятулия. Их формирование, видимо, связано с продуктами фумарольно-сульфатарной стадии вулканизма.

Гематит-доломито-глинистая ассоциация образовалась в конце среднего ятулия в условиях регрессии и периодического осушения бассейна. Ассоциация пород представлена песчано-глинистыми и кремнистыми разностями, оруденелыми доломитами, песчаниками, конгломератами. Гематит встречается в линзах, прослоях и скоплениях. Породы обладают горизонтальной, прерывисто-линзовидной, реже косой слоистостью, с трещинами усыхания на плоскостях напластования.

Все перечисленные горизонты вулканогенно-осадочных пород формировались на значительном удалении от центров извержений и залегают среди глинисто-карбонатных толщ, сложенных чисто экзогенным материалом. Для подтверждения вулканогенной природы выявленных ассоциаций была проведена статистическая обработка химических анализов трех групп пород: магматических, вулканогенно-осадочных и осадочных (глинистых сланцев). Результаты подтвердили вулканогенную природу исследованных пород (Соколов, Галдобина, Рылеев и др., 1971).

В условиях континента продукты вулканизма в среднем ятулии поступали в осадки аллювиальных и озерных фаций. Среди грубообломочных косослоистых пород (гравелитов и песчаников) обнаружены линзы, желваки и стяжения кремнистого материала (силициты), а также примесь пирокластического материала. С продуктами вулканизма связано здесь и формирование медистых песчаников (Соколов и др., 1970; Светов, 1972).

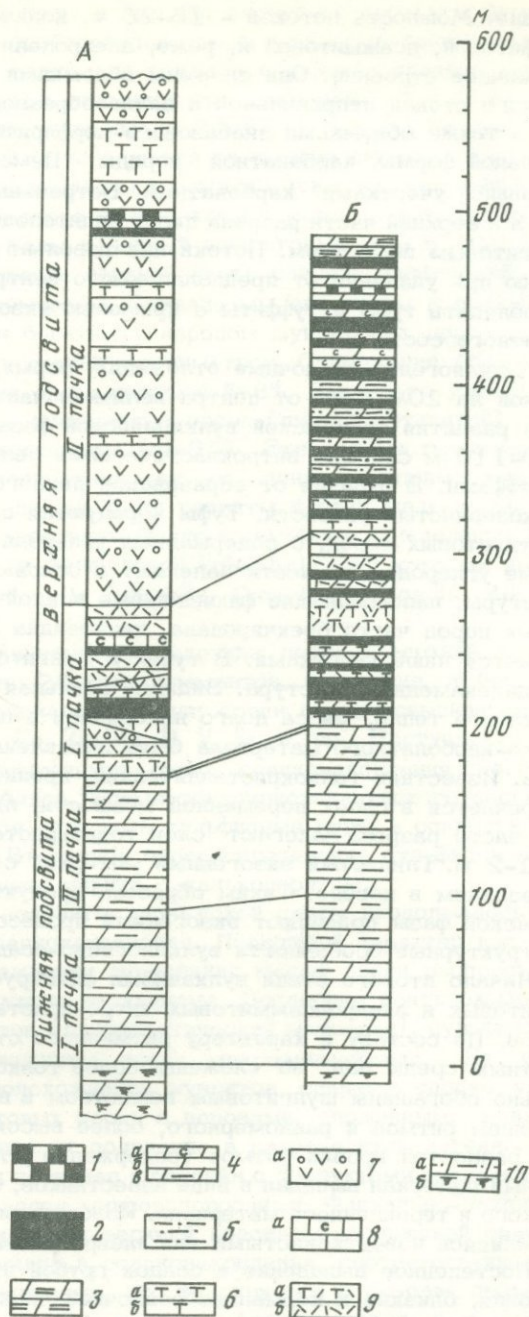
Позднеятулийская фаза вулканизма (заонежская), проявившаяся в конце позднеятулийского времени, по объему текучих лав была не менее интенсивной, чем предыдущая, а по объему твердых выбросов, растворов и газов значительно ее превосходила ($K = 8-10\%$). В период, предшествующий началу извержений заонежской фазы, с выровненного (пенепленизированного) континента в позднеятулийский бассейн поступал карбонатно-глинистый, с небольшой примесью терригенного, материал перемытых кор выветривания. Слабая подвижность среды отложения, отсутствие достаточной циркуляции вод, плотный характер осадка, сероводородное заражение определили восстановительные условия осадконакопления. В бассейне формировались тонкозернистые доломиты, глинисто-карбонатные (кварц-серицит-доломитовые) и, в подчиненном количестве, песчано-глинистые (полевошпат-кварц-серицитовые) породы. Они имеют зеленовато-серый цвет, обогащены тонкораспыленным мелкокристаллическим пиритом, обладают горизонтальной микрослоистой или микроритмичной текстурой. Строение и состав пород этой части разреза однотипны на всей площади Онежской структуры.

Начало вулканизма четко фиксируется в разрезах заонежской свиты. Центры излияний лав заонежской фазы пока нами не установлены. На основании анализа мощностей лавовых толщ в разрезах осконтурены предполагаемые площади их нахождения. Авторы приводят характеристики двух типов разрезов заонежской свиты - вулканогенного (преимущественно лавового), в районе предполагаемого центра излияний, и вулканогенно-осадочного, удаленного от этого центра (рисунок).

В районах предполагаемых центров излияний формируются толщи преимущественно лавовых образований с подчиненным количеством туфов. Первый этап заонежской фазы определил поступление в бассейн большого количества продуктов твердых выбросов, обломков основного вулканического стекла псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерности. Сформировались витрокластические туфы, преобладающие в разрезе. Большая часть пепла изменена до тонкокристаллической, иногда криптокристаллической массы хлорит-кремнисто-альбитового состава. В породах прослежена грубая слоистость, местами ритмичная. В

Строение вулканогенно-осадочных толщ верхней части верхнего ятулия (заонежская свита)

А - разрез вулканогенных пород западного крыла Онежской структуры, район оз. Габозеро; Б - разрез вулканогенно-осадочных пород восточного крыла Онежской структуры, район Заонежского полуострова. 1 - лидиты; 2 - шунгитовые породы с содержанием углерода от 10 до 65%; 3 - биотит-доломитовые сланцы; 4 - доломиты: шунгитсодержащие (а), полнокристаллические (б), пелитоморфные (в), 5 - алевролиты и песчано-глинистые (кварц-биотит-хлоритовые, кварц-серицитовые) сланцы; 6 - витрокристаллокластические туфы (а) и туффиты (б); 7 - плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклазовые порфириды, в том числе порфириды с миндалекаменной текстурой (а); 8 - известняки, в том числе шунгитсодержащие (а); 9 - витрокластические туфы: алевропсаммитовые (а), пелитовые (б), или кремнисто-хлорит-альбитовые сланцы; 10 - глинисто-карбонатные (кварц-серицит-доломитовые), карбонатные (доломитовые), песчано-глинистые (полевошпат-кварц-серицитовые) сланцы (а) и тонкозернистые доломиты (б)



алевролитовых и псаммитовых туфах нередко сохраняются остроугольные и рогульчатые контуры обломков вулканического стекла с тонкой корочкой закалки. В разрезе встречены единичные, выклинивающиеся потоки лав (характер лав еще недостаточно четко определен для первого этапа), шунгитсодержащих туфов и тонкозернистого известняка в верхней части разреза.

Следующий, второй, этап излияний заонежской фазы определяет лавовый тип разреза. Между потоками обнаружены горизонты витро-кристаллокластических туфов. Лавовые потоки представлены плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиридами с брекчиевидной или миндалекаменной текстурой в

кровле. Мощность потоков — 15–25 м, количество их достигает 8–10. Туфы псефитовой, псаммитовой и, реже, алевропелитовой структуры имеют крупноритмичное строение. Они сложены обломками раскристаллизованного вулканического стекла неправильной и заливообразной формы, часто с каемкой закалки, а также обломками диабазового порфирита, кристаллов плагиоклаза остроугольной формы, карбонатной породы. Цемент туфов альбит-кремнисто-хлоритовый, участками карбонатный. Встречены прослойки шунгитсодержащих туфов, а в верхней части разреза пласт лидитоподобной породы с тонкорассеянным шунгитовым веществом. Потоки лав довольно быстро выклиниваются по простирацию при удалении от предполагаемого центра излияний, и в разрезе начинают преобладать туфы и туффиты с примесью экзогенного материала глинисто-карбонатного состава.

Вулканогенно-осадочные отложения, формирование которых проходило в удаленной на 20–25 км от центра излияний части бассейна, также отражают весь цикл развития заонежской вулканической фазы. Первая пачка мощностью 100–110 м сложена витрокластическими пелитовыми и псаммито-алевритовыми туфами. В отличие от образований первого типа разреза преобладают более тонкозернистые разности. Туфы чередуются со слоями шунгитсодержащих туфов и шунгитовых пород, с содержанием углерода до 65%. При этом наиболее богатые углеродом разности залегают в основании пачки. Для пород характерны текстуры, напоминающие флюидальные и плоччатые. Минеральная часть шунгитовых пород часто брекчирована, линзовидна и расташена. Слоистость прослеживается лишь участками. В туфах и шунгитсодержащих породах встречается миндалекаменная текстура. Видимо, обильная пирокластика несла с собой значительное тепло, масса долго находилась в пластичном состоянии. Садка глинисто-карбонатного материала была подавлена, карбонат выпадал в виде кальцита. Известняк тонкокристаллический, пропитан кремнисто-альбитовой массой, встречается в слоях переменной мощности, линзах и реликтовых пятнах. В верхней части разреза залегают слои тонкокристаллического известняка мощностью до 1–2 м. Глинистый экзогенный материал смешивается с тонкопепловым и неразличим в породе. Таким образом, продукты вулканизма первого этапа заонежской фазы подавляют экзогенный процесс и определяют состав, текстурные и структурные особенности вулканогенно-осадочных образований.

Начало второго этапа вулканизма фиксируется в разрезе горизонтом алевропелитовых и алевропсаммитовых витро-кристаллолитокластических туфов и туффитов. По составу и характеру ритмичного строения они аналогичны туфам, известным среди лав, но сложены более тонкой пирокластикой. Породы значительно обогащены шунгитовым веществом в виде оболочек и цемента в туфах подошвы ритмов и равномерного, более высокого насыщения углеродом пелитовых разностей кровли ритмов (содержание углерода достигает 10–15%). Карбонатный материал выпадал в виде известняков, с различной примесью пирокластического и терригенного материала. Известняки залегают в подошве ритмов, часто вытесняясь известковистыми или алевролитовыми и псаммитовыми туфами.

Постепенное выпадение в осадок грубой пирокластики создало в бассейне условия, близкие к нормально-осадочной садке экзогенного глинисто-карбонатного материала с подчиненным количеством пелитового пеплового материала. В основании крупных четко выраженных ритмов мощностью 3–10 м залегают туфоалевролиты и алевролиты, переслаивающиеся с пелитоморфными (слюдистыми) доломитами, глинистыми и песчано-глинистыми (серицит-биотит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми) сланцами. В кровле ритма, слагая две трети объема, залегают шунгитовые породы с содержанием углерода до 20–35%. Минеральная часть шунгитовой породы в виде слоек, присыпок и неравномерных скоплений представлена серицитом, тонкообломочным кварцем, редко микроклисом, биотитом и, меньше, хлоритом, единичными обломками измененного стекла. Шунгитовое вещество располагается вдоль слоев, подчеркивая первичную горизонтальную слоистость.

В конечную стадию заонежской фазы в бассейн поступали продукты фумарольно-сульфатарной деятельности, особо обильно представленные кремнеземом. В бассейне в условиях хемогенной садки шло осаждение сначала тонкодисперсного глинистого (пеплового), частью кремнистого материала, богатого шунгитовым веществом (содержание углерода до 30-65%). Слои шунгитовых пород мощностью от 2-3 до 25-30 м чередуются со слоями полнокристаллических доломитов. Ромбоздрические кристаллы доломита имеют четкую черную кайму из шунгитового вещества. Нередко встречаются породы, в которых правильные кристаллы доломита погружены в черный шунгитовый цемент. Границы слоев четкие, резкие. При формировании верхней части разреза заонежской свиты начал выпадать чистый кремнезем. Сначала мы его видим в виде небольших прослоев и линзочек среди богатых углеродом шунгитовых пород; мощность слоев и линз не превышает первых сантиметров. Содержание углерода в них резко падает, но колеблется еще в пределах 5-8%. Затем это уже слой мощностью 2-10 м тонкозернистых кремнистых пород (лидитов-фтанитов) с содержанием углерода до 2-3 и кремнезема 94-95%. Эти кремнистые осадки были наиболее благоприятными консерватами для сохранения тех примитивных водорослей и организмов, которые широко были развиты в этих мелководных водоемах. В лидите встречаются представители двух семейств синезеленых водорослей (*Vesicylariaceae* Vologdin и *Agamuscède* Vologdin), среди которых выделены следующие новые роды: *Gortovella* Vologdin, *Crenylaria* Vologdin, *Adamus* Vologdin (Вологдин, 1970).

Спектральными анализами в вулканогенно-осадочных породах верхней подсвиты заонежской свиты обнаружено 26 микроэлементов, в отличие от бедной микроэлементами нижележащей карбонатной толщи; среди них с повышенным содержанием встречены Ti, Cr, Ni, Co, Zn, Mo, P, V, Sr и др. Поступление в бассейн Fe и H₂S, резко восстановительная среда осадконакопления способствовали выпадению в осадок сульфидов. Кроме тонкокристаллического рассеянного пирита, в породах наблюдаются сплошные сульфидные руды в основании слоев и подошве малых ритмов. Вторичное перераспределение сульфидов вело к образованию желваков, линз и гнезд пирита с халькопиритом.

Накопление отложений верхней подсвиты заонежской свиты продолжалось в условиях карбонатно-глинистого осадконакопления. Подводный характер излияний, спокойная динамика среды осаждения определили малый ореол распространения и хорошую сохранность продуктов вулканизма. Последнее подтверждается наличием в разрезе туфов и туффитов (пирокластический материал), сульфидов (Fe и H₂S), лидитов (SiO₂), обогащением пород микроэлементами. Не высказывая конкретного мнения о происхождении шунгитов, следует, однако, указать на тесную ассоциацию шунгитовых пород с породами, сложными эндогенным материалом, и на одновременное их появление в разрезе вулканогенно-осадочных толщ. Возможно, углерод поступал в бассейн с продуктами вулканизма и в дальнейшем частично использовался микроводорослями. Фациально-циклический анализ вулканогенно-осадочных пород верхней подсвиты заонежской свиты позволил установить два крупных цикла в осадконакоплении, соответствующих двум этапам заонежской фазы вулканизма, что фиксируется в разрезе появлением в основании циклов туфов различного состава. Анализ состава и строения малых ритмов, слагающих циклы, насыщенных материалом экзогенного и эндогенного происхождения, позволил проследить роль и интенсивность вулканической деятельности в последовательном ее развитии от поступления продуктов твердых выбросов (туфы) до продуктов фумарольно-сульфатарной деятельности (кремнистые породы).

