Л. Н. БОТВИНКИНА

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТЕЙ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"

L. N. BOTVINKINA

GENETIC TYPES OF DEPOSITS IN THE AREAS OF ACTIVE VOLCANISM

Transactions, vol. 263

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1974

Л. Н. БОТВИНКИНА

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТЕЙ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Труды, вып. 263

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974

УДК 551. 21

Генетические типы отложений областей активного вулканизма. Ботвинкина Л.Н. Труды ГИН АН СССР, вып. 263. М., "Наука", 1974 г.

В работе рассматриваются общие особенности осадконакопления в областях активного вулканизма, разбираются вопросы методики выделения генетических типов отложений, формирующихся в этих областях. Уточняется терминология. Предлагается общая генетическая характеристика отложений, основанная на изучении признаков пород и процессов, их порождающих. Эта классификация отражает реально существующие в природе типы отложений, их взаимные связи и переходы. Выделяются три основные группы отложений, даются их сравнительная характеристика и деление на классы и типы. Впервые в едином плане дается описание генетических типов отложений (вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных), формирующихся в наземной и морской обстановках в областях активного вулканизма. Описание типов основано на обобщении материала по изучению отложений как молодых, так и ископаемых.

К работе приложен ряд таблиц, имеющих целью помочь при определениях структурных и текстурных признаков отложений, а также при отнесении последних к тому или иному генетическому типу.

Табл. 24. Илл. 80. Библ. 416 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В.Пейве (главный редактор),
академик В.В.Меннер, В.Г.Гербова, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор
Н.В.Ренгартен

Editorial Board:

Academician A.V.Peive (Editor-in-chief),
Academician V.V.Menner, V.G.Gerbova, P.P.Timofeev

Responsible editor
N.V.Rengarten

Б $\frac{0283 - 0080}{042(02) - 74}$ 523 - 74

© Издательство "Наука", 1974 г.

ВВЕДЕНИЕ

Отложения областей активного вулканизма представляют собой сложный по составу полифациальный комплекс вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных образований различного генезиса. Соотношения между разнообразными отложениями здесь значительно сложнее, чем в толщах осадочных, что усугубляется характерной для этих областей сложностью тектонического режима. Последующие преобразования вещества в областях активного вулканизма также имеют свои особенности. Поэтому изучение вулканогенно-осадочных формаций представляет бо́льшие трудности по сравнению с формациями осадочными. Сейчас настоятельно ощущается необходимость в привлечении к их изучению фациального анализа. Применение этого метода исследования может помочь решению многих геологических вопросов: литологических, стратиграфических, связанных с поисками полезных ископаемых, и т.д. Необходимость фациального анализа при изучении вулканогенно-осадочных формаций подчеркивалась неоднократно (Влодавец и др., 1962; Дзоценидзе, 1969; Малеев, 1963а; Шатский, 1960; и др.).

Н.С.Шатский (1960, стр. 5), разбирая вопрос о парагенезах осадочных и вулканогенных пород и формаций, указывал на большое значение выделения отложений различных генетических типов: ". .. В наслоенных минеральных массах земной коры необходимо и достаточно различать перечисленные таксономические единицы: горные породы, отложения различных генетических типов, формации, формационные ряды." Далее он писал: "Мне кажется, что изучение осадочных парагенезов пойдет в дальнейшем именно в этом направлении, по пути вскрытия генетических соотношений между породами" (там же, стр. 22). В сборнике "Методика картирования вулканических формаций" (Федоренко, 1969, стр. 76) отмечено: "В последнее время при составлении геологических карт районов молодого или активного вулканизма все более решающее значение приобретает методика картирования по фациям".

В этом аспекте на первый план выступают: выделение отложений разного генезиса, выяснение условий их образования и тех конкретных признаков, по которым геолог может выявить их в ископаемых вулканогенно-осадочных толщах. Однако фациальный метод исследования разработан на материале осадочных формаций, по сравнению с которыми формации вулканогенно-осадочные имеют свои особенности. В них появляются новые типы отложений, отличающиеся от осадочных не только по составу, но и по другим признакам. При этом основные признаки далеко не всех отложений определяются фациальной обстановкой их формирования. Подача вулканогенного материала обусловливает особенности не только собственно вулканических, но и осадочных фаций. Таким образом, фациальный анализ при применении к интересующим нас отложениям требует дополнительной разработки.

Всякая наука, имеющая дело с определенной категорией природных явлений, ставит перед собой три основные задачи: описание, классификацию и объяснение. Что же имеется в настоящее время по изучению генетических типов вулканогенно-осадочных формаций? Описанию отложений вулканогенно-осадочных формаций вообще посвящено огромное количество работ, они изучаются специалистами разного профиля и поэтому, понятно, с различных позиций. Среди многочисленных работ по вулканогенно-осадочным толщам имеются характеристики также и различных генетических типов этих отложений, как древних, так молодых вплоть до современных. Сведения, прямо или косвенно характеризующие особенности отдельных генетических типов, опубликованы в статьях, монографиях и тематических сборниках статей по современному и древнему вулканизму, а также в региональных работах.

В результате по одним типам вулканогенных или вулканогенно-осадочных образований имеются многочисленные сведения и даже специальные сборники статей (например, по игнимбритам). Но даже в этом случае дать общую характеристику генетического типа бывает затруднительно, так как разными авторами часто высказываются различные точки зрения и даются весьма противоречивые толкования, что, естественно, сильно осложняет их определение. По другим генетическим типам специальные описания их признаков единичны и неполны, по многим типам таких наблюдений еще почти нет. Наконец, некоторые генетические типы, несомненно существующие в природе, вообще не выделялись и не описывались.

Что же касается формирующихся в вулканических областях собственно осадочных отложений, то специально они описывались мало и почти нет работ, где разбирались бы отличия их генетических типов от аналогичных им типов, но сформированных там, где вулканизма не было. Объединенного описания всех генетических типов вулканических областей (от вулканических до осадочных) пока вообще нет. В существующей литературе одни и те же явления разными авторами в ряде случаев называются по-разному, а различные - одинаково. Общая классификация генетических типов отсутствует и нет даже общепринятой единой терминологии. Необходимость создания классификации пород на генетической основе подчеркнул А.В.Сидоренко в предисловии к монографии Г.С.Дзоценидзе (1969, стр. 13). Он пишет, что "одной из важнейших задач современной вулканогенно-осадочной литологии является разработка классификаций вулканогенно-осадочных пород и процессов, их порождающих".

С учетом всего сказанного нам представилось полезным в первую очередь собрать воедино и рассмотреть под одним углом зрения все уже имеющиеся разнообразные материалы по характеристике генетических типов отложений вулканических областей. При этом должны быть охарактеризованы в сравнительном аспекте все генетические типы, которые могут быть встречены в областях активного вулканизма: и собственно вулканические, и вулканогенно-осадочные, и осадочные. Это необходимо потому, что геологи, изучающие вулканогенно-осадочные формации в целом, неизбежно сталкиваются со всем комплексом разнообразных отложений.

Таким образом, перед автором стояли следующие задачи.

1. Использовав уже имеющиеся сведения, выявить генетические типы отложений, фактически формирующиеся в вулканических областях, рассмотреть процессы их образования, дать характеристику всех типов по единому плану и по возможности определить диагностические признаки каждого типа.

2. Привести эти сведения в единую систему: составить классификацию, объединяющую и вулканические, и вулканогенно-осадочные, и осадочные отложения вулканических областей.

3. Привлечь внимание к выявлению признаков еще малоизученных генетических типов.

4. Наметить признаки отличия генетических типов осадочных отложений от аналогичных им типов отложений в невулканических областях.

5. Остановиться на особенностях методики фациального анализа применительно к данному объекту исследования и на некоторых вопросах терминологии.

6. Кратко рассмотреть комплексы генетических типов отложений вулканических областей, обусловленные физико-географической обстановкой, вулканической деятельностью и периодичностью геологических процессов. Наметить первоочередные задачи дальнейших исследований.

Конечно, было бы желательным дать всем выделенным генетическим типам характеристику, достаточно полную и в то же время более или менее равномерную по объему, но, к сожалению, это не всегда оказывается возможным. Естественно, что по наиболее изученным типам приводимое ниже описание будет далеко не столь детальным и полным, как в работах, специально им посвященным. С другой стороны, ряд типов описан весьма кратко из-за отсутствия фактического материала. В связи с этим характеристика разных типов отложений неизбежно получилась все же не совсем равномерной и однотипной, а в ряде случаев не в такой степени детальной, как хотелось бы сделать.

В основу описания отложений разного генезиса были положены разнообразные материалы: 1) вулканологические наблюдения, использованные при характеристике

процессов формирования многих генетических типов и признаков формирующихся отложений, особенно наземных, в частности исследования, проводимые сотрудниками Института вулканологии (на Камчатке); 2) океанологические исследования, использованные для характеристики условий формирования и выявления признаков ряда субмаринных отложений; 3) изучение генетических типов отложений молодых - четвертичных и современных, генезис которых достаточно очевиден; 4) наконец, многочисленные описания ископаемых отложений вулканогенно-осадочных формаций разного возраста. Многие литературные данные могли быть учтены нами только косвенно. Так, в частности, при использовании богатого материала наблюдений вулканологов в ряде случаев вопрос о конкретных диагностических признаках отложений оставался недостаточно ясным и они характеризовались на основании анализа формирующего их процесса. Отчасти это было обусловлено различием задач, стоящих перед вулканологами и геологами (в частности, литологами).

Характеристика генетических типов дается нами в первую очередь по структурно-текстурным и общим геологическим признакам отложений. Мы не ставили своей целью подробное определение геохимических и минералого- петрографических признаков, так как вопросы петрографии и геохимии имеют самостоятельное значение и их решение является особой задачей. Наша задача - выявление генетических типов - разрешается в первую очередь на основе изучения более очевидных первичных генетических признаков, а наиболее устойчивые из них - это текстура и особенности стратификации. Мы надеемся, что предлагаемая читателям первая попытка выделения генетических типов отложений областей активного вулканизма с их характеристикой в сравнительном аспекте и создание общей генетической классификации помогут геологам в изучении вулканогенно-осадочных формаций при проведении фациального анализа последних. Совершенно ясно, что это только начало большой и трудоемкой работы по изучению генетических типов, встречающихся в полигенных отложениях областей активного вулканизма, как современных, так и древних.

В заключение автор выражает свою признательность всем товарищам, помогавшим при проведении данной работы и сборе материала.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ГЛАВА I

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Области активного вулканизма могут располагаться в любой физико-географической обстановке (континентальной, островной, морской и океанической) и присущи всем климатическим областям (гумидной, аридной и ледовой). Вулканическая деятельность осуществляется на всех этапах тектонического развития земной коры (геосинклинальном, орогенном, посторогенном, платформенном). При этом и географические особенности, и климат, и тектонические условия накладывают свой отпечаток на поступающие из недр вулканические продукты и на их дальнейшую судьбу на земной поверхности. Следовательно, вулканогенно-осадочные формации - образования не только полигенные, но и полифациальные. В них могут быть встречены почти любые генетические типы осадочных отложений, а также разнообразные генетические типы вулканических и вулканогенно-осадочных образований. Поэтому "набор" генетических типов, относящихся к этим формациям, больше, чем для многих осадочных формаций (например, угленосных, красноцветных и др.), связанных только с определенным ландшафтом и климатом.

При выделении генетических типов и выяснении их диагностических признаков мы, естественно, в значительной степени используем наблюдения над современным вулканизмом и его продуктами. Современные области активного вулканизма характеризуются контрастностью рельефа как наземного, так и подводного. Крутые горные склоны, резкое изменение абсолютных отметок на близком расстоянии присущи всем вулканическим областям. При высотах стратовулканов, измеряемых единицами километров, занимаемые ими площади измеряются десятками, максимум - первыми сотнями километров. Вместе с тем в вулканических областях наряду с горным рельефом существуют пологие долины и приморские низменности с довольно ровной поверхностью, являющиеся областями аккумуляции. Таким образом, здесь область сноса и область седиментации как бы сближаются в пространстве.

В наземных условиях отмечаются невыдержанность на площади и примыкание резко различных отложений на континенте и в прибрежной части суши в отличие от постепенных фациальных переходов осадочных отложений, характерных для равнин и пологого шельфа.

Для вулканических областей часто характерен островной ландшафт. Современные вулканические острова образуют цепи (острова Курильские, Японские и др.) и архипелаги (Индонезийский и др.). Здесь область эродируемая и область аккумуляции тоже сближены. Более того, здесь рядом с наземным накоплением осадков осуществляется морская седиментация, причем на различных глубинах (часто достаточно больших). В результате последующих тектонических движений (сбросы, надвиги) происходит сближение отложений из областей аккумуляции, резко контрастных по типу осадконакопления. Как показывают исследования вулканогенно-осадочных формаций (Дзоценидзе, 1965а, 1969, 1970а; Хворова, 1963; и др.), было и в прошлом. Таким образом, в ископаемых толщах близко расположенными и даже примыкающими могут оказаться синхронные отложения резко различных обстановок - от типично наземных до морских глубоководных. Поэтому решать вопрос о генезисе пород, сформированных в этих сложных палеогеографических и тектонических условиях, значительно труднее, чем для многих осадочных толщ.