Суйсарская фаза вулканизма характеризуется большим объемом крупнообломочной пирокластики, агломератов различных генетических типов (K=20-30%)¹ и вулканогенно-осадочных толщ значительной мощности. Формирование вулка-

¹ См. статью А.П. Светова в настоящем сборнике.

ногенно-осадочных пород суйсарской свиты проходило в условиях обмелевшего бассейна, где отлагались грубозернистая пирокластика, материал от разрушения вулканических построек заонежской фазы и в подчиненном количестве осадочный материал. Между излияниями лав заонежской и суйсарской фаз существовал, видимо, перерыв во времени, когда закончилось образование построек заонежской фазы и началось их разрушение. Суйсарская фаза вулканизма проходила в несколько этапов, которые нашли отражение в циклическом строении разреза вулканогенно-осадочных толщ. Каждый крупный цикл вулканогенно-осадочной толщи суйсурской свиты отличается от предыдущего составом туфов и туффигов. Последнему этапу вулканизма суйсарской фазы соответствуют кремнисто-туфогенные образования с первичными признаками субконтинентальных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Вологдин А.Г. Остатки организмов из шунгитов докембрия Карелии. - Докл. АН СССР, т. 193, 1970, № 5.
- Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., "Наука", 1972.
- Светов А.П., Галдобина Л.П. Вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя (ятулия) Карелии. - В кн. "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.
- Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, "Карелия", 1970.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Светов А.П., Хейсканен К.И. О влиянии ятулийского вулканизма на осадкообразование. - В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 3. М., "Недра", 1971.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Светов А.П., Хейсканен К.И. Фаши ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. - В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 3. М., "Недра", 1971.

СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ МОЛАССА КАРЕЛИИ

Широко развитые в Карелии толщи полимиктовых и зеленокаменных так называемых сариолийских (Eskola, 1925) конгломератов и брекчий генетически связаны с нижележащими эффузивными диабазами тунгудско-надвоицкой серии сумья (Галдобина, Соколов, Хейсканен, 1971; и др.). Этот вновь выделенный вулканогенно-осадочный комплекс ¹ (Проблемы геологии..., 1972) полностью отвечает понятию "вулканогенной молассы" А.А. Богданова (1959), формирующейся в краевых вулканических поясах в стадию доплатформенной активизации консолидированной геосинклинали (Мазорович, 1972).

Породы сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса несогласно и нередко с элювиальными брекчиями в основании перекрывают нижнепротерозойские гнейсово-сланцевые толщи. На комплексе с угловым несогласием, с корой выветривания в подошве и разрывом залегают ятулийские (средний протерозой) конгломерат-кварцитовые осадки.

В строении сумийско-сариолийского комплекса в той или иной мере принимают участие все разновидности пород, переходных от вулканогенных к вулканогенно-осадочным и осадочным: лавы, лавобрекчий, агломераты, туфы, ксеноагломераты, туффиты и т.д. Сохранившиеся структурно-текстурные особенности пород, их вещественный состав и формы образуемых геологических тел в большинстве случаев позволяют наметить основные источники их формирования. Выделяются следующие генетические группы и подгруппы пород:

Эффузивная группа:

- лавовая подгруппа,
- лавокластическая подгруппа.

Эффузивно-пирокластическая группа:

- пирокластическая подгруппа,
- осадочно-пирокластическая (до 20% осадочного материала) подгруппа.

Пирокласто-осадочная группа (более 20% осадочного материала).

Осадочная группа.

Эффузивная группа. В большинстве случаев породы группы слагают толщу, достигающую мощности более 1500 м, состоящую из многочисленных переслаивающихся потоков и покровов базальтовых и андезит-базальтовых лав, с отдельными горизонтами лав и туфов липарит-дацитового состава, мощность потоков которых колеблется от 10 до 40-45 м. В некоторых случаях лавовые потоки и покровы переслаиваются с породами эффузивно-пирокластической и пирокласто-осадочной групп.

Наиболее простое строение имеют потоки и покровы в низах лавовой толщи, где их основание сложено афанитовыми диабазами, центральные части - минда-

¹ В изучении этого комплекса кроме авторов принимали участие В.А. Соколов, Л.П. Галдобина, А.П. Светов.

лекаменными среднезернистыми диабазами, а в кровле залегают мандельштейны с миндалинами кварц-хлорит-карбонатного заполнения. В средней части эффузивной толщи в строении лавовых потоков и покровов наряду с афанитовыми и миндалекаменными разностями принимают участие шаровые лавы, лавобрекчии, пенистые лавы, вариолиты. Верхи разреза в этом случае представлены потоками и покровами андезит-базальтового состава. Здесь характерно обилие лавобрекчий, иногда почти нацело слагающих потоки и покровы.

В районе Прионежья химический состав эффузивов вверх по разрезу изменяется в среднем от базальтового до андезит-базальтового, одновременно с увеличением в них миндалекаменных, пенистых и брекчиевидных текстур и появлением пирокластики между потоками и покровами.

Эффузивно-пирокластическая группа. Породы этой группы, как правило, ассоциируют с породами предыдущей группы как в разрезе, так и по латерали. Здесь выделяются два типа агломератов и два типа туфовых образований.

Агломераты первого типа — мелковалунные, залегают среди лавовых потоков, образуя пласты (мощностью от 5–10 до 50 м), покрывающие лавобрекчии кровли нижележащего потока, нередко без отчетливого контакта. Внутри пластов иногда наблюдается грубое нечеткое переслаивание мелковалунных и галечных разностей. Пласты прослеживаются по простиранию до 0,5 км.

Крупнообломочный материал агломератов имеет угловато-округлую, округлую, иногда неправильную форму. Контуры обломков нередко подчеркиваются тонкой светлой каймой окремнения. Обломки, достигающие 5–10, реже 10–15 см величиной, представлены афанитовым диабазом (80–90%). Изредка встречаются обломки гранита размером 3–15 см.

Псаммитовая фракция агломерата (заполнитель) представлена обломочками афанитового и мелкозернистого диабазы, вулканического стекла, частью раскристаллизованного. Форма обломков угловатая, округло-угловатая, овальная и заливообразная, иногда со следами пластичной деформации при сдавливании. Вокруг обломков встречается кварц-биотитовая кайма. Мелкообломочный материал сцементирован кварц-эпидот-карбонатной массой с биотитом, заполняющей треугольные, неправильные и округлые поры. Агломераты первого типа являются автохтонными и формировались в условиях пирокластического потока при сравнительно спокойном поступлении из вулканического аппарата, перемежавшемся излияниями лав. Эти агломераты в разрезе чередуются с потоками лав, сложены мелкообломочным материалом с малым содержанием литифицированных пород среди обломков, сохраняют следы первично-пластичного состояния части фрагментов. Ориентировка обломков указывает на перемещение агломератового потока, однако небольшое количество тонкоперетертого материала свидетельствует о его малой величине.

Агломераты второго типа — мелко-, средне- и крупновалунные, в разрезе обычно перекрывают эффузивные образования в виде пластов до 100–150 м мощности. Они налегают на неровную поверхность лавовых потоков. В породах прослежена грубая, довольно отчетливая слоистость, выраженная чередованием слоев с обломочным материалом различного размера. По смене слоистости в разрезе насчитывается до восьми-десяти пирокластических потоков мощностью 4–10 м, среди которых встречаются единичные выклинивающиеся лавовые потоки.

Крупные обломки величиной 0,2–0,6 м имеют угловато-округлую и округлую, для расколотых глыб — остроугольную форму. Преобладают валуны и глыбы афанитового диабазы, реже — крупнозернистого диабазы, диабазовых порфиритов и вариолитов. Здесь же наблюдаются гранитные фрагменты в количестве до 5–15%. В отдельных пунктах среди агломератов встречены обильные "овалы" угловатых гранитных глыб до 5–7 м величиной, нередко расколотых на месте.

Обломочный материал галечной размерности (3–10 см) присутствует совместно с валунным или образует нечеткие слои. Форма обломков округло-угловатая, угловатая и остроугольная, сложены они афанитовым осветленным диабазом (до 70–80%), диабазовым порфиритом и вариолитом, в единичных случаях — гранитом.

Алевритово-псаммитовый заполнитель состоит из обломков тонкозернистого диабаз, почти нераскристаллизованного стекла, диабазового порфирита и вариолита округло-угловатой, угловатой, нередко причудливо-заливообразной формы, а также остроугольных и таблитчатых зерен плагиоклаза и кварца. Поры треугольной, неправильной формы, округлые и овальные миндалины заполнены кварц-эпидотовым или кальцитовым материалом. Встречаются зональные кварц-эпидотовые миндалины с рудным минералом в центре.

Агломераты второго типа являются аллохтонными. Они формировались в пирокластических потоках в период завершения лавовых излияний и начала разрушения вулканической постройки. Агломератовые потоки следуют друг за другом, в их разрезе встречаются лишь единичные маломощные лавовые потоки. Крупнообломочный материал в значительной мере состоит из обломков литифицированных пород. Гранитные обломки и "свалы" гранитных глыб являются, по-видимому, продуктом обрушения бортов долины. Характер обломочного материала указывает на более значительное перемещение массы потоков перед отложением.

Туфы первого типа — неслоистые породы алеврито-псаммитовой или пелитовой размерности, содержащие остроугольные обломки кварца, кристаллы плагиоклазов, обломочки афанитовых диабазов и каплевидные фрагменты едва раскристаллизованного стекла (лапили), сцементированные тонкой массой хлорит-серицит-эпидотового состава, в которой наблюдаются реликты пепловых частиц. Соотношение компонентов в различных случаях меняется от витрокластической, кристалло-витрокластической до кристалло-литовитрокластической. Внешне порода нередко очень похожа на афанитовый диабаз. Сходство усиливается присутствием в ней редких минералов.

Туфы первого типа образуют однородные, неслоистые пласты мощностью до 5–10 м, четко ограниченные от выше- и нижележащих туфопесчаников и туфобрекчий неровными, плавно извилистыми контактами. Указанные особенности позволяют предполагать, что эти туфы являются продуктами мощных пепловых выбросов.

Туфы второго типа представляют собой песчано-алевритовый кристаллокластический материал, цементируемый пелитовой массой с реликтами пепловой структуры. В породе хаотически разбросаны обильные остроугольные обломки афанитовых и пенистых диабазов. В тонком материале наблюдается прерывистая слоистость (темные нечеткие слои мощностью 1–3 мм и длиной 2–3 см повторяются через интервалы 3–10 мм). Концы слоев как бы "растворяются" в породе. Крупные обломки расположены независимо от слоев.

Туфы второго типа подстилаются лавами или агломератами и перекрываются туфопесчаниками и туфобрекчиями. Отсутствие какой бы то ни было сортировки и дифференциации материала в разрезе таких туфов, независимое от положения крупных обломков и слоев, заполнение туфами мелких депрессий на поверхности подстилающих пород заставляют предполагать, что они образовались при уплотнении пепло-грязевых суспензий большой вязкости.

Осадочно-пирокластическая подгруппа включает в себя ксеноагломераты и туффиты.

Ксеноагломераты отличаются от агломератов повышенным (до 20%) содержанием терригенной примеси, более редкими случаями находок пластично деформированных обломков. Цементом ксеноагломератов, как правило, является тонкоперетертая масса диабазов и пепловый материал. Тем не менее ксеноагломераты встречаются в виде пластов, внутри которых намечается некоторая дифференциация материала по крупности, содержат зональные обломки диабазов (стекловатая корка) и гранитные валуны с корочкой закалки (обжига). Крупнообломочный гранитный материал обнаруживает тенденцию к концентрации в подошве пирокластических потоков.

Туффиты, как правило, представляют собой псаммитовый и пелитовый пирокластический материал, отложенный совместно с примесью терригенного в ос-

новном грязевыми потоками (лахары). Отложения грязевых потоков сохранились в виде пачек мощностью до 3-5 м, в подошве которых располагаются обломки валунной размерности. Терригенный крупнообломочный материал сосредоточен здесь же. В кровле пачек располагаются тонкозернистые и алевроитовые туффиты. В цементе встречаются пластично деформированные фрагменты первично-стекловатого состава, много пепловых частиц.

В ряде случаев граница между туффитами и пирокласто-осадочными породами условна, так же как и критерий их разделения - 20% терригенной примеси. Более обоснованным является отнесение к туффитам тех продуктов, которые претерпели лишь незначительную сортировку и переработку в водной среде. Наземные (сухие) аналоги туффитов, по-видимому, не пользуются широким распространением, так как условия для попадания терригенной примеси в пирокластику здесь крайне ограничены.

Пирокласто-осадочная группа (более 20% терригенной примеси) не имеет четких границ с осадочными и осадочно-пирокластическими образованиями. Сюда относятся те породы, в которых более или менее отчетливо заметна пирокластическая компонента, а структурно-текстурные особенности соответствуют обычным осадочным породам. Здесь выделяются: 1) туфоконгломераты и туфобрекчии - породы, аналогичные терригенным конгломератам и брекчиям, но содержащие вулканические бомбы, пепловый и гидротермально образованный цемент; 2) туфопесчаники, туфоалевролиты, состоящие преимущественно из вулканомиктового материала, среди которого встречаются реликты пепловых частиц и лапилли. В некоторых случаях в тонкоритмичнослоистых туфоалевролитах наблюдаются каплеобразные частицы раскристаллизованного стекла, внедряющиеся в слоистость в результате падения.

Осадочная группа пород в рассматриваемом комплексе широко представлена первично пелитовыми, сланцевыми породами, алевролитами, разнообразными песчаниками, гравелитами, брекчиями и конгломератами полимиктового и гранитного состава. Эти образования хорошо известны в геологической литературе и не требуют дополнительной характеристики.

В различных пунктах Карелии разрез сумийско-сариолийской вулканогенной молассы неодинаков. По сочетанию пород различных групп выделяется три основных типа разреза, имеющих постепенные переходы друг с другом.

1. Селецкий тип разреза характеризуется груборитмичным переслаиванием конгломератов и брекчий с песчаниками, алевролитами и сланцами, частью туфогенного происхождения. Стратотипическими могут быть названы разрезы в окрестностях деревень Сельги - Гумарино. В некоторых случаях (разрез у ручья Эльмус) в подошве разреза наблюдаются кислые эффузивы (кварцевые порфиры) и их туфы, диабазовые агломераты, туфы и туффиты. Основные эффузивы в разрезах данного типа не содержатся.

2. Кумсинский тип разреза представлен переслаиванием потоков и покровов основных (местами и кислых) лав с эффузивно-пирокластическими, пирокласто-осадочными и осадочными породами. В среднем доля терригенных образований к кровле разреза увеличивается, верхи разреза сложены терригенными (в основном гранитного состава) конгломерато-брекчиями и конгломератами. Стратотипическим является разрез в долине р. Кумса.

3. Гайкольский тип разреза характеризуется двучленным строением: нижняя часть - эффузивные диабазы, верхняя - толща песчано-сланцевых, частью туфогенных пород. В качестве стратотипического рассматривается разрез в окрестностях деревень Гайколя - Кепа.

Отложения с кумсинским типом разреза развиты в линейно-вытянутых зонах, географически совпадающих с установленными глубинным сейсмическим зондированием линиями глубинных разломов. Характер обломочных образований (гранитные "свалы", вулканогенный пролювий и т.п.), переслаивание лав, пирокластики и терригенных пород, большая мощность отложений, наконец, то, что указанные зоны разделяют области развития двух других типов разреза - все сви-

детельствует о формировании кумсинского типа разреза на склонах и близ подножий крупных горстовых поднятий. На верхних частях склонов и во внутренних депрессиях горстов при этом накапливались отложения с селецким типом разреза. Гайкольский тип разреза формировался в центральных частях крупных грабен и за пределами областей контрастной тектоники. Глубинные разломы, обеспечившие возникновение горсто-грабеновой системы, служили, по-видимому, и подводящими каналами.

Картирование типов разреза позволило установить в Центральной Карелии область преобладающих поднятий, рассеченную центральным субмеридиональным грабеном по оси и ступенчатыми асимметричными грабенами по краям (рисунк). Схема строения этой области удивительно напоминает известные для более поздних эпох сводовые поднятия, в частности, классические их примеры - Рейнское и Эритрейское поднятия.

Наличие Центрально-Карельского сводового поднятия хорошо объясняет многие особенности строения сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса; 1) развитие вулканизма и его распределение; 2) распределение типов разреза и переходы между ними; 3) направление переноса обломочного материала; 4) последующие деформации сумийско-сариолийских отложений путем возобновления подвижек по глубинным разломам с образованием асимметрично построенных синклиналей, одно крыло которых сложено лавами, другое - обломочными породами.

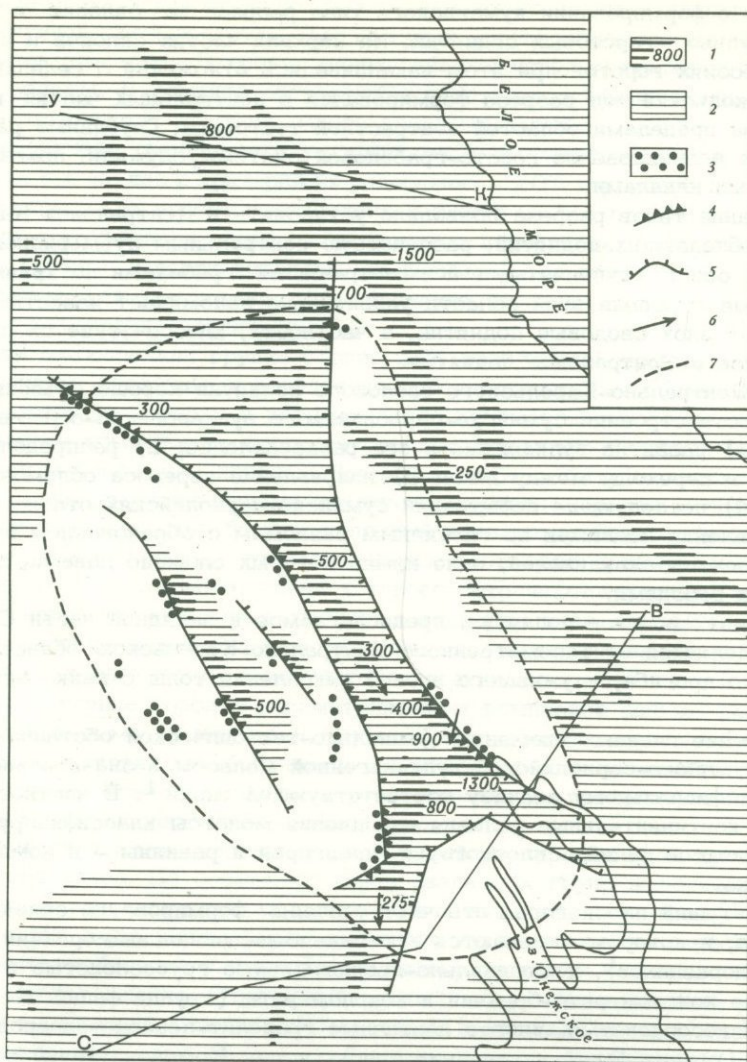
Аналогичное сводовое поднятие, предполагаемое в западной части Северной Карелии, отделяется от рассмотренного Центрально-Карельского областью межсводового прогиба, служившего ареной накопления толщ с гайкольским типом разреза.

Установление главных элементов фациально-тектонической обстановки формирования сумийско-сариолийской вулканогенной молассы в значительной мере способствует фациальному анализу соответствующей эпохи¹. В частности, преобладающие континентальные условия накопления молассы классифицируются на ряд комплексов фаций - плоскогорья, предгорья и равнины - и комплекс фаций вулкана.

Комплекс фаций плоскогорья отвечает условиям формирования селецкого типа разреза, в котором отмечаются элювиально-делювиальные брекчии (группа фаций водоразделов), коллювиально-пролювиальные грубослоистые и нечетко косослоистые конгломерато-брекчии и конгломераты (группа фаций склонов), ритмично- и косослоистые, иногда ленточные гравелит-песчано-алевролитовые образования (группа фаций внутренних озер) и т.д. Комплекс фаций равнины выделяется среди образований гайкольского типа разреза, в основании осадочной части которого наблюдаются маломощные линзы полимиктовых конгломератов (группа русловых фаций), а выше - мощные толщи тонкоритмичнослоистых песчано-алевритовых образований (группы пойменных и бассейновых мелководных фаций). Комплекс фаций предгорья соответствует условиям образования кумсинского типа разреза, в котором установлены: делювиальные гранитные брекчии, коллювий (в том числе коллювий обрушения), отложения временных и грязевых потоков в виде ритмично построенных пачек грубообломочных пород (все - группа фаций склонов); косослоистые песчаные накопления сухих дельт и конусов выноса (группа фаций веерно-предгорного пояса); ритмичнослоистые и ленточные алевропесчаные отложения, косослоистые, иногда с воднооползновыми текстурами (группа фаций застойной зоны) и т.п.

К комплексу фаций вулкана относятся условия образования, проявляющиеся в реальном изменении среды вулканизмом. Выделяются следующие группы фаций: 1) текущих лав - строение и морфология потоков и покровов, состав и текстуры лав указывают на характер обстановки, имевший место до излияний;

¹ Под фацией понимается совокупность физико-географических условий, определяющих основные особенности соответствующих отложений.



Палеофациально-тектоническая схема сумийско-сарийского сводового поднятия в Центральной Карелии

1-2 - области распространения сумийских (тунгудско-надвоицких) эффузивов и их мощности, в м: 1 - современные, 2 - предполагаемые; 3 - современные области распространения обломочных пород вулканогенной молассы, залегающие непосредственно на породах основания; 4-5 - склоны горстовых поднятий: 4 - установленные, 5 - предполагаемые; 6 - направления переноса обломочного материала молассы по наблюдениям над косой слоистостью в конгломератовых толщах; 7 - контур сводового поднятия; УК, СВ - линии профилей глубинного сейсмического зондирования

2) пирокластических потоков – условно объединяет различные явления от выбросов и отложения раскаленных лав и пепловых потоков до условий образования вулканогенного коллювия; 3) грязевых потоков – для условий накопления неслоистых пачек с хаотично разбросанным материалом различной величины (до глыб) и ритмично построенных пачек с отчетливой дифференциацией материала по размеру частиц.

Отложения, характерные для комплекса фаций вулкана, за исключением лавовых, почти полностью территориально совпадают с областью распространения комплекса фаций предгорья, так что соответствующие образования часто чередуются в разрезе.

Рассмотренный пример древнейшего (протерозойского) вулканогенно-осадочного литогенеза, происходившего на рубеже крупных геотектонических эпох развития карельской части Балтийского щита, свидетельствует о больших перспективах палеовулканологического и литологического изучения древних комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т.34, 1959, вып. 1.
- Галдобина Л.П., Соколов В.А., Хейсканен К.И. Об угловом несогласии между ятулийскими и сариольскими отложениями Центральной Карелии. – Докл. АН СССР, т. 199, 1971, № 2.
- Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс. – Геотектоника, 1972, № 1.
- Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, "Карелия", 1972.
- Eskola P. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. – Fennia, v.45, 1925, N 19.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КАРЕЛИИ И ЕГО ПРОДУКТЫ

Среди раннепротерозойских образований Карелии (изотопный возраст $1900-2700 \pm 100$ млн. лет) широко развиты вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи эвгеосинклинального характера. Несмотря на метаморфизм и полную перекристаллизацию пород вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования во многих местах сохранили первичные текстурные признаки, которые позволяют установить генетическую природу пород, их фациальную и формационную принадлежность. Раннепротерозойские отложения образуют хаутаваарскую, ялонваарскую, парандовскую, бергаульскую, тикшеозерскую, гимольскую и сортавальскую серии, объединяемые в лопский отдел нижнего протерозоя, и залегают в различных структурно-фациальных зонах докембрия Карелии.

Характер разреза хаутаваарской серии установлен в пределах Хаутаваарской структурной зоны (Южная Карелия). Здесь низы разреза раннего протерозоя представлены средними и кислыми вулканитами (андезитами, дацитами) натрового ряда, мощностью 1500–2000 м. На них залегают лавы основного состава, до 1800 м (лоухиваарская свита). Выше расположены вулканиты кислого состава, представленные преимущественно туфами и туффитами, частью хемогенными осадками, среди которых залегают колчеданные руды (колаярвинская свита). Мощность этих вулканитов 600–900 м. Вверх по разрезу они снова сменяются вулканитами (преимущественно лавами) основного состава, мощностью не менее 600 м (кульюнская свита). Суммарная мощность вулканитов хаутаваарской серии 4500–5000 м.

Вулканогенные отложения хаутаваарской серии накапливались в подводных условиях. Об этом свидетельствует преобладание в разрезе шаровых лав основного состава, наличие слоистых, в том числе ритмичнослоистых осадков и туффитов, присутствие хемогенных осадков и руд, частью конкреционных, и кремнистых стяжений. Особенностью геологического строения Хаутаваарской зоны является преобладающее развитие здесь вулканитов, слагающих несколько вулканических построек центрального типа (Игнойльская и др.). Это самые древние сооружения раннепротерозойских вулканитов, сформировавшиеся в процессе отложения продуктов вулканической деятельности.

Образования ялонваарской серии развиты в юго-западной Карелии в районе Ялонваарского месторождения серного колчедана. Они также слагают вулканическую структуру. По своему строению, фациальным особенностям и составу вулканических продуктов она сходна с Игнойльской структурой Хаутаваарского района. Нижняя часть разреза вулканитов Ялонваары сложена вулканическими брекчиями андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов. Видимая мощность этой части разреза около 1400 м. Выше залегают глыбовые туфобрекчии дацитовых порфиритов с горизонтами литокристаллокластических туфов такого же состава. Мощность этой толщи 900–1000 м. Еще выше располагаются мелкозернистые туфы липарит-дацитов, туффиты и хемогенные кварциты, являющиеся вмещающими для руд месторождения. Мощность толщи 700–800 м. Субвулканическая фация представлена штоком кварцевых липарит-дацитовых порфиритов. Охарактеризованный дацит-андезит-базальтовый комплекс перекрыт шаровыми и массивными лавами диабазового комплекса, мощностью не менее 1000 м.

В Восточной Карелии в районе Парандовского месторождения серного колчедана устанавливается сходный с Хаутаваарским районом характер разреза (парандовская серия), отличающийся лишь тем, что низы разреза здесь не сохранились. Он начинается с шаровых лав основного состава, которые переслаиваются с вулканитами (преимущественно туфы и туффиты, в том числе графитистые сланцы) среднего и кислого состава, частично с хемогенными осадками, среди которых залегают колчеданные руды. Вверх по разрезу постепенно увеличивается доля вулканогенных образований (преимущественно туфов и туффитов) андезитового состава. В центральной части синклинали, которую слагают вулканиты парандовской полосы, расположены породы андезитового состава, превращенные в порфиробластические сланцы и амфиболиты. Мощность их 400–500 м, а мощность рудоносной (колчеданной) толщи переслаивания вулканитов основного и кислого состава 800–1000 м.

Аналогичный характер разреза установлен и в районе Бергаула (Центральная Карелия). Здесь среди гранитоидов зажат блок простирающихся на северо-запад вулканитов нижнего протерозоя. С северо-востока он отделяется от гранитов разломом, который подчеркивается полосой тектонических брекчий, образовавшихся за счет дробления гранитов и пород вулканогенного комплекса. Некоторыми исследователями эти брекчии ошибочно рассматривались как конгломераты. В указанном блоке сохранилась значительная часть подрудной толщи вулканитов основного состава. Она сложена лавами (в том числе шаровыми) основного состава. Потоки их разделяются туфами и туффитами основного, реже кислого состава, частью хемогенными осадками. Мощность сохранившейся части вулканитов основного состава 1800 м. На них в северо-восточной части блока залегают кислые вулканиты, в основном туфы, туффиты, в том числе графитистые сланцы, и хемогенные осадки, несущие колчеданное оруденение. Видимая мощность их более 400 м.