Третья область действия вулканизма - морские глубины, где однообразная седиментация существует на больших пространствах. Здесь, наоборот, тектонические движения часто приводят на один уровень осадки сходного облика, но далеко

не синхронные. Это также затрудняет определение фациальной обстановки и палеогеографические реконструкции для толщ вулканогенно-осадочных формаций.

Особенности эндогенных процессов отражаются на формировании рельефа и характере экзогенных процессов. Так, вулканизм усиливает резкость рельефа, необходимую для развития гравитационных процессов и эрозии суши. Интенсивности эрозионных процессов кроме амплитуды высот и крутизны склонов способствуют также массы рыхлых осадков, образующихся при эксплозивном вулканизме, и частые ливни, сопровождающие вулканические взрывы. Эродирующие потоки приурочиваются к понижениям между потоками лавы, все более расчленяя поверхность склонов. Кроме того, сами вулканические взрывы и сопутствующие им явления могут за короткий промежуток времени (иногда почти мгновенно) уничтожить значительные объемы уже накопившихся ранее осадков и переотложить их в другом месте в составе иных генетических типов. Так, слоистые отложения склонов стратовулкана могут быть разрушены вулканическим взрывом и переотложены в виде хаотических скоплений рыхлых обломочных образований типа направленных взрывов. Илы кратерного озера могут быть "выплеснуты" вулканическим взрывом и переотложены в виде озерного лахара. Из сопутствующих явлений большое значение имеют землетрясения и волны цунами, почти мгновенно перемещающие большие массы отложений. Поднятие вулканических конусов выше снеговой линии способствует образованию горных ледников и разрушению суши последними. Следует отметить также влияние на рельефообразование вод горячих источников, а также действие фумарол, пары которых превращаются в воду, также производящую эрозионное действие на склоны. Повышенная минерализация этих вод, стекающих по склонам, способствует возникновению специфического микрорельефа. Кроме того, влияние фумарол и гидротерм сказывается в разрушении и выщелачивании пород, что делает их более податливыми эродирующим процессам. Таким образом, быстрота действия рельефообразующих процессов является характерной чертой вулканических областей. Формирование и разрушение отдельных вулканических построек происходит очень быстро. При этом рельеф формируется на фоне интенсивных и резко дифференцированных тектонических движений (Мелекесцев, 1967). Мы видим, что вулканизм как бы способствует более интенсивному разрушению и перестройке земной поверхности.

С другой стороны, лавовые потоки и некоторые пирокластические потоки (в частности, игнимбритовые) могут выравнивать рельеф и этим препятствуют усиленной эрозии. Кроме того, они как бы "запечатывают" рыхлые отложения, в результате чего в составе вулканогенно-осадочных формаций могут быть встречены отложения таких генетических типов, которые в иных областях подвергаются перемыву и переотложению и в ископаемом виде встречаются сравнительно редко. Следовательно, одни вулканические явления усиливают эрозию, другие же, наоборот, препятствуют ей.

Вулканогенно-осадочный тип литогенеза был выделен Н.М.Страховым (1960) наравне с климатическими типами - гумидным, аридным и ледовым, и, следовательно, его можно было бы считать аклиматичным. Однако в другой работе Н.М.Страхов (1963) довольно детально останавливается на некоторых особенностях вулканогенно-осадочных отложений в связи с принадлежностью их к различным климатическим зонам.

Вулканические области располагаются в ряде случаев в зоне развития ледового литогенеза в высоких широтах. Кроме того, благодаря высоким абсолютным отметкам вулканические горы в значительной части имеют снеговой и ледниковый покровы. Поэтому ледовый тип литогенеза может быть присущ этим областям, даже если они расположены в низких широтах. Несомненно, что с ледовым комплексом связаны определенные генетические типы вулканических и вулканогенно-осадочных образований (например, подледные шаровые лавы и их производные, туфоморены, ледниковые лахары и др.).

Разбирая вопрос о зависимости вулканогенно-осадочных образований от гумидного или аридного климата, Н.М.Страхов (1963, стр. 327) указывает, что "на накопление твердых продуктов вулканизма действие климата здесь не сказывается, вероятно, в силу исключительной быстротечности самого процесса аккумуляции

лав и туфов. Но на поствулканической, гораздо более длительной стадии воздействие гумидного и аридного климатов прослеживается более отчетливо".

Из отложений, переходящих в ископаемое состояние, наиболее четко отражают влияние климата на седиментацию в вулканических областях отложения озер разных типов. При этом зависимость седиментации от климата в вулканических областях более сложная, чем в областях вне действия активного вулканизма, именно потому, что здесь имеется не один, а два источника вещества: один экзогенный, непосредственно связанный с климатом, другой эндогенный, не имеющий такой непосредственной связи. Поэтому-то, например, в озерах вулканических областей могут образовываться залежи серы, чего мы не видим в обычных озерах гумидных зон.

В озерах аридной зоны, естественно, концентрируются различные вещества, что в ряде случаев приводит к образованию залежей полезных ископаемых. Однако набор полезных ископаемых в вулканических областях зависит уже не только от климата, но и от состава поступающих вулканических продуктов, а последний определяется составом расплава (кислый, средний, основной). Например, наиболее крупные месторождения бора связаны с действовавшим в аридной обстановке вулканизмом, преимущественно основным (или средним). Но с кислым вулканизмом в тех же аридных условиях могут быть связаны концентрации в озерах уже других элементов. Таким образом, вулканизм является как бы "поставщиком" вещества, а аридный климат способствует лишь концентрации этих вулканогенно-хемогенных отложений. Этим и объясняется сформулированное Н.М.Страховым (1963, стр. 361) положение, что в вулканогенно-осадочных хемогенных комплексах "аридные комплексы полностью наследуют гумидные, наращивая их новыми членами".

Особенности климата сказываются на отложениях наземных областей и эпиконтинентальных морей. Благодаря контрастности рельефа и вертикальной зональности вулканических областей в них на сравнительно небольшой площади может происходить как бы совмещение разных типов литогенеза: гумидного с ледовым, аридного с гумидным и даже ледового с аридным. Кроме того, намечается еще (как и для осадочных отложений) океанический вулканогенно-осадочный литогенез, который уже меньше зависит от положения океанического дна в той или иной климатической зоне.

Как видим, влияние климата на тип литогенеза в вулканических областях также сложнее, чем в областях невулканических.

Подача вулканогенно-осадочного материала, эрозионные процессы и транспортировка осадка также имеют особенности в рассматриваемых областях. Кратко они заключаются в следующем.

Для вулканических областей характерно сближение области питания и области аккумуляции, причем не только для континентальных и островных обстановок, как уже отмечалось выше, но и для морских и океанических в тех случаях, когда эндогенная подача материала происходит на дне, т.е. непосредственно в области аккумуляции. Это особенно существенно для таких генетических типов отложений, как отложения субмаринных фумарольных полей или субаквальных пеплопадов.

Дополнительная подача масс рыхлого эксплозивного материала кроме влияния его на состав отложений создает особые условия формирования осадочных масс в различных фациальных обстановках, что придает специфичность строению аллювиальных, пролювиальных, озерных и ряда других осадочных образований, влияет на развитие эрозионной сети, водоемов и т.д. (см. описание генетических типов III группы). Большую роль играет "мгновенность" подачи масс рыхлого материала; с этим связано возникновение особых генетических типов, в частности некоторых подтипов лахар и др.

Способы транспортировки пирокластических и терригенных продуктов также своеобразны. Наряду с обычной транспортировкой льдом и текущей водой здесь колоссальное значение приобретает воздушный транспорт: за счет эруптивных туч в осадок поступают массы кластического материала, часто значительно превосходящие те, которые возникают в результате размыва суши.

Транспортировка материала в вулканических областях осуществляется не только теми же агентами (водой, ветром, гравитационными силами), которые пере-

мещают материал терригенный, но и инерцией силы вулканического взрыва, переносящего огромные массы в наземной обстановке, а также в результате текучести пирокластического материала, находящегося во взвеси в горячих расширяющихся газах. Наконец, передвижение кластического вулканического и осадочного материала может осуществляться жидким лавовым потоком. Скорость перемещения вулканического материала велика, а иногда бывает почти мгновенной. В этих случаях обработки компонентов осадка почти не наблюдается.

Особые черты придают осадконакоплению также процессы, связанные с вулканической деятельностью, в первую очередь сейсмичность района, частые землетрясения и волны типа цунами. Высокая сейсмичность, характерная для вулканических областей, вызывает сдвиги и перемещения осадочных толщ разного масштаба, начиная от мелких оползней до крупных смещений целых блоков или колоссального перемещения рыхлых вулканических продуктов в виде мутевых течений в морях и океанах. При этом одновременность влияния землетрясений на значительной площади создает горизонты с оползневыми текстурами в отложениях различных генетических типов, поэтому такие оползневые горизонты могут быть маркирующими. Примеры подобного использования оползневых горизонтов приведены в статье К.И.Микуленко и Г.Б.Острого (1968). Перемещение больших осадочных масс в результате землетрясений создает особые генетические типы морских отложений - турбидитов и тефротурбидитов. Волны цунами способны уничтожать почти мгновенно значительные массы рыхлых осадков, накопившихся в прибрежной части, что при рассмотрении разрезов может создать впечатление перерыва в осадконакоплении.

Поступающие на поверхность вулканические продукты мобилизуются различно в зависимости от общей фациальной обстановки: континентальной, островной или субмаринной. В частности, при континентальном вулканизме велика роль пирокластического материала, но пары и газы в значительной степени рассеиваются в атмосфере, при субаквальном же поступлении они переходят в растворы и могут дать определенные концентрации тех или иных веществ. Островной вулканизм, по-видимому, занимает промежуточное положение, придавая вулканогенно-осадочным морским отложениям некоторые черты континентальных. Так, большое количество пирокластики в морских отложениях является, очевидно, одним из признаков, указывающих на островной тип вулканизма.

На всех указанных особенностях вулканических образований остановимся более подробно при анализе процессов формирования различных генетических типов отложений.

Вопрос о зависимости осадконакопления от типа вулканизма, который связан с этапами тектонического развития региона (геосинклинальным, орогенным, посторогенным, платформенным) разбирается Е.Ф.Малеевым (1964), и мы его здесь не касаемся

ГЛАВА II

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ТЕРМИНОЛОГИИ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Необходимость разработки терминологии и номенклатуры всегда неотделима от изучения природных явлений. Но в настоящее время, когда поток информации во всех областях науки все более возрастает, а в решении сложных вопросов принимает участие очень большой круг исследователей, эта задача приобретает особую остроту. Без существования единого "терминологического языка" невозможен дальнейший прогресс любой науки, в том числе и геологической. Не случаен интерес к вопросам терминологии, проявленный, в частности, вулканологами и геологами, изучающими вулканогенно-осадочные формации. Об этом свидетельствуют, например, то большое количество статей, которое было посвящено вопросам структурной классификации пирокластических пород как у нас, так и за рубежом, а также решения специальных совещаний.

Но, несмотря на это, с терминологией даже по такому сравнительно простому признаку, как структурный, еще далеко не все благополучно. Что же касается генетических определений, то здесь дело обстоит еще хуже. Причина этого отчасти кроется в сложности самого формирования гетерогенных отложений. Однако большую роль играют также некоторый субъективизм определений и пренебрежение рядом существующих правил, которые необходимо учитывать при формулировке определений, употреблении терминов и составлении классификаций.

Неясности в терминологии усугубляются неудовлетворительным состоянием в употреблении многих геологических терминов и понятий: встречается употребление одного и того же термина для определения разных или (что еще хуже) в чем-то отличных явлений, т. е. нет строгой ограниченности термина (например, такие определения, как "раскаленная лавина" или "палящая туча"). Развитие и углубление наших знаний зачастую приводит к тому, что старому термину, более ограниченному по содержанию, начинают придавать новое, более широкое, а иногда и вообще иное значение (например, такой термин, как "фация").

Н. Б. Вассоевич, П. И. Хомизури и Г. П. Бондарчук (1967) отметили ряд недостатков при создании геологической терминологии и при употреблении различных сложно построенных терминов, в частности, недооценку смыслового значения знака "дефис" (через дефис пишутся сложные прилагательные, состоящие из слов, которые можно соединить союзом "и" или знаком "плюс", а слитно - сложные прилагательные, образованные из прилагательного, согласованного с существительным. В терминологии, принятой для пород вулканогенно-осадочных формаций, это далеко не всегда учитывается).