Интересная особенность геологического строения вулканитов нижнего протерозоя установлена в районе Койкар. Здесь, как и в хаутаваарской зоне, намечается вулканокупольная структура. Она образована лавами (шаровыми) основного состава, слагающими кольцеобразную структуру вокруг габбро-диабазового тела, заполняющего, по-видимому, жерло древнего вулкана. На шаровых лавах, мощность (толщина кольца) которых превышает 200 м, расположена толща переслаивания вулканитов кислого (преимущественно туфов и туффитов, в том числе графитистых сланцев, частично хемогенных осадков и колчеданных руд) и основного состава. Мощность толщи переслаивания колеблется от 100 до 400 м. Выше снова залегают шаровые лавы основного состава, мощность которых превышает 500 м. Еще выше располагается толща вулканитов (лавы и туфы) кислого состава. На них, а также на вулканитах основного состава, с угловым несогласием залегают осадки среднего протерозоя (ятулия). Последние образуют антиклинальную складку. В этом отношении следует отметить согласованность структур нижнего (вулканокупольная антиклиналь) и среднего (антиклинальная складка) протерозоя. Не исключено, что вулканические аппараты среднего протерозоя приурочены к древним раннепротерозойским аппаратам или к участкам и зонам, сопряженным с ними.

Характер разреза вулканитов нижнего протерозоя Восточной Карелии наиболее полно установлен в районе Пибозера. Здесь низы разреза представлены кислыми вулканитами натрового ряда (лептитамы). Они, по-видимому, соответствуют верхам парандовской серии (лопий); мощность их более 500 м. Выше расположены вулканиты тунгудско-надвоицкой серии (сумий). Это преимущественно лавовые фации основного состава, суммарной мощностью 900–1000 м. Они перекрываются кислыми вулканитами калиевого ряда мощностью около 500 м. Выше снова залегают вулканиты основного, частично среднего состава мощностью более 500 м. Общая мощность лопия и сумия более 2500 м. Особенности строения вулканитов Побозерского района позволяют предполагать образование их на суше или в условиях мелководья. Об этом свидетельствует мощность лавовых потоков (первые метры); резко подчиненное значение шаро-

вых текстур, преобладание миндалекаменных эффузивов, почти полное отсутствие осадков (в том числе и хемогенных), а также руд.

В юго-восточной Карелии, в районе побережья Ладожского озера развита мощная толща метаморфизованных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород, известная под названием сортавальской, или питкьярантской, серий. Стратиграфическое положение этой серии дискуссионно, однако многие исследователи рассматривают ее в составе раннего протерозоя.

В наиболее полных, сохранившихся разрезах (Рускеальское антиклинальное поднятие) сортавальская серия имеет мощность более 3500 м и сложена главным образом метаморфизованными основными породами базальт-толеитовой серии, среди которых по текстурно-структурным признакам различаются диабазовые мандельштейны, амфиболовые сланцы с текстурами подушечных и шаровых лав, амфиболовые сланцы с тонкослоистыми текстурами туфов основного состава. Осадочно-вулканогенные и осадочные породы представлены маломощными горизонтами хемогенных и железистых кварцитов, кварц-биотитовыми филлитовидными сланцами, обогащенными сульфидами и графитистым веществом, мраморами и параамфиболитами. Мраморизованные карбонатные породы, параамфиболиты и филлитовидные графитистые сланцы располагаются на двух стратиграфических уровнях — в основании и в верхней части сортавальской серии, где имеют мощность более 500 м. Они разделены мощной толщей вулканитов основного состава, содержащих прослой хемогенных и изредка железистых кварцитов от 0,5 до 5 м мощности.

В западно-карельской структурно-фациальной зоне, сложенной гимольской серией, различаются два типа вулканогенно-осадочных толщ, с которыми ассоциируют мощные залежи железистых кварцитов, образующих крупные месторождения (Костомукшское, Межозерское и др.). Первый тип вулканогенно-осадочных толщ состоит преимущественно из метаморфизованных в разной степени вулканических пород липарит-дацитового состава (порфириды, лептитовые гнейсы, геллефлинты, метаморфизованные туфобрекчии, разнообразные туфогенные сланцы кварц-биотитового состава), которые переслаиваются с железистыми кварцитами, парагнейсами и парасланцами. Мощность этих толщ 500-1000 м.

Второй тип вулканогенно-осадочных толщ сложен преимущественно метаморфизованными лавами и туфами толеит-базальтового состава, чередующимися с маломощными пластами железистых кварцитов и графитистых кварцитов, обогащенных сульфидами, а также филлитовидных сланцев. Мощность этих толщ в сохранившихся разрезах достигает 1000 м. Как и в Восточной Карелии, преобладающими являются вулканические образования лавовой фации (метадиабазы с миндалекаменной и шаровой текстурами). Вулканогенно-осадочные породы имеют незначительное распространение и располагаются, как правило, в верхних частях осадочно-вулканогенных ритмов, отражая гидротермально-экстазионные стадии вулканической деятельности. С этими стадиями вулканизма связано обильное накопление кремнисто-железистых и железистых осадков, превращенных впоследствии процессами метаморфизма в железистые кварциты и серноколчеданные залежи.

Литолого-стратиграфический анализ раннепротерозойских прогибов Карелии свидетельствует об интенсивном вулканизме. Характерно то, что на 90-95% раннепротерозойские геосинклинальные зоны Карелии сложены вулканогенными отложениями (лавами и туфами) и лишь 5-10% всего объема пород представлено вулканогенно-осадочными, реже осадочными образованиями, вещество которых также имеет преимущественно вулканогенную природу, и лишь механизм самого отложения был осадочным (это либо туффиты, либо хемогенные осадки с незначительной примесью терригенного материала).

Под влиянием раннепротерозойского вулканизма на территории Карелии сформировался ряд вулканогенных формаций, с которыми парагенетически связаны крупные месторождения железистых кварцитов и серноколчеданных руд. В районах развития серноколчеданных месторождений выделяются две вулканогенно-

осадочных формации: 1) последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая и 2) недифференцированная спилит-диабазовая (базальто-вадя). Наиболее полно обе формации развиты в Хаутаваарской зоне, которая в регионально-структурном отношении входит в состав западно-карельской синклинойной зоны. Протяженность всей Хаутаваарской структуры около 100 км при максимальной ширине в районе Хаутаваары 11-12 км. С запада и востока она ограничивается разновозрастными гранитоидами и гранито-гнейсами, принимающимися рядом исследователей за реоморфизованное архейское основание (?).

Последовательно дифференцированная формация в Хаутаваарской зоне состоит из двух осадочно-вулканогенных комплексов базальт-андезит-дацит-липаритового и андезит-дацитового состава, сходных по химическому составу пород, характеру дифференциации, но различающихся фациальной принадлежностью слагающих их вулканитов.

Базальт-андезит-дацит-липаритовый комплекс характеризуется наиболее полным набором дифференциатов формации при резко подчиненном значении крайних из них. Характерно преобладающее развитие пород пирокластической фации (коэффициент explosивности 60-70%), представленной грубообломочными вулканическими брекчиями (агломератовыми туфами и, частично, лавобрекчиями), андезит-базальтовых, андезитовых, андезит-дацитовых и дацитовых порфиритов, игнимбритоподобными образованиями липарит-дацитовых порфиритов, лапиллиевыми мелкообломочными кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами дацитовых и андезит-дацитовых порфиритов. Лавовая и субвулканическая фации этого комплекса имеют примерно равные соотношения. Для пирокластов и лав характерны широко развитые автометаморфические процессы типа среднетемпературной пропилитизации, которые захватывают прежде всего обломки туфов. По этой причине они резко выделяются своим светлым оттенком благодаря развитию эпидота, альбита, иногда кварца; изредка встречается турмалин, характерен халькопирит. Региональный метаморфизм накладывается на измененные породы, о чем можно судить по развитию порфириобласт амфибола в осветленных участках.

Широко представлена вулканогенно-осадочная фация (в том числе и рудосланцевая толща), сложенная различными кремнистыми образованиями: кварцевыми туфопесчанниками (туффитами?), отчетливо слоистыми афанитовыми кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, графит-кремнистыми и графитистыми сланцами. Среди них встречаются характерные кремнистые стяжения и графит-кремнистые конкреции. Вулканогенно-осадочные образования постоянно содержат тонкую рассеянную вкрапленность сульфидов. На площади развития комплекса картируются несколько построек центрального типа. Химический состав пород колеблется от базальтов и андезит-базальтов до липарит-дацитов и липаритов, при явно выраженной тенденции замены вулканитов основного и среднего состава кремнекислыми дифференциатами к верхам разреза рассматриваемого комплекса. Характерен существенно натровый состав пород.

Андезит-дацитовый комплекс развит в северной части Хаутаваарской структуры (район Чалка-Масельга). Для него характерно значительное (не менее 50%) развитие лав (массивных и шаровых), миндалекаменных андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов. Пирокластическая фация представлена агломератовыми туфами андезитового состава, которые слагают локальные участки, по-видимому, около центров извержения, и мелкообломочными кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами андезит-дацитового и дацитового состава, развитыми по периферии структуры. Субвулканическая фация имеет подчиненное значение.

Вулканогенно-осадочная фация представлена рудосланцевой толщей мощностью от 50 до 150-200 м, сложенной серицит-кварцевыми, серицит-биотит-хлорит-кварцевыми сланцами (рассланцованные кремнистые туффиты), графитистыми сланцами, хемогенными кварцитами и колчеданными рудами. Химический состав пород колеблется от андезит-базальтов до дацитов и липарит-даци-

тов. Характерна смена пород основного – среднего состава более кислыми дифференциатами вверх по разрезу. В целом породы относятся к высокоизвестковистым образованиям при относительно низком содержании щелочей.

Недифференцированная спилит-диабазовая (базальтовая) формация развита в двух локальных участках: Хаутаваарском и Няльмозерском, представляющих, по-видимому, самостоятельные вулканические постройки. Мощностъ вулканитов формации в районе Хаутаваары 2000–2500 м, а на периферии площади развития уменьшается до 500–600 м. На Няльмозерском участке наибольшая мощностъ диабазов 1000–1200 м. В составе формации резко преобладает лавовая фация, представленная диабазовыми порфиритами, массивными и шаровыми диабазами. Вулканические брекчии, туфы и вулканогенно-осадочные породы не превышают 10–15% объема формации, причем большую часть занимают последние. Субвулканическая фация представлена дайками и небольшими телами роговообманковых порфиритов. Характерны маломощные (от 10 до 50 м) горизонты вулканогенно-осадочных пород среди потоков диабазовых порфиритов. Они представлены кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами (железистыми кварцитами), кремнисто-амфиболовыми и графитистыми сланцами, магнетит-актинолитовыми сланцами с конкрециями магнетита, кварцитами. Встречаются маломощные рудные тела пирротинового и пирит-пирротинового состава. Наличие горизонтов вулканогенно-осадочных пород свидетельствует о подводной обстановке формирования комплекса. По-видимому, это были глубоководные условия, о чем говорят отсутствие в осадках терригенного материала и низкий коэффициент окисленности лав, не превышающий 0,23. Химический состав вулканитов показывает, что породы относятся к продуктам толеит-базальтовой родоначальной магмы и принадлежат к сверхизвестковистой серии по А. Риттману. Характерно низкое содержание щелочей при постоянном преобладании натрия.

В юго-западной Карелии среди вулканических толщ сортавальской серии по парагенетическим ассоциациям пород выделяются две формации – спилит-диабазовая, в составе которой преобладают недифференцированные лавы базальтового состава, и формация рифогенных известняков, сложенная в своей главной части мраморизованными известняками. В качестве второстепенных членов в последней формации присутствуют филлитовидные графитистые сланцы, обогащенные сульфидами, и параамфиболиты.

В спилит-диабазовой формации в качестве редких членов наблюдаются железистые кварциты, залегающие в верхних частях лавовых покровов. Спилит-диабазовая формация, образовавшаяся в результате интенсивного базальтового вулканизма, имеет мощностъ более 3 км и во времени (в стратиграфическом разрезе) сменяется формацией рифогенных известняков мощностъю более 500 м.

Исходя из принципов формационного анализа, разработанных Н.С. Шатским, в Западной Карелии в гимольской серии выделяются три вулканогенно-осадочных кремнисто-железистых формации – сланцево-лептитовая, лептит-порфировая и спилит-диабазовая, различающиеся как парагенетическими ассоциациями пород и масштабами железнакопления, так и геохимическими особенностями и палеотектоническими условиями осадконакопления.

Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация залегаєт в нижней части гимольской серии и соответствует по объему породам первого вулканогенно-осадочного цикла гимольской серии. Эта формация сложена различными парагнейсами, парасланцами, туфогенными сланцами, туфобрекчиями, лептитовыми гнейсами и конгломератами, ритмично переслаивающимися с железистыми кварцитами. Характерна фациальная изменчивость разрезов, обусловленная выклиниванием литологических толщ и замещением по простиранию одних пород другими, что свидетельствует о различных фациальных условиях их формирования.

В прямой зависимости от фациальных условий осадконакопления различных частей сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации находятся масшта-

бы железнакопления. Так, в прибрежной зоне, где широко были развиты грубообломочные отложения (гранитные конгломераты, туфоконгломераты), железистые кварциты имеют небольшое распространение и встречаются в виде маломощных прослоев среди конгломератов и туфобрекчий. По мере замещения грубообломочных пород туфогенными сланцами, парагнейсами и амфиболитами роль железисто-кремнистых пород в формации возрастает.

В лептит-порфировой железисто-кремнистой формации железистые кварциты переслаиваются преимущественно с метаморфизованными туфами, лавами и вулканическими брекчиями кислого (дацитового) состава, с которыми образуют ритмично построенные пачки, залегающие в верхних частях ритмов.

В спилит-диабазовой железисто-кремнистой формации маломощные пласты железистых кварцитов и сопровождающих их сульфидсодержащих графитистых сланцев чередуются с мощными (50-100 м) покровами метаморфизованных лав основного состава (метадиабазы, диабазовыми порфиритами, метамандельштейнами, метадиабазы с шаровой и подушечной текстурами).

Наиболее крупные концентрации железа связаны с вулканическими формациями лептит-порфиrowого ряда, в которых залегают большинство месторождений железистых кварцитов Карелии. В зависимости от геохимических условий осадконакопления и удаленности от вулканических очагов железо связывалось в осадках в форме сульфидов, силикатов и окислов, отражая геохимическую зональность, создаваемую вулканическими процессами.

Процессы вулканизма оказали существенное влияние на концентрацию ряда микроэлементов в породах и рудах рассмотренных железисто-кремнистых формаций. Это отразилось в особенностях распределения микроэлементов на фациальных профилях формаций. Общей закономерностью является то, что в фациях, приближенных к вулканическим очагам (туфобрекчий, туфосланцы) концентрировались главным образом химические элементы с ограниченной миграционной способностью - титан, ванадий, алюминий, хром, галлий, стронций. В удаленных от вулканических очагов хемогенных фациях наряду с железом и кремнеземом создавались концентрации выше кларковых марганца, фосфора, германия, иногда свинца. Для руд спилит-диабазовой железисто-кремнистой формации характерны повышенные содержания кобальта, меди, никеля, цинка и хрома.

Изложенное свидетельствует о том, что раннепротерозойский этап развития территории Карелии отличался напряженной вулканической деятельностью. В этот период происходило накопление преимущественно вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений от базальтового до липаритового состава. Они образовали как дифференцированные, так и недифференцированные формации. Следовательно, в раннем протерозое существовали зоны с различными типами и направленностью развития вулканизма. Это, вероятно, было связано с особенностями палеотектонического развития отдельных структурно-формационных зон и неоднородным строением земной коры.

ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДЖЕСПИЛИТОНОСНОГО КЕРАТОФИРО-СПИЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ

В докембрии Центрального Казахстана имеется мощный (до 11 000 м) джеспилитоносный кератофиро-спилитовый комплекс. Он условно относится к нижнему протерозою, составляет нижнюю часть колонны толщ, метаморфизованных в фации зеленых сланцев (Филатова, 1970; Зайцев, Филатова, 1971), и в сводном разрезе следует за комплексом кристаллических сланцев, отделяясь от него крупным перерывом.

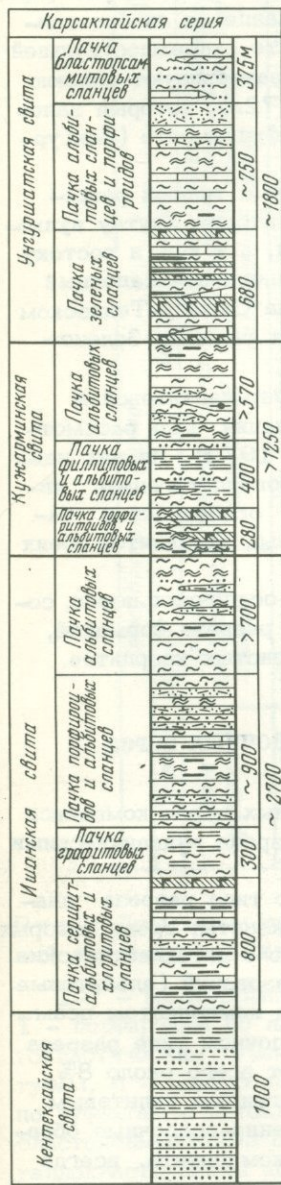
Стратиграфически кератофиро-спилитовый комплекс отвечает двум сериям — аралбайской и карсакапайской. Нижняя, аралбайская, серия мощностью до 7000 м сложена порфироидами по туфам, реже лавами дацитового и липарит-дацитового состава, почти всегда существенно натриевым (кератофировым), и различными альбитовыми сланцами, часто микрозернистыми, имеющими облик лептитов (метаморфизованными пелитовыми туфами и туффитами). Реже встречаются базальтовые порфиритоиды и зеленые сланцы, а также филлиты. В непрерывном разрезе эту серию сменяет карсакапайская серия, представленная порфиритоидами, базальтового, реже андезитового состава, зелеными сланцами, филлитами, порфироидами, мраморами, микрокварцитами, суммарная мощность которых достигает 4000 м. Обе серии содержат горизонты железистых кварцитов, которые более распространены в карсакапайской зеленосланцевой серии.

Джеспилитоносный метаморфизованный кератофиро-спилитовый комплекс широко развит и полно представлен в западной части Центрального Казахстана,

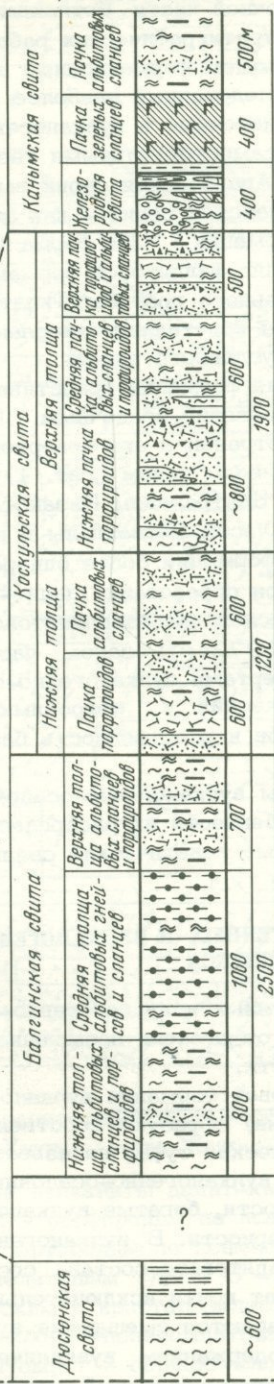
Рис. 1. Сводные стратиграфические колонки аралбайской серии Южного и Северного Улутау (по Л.И. Филатовой)

1-2 - серицит-альбитовые, хлорит-серицит-альбитовые сланцы: 1 - гнейсовидные и листоватые, 2 - микрозернистые; 3-7 - сланцы: 3 - мелкозернистые серицит-хлорит-альбитовые, 4 - микрозернистые серицит-хлорит-альбитовые и эпидот-хлорит-кварц-альбитовые, 5 - листоватые серицит-хлоритовые и хлоритовые, 6 - blastsаммитовые хлорит-серицит-полевошпатовые, 7 - графитистые альбитовые, часто пиритсодержащие; 8-14 - порфироиды: 8-9 - липаритового состава по лавам (8) и по кристаллокластическим туфам (9), 10-12 - липарит-дацитового и дацитового состава по лавам (10), по литокластическим и литокристаллокластическим туфам (11), по кристаллокластическим туфам (12), 13-14 - трахитового и трахилипаритового состава по кристаллокластическим туфам (13), по литокластическим туфам (14); 15 - порфиритоиды базальтового состава и зеленые сланцы, 16 - конгломератовые сланцы; 17 - blastsаммитовые серицит-полевошпат-кварцевые сланцы; 18 - кварцитовые и серицит-кварцитовые сланцы, частью blastsаммитовые; 19 - филлиты, серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 20 - мраморы; 21 - окварцованные мраморы - гранобластовые кварциты; 22 - железистые кварциты; 23 - порфиробластовые альбитовые сланцы и гнейсы

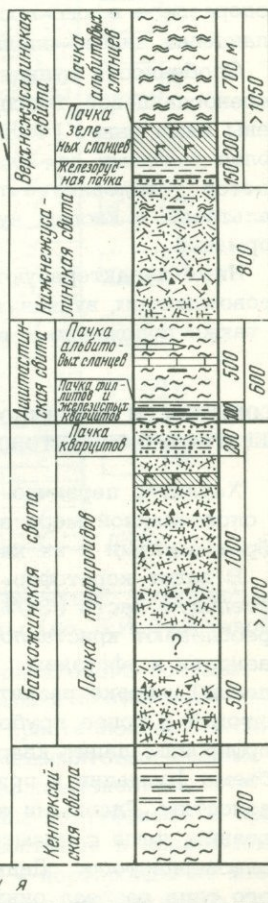
Южный Улутай



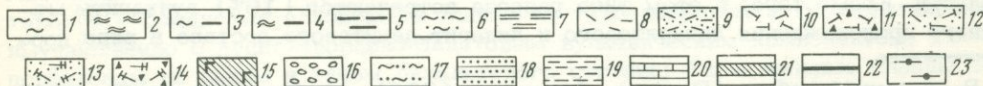
Северный Улутай
горы Жаксы-Арганаты



Северный Улутай
Верховье рек Ащи-Тасты и Жаксы-Кайнды



Бектурганская серия



в Улутату, где обнажается по простиранию свыше 300 км. Фрагменты его известны в разных частях региона - в Кокчетавском массиве, на Сарысу-Тенизском водоразделе, в восточной части Бетпакдалы. Строение комплекса изучалось в ходе многолетних стратиграфических работ, геологического картирования, а также при последующем формационном анализе. Опорным районом при этом служил Улутату, исследованный наиболее детально.

Метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи каждой из двух серий являются самостоятельными геологическими формациями (Розанов, Филатова, 1972). Аралбайская серия выделена как дацит-кератофир-лептитовая формация, карсакпайская серия - как зеленосланцевая диабаз-спилитовая джеспилитоносная формация¹. Обе формации вместе с предшествующей им в разрезе базальной кварцит-филлитовой формацией характеризуют раннюю стадию развития геосинклинального прогиба (Филатова, 1972а), который заложился в раннем протерозое на кристаллически-сланцевом фундаменте (бектурганская, зерендинская серии условного архея).

Дациит-кератофир-лептитовая формация представлена двумя типами разрезов - вулканогенным и вулканогенно-осадочным. На территории Улутату вулканогенный тип разреза распространен в его северной части, а к югу и востоку сменяется вулканогенно-осадочным типом (рис. 1). Вулканогенно-осадочный тип разреза широко развит в Центральном Казахстане, на Сарысу-Тенизском водоразделе в юго-восточной части Бетпакдалы и в других районах. Зеленосланцевая диабаз-спилитовая формация более однородна.

Особенности вулканизма при образовании дацит-кератофир-лептитовой и зеленосланцевой джеспилитоносной диабаз-спилитовой формаций были рассмотрены нами ранее (Филатова, 1972б; Розанов, Филатова, 1972). Из них наиболее важными для анализа чертами вулканогенно-осадочного литогенеза является установление геологических и петрохимических особенностей базальтовых и кислых вулканитов и родственность базальтовых вулканитов обеих формаций.

Ниже характеризуются типы вулканогенно-осадочных и осадочных пород, сопровождающих вулканиты, особенности их распределения в разрезе формаций, а также положение и возможные генетические связи железистых кварцитов.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНО ТЕРРИГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КЕРАТОФИРО-СПИЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Характер первично терригенных и вулканогенно-осадочных пород комплекса в определенной мере зависит от степени насыщенности разреза вулканическими образованиями и их кислотности.

В дацит-кератофир-лептитовой формации вулканогенного типа разреза значительную часть (30% объема) образуют собственно вулканиты, среди которых преобладают кристаллокластические туфы, но известны также литокластические разности и эффузивы. Среди вулканогенно-осадочных образований (альбитовые сланцы) широко развиты разности, богатые вулканогенным компонентом псаммитовой и более грубой размерности. В вулканогенно-осадочном типе разреза порфиroidы дацит-кварцево-дацитового состава составляют всего около 8% объема формации и принадлежат почти исключительно туфогенным пелитовым разностям. Главными здесь являются смешанные вулканогенно-осадочные образования, чаще с невысоким содержанием вулканического компонента, всегда тонкозернистого. Дациит-кварцево-дацитовый материал вулканогенно-осадочного типа разреза синхронно связан с извержениями главной вулканической области. Кроме того, в этом типе разреза встречаются (16%) вулканиты местного происхождения липаритового и липарит-дацитового состава в виде пор-

¹ В указанной работе (Розанов, Филатова, 1972) эта формация именовалась спилитовой джеспилитоносной.

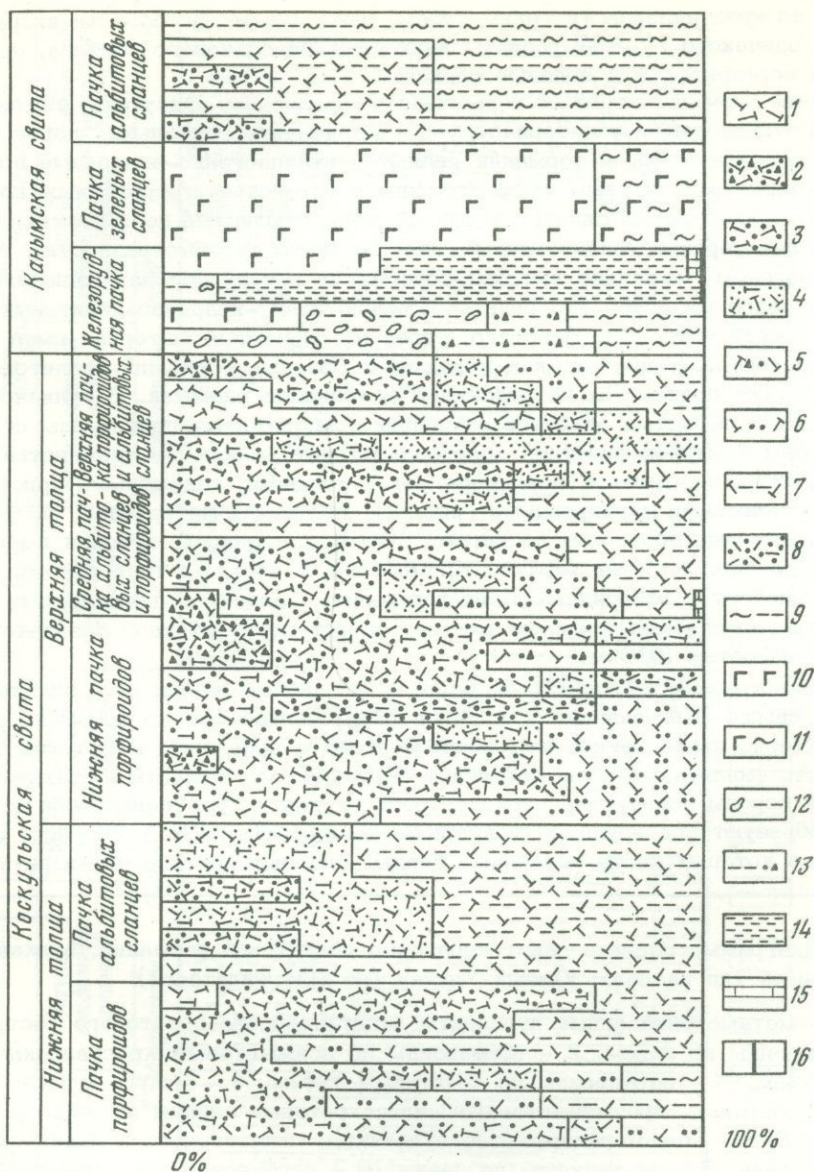


Рис.2. Диаграмма состава дацит-кератофир-лептитовой формации; вулканогенный тип разреза; Северный Улугау, горы Жаксы-Арганаты (по Л.И. Филатовой)

1-7 - метаморфизованные вулканы дацит-кварцево-дацитового состава: 1 - порфиroidы по лавам, 2 - порфиroidы по псаммитовым и псефитовым литокластическим туфам, 3 - порфиroidы по псаммитовым кристаллокластическим туфам, 4 - порфиroidы по пелитовым туфам, 5 - бластопсаммитовые сланцы по туффитам с литокластическим и кристаллокластическим компонентом, 6 - бластопсаммитовые серицит-хлорит-полевошпатовые сланцы по туффитам с кристаллокластическим компонентом, 7 - серицит-хлорит-альбитовые и эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы по пелитовым туффитам; 8 - порфиroidы по псаммитовым кристаллокластическим туфам липаритового, дацит-липаритового состава; 9 - слюдяные альбитовые сланцы по туфоалевритам и туфопелитам преимущественно с дацит-кварцево-дацитовым вулканическим компонентом; 10 - порфиroidы по лавам и туфам базальтового состава; 11 - зеленые сланцы по туффитам базальтового состава; 12-13 - вулканомиктовые сланцы: 12 - конгломератные, 13 - бласто-псаммитовые; 14 - филлиты, хлорит-серицит-кварцевые сланцы первично терригенной породы; 15 - мраморы, первично доломиты; 16 - железистые кварциты, первично кремнисто-железистые породы

фиридов по кристаллокластическим туфам, реже лавам. В обоих типах разреза примерно одинаково (7-8%) развиты вулканы базальтового состава, превращенные в порфиритоиды и зеленые сланцы.