Употребляемые термины вообще должны быть наиболее объективными, однозначными, но вместе с тем по мере возможности отвечать праву приоритета. Исходя из последнего, иногда приходилось применять (с соответствующей оговоркой) термин хотя и менее удачный, но предложенный ранее и уже вошедший в литературу. Наконец, термины, связанные с одной определенной группой явлений, нельзя применять к иным группам явлений (например, нельзя называть разные климатические условия "климатическими фациями"). В данной работе мы будем употреблять термины, которые представляются наиболее удачными с учетом всего сказанного. Однако автор отнюдь не претендует на общее уточнение терминологии, так как этой работой занимаются целые коллективы и она должна явиться результатом именно коллективных усилий.

Коснемся некоторых общих терминов для пород вулканического поисхождения, так как в их употреблении до сих пор нет единства. Так, вулканогенно-осадочными называют породы, сложенные чередованием вулканического и осадочного материала, а также породы, образованные из собственно вулканического материала, но отложенного подобно обычным осадкам ("вулканический осадок"). Последние следует называть "вулканоосадочными", однако этому термину в "Классификации вулканогенных обломочных горных пород" (1962) придается иное значение

(на двойственность термина "вулканогенно-осадочный" мы указывали ранее; Ботвинкина, Соколова, 1966).

В табл. 1 показано наиболее рациональное, с нашей точки зрения, соотношение терминов в их определенной транскрипции. Так, термин "вулканогенные" (т.е. рожденные вулканом) мы считаем синонимом "вулканические" породы. Они разделяются на собственно вулканические (разного рода лавы), вулканокластические и вулканохемогенные. К вулканокластическим относятся породы пирокластические, а также переходные к лавам - лавокластические (как предложено Е.Ф.Малеевым, 1963а). Пирокластические породы разделяются на две категории, различающиеся по ряду признаков, в том числе по способу литификации. К первой из них относятся спекшиеся туфы, шлаки и т.д. Они целиком определяются вулканическим процессом и, следовательно, всегда являются породами вулканическими. Что же касается разного рода туфов и тефроидов, так же как и вулканохемогенных образований, то они приобретают уже ряд черт, свойственных осадочным породам. Поэтому все они могут быть названы вулканоосадочными породами, т.е. породами из вулканического осадка (пишется слитно). Смесь вулканического и осадочного материала должна бы быть названа вулкано-осадочной (через дефис). Однако одно и то же звучание слова, отличающееся только раздельным или слитным написанием, неизбежно повлечет при практическом их применении ряд недоразумений. Поэтому для более резкого отличия мы чисто условно принимаем для обозначения пород, возникших в результате смешения вулканического и осадочного материала термин "вулканогенно-осадочные породы"[1]. Среди последних породы с преобладанием пирокластического материала называются осадочно-пирокластическими, а с преобладанием осадочного - пирокласто-осадочными. Вулканогенно-осадочными породами могут быть также и ритмиты (термины "ритмит" и "туффит" обычно относятся к породам не грубее песчаной размерности).

Употребляя в дальнейшем термины "пепел", "агломерат" и "туф", мы всегда подразумеваем "вулканический пепел", "вулканический агломерат" и "вулканический туф".

Классификации вообще можно разделить на две категории. К одной из них относятся классификации, систематизирующие предметы или понятия по какому-либо одному признаку, который часто может быть выражен количественно. Установленный признак объекта исследования позволяет относить этот объект только к определенному разделу и исключает его из других разделов данной классификации. Поэтому границы между выделяемыми таксономическими единицами отчетливы (хотя при установлении их для геологических явлений всегда допускается известная доля условности). Эти классификации обычно помогают при выяснении вопросов генезиса.

Другая категория - естественные, в том числе генетические классификации. Таксономические единицы в них определяются комплексом признаком. При этом отдельные признаки могут быть встречены в разных таксономических единицах и, таким образом, только характерное сочетание признаков является определяющим. Здесь типично наличие постепенных переходов между таксономическими единицами, поэтому границы между ними всегда условны. Определения единиц в этом случае возможны путем сравнения их с соседними как звеньев одной цепи в общем геологическом процессе взаимосвязанных явлений. Классификации этого типа отражают взаимосвязи, существующие между классифицируемыми объектами или явлениями и дают возможность делать выводы об их природе и свойствах, причем они не только отражают уровень знаний о систематизируемых объектах, но и являются орудием познания нового, стимулом к выяснению самых существенных признаков и сторон в еще неизученных объектах.

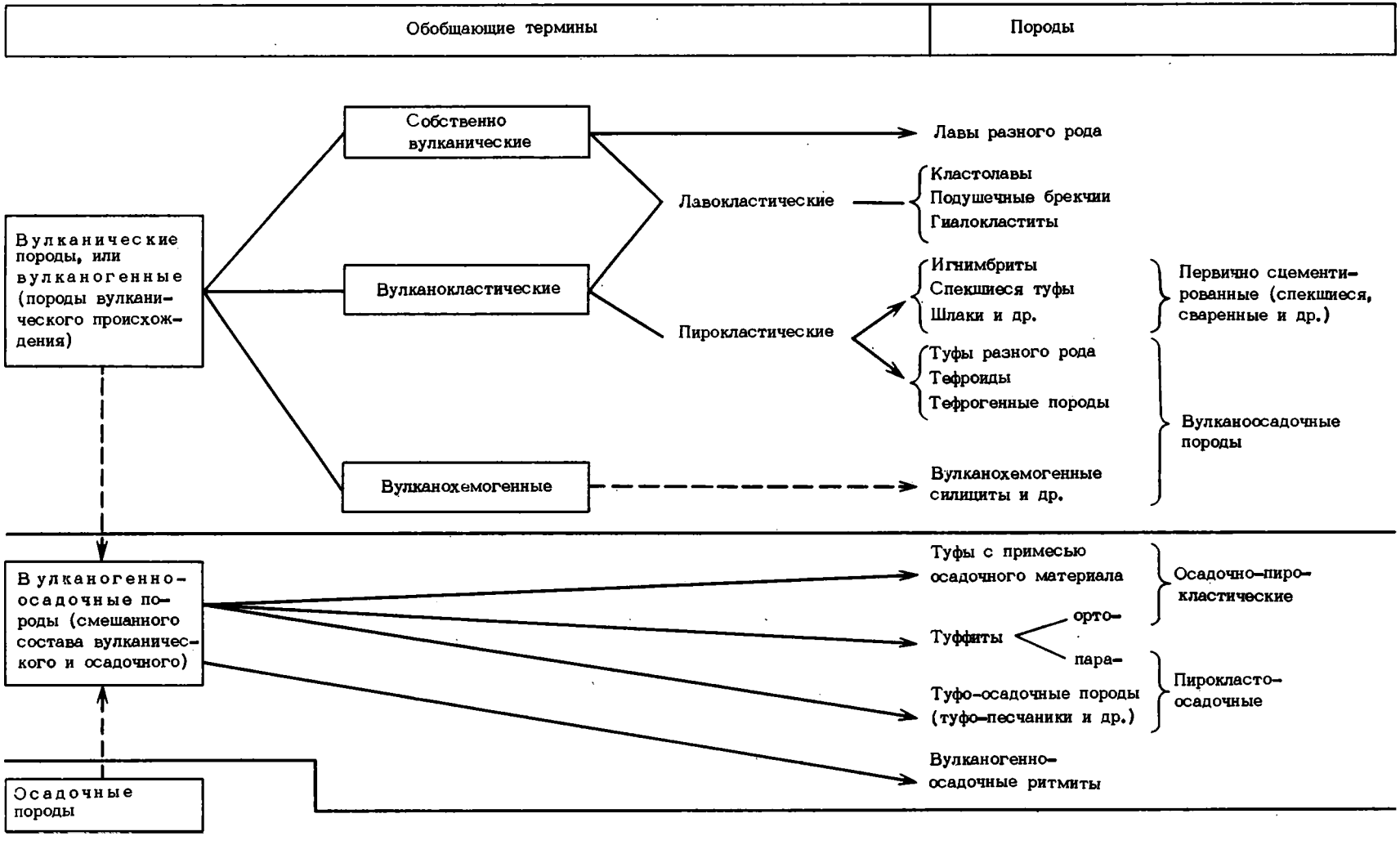
С развитием наших знаний происходит уточнение классификаций, их перестройка и углубление.

---

[1] Это вполне увязывается с таким общепринятым термином, как "вулканогенно-осадочная формация", т.е. формация, сложенная вулканогенными и осадочными образованиями.

Схема соотношения терминов для пород вулканического происхождения

Таблица 1



Классификации первого рода не дают непосредственной информации о природе явлений. Но так как за каждой формой стоит определенное содержание, то они строятся не по случайным признакам, а по таким, за которыми стоит определенный генетический смысл. Только тогда эти классификации успешно выполняют вспомогательную роль и могут быть использованы при построении генетических классификаций. Например, границы между обломочными породами устанавливаются по такому изменению размера обломков, который отвечает определенному механизму формирования осадка (Рухин, 1961). Морфологические типы слоистости отвечают определенным процессам, обусловленным динамическим состоянием среды отложения (Ботвинкина, 1962), и т.д. Классификации, построенные по признакам, не связанным с естественным процессом, носят схематический характер и обычно не могут быть использованы в научной деятельности.

Классификации, построенные по определенным конкретным признакам, можно объединять, например, по размеру фрагментов и степени их окатанности (структурные классификации). В то же время нельзя объединять в одну классификацию единицы генетические и выделенные по структурному признаку, так как они строятся по разным принципам. На необходимость разделения петрографических и генетических классификаций указывал В.Т.Фролов (1969). К сожалению, часто при составлении классификаций различные принципы их построения смешиваются, что в корне неправильно.

При составлении предлагаемых классификаций мы старались придерживаться следующих общих правил (казалось бы, всем известных, но которые, однако, далеко не всегда учитываются). Понятия "объемлющее" и "объемлемое" не должны объединяться на одной ступени классификации. При выделении ряда таксономических единиц частное (более дробная единица) должно быть подчинено общему (более крупная единица); при этом в последнем должны быть черты, присущие всем более низшим подразделениям этой категории.

Классификация должна быть составлена так, чтобы любое явление, ей подчиненное (или любой подлежащий ей объект) могло бы найти в ней свое место, попадая в совершенно определенную классификационную ячейку. Если остаются понятия внеклассификационные, то для них должен быть выделен специальный раздел "неопределенных".

Наконец, необходимо иметь в виду различия между классификацией, типизацией и номенклатурой (Ботвинкина, 1970б).

Под номенклатурой (или номенклатурным списком) подразумевается перечень большинства существующих названий (тех или иных объектов), среди которых могут быть и неудачные, и имеющие одинаковое или очень близкое значение. Под классификацией же понимается логичное распределение объектов (с употреблением терминов наиболее рациональных) по определенным классификационным рубрикам, с указанием тех признаков, по которым производится это распределение. Типизация - разделение на типы конкретного изучаемого объекта. Типизация объектов или явлений, приводимая для различных конкретных объектов, обычно предшествует составлению общих (или частных) классификаций. При этом надо еще раз подчеркнуть, что генетические классификации сложных природных явлений вообще не всегда подчиняются указанным правилам: их определения, как мы уже говорили выше, иногда возможны только путем сопоставления и противопоставления.

В свете сказанного выше классификации пород вулканогенно-осадочных толщ могут быть сгруппированы следующим образом.

I. Классификации по основным признакам пород: 1) по вещественному составу (минеральному и химическому); 2) структурные[1]; 3) текстурные. Первые две из них являются петрографическими.

---

[1] В основе некоторых структурных классификаций лежат количественные подразделения (размеры компонентов породы, процентное соотношение слагающих компонентов и т.д.). Другие структурные классификации основаны на описательных признаках (например, по характеру пирокластических фрагментов).

II. Генетические классификации, которые могут быть построены по различным признакам.

1) Классификации по общему происхождению подаваемого в осадок материала, таксономические единицы которых могут выявляться в основном по структуре и составу пород. Последние могут группироваться: а) по способу образования осадка: породы кластогенные, хемогенные и биогенные; б) по поставщику материала: породы терригенные, вулканогенные и гидрогенные[1]. Для кластогенных пород источников материала два: терригенный и вулканогенный, для биогенных - тоже два: терригенный и гидрогенный, в образовании хемогенных пород участвуют все три поставщика материала. Так как группы "а" и "б" основаны на разных признаках, их нельзя относить к одной классификационной категории.

2) Классификация по процессу формирования вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного материала, т.е. выделение генетических типов отложений и их группировок. Они могут быть и более общими, и более частными. В основе их лежит уже чисто генетический принцип построения. Поэтому каждая единица в генетической классификационной схеме характеризуется не одним, а рядом признаков и даются они в сравнительном аспекте.

Классификаций пород по вещественному составу мы здесь касаться не будем, так как для интересующих нас формаций этот вопрос связан в значительной мере с изучением исходного вещества, что увело бы далеко за пределы данной темы. Поэтому рассмотрим здесь только структурные и текстурные классификации.

Генетическая классификация по процессу формирования наиболее сложная, вместе с тем она служит основой всей данной работы. Поэтому принципам ее построения и связанным с этим вопросам мы посвятили самостоятельную главу III.

СТРУКТУРНЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Касаясь различных классификаций по структурному признаку, мы в данной работе старались по возможности учесть все те высказывания, которые были опубликованы по этому вопросу, причем основывались преимущественно на работах последних лет и постановлениях последних совещаний (Коптев-Дворников, Яковлева, Петрова, 1967; Классификации вулканогенных..., 1962; Хворова, Сибиркина, 1968; Дзоценидзе, 1963, 1969, 1970б; Вопросы вулканизма, 1962; Малеев, 1963а; Классификация и номенклатура..., 1970; Лучицкий, 1971; Fisher, 1958; Wenthworth, Williams, 1932; Wright, Bowes, 1963; и др.).

Однако при рассмотрении классификаций, а также отдельных терминов и определений в свете сказанного выяснилось, что некоторые определения дискуссионны, иногда неточны и требуют замены, а для некоторых пород вообще нет установленных названий. В ряде случаев необходимы общие термины, когда мы не можем дать более дробного подразделения пород. Поэтому ряд вопросов мы вынуждены рассмотреть здесь более подробно и некоторые понятия обсудить дополнительно (в частности, вопрос о переходных группах пород представляется еще недостаточно проработанным).

Выделяются следующие структурные классификации: а) по характеру литификации; б) по размеру обломочных компонентов породы; в) по степени механической обработки компонентов породы; г) по соотношению слагающих компонентов в смешанных породах (туффиты и ритмиты).

---

[1] Под последним мы понимаем отложения, материал для которых заимствован из водных растворов смешанного и неясного происхождения. Сюда относятся отложения хемогенные и биогенные.

Деление пород по характеру литификации

Вулканокластические образования, так же как и осадочные, разделяются на рыхлые и сцементированные.

Для обозначения рыхлого вулканогенного материала в последнее время все чаще применяют предложенный Торариннсоном (Thorarinsson, 1944, 1954) термин "тефра", обозначающий все обломочные образования, имеющие признаки воздушной транспортировки из кратера. Следовательно, сюда относятся и пирокластический материал, и резургентный (т.е. продукты разрушения вулканической постройки), перешедшие в осадок без изменения структуры обломков.

Е.Ф. Малеев (1963а) считает тефрой рыхлый несвязанный пирокластический материал. А.Ритман (1964) под тефрой понимает все материалы, оторванные и выброшенные извергающимися газами в твердом или жидком состоянии.

Мы считаем, что термин "тефра" удобен именно как собирательный для обозначения вулканических рыхлых выбросов, а не как синоним пирокластического материала. Размер компонентов тефры может быть различным - от тонкого пепла до бомб и глыб. Обломки пемзы и шлаков также входят в понятие "тефра". Литифицированная тефра образует туфы и тефроиды. Кроме того, тефра входит в состав туффитов и туфо-осадочных пород. Таким образом, под термином "вулканический туф"[1] понимается горная порода, образовавшаяся из рыхлых продуктов вулканических извержений - тефры.

Цементация рыхлого материала может осуществляться различно.

1. Цементирование лавой. Это по существу лава, но включающая обломочный (лавовый или пирокластический) материал в большем или меньшем количестве. Поэтому при рассмотрении вулканоосадочных пород эта группа должна быть исключена и рассмотрена вместе с лавами.

2. Цементирование пирокластических обломков в результате их спекания (сваривания) в горячем (или разогретом) состоянии и под воздействием давления этой массы. Такой тип цементации образует спекшиеся туфы, характерные для особых извержений игнимбритового типа и некоторых других.

3. Цементация, аналогичная цементации терригенных пород: веществом из растворов, поступающих извне, или же за счет разложения самого пирокластического материала и его перекристаллизации. Этот тип цементации характерен для большинства вулканоосадочных пород.

Структурная классификация по размеру обломочных компонентов породы

Классификации этого рода составлялись многими авторами и подвергались оживленной дискуссии. Обзор различных классификаций сделан весьма полно Е.Ф.Малеевым (1962, 1963а) и И.В. Лучицким (1971). Это позволяет нам не повторять перечисление различных предложенных вариантов и их анализ (пусть даже в несколько ином аспекте). И.В.Лучицкий отметил, что терминология вулканогенных обломочных пород разработана недостаточно и далека от окончательного вида, и указал также на необходимость соответствия ее классификации пород осадочных.

С учетом всего уже имеющегося материала структурная классификация обломочных пород по размеру слагающих компонентов представлена в табл. 2. Прежде, чем ее разбирать, необходимо предварительно сделать несколько общих замечаний.

Прежде всего границы категорий размерности вулканогенных компонентов должны быть наиболее близкими к таковым, принятым для осадочных пород[2].

---

[1] В данной работе для краткости мы везде называем его просто туфом.

[2] Некоторые отклонения (см. табл. 2) объясняются уже установившимися представлениями о размерности тех или иных пород.

Таблица 2

Структурная классификация вулканогенных обломочных пород (по размеру слагающих компонентов, степени их обработки и литификации). Составлена с учетом "Классификации вулканогенных обломочных горных пород" (1982), работ Е.Ф.Малеева, И.В.Лучицкого и других авторов

Отложения		Размер компонентов, в мм								
		0,01 0,1 0,25 0,5 1 2					10 30	100	200	1000
Из необработанной тефры	Рыхлый осадок	Вулканический пепел					Лапилли	Вулканический агломерат		
		тонкий (вулканическая пыль)	мелкий	средний	крупный	грубый		мелкий	средний	грубый
	Литифицированная порода	Туф					Лапиллиевый туф	Вулканическая брекчия, агломератовый туф		
		тонкообломочный	мелкообломочный	среднеобломочный	крупнообломочный	грубообломочный / мелкообломочный лапиллиевый туф	Крупнообломочный лапиллиевый туф	мелкообломочный	среднеобломочный	грубообломочный
Из обработанной тефры	Рыхлый осадок	Тефрогенный алеврит	Тефрогенный песок				Тефрогенный галечник	Тефрогенный валунник		
			мелкий	средний	крупный	грубый / тефрогенный гравий				
	Литифицированная порода	Тефрогенный алевролит	Тефрогенный песчаник			Тефрогенный гравелит	Тефрогенный конгломерат (мелко-, средне- и грубообломочный)			
		Тефроид					Лапиллиевый тефроид	Грубый тефроид		
		тонкообломочный	мелкообломочный	среднеобломочный	крупнообломочный	грубообломочный				
Основные компоненты породы (осадка)		Обломки стекла и кристаллов	Обломки вулканического стекла, кристаллов, пород, пемзы				Лапилли, обломки пород, кристаллы, обломки пемзы, вулканическое стекло, мелкие бомбы	Грубая тефра: вулканические бомбы, обломки и блоки пород, шлаки, пемза, вулканический пепел		

При таком подходе тонкий вулканический пепел (вулканическая пыль) соответствует алевриту; вулканический пепел мелкий, средний и крупный - песку соответствующей размерности; грубый пепел - гравию; лапилли - примерно мелкой гальке; агломераты разной размерности - галечнику, валунам и глыбам. Литифицированные вулканические осадки соответственно образуют туфы разного рода (псаммитовый, псефитовый, лапиллиевый, агломератовый).

Несмотря на то, что границы вулканических и осадочных пород по размеру их компонентов одинаковы, мы считаем неправильным давать одинаковые названия осадкам тех и других, так как термины, принятые для определенных объектов, нельзя применять для определения объектов иного рода. Например, нельзя называть пирокластический рыхлый осадок песчаной размерности "вулканическим песком", а с размером частиц от 2 до 10 мм - "вулканическим гравием" (Классификация вулканогенных..., 1962), так как в понятия "песок" и "гравий" входят не только размеры зерен, но и подразумеваются условия их образования за счет разрушения коренных пород и переноса продуктов разрушения, сопровождающегося соответствующей обработкой. Говоря об образовании пирокластического рыхлого осадка, мы отмечаем, что он выпал из пепловой тучи, но никогда не скажем, что он выпал из "песчаной" эруптивной тучи. Результат пеплопада, таким образом, естественно называть вулканическим пеплом (или просто пеплом).

Если мы хотим подчеркнуть размер фрагментов туфа по аналогии с осадочной породой, то как синонимы можно употреблять термины "пелитовый", "псаммитовый", "псефитовый" туф (они даны у Ф.Ю.Левинсон-Лессинга и Э.А.Струве, 1963), так как эти определения отражают размер фрагментов, но не их происхождение. Термин "пепловый туф" для обозначения тонко- мелкообломочных туфов лучше не употреблять, потому что вулканический пепел является составной частью всех туфов (это равносильно выражению "песчаный песчаник").

Для обозначения грубообломочного вулканогенного осадка нами принят термин "агломерат". В этот термин различные авторы вкладывают разное понимание. Так, некоторые полагают, что агломерат в отличие от брекчии имеет несколько округленные (обтертые или оплавленные) фрагменты. Другие считают его синонимом "вулканической брекчии". Третьи отмечают, что агломерат - это обязательное смешение обломков различного состава и даже происхождения. Однако в большинстве случаев эти ограничения не принимаются. Поэтому агломератом мы называем рыхлый осадок грубой тефры, представленный обломками различных пород, вулканическими бомбами и шлаками в массе (матриксе) более мелкозернистой тефры вплоть до вулканического пепла и пыли (которые играют роль цемента). При этом обломки могут быть как угловатые, так и с округленными краями (обтертыми или оплавленными). Как мы увидим ниже, в подавляющем большинстве генетических типов в агломератах (или агломератовых туфах) встречаются и те, и другие обломки, и вряд ли можно найти грубообломочную пирокластическую породу, состоящую целиком из глыб с округлыми, обтекаемой формы поверхностями. Если же будет встречена порода, целиком состоящая из необработанных угловатых пирокластических фрагментов, то ее можно назвать вулканической брекчией.

Что же касается состава обломков агломерата, то этим признаком не следует ограничивать структурный термин, отражающий лишь размер фрагментов. Состав обломков агломерата должен учитываться в классификациях по составу.

Итак, выделяется ряд градаций по преобладающему размеру пирокластических компонентов (см. табл. 2). Рыхлые осадки делятся следующим образом: 1) пепел - частицы размером менее 10 мм, с подразделением на пять групп (тонкий вулканический пепел с частицами размером менее 0,1 мм иногда называют вулканической пылью); 2) лапилли - с частицами размером 1-3 см; 3) агломерат - размер частиц от 3 см до 1 м и более. Агломераты разделяются на три группы - мелкие, средние и грубые. Если обломки очень велики (более 10 м), то такой осадок может быть назван гигантоагломератом.

Литифицированные породы соответственно подразделяются на туфы (с делением на пять групп), лапиллиевые туфы и агломератовые туфы или вулканические брекчии. Граница между пеплом и лапиллями, по постановлению семинара 1968 г., была принята равной 10 мм. Однако обломки размером до 1 см трудно отнести к пепловым частицам, даже если их и называть "грубыми". И не случайно в различных клас-

сификациях максимальный размер пепловых частиц принимается обычно в пределах от 2 до 4 мм (Малеев, 1963а; Росс, Смит, 1963; и др.). Более крупные обломочные частицы называются лапилли (камешки), размер которых определялся "от величины горошины до грецкого ореха" (Геологический словарь, 1955, т. 1). Е.Ф.Малеев фрагменты размером 2–10 мм называет "вулканическим гравием", но, как мы указали выше, термин "гравий" к пирокластическим образованиям применять не следует.

С нашей точки зрения, рыхлый пирокластический материал с обломками размером от 2 до 30 мм лучше называть "вулканический псефит" или просто "лапилли" (лапиллиевая тефра). Литифицированная порода – это "лапиллиевый туф" с подразделением его на мелколапиллиевый (2–10 мм) и крупнолапиллиевый (10–30 мм).

Деление пород по степени механической обработки пирокластического материала (группа тефроидов)

Между пирокластическим и осадочными отложениями существует переходная группа по степени обработки выпавшего вулканического осадка (тефры); последний после выпадения часто перемещается, причем компоненты осадка испытывают механическую обработку: дробление, окатывание, сортировку и, таким образом, все больше приобретают структурные черты осадочной породы. Кроме того, при этом несколько изменяется и состав пепла за счет потери адсорбированных им частиц (Гущенко, 1965). Эта "обработанная тефра" при литификации дает породу, сходную с туфом, но отличающуюся отмеченными структурными особенностями. Мы уже указывали ранее на необходимость выделения таких пород в самостоятельную группу (Ботвинкина, Соколова, 1966).

На семинаре, посвященном классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород, Г.С. Дзоценидзе и И.В.Хворова (1970) предложили выделить их в особую группу тефроидов как производных тефры. Это нашло свое отражение также в постановлении семинара по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород (Хворова, Сибиркина, 1968).

Рыхлую обработанную тефру в зависимости от размера можно называть "тефрогенный песок", "тефрогенный гравий", "тефрогенная галька" и т.п. (табл. 3). Очевидно, практически последние названия будут применяться для тефры, у которой признаки обработки выражены уже в достаточной степени отчетливо. При литификации этот осадок преобразуется в породу – тефроид, для которого на указанном выше семинаре в качестве синонима было предложено название "тефрогенная порода"[1] (тефрогенный песчаник, тефрогенный алевролит и т.п.). Очевидно, и здесь все же имеется некоторое отличие: породу с меньшей степенью переработки и без ощутимой примеси постороннего материала мы назовем тефроидом (тонко-, мелко-, средне- или крупнообломочным; см. табл. 2), породы же с более обработанными компонентами мы назовем "тефрогенным" алевролитом, песчаником и т.д. Практически они, очевидно, будут иметь уже какую-то примесь иного материала. Для более грубообломочных пород в пределах той же размерности, что и для туфов, предлагаются по тому же принципу термины: "лапиллиевый тефроид" и "грубый (галечный, валунный) тефроид" (или "тефрогенный конгломерат").

Пределы гранулометрических разностей для тефроидов те же, что и для туфов. Часто по мере переработки осадка к пирокластическому материалу присоединяется иной, нормально-осадочный. В результате эти породы будут иметь примесь последнего, особенно в более грубозернистых разностях. По аналогии с предложениями Е.Ф.Малеева (1962) их можно было бы назвать "ксенотефроидами". Так, отложения пемзового лахара – это типичный пемзовый тефроид, а если он захватил

---

[1] Называть эти породы туфогенными, как это иногда делают, нельзя, так как последний термин обозначает породу, образовавшуюся из туфа, а они формируются из еще нелитифицированной тефры. Наиболее правильно было бы назвать такую породу "тефрит", но, к сожалению, этот термин уже употребляется в геологии в совершенно ином значении.

Таблица 3

Переходные породы, образованные в результате механической обработки пирокластического материала

Характер отложений	Пирокластические породы		Переходные породы		Осадочные породы
Рыхлые осадки и породы	Тефра: вулканический пепел, лапилли и др.	→	Обработанная тефра: тефрогенный песок, тефрогенный алеврит, лапиллиевая галька и др.	→	Кластический осадок смешанного состава (обработанная тефра обычно с примесью терригенного осадка)
	↓		↓		↓
Литифицированные породы	Туфы		Тефроиды или тефрогенные породы (например, тефрогенный песчаник и др.)		Породы сложного состава

Однонаправленный процесс обработки перемещаемого пирокластического материала, растянутый во времени и на площади

Примечание. Маленькими стрелками показаны возможные переходы от одной породы к другой.

по пути обломки осадочных пород, то такую породу, очевидно, можно было бы назвать ксенотефроидом. По мере все большей переработки тефра обогащается посторонним материалом и при литификации превращается в смешанную породу. Таким образом, формирование переходных пород этого типа - единый процесс, но несколько растянутый и во времени, и на площади (см. табл. 3).

В качестве синонима термина "тефроид" можно предложить еще термин "аллохтонный туф", в противоположность обычному туфу - автохтонному. Г.С.Дзоценидзе (1969) считает, что породы из обработанной тефры можно называть, как это предложил Фишер (Fisher, 1961), "переотложенным" туфом. Термин "переработанный туф" для этих отложений не рекомендуется, так как перерабатывается не порода (туф), а рыхлая тефра.

При предложении всех указанных терминов не учитывалось еще одно обстоятельство: разные пути получения обработанной тефры. Первый путь, когда свежевыпавший вулканогенный осадок начинает перемещаться водой, ветром или под действием силы тяжести и по пути окатывается. Такой осадок А.Р.Гептнер (1972) назвал "синхронно-переотложенной" тефрой. В другом случае рыхлый осадок оседает на склоне вулкана (или в прилегающей к нему области) в виде рыхлой тефры, а затем последняя начинает размываться и переотлагаться различными агентами транспортировки ("эпихронно-переотложенная" тефра, по А.Р. Гептнеру). Процессы различные, а результаты их, очевидно, будут весьма близкими, и породы, получившиеся таким путем, практически трудно различимы. Может быть, стоит использовать в тех случаях, когда процесс ясен, термин "аллохтонный туф" для обозначения породы из просто перемещенной тефры, а термин "переотложенный туф" - для обозначения породы из первоначально осевшей, затем размытой и вновь переотложенной тефры, испытавшей как бы двойную транспортировку. Общим термином для всех этих отложений после их литификации будет "тефроид", обозначающий группу пород, состоящих из тефры, обработанной в результате того или иного ее перемещения. При выделении тефроидов надо иметь в виду то обстоятельство, что различные фрагменты перемещений тефры по-разному реагируют на обработку. Поэтому в тефроиде всегда наряду с окатанными фрагментами породы будут оплавленные и угловатые.

Кроме этих пород рядом авторов выделялась и была "узаконена" в "Классификации вулканогенных обломочных горных пород" (1962) и в постановлении семинара 1968 г. особая группа пород, состоящая из продуктов размыва вулканических построек, сформированных примерно синхронно седиментации (в геологическом

смысле). Они сложены обработанными продуктами разрушения пород вулканического происхождения. Такие породы в классификации 1962 г. были названы вулканомиктовыми, но в постановлении семинара 1968 г. этот термин был признан неудачным и рекомендован другой – "вулканотерригенные породы". В этом названии подчеркивается такое же, как и для других терригенных пород, терригенное происхождение фрагментов, полученное в результате разрушения вулканической суши. Г.С.Дзоценидзе (1969) предлагает называть их вулканограувакками. По существу они представляют собой уже чисто осадочные породы и должны относиться к последним.

В ряде случаев вулканотерригенную породу практически трудно отличить от тефроида. В.Т.Фролов (1970а) предложил для них общий термин "вулканоид" (что неудачно, так как это значит "похожий на вулкан"). Таким образом, общего термина для такой трудноопределимой породы у нас по существу пока[1] нет. Ниже смешанную породу, состоящую из обработанной тефры и вулканотерригенного материала называем "тефроидо-вулканотерригенный песчаник" (или "тефроидо-вулканотерригенный конгломерат").

Структурная классификация смешанных пород по соотношению слагающего их вулканического и осадочного материала

Туффиты

Другая группа пород, переходных от вулканических к осадочным, выделяется по степени смешения вулканогенного и осадочного материала, одновременно поступающего в область седиментации. Эта группа возникает в результате двух различных процессов, идущих одновременно и на одной территории (табл. 4). В этом ее принципиальное отличие от группы тефроидов. Вопрос о границах единиц данной классификации был и остается дискуссионным.

Породы этой группы получили название "туффиты", предложенное Мюгге в 1893г. (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963), который под этим термином подразумевал горную породу, состоящую из смеси рыхлых вулканических продуктов и осадочного материала. Так же определяется туффит и в Петрографическом словаре (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963), и в Геологическом словаре (1955, т.2), где сказано: "Туффиты – обломочные горные породы, состоящие из смеси туфового и осадочного материала примерно в равных количествах" (подчеркнуто мной. – Л.Б.). Однако позже в этот ясный термин различные авторы стали вкладывать разное содержание.

Так, даже из статей, помещенных в одном сборнике ("Вопросы вулканизма", 1962), очевидно, что разные авторы придавали термину "туффит" различный смысл; туффит определялся как: 1) пирокластическая порода, сформировавшаяся в водных условиях ("водноотложенный туф"); 2) перемытый туф; 3) пирокластическая порода, имеющая примесь осадочного материала менее 50%; 4) порода, в которой соотношение пирокластического и осадочного материала может быть различным.

Заметим, что считать туффит субаквальным образованием, а туф только наземным неправильно, так как большинство туфов, встречаемых в ископаемых толщах, сформировалось в водной среде. Следовательно, при таком понимании подавляющее большинство туфов, описанных в составе вулканогенно-осадочных формаций, пришлось бы "переводить" в туффиты, что практически невозможно. Считать туффит "перемытым туфом" нельзя, потому что исходным материалом его был не размываемый туф, а рыхлая тефра.

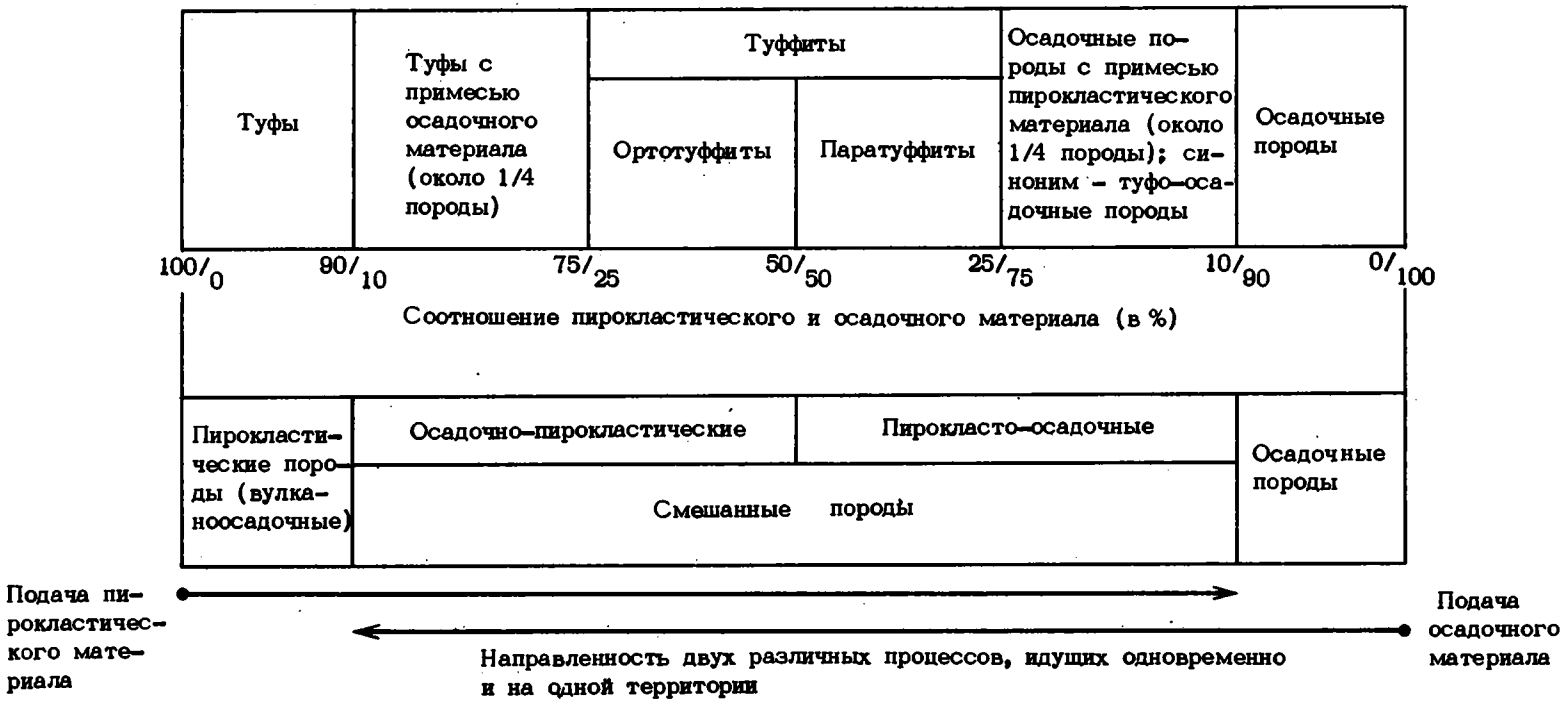
По "Классификации вулканогенных обломочных горных пород" (1962) туффитом называются горные породы, состоящие из пирокластического материала с примесью осадочного не менее 50%. Однако необходимо иметь общий термин для обозначения пород именно смешанного состава, в которых соотношение компонентов может быть различным и в то же время более или менее близким. В итоге дискуссий в постановлении семинара 1968 г. было предложено следующее (Хворова, Сибиркина, 1968, стр. 141): "К группе туффитов отнести смешанные породы, в которых осадочный и

---

[1] При неясном происхождении вулканогенных компонентов породы ее можно, вероятно, назвать "вулканогенный псефит" (или "вулканогенный псаммит").

Таблица 4

Переходные породы по степени смешения вулканогенного и осадочного материала



пирокластический компоненты составляют каждый менее 90%. Разделить группу на две подгруппы: ортотуффиты, в которых преобладает пирокластический материал, и паратуффиты, в которых преобладает осадочный". К постановлению была приложена таблица, в которой даны более дробные подразделения по размеру. Из нее следует, что породы, относимые к ортотуффитам, называются просто туффитами, а относимые к паратуффитам - туфо-осадочными породами (туфо-песчаник, туфо-алевролит и т.п.). Таким образом, эта предложенная классификация обладает рядом недостатков, так как: 1) нельзя частное называть общим термином; 2) нельзя частные названия никак не связывать с групповыми (туфо-песчаники и другие туфо-осадочные породы - в подгруппе паратуфитов); 3) смешанную породу (туф с песчаником) надо писать не слитно, а через дефис; 4) нельзя выделять для туффитов те же гранулометрические границы, что и для туфов (тонкообломочный, мелкообломочный и т.д.), так как туффиты имеют не одну, а две составляющие, которые совершенно необязательно будут одинаковой размерности. Так, мелкообломочный пирокластический материал может быть примешан к крупнообломочному (крупнозернистому) осадочному. Как назвать такую породу? Если только по одному компоненту, то это определение ее будет неполным. Очевидно, для характеристики гранулометрического состава туффитов надо указывать обе составляющие.