В составе формации первично терригенные образования присутствуют как в виде примеси к вулканогенному материалу, так и в виде самостоятельных пород.

Характерными членами формации являются вулканогенно-осадочные породы с дацит-кварцево-дацитовым вулканическим и глинистым терригенным компонентом. Это альбитовые сланцы, в разной мере слюдястые до филлитовидных, обычно более перекристаллизованные, чем первично туфовые разности. Химическим анализом выявлено высокое содержание в этих породах калиевой шпелочи, что резко выделяет их среди собственно дацит-кварцево-дацитовых вулкаников, всегда натровых. Вероятно, первично глинистый материал имел гидрослюдястый состав, такой же, как в филлитах базальной кварцит-филлитовой формации, и также происходил из удаленных источников размыва. В вулканогенном типе разреза слюдястые альбитовые сланцы сопровождают порфиритоиды по пелитовым туфам и микрозернистые кварц-альбитовые сланцы по кремнистым туффитам, которые чередуются в макроритмах с толщами, сложенными кристалло- и литокластическими порфиритоидами (рис. 2) Мощности интервалов разреза, насыщенных этими породами, достигает 600 м; однородные прослои имеют мощность до первых сотен метров. Кроме того, в этом же типе разреза, будучи отделенной от порфиритоидных толщ перерывом, находится пачка филлитов (железородная), сменяемая вверх по разрезу пачкой порфиритоидов базальтового состава мощностью 200 м.

В вулканогенно-осадочном типе разреза слюдястые альбитовые сланцы составляют свыше 50% разреза и слагают толщу мощностью до 1200 м. Для них характерно направленное изменение состава с переходом в филлиты. Мощность чисто филлитовых толщ достигает 300-400 м. Филлиты и вулканогенно-осадочные породы дацит-кварцево-дацитовой группы своим чередованием в разрезе образуют два крупных макроритма мощностью 1100 и 2500 м (рис. 3), в которых чисто осадочные породы слагают верхние части ритмов.

Рис. 3. Диаграмма состава дацит-кератофир-лептитовой формации; вулканогенно-осадочный тип разреза; Южный Улутау (по Л.И. Филатовой)

1-4 - метаморфизованные вулканы дацит-кварцево-дацитового состава: 1 - порфиритоиды по лавам, 2 - порфиритоиды по псаммитовым кристаллокластическим туфам, 3 - порфиритоиды по пелитовым туфам, 4 - микро- и мелкозернистые альбитовые, преимущественно меланократовые сланцы по пелитовым туффитам; 5-8 - метаморфизованные вулканы: липаритового и дацит-липаритового состава: 5 - порфиритоиды по лавам, 6 - порфиритоиды по кристаллокластическим псаммитовым туфам, 7 - blastopсаммитовые серицит-кварц-полевошпатовые сланцы по туффитам, 8 - микро- и мелкозернистые серицит-альбитовые сланцы по пелитовым туффитам; 9-10 - метаморфизованные вулканотерригенные породы с вулканическим компонентом преимущественно дацит-кварцево-дацитового состава: 9 - blastopсаммитовые серицит-хлорит-альбитовые, хлорит-серицит-альбитовые сланцы по туфолесчаникам, 10 - мелкозернистые, серицит-полевошпатовые сланцы по туфолевролитам и туфопелитам; 11 - графитистые хлорит-серицит-альбитовые сланцы первично вулканогенно-осадочной природы; 12 - базальтовые порфиритоиды и зеленые сланцы по туфам, реже туффитам базальтового состава; 13 - blastopсаммитовые серицит-полевошпато-кварцевые сланцы по олигомиктовым песчаникам с вулканомиктовым материалом липаритового дацит-липаритового состава; 14 - графитистые филлиты, первично углисто-глинистые породы; 15 - филлиты, первично глинистые породы; 16 - мраморы, первично доломиты; 17 - железистые кварциты, первично хемогенные кремнисто-железистые породы; 18 - естественные границы породных ассоциаций; 19 - тектонические границы породных ассоциаций

Аналогичная направленность в чередовании пород отмечается в ритмах более высокого порядка среди вулканогенно-осадочных интервалов разреза: примесь терригенного компонента увеличивается к верху ритмов.

Другой разновидностью первично терригенных пород, входящих в дацит-кератофиро-лептитовую формацию, являются вулканомиктовые образования - продукты перемыва собственно вулканического материала. Вулканомиктовые терригенные породы более свойственны вулканогенному типу разреза (см.рис.2). Это blastосаммитовые сланцы с перемытым пирокластическим материалом дацит-кварцево-дацитового состава (кристаллокластическим и литокластическим). Они сосредоточены в той части разреза, которая наиболее богата вулканогенным материалом (верхняя толща коскульской свиты), следуют за пачками порфиридов и нередко связаны с их туфогенными разностями переходными породами. Количество blastокластических вулканомиктовых сланцев здесь достигает 18%. Их прослой составляют десятки метров. Они при резком преобладании сосредоточены в интервалах мощностью 200-300 м. Вверх по разрезу происходит постепенное наращивание содержания вулканомиктовых пород с одновременным увеличением размерности обломочного материала. Разрез макроритма, богатого вулканогенными породами, завершают вулканомиктовые конгломераты мощностью 180 м. Следует отметить, что среди обломков вулканомиктовых пород дацит-кварцево-дацитовые вулканиты более разнообразны, чем в самом разрезе, особенно эффузивные разности.

В вулканогенно-осадочном типе разреза также известны вулканомиктовые терригенные породы. Они представлены blastосаммитовыми олигомиктовыми сланцами, которые являются продуктами перемыва липаритовых вулканитов. Олигомиктовые blastосаммитовые сланцы впервые в заметном количестве появляются во втором макроритме, где дополняют филлиты, и исключительное

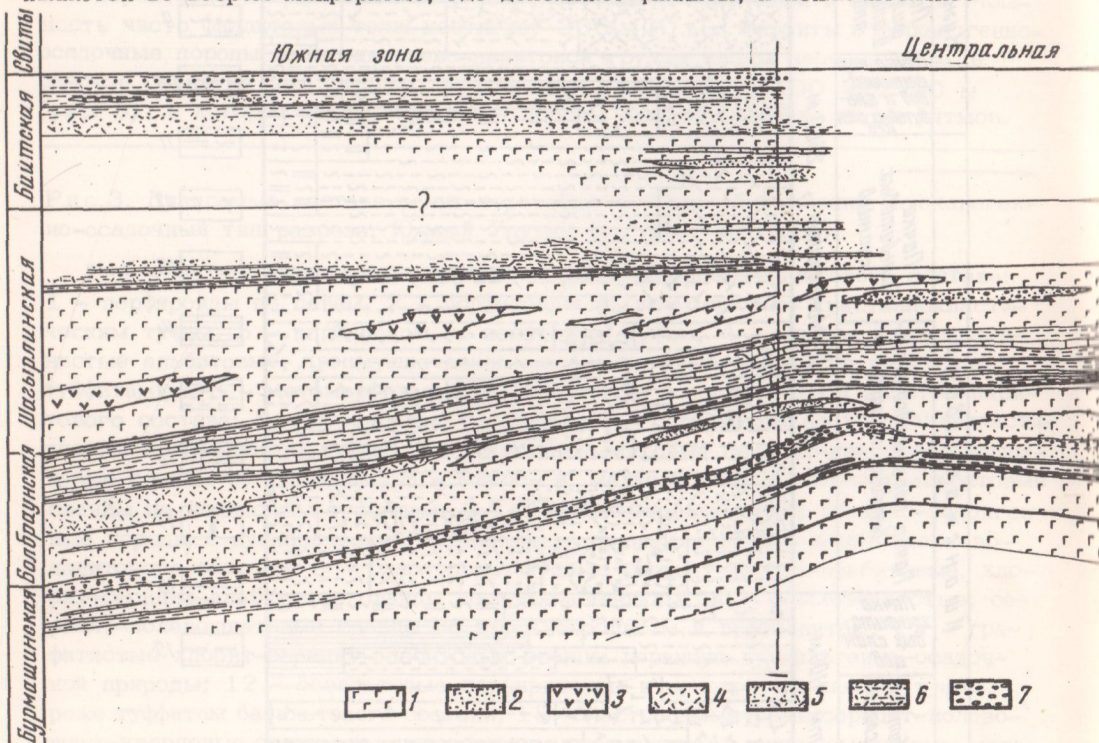


Рис. 4. Фациальный профиль джеспилитовосной формации вдоль осевой части Карсакапайского синклиория (по С.Б. Розанову)

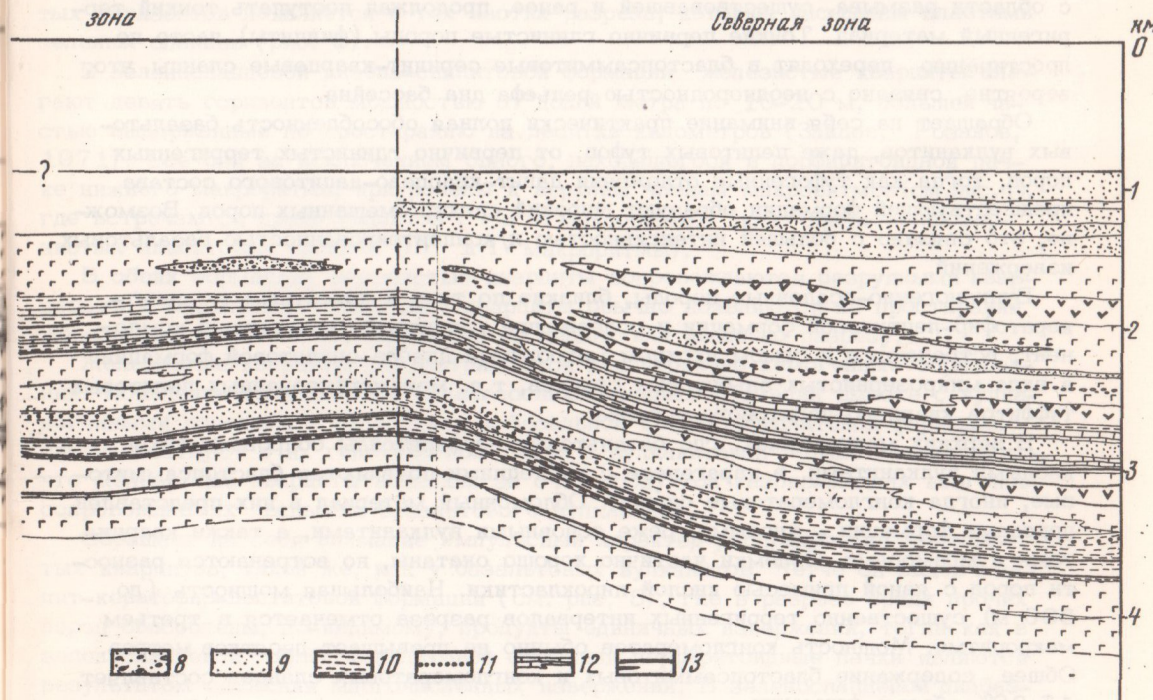
1 - порфириитоиды по лавам и туфам базальтового состава; 2 - порфириитоиды и зеленые сланцы по туфам; 3 - порфириитоиды андезитового состава; 4-5 -

развитие получают в верхнем, третьем макроритме разреза формации, образуя пачку мощностью 300 м (см. рис. 3). Как во втором, так и в третьем макроритме они непосредственно следуют в разрезе за пачками липаритовых порфиридов, частью перемежаясь с этими породами.

Таким образом, характер вулканогенно-осадочного литогенеза при осадко-накоплении дацит-кератофир-лептитовой формации в значительной мере определялся интенсивностью кислого вулканизма и соответствующей палеотектонической и палеогеографической обстановкой. Кульминационные моменты вулканизма как в главной вулканической области, так и на ее периферии сопровождались массовыми выбросами изверженного материала. В результате возникновения частых поднятий и, вероятно, за счет временной компенсации прогиба, на отдельных участках появлялись мелководные, временами даже наземные условия. Тем самым создавалась благоприятная обстановка для перемыва вулканического материала, преимущественно еще рыхлого, а частью и литифицированного. В подобной обстановке чаще других разностей вулканитов оказывались эффузивы.

При затихши вулканических извержений, в удалении от участков проявления вулканизма шла садка тонкозернистого аллохтонного, преимущественно глинистого (гидрослюдистого) материала в условиях непрерывного погружения бассейна.

Вулканомиктовые терригенные осадки формировались в обстановке расчлененного рельефа дна, что отразилось на фациальной изменчивости разреза, особенно заметной в распределении конгломератов. Накопление же глинистых осадков и тонких туффитов происходило в условиях нивелирования палеогеографических контрастов. Это подчеркивается выдержанностью по простиранию пачек глинистых туффитов даже в вулканогенном типе разреза, по крайней мере, в



порфириитоиды: 4 - по лавам, 5 - по туфам; 6 - микрозернистые альбитовые сланцы по туфам; 7-8 - конгломератовые сланцы; 9 - насыщенные галькой, 10 - филлиты; 11 - микрокварциты; 12 - мраморы; 13 - железистые кварциты

первых вулканических ритмах. Однородность обстановки осадконакопления при этом выявляется также по характерной тонкой выдержанной слоистости пород, по устойчивости в разрезе горизонтов мраморов, маломощных (первые метры), но прослеживающихся на десятки километров. В вулканогенном типе разреза мраморы в сочетании с дацит-кварцево-дацитовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами не известны.

Менее распространены продукты перемыва базальтовых вулканитов. Они известны почти исключительно в вулканогенном типе разреза в виде зеленых сланцев, обогащенных глиноземом и образовавшихся по туффитам. Появление этих пород именно в главной вулканической области, вероятно, связано с частым возникновением здесь обстановки мелководья, сохранявшейся даже во время базальтовых извержений, которые обычно происходят в относительно глубоководных условиях.