Наконец, практически вряд ли можно проводить столь резкую границу по содержанию в 50%. Ведь это порода смешанная, переходная, и для нее характерны именно колебания соотношений компонентов, может быть, даже в очень близких пределах. Если соотношение примерно равное, то в двух шлифах даже из одного образца может быть, например, 48 и 52% пирокластического материала. Судя по первому, мы должны будем назвать породу туфо-песчаником, а в соответствии со вторым ту же породу мы должны будем относить уже к туффитам. Такой подход создает большие трудности при определении пород (это отмечал и Г.М.Фремд, 1963а).

Как справедливо указывал Г.С.Дзоценидзе (1969), необходимо иметь общий термин с подразделением его на подчиненные частные. Кроме того, практически мы всегда легче отличим смешанную породу с примерно близким соотношением различных компонентов от породы, в которой тот или иной компонент резко преобладает. Так, например, туфо-песчаник, состоящий почти наполовину из пирокластического материала, и песчаник с ничтожной примесью последнего - породы весьма различные.

В соответствии со всем сказанным мы предлагаем несколько иную классификацию этой группы смешанных пород, переходных от туфов к осадочным породам (см. табл. 4). В пределах этой группы выделяются: 1) туфы с заметной примесью осадочного материала (от 10 до 25%, т.е. около 1/4 части породы). Такая группа была выделена также в классификации Г.И.Теодоровича (1967); 2) туффиты - смешанные породы с примерно близким соотношением вулканогенной и осадочной составляющей (от 25 до 75%, как это было предложено Е.Т.Шаталовым, 1937). В случае необходимости (и возможности) туффиты можно разделить в соответствии с предложениями Г.С.Дзоценидзе на ортотуффиты и паратуффиты, граница между которыми соответствует равному количеству обоих компонентов (50%); 3) осадочные породы с заметной примесью пирокластического материала (от 10 до 25%, т.е. около 1/4 части породы). Эти породы следует называть туфо-осадочными (например, туфо-песчаник, туфо-алевролит и т.д.). Туфы с примесью осадочного материала и ортотуффиты являются породами осадочно-пирокластическими, а паратуффиты и туфо-осадочные породы - пирокласто-осадочными.

Дискутировался также вопрос о названии туффитов по вещественному составу: предлагаемая табл. 5 составлена в соответствии с принципами, предложенными на семинаре 1968 г, и в монографии Г.С.Дзоценидзе (1965а), но с некоторыми изменениями и дополнениями. В частности, добавлены названия туфов, содержащих примесь осадочного материала. В определении туффита введено название терригенного компонента, как это предлагал Г.С.Дзоценидзе (1963,1969). В названиях пород, образованных смешением пирокластического и терригенного обломочного материала, оставлены только структурные термины, так как расшифровка обоих компонентов по составу слишком усложнит классификацию. Очевидно, туфы будут подразделяться на витро-, кристалло- и литокластические, а в обломочных туфо-осадочных породах могут быть выделены в случае необходимости туфо-песчаники

Таблица 5

Названия смешанных пород по двум слагающим компонентам – осадочному и пепловому

Туф с примесью осадочного материала (от 10 до 25%)	Туффит (орто- и пара-)	Туфо-осадочная порода (пирокластического материала от 25 до 10%)
Смесь пирокластического и терригенного обломочного материала		
Глинистый туф	Глинистый туффит	Туфо-аргиллит
Алевритистый "	Алевритовый "	Туфо-алевролит
Песчанистый "	Песчаный "	Туфо-песчаник
Гравелитистый "	Гравийный "	Туфо-гравелит
Смесь пирокластического материала и хемогенного кремнезема		
Кремнистый туф	Кремнистый туффит	Туфо-силицит (туфо-яшма, туфо-фтанит и т.д.)
Смесь пирокластического и карбонатного материала		
Известковый туф	Известковый туффит	Туфо-известняк
Доломитистый "	Доломитовый "	Туфо-доломит
Мергелистый "	Мергельный "	Туфо-мергель
Смесь пирокластического материала с сульфатами и галоидами		
Галитистый туф	Соляной (галитовый) туффит	Туфо-галит
Гипсовый "	Гипсовый туффит	Туфо-гипс
Ангидритистый "	Ангидритовый "	Туфо-ангидрит
Смесь пирокластического материала с рудным компонентом		
Железистый туф	Железистый туффит (например, гематитовый туффит)	?
Смесь пирокластического и фосфатного материала		
Фосфоритистый туф	Фосфоритовый туффит	Туфо-фосфорит
Смесь пирокластического и углистого или битуминозного материала		
Углистый туф	Углистый туффит	Туфо-угли
Битуминозный туф	Битуминозный туффит	Туфо-битум
Смесь пирокластического и органогенного материала		
Туф с примесью диатомовых (диатомовый туф)	Диатомовый туффит	Туфо-диатомит

кварцевые, аркозовые, граувакковые и т.д Что же касается туффитов, у которых обе составляющие представлены обломочными компонентами, то для них надо описывать обе эти составляющие, так как определить их одним словом невозможно.

Применение термина "туффит" относительно просто для смешанных пород, имеющих терригенную примесь. Но для пород, образованных смешением пирокластического материала с хемогенным, оно приобретает дополнительную сложность в связи с тем, что хемогенные отложения бывают не только собственно осадочными, но и формируются за счет подачи ювенильного материала (в виде растворов и газов): кремнезема, железа, марганца, серы и др. Эти вулканохемогенные отложения оседают, подчиняясь общим законам хемогенной седиментации в той же мере, как пирокластический материал поступает в осадок, подчиняясь общим законам седиментации кластических осадков. Однако последние считаются породами вулканическими (или вулканогенными), а первые относятся к осадочным образованиям только потому, что мы не всегда можем доказать их вулканическое происхождение. Таким образом, если исходить из указанного выше причятого определения туффитов, то смесь пирокластического материала и вулканогенного кремнезема либо нельзя считать туффитом, так как здесь нет терригенной осадочной составляющей, либо в определение туффитов следует внести дополнительные коррективы. То же можно отнести к гематитовым туффитам и к ряду других. Более того, даже породы смешанного состава, состоящие из обломочного пирокластического и глинистого материала, - аргиллитистые туффиты и туфо-аргиллиты - по существу не всегда являются таковыми, так как глинистая составляющая здесь может быть не осадочной, а является продуктом разложения тонкого пепла, т.е. "туфогенным аргиллитом" (Гаврилов, 1967, 1968). Следовательно, такая порода не смешанная, а целиком вулканогенная. Это надо иметь в виду, особенно при полевых определениях пород.

Известны хемогенные породы, образованные смешением осадочного и вулканогенного вещества: так, кремнистый известняк может быть результатом одновременного выпадения хемогенного (или биохемогенного) кальцита и вулканогенного кремнезема (Соколова, Ботвинкина, 1965). Эти породы называются осадочными, хотя, строго говоря, их следует относить к вулканогенно-осадочным. Таким образом, номенклатура смешанных пород, так же как и понятие "туффит", нуждается в дальнейшем обсуждении и уточнении.

Для пород, представляющих собой смесь материала вулканохемогенного и пирокластического или же вулканохемогенного и осадочного хемогенного, общих названий нет Породы, образованные смесью пирокластического и вулканохемогенного материала из-за отсутствия несомненных и достаточно четких диагностических признаков последнего, очевидно, пока приходится оставить в группе туффитов (например, кремнистый туффит). Однако отсюда следует, что туффитом мы называем породу, образованную смесью пирокластического материала не только с любым осадочным, но также и с вулканохемогенным материалом.

Иногда возникают затруднения при определении исходного осадка или рыхлой породы смешанного состава. Сравнение названий рыхлого осадка, состоящего из смеси пепла и осадочного песчаного материала, а также образующейся из него литифицированной породы показано в табл. 6, которая дополняет табл. 5.

Таблица 6

Названия смешанного осадка и литифицированной породы с учетом соотношения компонентов - пепла и песка

Характер отложений	Преобладает вулканогенный материал	Соотношение двух компонентов примерно одинаковое	Преобладает осадочный материал (или обработанная тефра)
Рыхлый осадок	Песчанистая тефра	Песчаная тефра	Тефристый песок
Литифицированная порода	Песчанистый туф	Песчаный туффит	Туфо-песчаник

Таблица 7

Термины для смешанных полигенных пород гравийной, песчаной или алевритовой размерности

Характер отложений	Тефра	Обработанная, окатанная тефра	Вулканотерригенный материал	Терригенный кластический материал
Однородные рыхлые отложения	Вулканический пепел	Тефрогенный гравий, песок, алеврит[1]	Вулканотерригенный гравий, песок, алеврит[1]	Гравий, песок, алеврит[1]
Однородная литифицированная порода	Вулканический туф	Тефрогенный песчаник или тефроид	Вулканотерригенный песчаник	Песчаник
Смешанные литифицированные породы	Тефроидо-туф или туфо-тефроид (в зависимости от преобладающего компонента)[2]			
		Тефроидо-вулканотерригенный песчаник		
			Тефроидо-песчаник[3]	
	Вулканогенный полигенный псаммит (или псефит)			
	Вулканогенно-терригенный (полигенный) псаммит (или псефит)			

[1] В литифицированных породах соответственно гравелит, песчаник, алевролит.
[2] По Е.Ф.Малееву (1971) - пирокласто-тефроидный песчаник.
[3] По Е.Ф.Малееву (1971) - терригенно-тефроидный песчаник.

Возможно появление породы, состоящей из смеси обработанной и необработанной тефры (например, в озерных осадках, куда поступает тефра, перенесенная рекой и выпадающая из воздуха). Однако практически часто образуется более сложный смешанный кластический осадок (затем превращающийся в смешанную породу). Могут встречаться в разных соотношениях тефра обработанная и необработанная, вулканотерригенный материал и терригенный материал, имеющие различную размерность (от песчаной до грубообломочной). Терминов для этих пород пока нет. Поэтому нами в табл. 7 и 8 предложены названия некоторых полигенных смешанных пород.

В табл. 7 показаны породы, состоящие из обломочных компонентов гравийной, песчаной и алевритовой размерности. Мы предложили породу, образованную в результате смешения обработанной и необработанной тефры, называть тефроидо-туфами или туфо-тефроидами в зависимости от преобладания того или иного компонента. Е.Ф.Малеев (1971) предложил называть такую смешанную породу "пирокласто-тефроидный песчаник". Однако, как мы уже говорили, по существу целиком вулканогенную породу неправильно называть песчаником.

Таблица 8

Термины для смешанных полигенных грубообломочных пород

Характер отложений	Грубая тефра	Грубая обработанная (окатанная) тефра	Вулканотерригенный материал	Терригенный кластический материал
Однородные рыхлые отложения	Агломерат, лапилли	Тефрогенный галечник, валунник и др.	Вулканотерригенный галечник, валунник и др.	Галечник, валунник и др.
Однородная литифицированная порода	Вулканическая брекчия или агломератовый туф, лапиллиевый туф	Тефрогенный конгломерат (галечный тефроид)	Вулканотерригенный конгломерат	Конгломерат (галечный, валунный)
Смешанные литифицированные породы	Тефровая конгло-брекчия[1]	Тефровая конгло-брекчия[1]		
		Тефроидо-вулканотерригенный конгломерат	Тефроидо-вулканотерригенный конгломерат	
			Тефроидо-конгломерат[2]	Тефроидо-конгломерат[2]
	Вулканогенная полигенная конгло-брекчия	Вулканогенная полигенная конгло-брекчия		
		Полигенная конгло-брекчия	Полигенная конгло-брекчия	
				Тефро-осадочная конгло-брекчия

Примечание. Процентное соотношение слагающих компонентов в этих названиях не отражено.

[1]По Е.Ф. Малееву (1971) – пирокласто-тефроидный конгломерат.

[2]По Е.Ф. Малееву (1971) – терригенно-тефроидный конгломерат.

В табл. 8 предложены названия смешанных полигенных грубообломочных пород. Породу, состоящую из тефры необработанной и обработанной, Е.Ф.Малеев (1971) предложил называть "пирокласто-тефроидный конгломерат". Однако, во-первых, неправильно целиком вулканогенную породу называть конгломератом; во-вторых, необходимо учитывать еще и то, что в такой породе значительная часть слагающих ее обломочных компонентов будет представлена угловатыми обломками, что также противоречит названию "конгломерат". Поэтому мы предлагаем для нее название "тефровая конгло-брекчия", которое указывает как на исходный материал, так и на двойственный характер компонентов породы. Предложенные Е.Ф.Малеевым (1971) другие термины указаны в табл. 7 и 8.

Все предлагаемые термины мы стремились сделать наиболее простыми и вместе с тем построить их в соответствии с указанными выше общими принципами. Понятно, что эти термины предлагаются в порядке обсуждения.

Мы говорили о смешанных породах, в которых обе составляющие (вулканогенная и осадочная) выпадали при седиментации одновременно, образуя смесь. Однако поступление в осадок таких компонентов зачастую происходит не строго одновременно, а попеременно. Если масса подаваемого материала достаточно велика, то возникают толщи переслаивания. Но бывает столь частое и многократное переслаивание тончайших слойков, что образуется гетерогенная смешанного состава порода, которую очень трудно назвать одним словом и вместе с тем ее нельзя определить как переслаивание двух пород. Замечено, что для пород такого типа характерно ритмичное чередование составных компонентов, причем возникают ритмы разных порядков. Такие породы было предложено называть ритмитами (Ботвинкина, 1966). Этот термин относится к породе определенной текстуры. Так, очень тонкое ритмичное чередование кремнистых слойков с карбонатными (примерно в равных количествах) мы не можем назвать ни силицитом, ни известняком. Такую породу можно определить как "кремнисто-карбонатный ритмит".

Ритмит - это порода сложного, смешанного состава. Компоненты ее (часто различающиеся не только по минеральному составу, но и генетически) представляют собой ритмически повторяющиеся весьма тонкие слоевые единицы (от долей миллиметра до нескольких сантиметров максимум). Как правило, ритмиты образуются повторением не однородных слойков (как в обычной слоистой или слойчатой породе), а пачек тончайших слойков (и, таким образом, элементы ритма имеют свою внутреннюю слойчатость). В более сложных случаях элементом ритма может быть слой хотя и очень тонкий (1-2 см), однако имеющий внутреннюю слойчатую текстуру, причем не только горизонтальную, но и волнистую, и даже очень мелкую косую. Общее наслоение при этом остается горизонтальным.

Таким образом, для ритмитов характерны не только сложный состав породы, но и сложно построенная текстура, отличающаяся от обычной слоистой (слойчатой) текстуры, даже если они близкого масштаба. При этом размер обломочной составляющей не более песчаной размерности.

Подчеркнем, что термин "ритмит" относится к единой породе сложного состава и своеобразного строения. Примеры ритмитов и их названия приведены в табл. 9. Весьма характерно, что ритмы, измеряемые от долей до единиц сантиметра, повторяясь, могут образовать ритмы следующего, более высокого порядка, измеряемые уже от сантиметров до 1-2 дцм. Возрастая по мощности, они могут перейти в ритмы, представленные чередованием пород, которые мы ритмитами уже не назовем.

Итак, для пород типа ритмитов характерны следующие черты (Ботвинкина, 1966): 1) различие состава элементов ритма, а часто и их гетерогенность; 2) достаточно резкая их обособленность; 3) малая мощность элементов ритма (от долей миллиметра до единиц сантиметра); 4) относительная их соизмеримость; 5) малое количество компонентов, составляющих элементы ритма (2-3); 6) многостепенная ритмическая группировка; элементы ритма часто имеют внутри тончайшую слойчатость (до микрослойчатости); с другой стороны, мелкие ритмы (толщиной 1-2 см) группируются в пачки, образующие более крупные ритмы (около 10-15 см), затем еще более крупные, вплоть до перехода в ритмическое чередование пород в осадочных толщах; 7) ритмиты имеют общее горизонтальное наслоение, хотя внутри отдельных элементов ритма могут быть и иные виды тонкой слойчатости (косой, волнистой), но всегда очень мелкой; 8) слагающий материал: обломочный не грубее песчаной разности; кроме того, может быть хемогенный и биогенный.

Нами были описаны ритмиты в вулканогенно-осадочной толще железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане (Соколова, Ботвинкина, 1965): глинисто-кремнисто-карбонатные, пирит-карбонатные и алеврит-карбонатные ритмиты. Два первых являются результатом наложения на непрерывную садку карбонатов периодически поступающего вулканогенного кремнезема и железа. Образование алеврит-карбонатных ритмитов, как показало их изучение под микроскопом, обусловливалось периодическим поступлением в осадок карбонатного и обломочного материала, причем последний, по-видимому, представляет собой измененные пепловые частицы очень тонкой размерности (вулканическая пыль).

Таблица 9

Примеры ритмитов в отложениях вулканогенно-осадочных формаций

Породы ритмита	Типы ритмитов	Составные компоненты	Примеры ритмитов: Чередованием каких компонентов представлена порода	Примеры ритмитов: Название ритмита[1]
Вулканогенные (вулканоосадочные)	Пирокластические	Пирокластические разного размера	Пепла и тонкого пепла, превращенного в туфогенный аргиллит	Глинисто-туфовый
	Пирокласто-вулканохемогенные	Пирокластические и вулканохемогенные	Пепла и кремнезема (вулканогенного)	Туфо-кремнистый
	Вулканохемогенные	Вулканохемогенные разного состава	Вулканохемогенного кремнезема и железа	Железисто-кремнистый
Вулканогенно-осадочные	Пирокласто-осадочные	Пирокластические и обломочные терригенные	Пепла и терригенного песка	Туфо-песчаный
		Пирокластические и хемогенные (гидрогенные)	Пепла и хемогенного (гидрогенного) карбоната кальция	Туфо-известковый
		Пирокластические и органогенные	Пепла и скелетов диатомовых водорослей	Туфо-диатомовый
	Вулканохемогенно-осадочные	Вулканохемогенные и осадочные хемогенные (гидрогенные)	Вулканогенного кремнезема и хемогенного известняка	Кремнисто-карбонатный
			Вулканогенного пирита и хемогенного известняка	Пирит-карбонатный
		Вулканохемогенные и обломочные терригенные	Вулканогенного кремнезема и терригенного алевролита	Кремнисто-алевролитовый
	Сложного состава (трехкомпонентные)	Пирокластические, вулканохемогенные и осадочные хемогенные	Тончайшее ритмичное переслаивание слойков: пепла, кремниевых и карбонатных	Туфо-кремнисто-известковый
		Кластогенные осадочные, пирокластические и вулканохемогенные	Чередование очень тонких песчаных, пепловых и кремнистых слойков	Песчано-туфо-кремнистый

[1] На втором месте (справа) - преобладающий компонент. В зависимости от этого в последней графе могут быть, например, туфо-кремнистый ритмит (больше кремнезема) и кремнисто-туфовый (больше пирокластики)

Термин "ритмит" указывает на смешанный характер породы, но при этом остается открытым вопрос о генезисе его хемогенной и глинистой составляющей, а также об относительном количестве каждого компонента (которое является величиной переменной). Таким образом, "ритмит" - термин описательный; он более гибкий, чем термин "туффит", для которого даны рамки процентного соотношения материала.

Породы типа ритмитов могут быть встречены в различных формациях, но особенно характерны они для вулканогенно-осадочных формаций. В последних они занимают определенное место во времени и пространстве, формируясь часто в стадию затухания вулканической деятельности (газо-гидротермальную) и приурочиваясь к периферическим участкам вулканических очагов.

ТЕКСТУРЫ И ИХ ОСОБЕННОСТИ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Текстурному признаку пород при изучении вулканогенно-осадочных отложений в большинстве случаев уделялось меньше внимания, чем структурному. Пока нет ни одной работы, где были хотя бы перечислены все текстуры, присущие вулканическим и вулканогенно-осадочным отложениям, не говоря уже об их классификации. Не рассмотрены также с достаточной полнотой стратификационные текстуры толщ, характерные для этих формаций. Между тем этот признак весьма важен для выделения генетических типов. Как известно, под текстурой понимается расположение компонентов, слагающих объект исследования - толщу пород или отдельную породу. В зависимости от этого соответственно рассматривается соотношение слоев, линз и других элементов толщи или же слойков, пятен, включений, кристаллов, зерен и других компонентов породы (Ботвинкина, 1970б).

Если изучается толща пород, то ее строение (стратификационная текстура) выражается в соотношении в ней различных пород в виде взаимного расположения компонентов толщи различной формы: слоев, пластов, линз, обломков и других элементов напластования. Стратификационные текстуры определяются по форме компонентов толщи и характеру залегания слоевых единиц (табл. 10). С определением стратификационной текстуры, выявляющей внутреннее строение толщи, тесно связано определение внешней формы обособления массы породы в пространстве, а также характера контактов и переходов между слоями к другим элементам напластования. Для полной характеристики текстуры необходимо не только определение ее по форме, но и по размеру слоевых единиц (табл. 11), а также по характеру ее проявления: отчетливости, выдержанности, однородности и равномерности (табл. 12). Эти признаки отмечаются и для стратификации (т.е. текстуры толщи), и для текстуры породы.

Текстуры пород выявляются внутри единого слоя породы соотношением ее слойков, пятен, включений, зерен, минералов, обломков, а также пор и других элементов породы. Среди них выявляются три основные группы: слоистые, неслоистые и нарушенные текстуры (табл. 13). К сожалению, для многих текстур (особенно для нарушенных) нет морфологических названий и их определения имеют генетический смысл (например, текстура конкреционная, обтекания, оползания, взламывания и т.д.). Однако с каждым из этих терминов у геологов обычно ассоциируется представление о совершенно определенной текстурной форме, поэтому условно мы можем рассматривать их и как морфологические определения. Автором разработана детальная морфологическая классификация слоистых текстур (Ботвинкина, 1962, 1965), которую мы здесь повторять не будем, указав в табл. 13 лишь общие морфологические названия групп слоистых текстур: косая, косоволнистая, волнистая, пологоволнистая и горизонтальная. В таблице приведены основные, наиболее распространенные термины. Более подробный список терминов текстур осадочных пород приведен в специальной статье (Ботвинкина, 1970б).

В осадочных толщах большинство первичных текстур является текстурами седиментационными. Однако в вулканогенно-осадочных формациях, преимущественно в вулканических породах (и отчасти в вулканогенно-осадочных), отмечаются специфические первичные неседиментационные текстуры различной формы и происхождения, образование которых обусловливается особенностями вулканического процесса. При этом их генетическая трактовка не всегда ясна, а иногда и спорна.

Остановимся кратко на некоторых специфических особенностях текстур, обусловленных формированием пород в областях активного вулканизма.

1. В отличие от полностью осадочных толщ, где текстуры стратификационные и внутрислоевые обычно различны, здесь текстура толщи зачастую как бы совмещается с текстурой породы. Наиболее характерно это для вулканических и вулканогенно-осадочных образований. Это в основном относится к текстурам неслоистым.

2. В некоторых случаях чередование "слоев" разного рода в вулканогенных породах является не слоистостью, а полосчатостью, или вертикальной зональностью, обусловленной различными причинами, обычно связанными с течением всей массы в целом: первичным расслоением массы потока (например, в игнимбритах), "растаскиванием" материала в игнимбритах или в моренах, скоплением газовых

Таблица 10

Термины, характеризующие стратификацию осадочных толщ

Признак определения текстуры	Названия текстур
По форме компонентов толщи (независимо от их происхождения)	а) Линейно-ориентированные: пластовая, слоистая, полосчатая, слоеватая, зональная, переслаивания, чередования, ориентированная, линзовидно-полосчатая. б) Неориентированные линейно: неслоистая, линзовидная, пятнистая, гнездовидная, брекчиевидная, изогнутая, округлая, шаровая
По характеру залегания слоевых единиц	Горизонтальная, наклонная, облекающая, заполнения
Характер контактов и переходов между слоями	Контакты: размыва, резкий, отчетливый, неотчетливый; постепенный переход; внедрение одного слоя в другой; перемешивание слоев на контакте
Внешняя форма обособления массы в пространстве	Шлейфы, мантии, веера, языки, ленты, полосы

Таблица 11

Определение слоистости толщ по толщине пластов и слоев

Толщина слоя	Слоистость	Текстура при резко выраженной отдельности по слоевым границам
Более 10 м	Грубая	Крупноглыбовая
1 - 10 м	Очень крупная	Глыбовая
10 см - 1 м	Крупная	Крупноплитчатая
1 - 10 см	Мелкая	Плитчатая
1 мм - 1 см	Тонкая (очень тонкая - менее 5 мм)	Пластинчатая (5-10 мм) Листоватая (1-5 мм)
Менее 1 мм	Тончайшая (микрослоистая)	Тонколистоватая

Таблица 12

Перечень текстур (как стратификационных, так и внутри слоя породы) по характеру их проявления

Признак выделения	Название текстуры
По отчетливости слоев и их границ	Резко выраженная, отчетливая, неясная, слабо выраженная, скрытая (в том числе микрослоистая), слоеватая, постепенно изменяющаяся
По ровности линий и правильности рисунка	Ровная, правильная; неровная, неправильная; "растрепанная"
По выдержанности в пространстве	Непрерывная, выдержанная, сплошная, прерывистая, невыдержанная, выклинивающаяся
По степени однородности и равномерности	Однородная, неоднородная, равномерная, неравномерная, направленно изменяющаяся, ритмичнослоистая

Морфологические определения внутренних текстур осадочных и вулканоосадочных пород

Таблица 13

Группировки текстур	Названия текстур
Слоистые	Основные типы слоистости, обусловленные динамическим состоянием среды [1]: косая, косоволнистая, волнистая, пологоволнистая, горизонтальная. Прочие: наклонная слоистость; текстуры: заполнения[2], облекания[2], изогнутая, линзовидно-полосчатая, сортированная, ленточная, листоватая, ритмическая (ритмически-слоистая), слоеватая
Неслоистые	1. Однородная текстура 2. Неоднородные текстуры (могут быть ориентированные и неориентированные): линзовая, линзовидная, очковая, вкрапленная, будинажа[2], конкреционная[2], желваковая, узловатая, трещинная, жилковатая, петельчатая, кружевная, сетчатая, войлочная, обтекания[2], пизолитовая, пеплового града[2], пористая различных разновидностей, трубчатая, пятнистая, сгустковая, "облачная", комковатая, чешуйчатая 3. Беспорядочное расположение компонентов в породе
Нарушенные	Брекчиевая, брекчиевидная, плойчатая, оползания или оползневая,[2] взмучивания[2], встряхивания[2], растрескивания[2], разламывания,[2] взламывания[2], растворения[2], разъедания[2], выщелачивания[2], размыва[2], знаки нагрузки[2], внедрения слоев, ледяных клиньев

[1] Детальная морфологическая классификация слоистых текстур осадочных пород дана в работах автора (Ботвинкина, 1962, 1965) и поэтому здесь не повторяется.
[2] Генетические термины, которым, однако, соответствуют совершенно определенные формы.