Зеленосланцевая джеспилитоносная диабаз-спилитовая формация (карсакапайская серия) более чем на 50% сложена порфиритоидами основного, главным образом базальтового состава. Их разделяют пачки филлитов и серицит-кварцевых сланцев, в верхней половине разреза дополняемые кислыми вулканитами. В этих пачках содержатся горизонты железистых кварцитов. Наиболее полно формация представлена в Карсакапайском синклиории, где она состоит из четырех макроритмов мощностью от 800 до 1600 м.

В зеленосланцевой формации сохраняется тип терригенных пород, свойственный предшествующей формации, — филлиты и кварц-серицитовые сланцы. Они распространены в двух нижних макроритмах, где образуют пачки мощностью 250–300 м (рис. 4). Высокая зрелость этих образований, их аллохтонность особенно очевидны в резко контрастном разрезе формации, где филлиты непосредственно контактируют с базальтовыми вулканитами. По-видимому, при накоплении глинистых осадков в промежутках между импульсами вулканизма с области размыва, существовавшей и ранее, продолжал поступать тонкий терригенный материал. Тонкие первично глинистые породы (филлиты) часто по простиранию переходят в бластопсаммитовые серицит-кварцевые сланцы, что, вероятно, связано с неоднородностью рельефа дна бассейна.

Обращает на себя внимание практически полная обособленность базальтовых вулканитов, даже пелитовых туфов, от первично глинистых терригенных пород, тогда как туфогенные отложения дацит-кварцево-дацитового состава предшествующей формации образуют широкий спектр смешанных пород. Возможно, это связано с большей интенсивностью и концентрированностью базальтовых извержений.

Вулканогенно-осадочные породы, близкие по типу к известным в дацит-кератофир-лептитовой формации и содержащие глинистый терригенный компонент, встречаются в самом верхнем макроритме диабаз-спилитовой формации в виде микрозернистых альбитовых сланцев, т.е. метаморфизованных пелитовых туфитов кварцево-дацитового состава.

В верхних макроритмах, где базальтовые порфиритоиды сопровождаются кислыми вулканитами, в парагенезе с последними появляются бластопсаммитовые, иногда конгломератовые сланцы. Обломочный материал в них представлен породами формации — кислыми, реже основными вулканитами, а также кварцитами и мраморами. Обломки частично хорошо окатаны, но встречаются разности пород с явной примесью кислой пирокластикки. Наибольшая мощность (до 300 м) существенно терригенных интервалов разреза отмечается в третьем макроритме. Мощность конгломератов обычно не превышает десятков метров. Общее содержание бластопсаммитовых и конгломератовых сланцев составляет 15–20% объема формации.

Кроме вулканогенно-терригенной ассоциации отмечены обычные полимиктовые конгломераты. Они впервые появляются в основании второго макроритма. Галька их состоит из продуктов перемыва как спилитовой, так и кератофировой формаций. В верхних макроритмах полимиктовые конгломераты связаны постепенными переходами с породами вулканогенно-терригенной ассоциации.

Более широко представлены в этой формации метаморфизованные туффиты базальтового состава – продукты частичного перемыва пирокластов, чаще всего, по-видимому, пелитовой размерности. Такие породы свойственны первому и особенно второму макроритму, и, вероятно, возникли при временном спаде вулканической и тектонической активности региона. Их мощность не выдержана по простиранию, меняется от 150–200 до 800 м.

Таким образом, в зеленосланцевой диабаз–спилитовой формации известны как аллохтонные, так и автохтонные терригенные образования. Однако они обладают рядом особенностей, связанных с характером вулканизма, его интенсивностью и особенно с ролью кислого вулканизма, проявлениям которого сопутствовали обстановки мелководья (вплоть до наземной) и перемыв вулканических образований. В целом для рассмотренного вулканогенно–осадочного комплекса свойственна существенная роль аллохтонных терригенных образований и в то же время их подчиненность автохтонным терригенным породам вулканомиктового состава.

О ЖЕЛЕЗОРУДНОСТИ КЕРАТОФИРО-СПИЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Железистые кварциты известны как в дацит–кератофир–лептитовой, так и в зеленосланцевой диабаз–спилитовой формациях, хотя в последней они более распространены.

В дацит–кератофир–лептитовой формации железистые кварциты образуют два–три горизонта (см. рис. 1–3) мощностью до 1–1,5 м, а также ряд маломощных пропластков; по простиранию они прослеживаются на несколько километров. Железистые кварциты залегают среди альбитовых сланцев, часто слюдястых (первично глинистые туффиты), иногда среди филлитов. Большинство железистых горизонтов появляется в тех частях разреза, которые насыщены пластами зеленых сланцев (рис. 5).

В зеленосланцевой диабаз–спилитовой формации железистые кварциты слагают девять горизонтов мощностью от долей метра до 10–20 м, большей частью выдержанные по простиранию на десятки километров (Зайцев, Розанов, 1971). Все они за исключением одного, находящегося в порфиритоидной пачке нижнего макроритма, приурочены к верхним членам макроритмов (см. рис. 4), где встречаются среди филлитов (I и II макроритмы) или среди микрозернистых альбитовых сланцев (III и IV макроритмы).

В обеих формациях железистые кварциты сопровождаются безрудными кварцитами и мраморами. Безрудные кварциты обычно появляются на простирании железистых в местах выклинивания последних или выше по разрезу.

Железистые кварциты рассматриваются как первично хемогенные образования. Появление их в колонии раннегеосинклинальных формаций вместе с вулканогенными породами и отсутствие в базальной кварцит–филлитовой формации свидетельствуют о их генетической связи с вулканитами. Можно предположить, что железистые кварциты возникли за счет продуктов газово–жидких возгонов, сопровождавших вспышки базальтового вулканизма.

Обращает на себя внимание импульсный характер распределения железистых кварцитов, такой же, как у базальтовых вулканитов. Четче он виден в дацит–кератофир–лептитовой формации (см. рис. 5), где в разрезе среди прочих пород обособлены, по-видимому, продукты единичных извержений, тогда как в зеленосланцевой диабаз–спилитовой формации порфиритоидные пачки являются результатом сложения многочисленных извержений. В зеленосланцевой диабаз–спилитовой формации установлено, что железистые кварциты наиболее мощны и богаты железистыми кварцитами на участках, где им в разрезе предшествуют эффузивные или литокластические разности базальтовых порфиритоидов, что, скорее всего, свидетельствует об общности источников твердых вулканических продуктов и хемогенных кремнисто–железистых осадков. Генетическое родство

р. Кергетассай
у Карсакапайской дороги
— урочище Унгушат

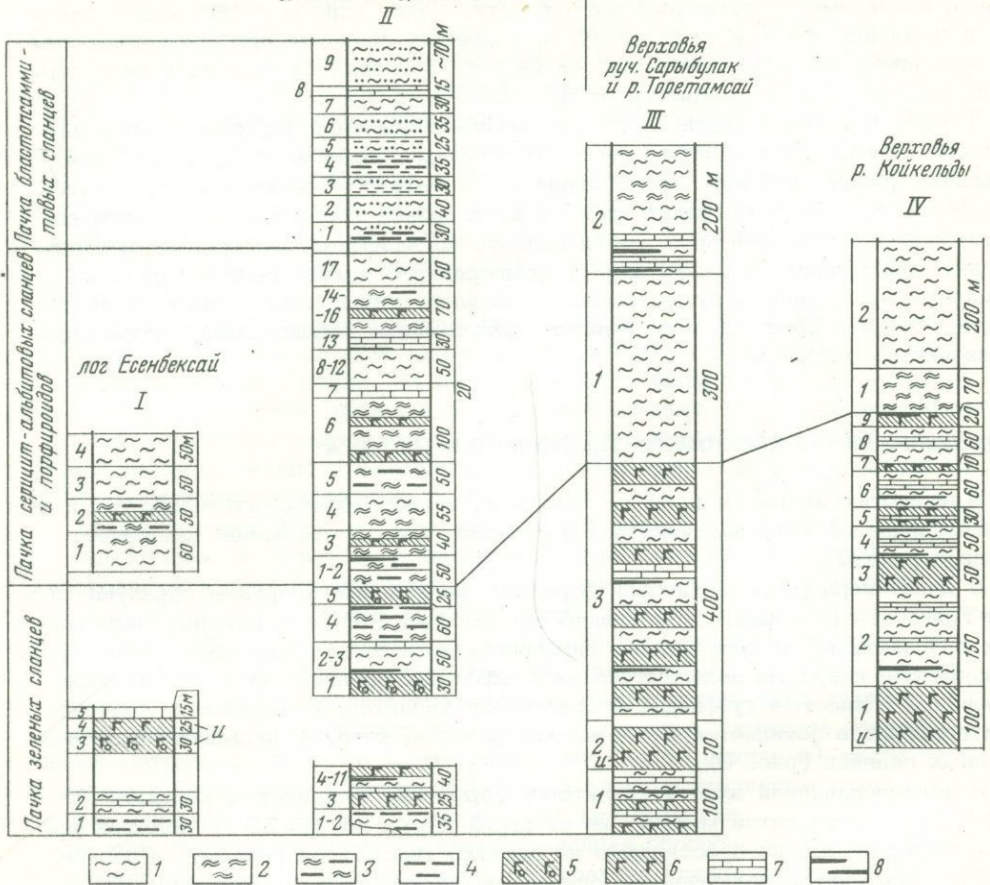


Рис. 5. Стратиграфические колонки унгушатской свиты аралбайской серии; Южный Улутау (по Л. И. Филатовой)

1-2 - серицит-альбитовые сланцы: 1 - частично богатые слюдой, иногда бластоосаммитовые, 2 - микрозернистые тонкополосчатые; 3 - микрозернистые тонкополосчатые серицит-хлорит-альбитовые и эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы; 4 - хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы; 5 - базальтовые миндалекаменные порфиритоиды и зеленые сланцы; 6 - порфиритоиды; 7 - мраморы; 8 - железистые кварциты

железистых кварцитов и базальтовых вулканитов подтверждается также определенным сходством комплексов микроэлементов (Розанов, Фролов, 1969).

Железистые кварциты не обнаруживают связи с вулканитами дацит-кварцево-дацитовой группы. Собственно вулканогенный тип разреза, насыщенный разнообразными вулканитами дацит-кварцево-дацитового состава, совершенно лишен железистых кварцитов. Железистые кварциты известны лишь в вулканогенно-осадочном типе дацит-кератофир-лептитовой формации. Они залегают там среди альбитовых сланцев и приурочены к тем частям разреза, в которых по простираанию происходит замещение альбитовых сланцев базальтовыми порфиритоидами и зелеными сланцами. Эти проявления железистых кварцитов, вероятно, следует рассматривать как связанные с базальтовыми вулканитами и удаленные от оча-

гов извержения за счет миграционных способностей кремнисто-железистого материала.

Будучи связанными с базальтовым вулканизмом, кремнисто-железистые образования накапливались и захоронялись в определенных условиях. При массовых поступлениях в бассейн седиментации твердых продуктов вулканизма кремнезем и железо либо рассеивались и не образовывали обособленных прослоев, либо, находясь в подвижном состоянии, выносились за пределы площади современного распространения формации. Как следствие, в порфиритоидных пачках формации горизонты железистых кварцитов редки.

В осадочных частях макроритмов горизонты железистых кварцитов приурочены повсеместно к толщам первично терригенных осадков пелитовой размерности. На участках, где пелитовые толщи замещаются алевролитовыми и псаммитовыми, горизонты железистых кварцитов выклиниваются, вероятно, в результате размыва. В обломочных породах иногда присутствует их галька и магнетитовый шлик. Подобная закономерность отчетливо проявлена на границе южной и центральной зон Карсакпайского синклинория в третьем макроритме (шагырлинская свита, см. рис. 4).

Мощность горизонтов железистых кварцитов заметно увеличивается на отдельных участках, представлявших, по-видимому, своеобразные "ловушки" - удаленные от источников сноса обломочного материала активно развивавшиеся западины, в которых накапливались мощные толщи тонких пелитовых осадков. Наличие таких "ловушек" отметил впервые М.С. Марков (1958, 1962), трактуя их, однако, как наложенные синклинали.

Такой же смысл, как сочетание железистых кварцитов с филлитами, вероятно, имеет приуроченность железистых кварцитов к пелитовым туфам и туффитам дацитового состава в двух верхних макроритмах зеленосланцевой диабаз-спилитовой формации и в дацит-кератофир-спилитовой формации. При замещении микроразернистых албитовых сланцев порфироидами или бластопсаммитовыми сланцами железистые кварциты выклиниваются. Таким образом, железистые кварциты представляют собой первично хемогенные осадки, связанные с базальтовым вулканизмом и накапливавшиеся в обстановке спокойного гидродинамического режима бассейна на его участках, морфологически выраженных в виде западин, которые испытывали длительное погружение.

ЛИТЕРАТУРА

- Зайцев Ю.А., Розанов С.Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклинория в Южном Улутау. - Мат-лы по геологии Центрального Казахстана, т.Х. Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). - Мат-лы по геологии Центрального Казахстана, т.Х. Изд-во МГУ, 1971.
- Марков М.С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Марков М.С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория. - Трубы ГИН АН СССР, вып.72, 1962.
- Розанов С.Б., Филатова Л.И. Особенности вулканизма начальных этапов развития протерозойской геосинклинали западной части Центрального Казахстана (Улутау). - Вестн.МГУ, серия геол., 1972, № 4.
- Розанов С.Б., Фролов Д.К. Эволюция вулканизма и особенности железорудного осадконакопления. - В сб. "IV научная конференция геолог. ф-та Моск.ун-та" (тезисы докладов). Ротапринт, МГУ, 1969.
- Филатова Л.И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия). - Вестн.МГУ, серия геол., 1970, № 2.
- Филатова Л.И. Особенности развития раннепротерозойской геосинклинали Центрального Казахстана. - Геотектоника, 1972а, № 8.
- Филатова Л.И. Кератофирная аралбайская серия и особенности раннегеосинклинали формационного ряда протерозоя Улутау (Центральный Казахстан). - Информ.бюлл.Постоянного семинара по палеовулканологии Межведомствен.петрограф.комитета. Петропавловск-Камчатский, 1972б.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Г.С. Дзоенидзе, Е.К. Мархинин. Вулканокластические продукты и проблема их эволюции	4
Г.С. Дзоенидзе, И.В. Хворова. Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразование	13
Е.Ф. Малеев. Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орогенных областях	21
Н.И. Схиртладзе, Г.Ш. Надарейшвили, Г.А. Микадзе, М.Г. Татишвили. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации кайнозоя Грузии	28
Т.В. Джанелидзе, В.И. Гугушвили, А.Л. Канчавели. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезозоя Грузии	33
Н.В. Пашалы, В.П. Акаева, Х.А. Ализаде, Т.М. Гадиева. Особенности формирования вулканогенно-осадочных пород Азербайджана в связи с их тектонической и стратиграфической приуроченностью	39
Р.А. Мандалян. Основные черты литологии верхнеюрских – нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении	47
В.П. Леднева, М.Л. Лурье. Некоторые особенности триасового вулканизма Тунгусской синеклизы	52
Г.Ф. Червяковский, В.М. Нечеухин, Г.Б. Мельникова, Т.И. Широкова. Типы соотношения вулканического, вулканогенно-осадочного и осадочного породообразования в палеозое Урала	58
П.Ф. Сопко, А.С. Бобохов, И.Б. Серавкин. Основные черты эволюции вулканизма и осадконакопления раннегеосинклинальной стадии башкирской части Магнитогорского прогиба	65
В.Г. Король, Р.А. Максумова, М.Н. Ильинская. Терригенно-телепирокластическая формация позднего докембрия Северного Тянь-Шаня	73
М.Н. Щербакова. Вулканогенно-осадочный литогенез по данным глубоководного бурения	81
В.Г. Загородный, Н.Б. Бекасова, Г.Ю. Пушкин, А.Т. Радченко. Среднепротерозойский вулканогенно-осадочный литогенез на Кольском полуострове	88
А.П. Светов. Типы продуктов ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма Центральной и Южной Карелии и их роль в вулканогенно-осадочном литогенезе	94
Л.П. Галдобина, В.И. Горлов. Литогенез среднепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ Карелии	103
К.И. Хейсканен, А.И. Голубев, Л.Ф. Бондарь. Сумийско-сариолийская вулканогенная моласса Карелии	109
В.И. Робонен, В.М. Чернов. Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты	116
С.Б. Розанов, Л.И. Филатова. Осадочные образования джеспилитоносного кераатофира-спилитового комплекса докембрия Центрального Казахстана и проблема железнакопления	122

УДК 551.311.7+552.143

Вулканокластические продукты и проблема их эволюции. Дзоценидзе Г.С., Мархинин Е.К. — В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 4-12.

Предложена классификация вулканокластических образований с выделением трех типов, приводится характеристика разновидностей каждого типа. Рассматриваются фашии вулканокластических образований и стадии последующего их изменения. Обсуждается проблема эволюции вулканокластических продуктов и предлагается программа исследований для коллективного ее решения.

Библ. 6 назв.

УДК 551.311.7+552.143

Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразование. Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. — В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 13-20.

Рассматриваются вопросы формирования необломочных, гидrogenных пород из вулканогенных веществ. На основании данных о выносе вулканических веществ, парагенезисах вулканических и осадочных пород, а также отличиях вулканогенно-осадочных образований и собственно осадочных рассматриваются вопросы формирования кремнистых осадков, в частности обсуждается вопрос о соотношении кремне- и карбонатакопления. Излагаются результаты изучения железнакопления, подчеркивается ведущая роль вулканизма как поставщика железа.

Илл. 2. Библ. 23 назв.

УДК 552.313+552.5

Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орогенных областях. Малеев Е.Ф. — В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 21-27.

Для внешне сходных осадочных и вулканогенно-осадочных пород области проявления орогенного вулканизма приводятся отличительные признаки. В частности указывается, что вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы отличаются от осадочных весьма большим разнообразием. Это определяется разнотипностью состава ювенильного вулканического материала, не свойственного другим типам вулканизма, скоростью поступления, накопления и разрушения вулканического материала, своеобразием транспортировки вулканического материала, типами примесей к ювенильному материалу, фашиальными условиями формирования вулканогенных толщ, а также ускоренной литификацией и метаморфизмом вулканических пород по сравнению с собственно осадочными.

Библ. 6 назв.

УДК 551.311.7+552.5:551.77(479.22)

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации кайнозоя Грузии. Схиртладзе Н.И., Надарейшвили Г.Ш., Микадзе Г.А., Татишвили М.Г. — В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 28-32.

Дана характеристика вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций кайнозойского времени на территории Грузии. Выделено два типа вулканических пород: орогенные и платформенные, в зависимости от этапов тектонического развития. Определены условия образования вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Библ. 11 назв.

УДК 551.311.7+552.5:551.76(479.22)

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезозоя Грузии. Джanelидзе Т.В., Гугушвили В.И., Канчавели А.Л. — В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 33-38.

Дана характеристика вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований мезозойской эры на территории Грузии. Прослежена эволюция магмы в мезозое начиная со средней эры до позднего мела, от резко известково-щелочных к менее известково-щелочным сериям. Рассматривается влияние вулканической деятельности на процессы терригенного, хемогенного и аутигенного осадкообразования.

Библ. 13 назв.

УДК 551.311.7+552.5(479.24)

Особенности формирования вулканогенно-осадочных пород Азербайджана в связи с их тектонической и стратиграфической приуроченностью. Пашалы Н.В., Акаева В.П., Ализаде Х.А., Гадиева Т.М. – В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". Изд-во "Наука", 1974, стр. 39–46.

Излагаются результаты изучения вулканогенно-осадочных пород мелового, эоценового и четвертичного возраста Азербайджанской части Большого и Малого Кавказа и Талыша. В результате литологических исследований установлены особенности их формирования, обусловленные характером вулканизма, с которым связаны эти породы, тектоническим строением области их распространения и условиями седиментации пирокластики.

Породы грубого гранулометрического класса, расположенные ближе к вулканическим аппаратам, претерпевают вторичные изменения под влиянием поствулканических процессов, а мелко- и тонкообломочные пирокластические породы, располагающиеся в удалении от вулканических центров, находятся, главным образом, под воздействием процессов, связанных с характером бассейна седиментации. Вблизи эруптивных аппаратов формирование полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных породах контролируется характером и интенсивностью поствулканических процессов, а в зонах бассейна седиментации, удаленных от центров извержения, регулирующим фактором рудной и нерудной минерализации является направленность переработки эксплозивного материала в постседиментационную стадию.

Илл. 3. Библ. 6 назв.

УДК 551.311.7+552.5(479.25)

Основные черты литологии верхнеюрских – нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. Мандалян Р.А. – В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., 1974, стр. 47–51.

Выделены две формации – вулканогенно-карбонатная и вулканогенно-обломочная – для вулканогенно-осадочного комплекса верхней юры – неокома Сомхето-Кафанской зоны Армении. Приводится характеристика типов пород и их генетическая принадлежность для каждой формации. Рассматриваются основные черты вулканогенно-осадочного пороодообразования.

Библ. 4 назв.

УДК 551.21:551.761(571.1)

Некоторые особенности триасового вулканизма Тунгусской синеклизы. Леднева В.П., Лурье М.Л. – В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 52–57.

В статье приводятся результаты исследований эффузивных и туфогенных толщ на территории Тунгусской синеклизы. Выявлены закономерности в распределении вулканогенных пород в пространстве и во времени, определены условия их образования. Подтверждена зависимость характера проявления вулканической деятельности от глубинного строения территории, в частности, от глубины погружения фундамента и наличия расколов в последнем. Намечен тектонический контроль для выявления перспективных участков на оптическое сырье.

Библ. 19 назв.

УДК 551.311.7+552.5(470.5)

Типы соотношения вулканического, вулканогенно-осадочного и осадочного пороодообразования в палеозое Урала. Червяковский Г.Ф., Нечеухин В.М., Мельникова Г.Б., Широкова Т.И. – В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 58–64.

В миогеосинклинальной зоне Урала сочетание вулканического и вулканогенно-осадочного пороодообразования имело место со среднекембрийского времени при слабом влиянии его процессов на формирование собственно осадочных комплексов. Эвгеосинклинальная зона отличается широким развитием вулканических и вулканогенно-осадочных процессов, протекавших в условиях их сложного соотношения на разных стадиях развития этой зоны. На ранней океанической стадии накопление спилит-диабазовых комплексов сочеталось с образованием фтанит-сланцевых ассоциаций, которые на поздней океанической стадии сменялись дифференцированными комплексами натриевой серии, сопровождавшимися яшмовыми, яшмовидными, туфогенно-фишшевыми и позже вулканогенно-молассовыми образованиями. Вулканы эпигеосинклинальной стадии отвечают разностям калий-натриевой серии, которые ассоциируются с осадочными породами.

Табл. 1. Библ. 22 назв.

Основные черты эволюции вулканизма и осадконакопления раннегеосинклинальной стадии башкирской части Магнитогорского прогиба. Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 65-72.

В истории эвгеосинклинального развития Магнитогорского прогиба выделены и изучены два этапа - силурийско-раннеэфельский и позднейфельско-живетский, в течение которых были образованы две непрерывные базальтоидные серии. Приводится описание конкретных формаций с характеристикой их вещественного состава, условий формирования, характера вулканической деятельности и синхронного вулканогенно-осадочного литогенеза.

Даются общие особенности и различия процессов вулканогенно-осадочного литогенеза для двух рассматриваемых тектоно-магматических этапов.

Библ. 16 назв.

УДК 551.311.7+551.31(235.216)

Терригенно-телепирокластическая формация позднего докембрия Северного Тянь-Шаня. Королев В.Г., Максумова Р.А., Ильинская М.Н. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 73-80.

В статье подробно приводятся состав и строение вулканогенно-осадочной формации венда Северного Тянь-Шаня. Определяется ее положение в ряду позднерогенных формаций байкальского тектонического цикла, дана сравнительная характеристика с аналогичными палеозойскими формациями.

Илл. 5. Библ. 15 назв.

УДК 551.311.7+552.5(264+266)

Вулканогенно-осадочный литогенез по данным глубоководного бурения. Шербакова М.Н. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 81-87.

Приводится анализ материала (опубликованного и информационного), полученного при бурении на дне океанов. Рассматриваются состав, распространение, мощность, скорость образования океанических вулканогенно-осадочных отложений, их место среди главных типов океанических осадков, фациальная обстановка накопления.

Илл. 3. Библ. 3 назв.

УДК 551.311.7+552.5(470.21)

Среднепротерозойский вулканогенно-осадочный литогенез на Кольском полуострове. Загородный В.Г., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 88-93.

Излагаются результаты изучения вулканогенно-осадочного литогенеза среднепротерозойского вулканизма в пределах Печенгско-Варзугской зоны Кольского полуострова. Указывается, что в сводном разрезе осадочно-вулканогенного комплекса выделяются восемь ритмов, объединяющиеся в четыре трансгрессивно-регрессивных цикла. Приводятся данные по особенностям формирования, составу и типам вулканогенно-осадочных пород каждого из установленных циклов.

Предполагается, что среднепротерозойская Печенгско-Варзугская зона соответствует области автономной активизации, что объясняет многие особенности развитых здесь разно-фациальных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований.

Табл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 551.311.7+552.5(470.22)

Типы продуктов ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма Центральной и Южной Карелии и их роль в вулканогенно-осадочном литогенезе. Светов А.П. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 94-102.

По результатам палеовулканологических и литологических исследований вещественного состава пород ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма среднего протерозоя Центральной и Южной Карелии приводится характеристика типов продуктов древнего вулканизма - эффузивных (лавовых), субвулканических, вулканокластических и поствулканических. Отмечаются существенные различия в наборах вулканогенных образований, свойственных ятулийскому и суйсарскому вулканизму. Приводится оценка роли вулканогенно-осадочного породообразования при формировании двух последовательно сменившихся во времени и пространстве вулканических комплексов - ятулийского и суйсарского; Подчеркивается гла-

венствующая роль терригенно-осадочного в ятулии и вулканогенно-осадочного в суйсарии породообразования.

Библ. 10 назв.

УДК 551.311.7(470.22)

Литогенез среднепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ Карелии. Галдобина Л.П., Горлов В.И. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 103-108.

Рассматриваются последовательно четыре среднепротерозойских фазы вулканизма и роль вулканических продуктов в процессе осадконакопления при различной фациальной обстановке. Наиболее подробно характеризуется литогенез вулканогенно-осадочных толщ заонежской свиты, где влияние подводного вулканизма на ход осадконакопления был особенно велик.

Илл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.311.7+552.5(470.22)

Сумийско-сариолийская вулканогенная моласса Карелии. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 109-115.

Неразрывно связанные в геологической истории докембрия Карелии толщи сариолийских конгломератов и брекчий и сумийских (тунгудско-надвоицких) эффузивных образований, объединяемые в составе единого сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса, соответствуют понятию вулканогенной молассы, сформировавшейся в краевых вулканических поясах в стадию доплатформенной активизации консолидированной протерозойской геосинклинали.

Сумийско-сариолийская вулканогенная моласса накапливалась в условиях сводно-блоковой подвижности фундамента, различные проявления которой в конкретных пунктах определяют тип разреза сумийско-сариолийских отложений и их принадлежность к соответствующему комплексу континентальных фаций.

Илл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 551.21:551.72(470.22)

Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты. Робонен В.И., Чернов В.М. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 116-121.

Приводятся разрезы различных структурно-фациальных зон раннего протерозоя Карелии и рассматриваются особенности их вулканизма. Кратко характеризуются вулканогенные формации и связанное с ними оруденение. Подчеркивается неоднородное строение земной коры в эпоху раннего протерозоя.

УДК 552.5+552.4(574.3)

Осадочные образования джеспилитоносного кератофироспилитового комплекса докембрия Центрального Казахстана и проблема железнакопления. Розанов С.Б., Филатова Л.И. - В сб.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974, стр. 122-133.

Метаморфизованный джеспилитоносный кератофироспилитовый комплекс входит в состав докембрия Центрального Казахстана. Стратиграфически он разделен на две серии, каждая из которых является самостоятельной геологической формацией. В статье рассматриваются вопросы состава, строения и условий образования пород каждой формации.

Илл. 5. Библ. 9 назв.

ПРОБЛЕМЫ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО
ЛИТОГЕНЕЗА

Утверждено к печати
Комиссией по осадочным породам
при Отделении геологии, геофизики и геохимии
Академии наук СССР

Редакторы: С.Г. Самыгин, В.А. Крыжановский
Редактор издательства И.М. Ерофеева
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технические редакторы: В.Г. Лаут, Г.П. Каренина

Подписано к печати 13/IX-74 г. Т - 13234
Усл.печ.л. 12,34 (12,25+0,09 вклейка), Уч.-изд.л. 12,6
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 1268
Цена 1 р. 26 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 26 к.

1106