пузырей (в лавовых потоках) и т.д. В связи с этим следует строго подходить к точному определению терминов, обозначающих линейно-ориентированные текстуры.

3. В наземных отложениях вулканических областей в результате подачи пирокластического материала на земную поверхность из воздуха (причем в ряде случаев без последующего перераспределения) особенно часто формируются текстуры наклонные, заполнения, облекания, втекания. В ископаемых толщах первые при большом их масштабе могут быть приняты за изменение угла падения слоев, а при малом размере – за косую слоистость.

Текстуры заполнения и облекания, особенно мелкого масштаба, часто еще более подчеркиваемые при уплотнении и литификации породы, могут быть по форме спутаны с волнистой слоистостью, с которой они генетически не имеют ничего общего.

4. В хемогенных и хемогенно-кластогенных образованиях, столь характерных для отложений подводных фумарольных полей, в диагенезе параллельно с уплотнением осадка широко развиваются процессы конкрециеобразования. Их совместное действие создает специфические волнообразные изгибы тонких слойков, огибающих мелкие конкреционные тела. Эта текстура иногда ошибочно принимается за волнистую слоистость с последующим неправильным выводом о мелководной обстановке формирования осадка.

5. В отложениях как вулканических, так и осадочных наблюдается подчеркивание общего направления залегания какими-либо включениями. Для осадочных отложений это явление Н.Б.Вассоевич (1948) предложил называть "слоеватостью", или невыраженной слоистостью. Однако расположение включений в вулканических образованиях (например, фьямме в игнимбритах) слоеватостью называть не сле-

дует, несмотря на внешнее сходство, так как оно никак не связано со слоистостью (хотя бы и невыраженной), т.е. с образованием слоев, налегающих один на другой.

6. Для вулканогенно-осадочных отложений, как мы уже говорили, весьма характерно частое чередование тонких слойков и формирование пород типа ритмитов. Таким образом, тончайшая слоистость (а не слойчатость) пород (см. табл. 11) может иметь большое распространение в породах вулканоосадочных и вулканогенно-осадочных.

7. Наконец, эндогенная подача материала часто приводит к тому, что значительно изменяется состав пород при неизменном сохранении одной и той же фациальной обстановки. Поэтому при решении вопросов об источнике вещества необходимо обращать большое внимание на корреляцию изменений состава породы с изменением ее текстуры.

Фациальные особенности различных слоистых текстур были разобраны автором ранее (Ботвинкина, 1962, 1965). Что же касается текстур неседиментационных, то обобщающей их работы практически нет. Однако многие ценные сведения по этому вопросу имеются у Ю.Ир.Половинкиной (1966), в работах по изучению текстур руд (Шахов, 1961; Исаенко, 1962, 1964; Талдыкин и др., 1954; Калугин, 1970) и др. Отсылая читателя ко всем упомянутым работам, мы ограничимся лишь некоторыми дополнительными замечаниями.

При изучении стратификационных особенностей толщ кроме определения текстур по форме, размеру и степени выраженности (см. табл. 10 - 12) очень важно отмечать соотношение между слоями, характер взаимных переходов, определенную последовательность наслоения.

Для толщ, горизонтов и других единиц разреза недостаточно отмечать, какими породами они представлены ("что с чем"), как это обычно делается. Необходимо также указывать, как одна порода сменяет другую, в каком соотношении они находятся, изменяется ли это соотношение в разрезе (во времени) и латерально (на площади), каков характер контактов. При определении текстур пород, особенно слоистых, важны точность определений и их детальность. Так же, как и для толщ, существенно указывать на характер соотношения компонентов внутри слоя породы, особенности изменения последнего от нижней границы к верхней и по простиранию.

В настоящей работе мы не можем дать полной морфологической классификации всех текстур из-за недостаточной ее разработанности. Но все же употребляемые текстурные термины сгруппированы по определенным признакам; это облегчает понимание их существа и способствует правильности их определений.

В заключение остановимся на некоторых текстурах, сходных по внешнему виду, но различного происхождения. О сходстве слоистости с текстурой наклонной, полосчатой и расслоения мы уже говорили. Полосчатой лучше называть текстуру, если полосы либо явно неседиментационного происхождения, либо их происхождение неясно. Диагенетическая текстура осадочных и вулканоосадочных образований может быть текстурой расслоения, которая иногда внешне напоминает слоистую (т.е. седиментационную).

В вулканических областях широко развиты текстуры заполнения и облекания не только мелкие, сходные по форме с волнистой слоистостью, но и крупного масштаба, формирующиеся в результате выпадения масс пирокластического материала на суше. Последний облекает существующий рельеф, образуя даже специфический тип осадка - "пирокластический чехол". Однако этот рыхлый осадок обычно очень неустойчив, поэтому текстуры облекания часто сопровождаются текстурами оползания и другими текстурами, обусловленными перемещением рыхлых кластических масс.

В практической работе для обозначения однородной породы широко применяются термины "массивная текстура" и "плотная текстура". Некоторыми геологами они употребляются как синонимы, другие же придают им различный оттенок. В ряде случаев "массивная текстура" противопоставляется слоистой и употребляется как синоним "неслоистая текстура". Мы считаем, что термин "массивная текстура" скорее внешне описательный для толщи, не имеющей отдельности, в качестве противопоставления ее толще с какой-либо отдельностью (плитчатой, пластинчатой, глыбовой и др.). При описании текстуры толш и пород лучше употреблять термины "неслоистая" и "однородная". Термин "плотная текстура" вообще неудачный. Если

желательно подчеркнуть особую однородность породы (например, при окремнении), то ее лучше называть "сливной".

Большой ошибкой, к сожалению, часто встречающейся в описаниях, является выражение "текстура отсутствует" или "порода бестекстурная" для обозначения породы с однородной текстурой. Текстура - неотъемлемый признак породы, всегда ей присущий. Если в породе текстура "не видна", то это значит, что текстура однородная.

Текстурный анализ оформился в последние годы как особый метод исследования осадочных пород (Ботвинкина, 1968, 1970 в). Для отложений вулканогенно-осадочных он пока применяется еще в недостаточном объеме. Между тем путем использования этого метода можно получать дополнительные и весьма существенные данные при определении фациальной обстановки образования осадков и косвенные (а иногда и прямые) указания на их происхождение; текстурный анализ помогает определить характер перераспределения вещества пород и особенности концентрации ряда элементов, в том числе образующих полезные ископаемые. Этот метод еще только развивается, и поэтому каждые новые сведения об особенностях текстур в интересующих нас отложениях являются вкладом в общие знания о текстурах пород и толщ. Изучение особенностей стратификации (т.е. текстуры толщ) может решить весьма существенный вопрос о наличии (или отсутствии) периодичности в формировании вулканогенно-осадочных отложений и о ее характере (Ботвинкина, 1968).

ГЛАВА III

ВЫДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ, ИХ ГРУППИРОВКА И ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. СООТНОШЕНИЕ ИХ С ДРУГИМИ ГЕНЕТИЧЕСКИМИ ПОНЯТИЯМИ

ТЕРМИНЫ «ФАЦИЯ», «ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП» И ДРУГИЕ

В литературе есть два основных понятия, связанных с определением генезиса отложений: "фация" и "генетический тип".

Понятие о генетических типах отложений было введено в науку А.В.Павловым (1888) почти сто лет назад. Он определил генетический тип как совокупность отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов. Из его работ очевидно, что для континентальных осадочных отложений, о которых шла речь, под геологическими агентами он понимал процессы, определяющие разрушение суши (т.е. подачу материала. – *Л.Б.*), перенос продуктов разрушения и их отложение в определенной обстановке. Так были выделены генетические типы аллювия, делювия, пролювия и др.

Значительно раньше Грессли (Gressly, 1838) был введен термин "фация", под которым он понимал совокупность видоизменений отложений, выражающуюся в том или ином петрографическом, геогностическом или собственно палеонтологическом их отличии. Однако в дальнейшем по мере развития литологии содержание последнего термина стало трактоваться разными исследователями различно, причем понимание фации в осадочной геологии все более приобретало значение определенной палеогеографической обстановки образования отложений.

Мы не будем останавливаться на дискуссии, связанной с этим термином, она детально освещена в ряде работ (Вассоевич, 1948; Марковский, 1948; Жемчужников, 1948, 1957; Маркевич, 1957; Наливкин, 1955, 1956; Крашенинников, 1960, 1970, 1971; Давыдова, Гольдштейн, 1965; Попов и др., 1963; Шанцер, 1966; Бергер, 1969а, б; и др.). Скажем только, что все разногласия в литологическом понимании термина "фация" могут быть в общем сведены к трем основным точкам зрения: а) фация – это порода с определенными генетическими признаками; б) фация – это физико-географическая обстановка формирования осадка; в) фация – это обстановка, но выраженная в породах и их генетических признаках; таким образом, в последнее понимание фации входят и первоначальный осадок и обстановка его формирования.

Кроме самого определения термина "фация" дискутировался (и до сих пор дискутируется) вопрос о том, следует ли рассматривать фации как результат изменений условий седиментации в пределах одного стратиграфического горизонта, как на этом настаивают Г.Ф.Крашенинников (1970), Т.Н.Давыдова, Ц.Л.Гольдштейн (1965) и некоторые другие геологи, или же мы вправе рассматривать фации как результат изменений также и во времени, т.е. отмечать смену фаций не только в горизонтальном направлении, но и в вертикальном разрезе, как это считали Ю.А.Жемчужников (1948) и его ученики (в том числе и автор данной работы) и как в настоящее время принимается большинством исследователей.

Однако, несмотря на существующие разногласия, термин "фация" широко применяется при изучении осадочных отложений и даже сформировался особый метод их изучения – "метод фациального анализа", цель которого – реконструкция седиментационных условий формирования различных осадочных пород. Более того, этот термин проник и в другие области геологии. Стали выделять самые разнообразные фации: интрузивные и эффузивные, регионального эпигенеза и метагенеза, метаморфические, минеральные, фации эффузивных пород по составу последних (андезитовая, дацитовая и т.п.), геохимические, ландшафтные и ряд других. Понятно, что в каждом из этих случаев в понимание фации вкладывался различный смысл. Таким образом, этот термин стал терять определенность, становился все более расплывчатым и все более приобретал значение термина общего пользования.

При исследованиях в Донецком бассейне, в которых принимал участие автор данной работы, фация понималась как "совокупность физико-географических усло-

вий формирования осадка, выраженных в литогенетических типах[1], тесно связанных между собой" (Жемчужников и др., 1959, стр. 76). Такое определение фации включает представление и об отложениях, превратившихся в данные литогенетические типы, и об обстановке формирования этих отложений. В соответствии с таким пониманием термина конкретные названия давались, например, следующие: фация песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; фация песчаных осадков речного русла и т.д. Подчеркнем, что в определение фации входит название исходного осадка, но не литифицированной породы.

Позже автором была принята несколько иная формулировка (не меняющая существа дела), а именно: "фация - это отложения, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений" (Ботвинкина, 1972).

Под условиями формирования отложений понимаются не только ландшафт земной поверхности, ее рельеф и климат, но также динамические, физико-химические и температурные условия среды седиментации в области захоронения осадка. Сюда относятся различные глубины водных бассейнов, отдаленность от берега моря (или другого бассейна); в наземных условиях - положение в определенном частном ландшафте (речная долина, болото, склон); условия жизни организмов, следы их жизнедеятельности и захоронение их остатков; геохимическая среда водоема (соленость, опресненность и т.д.) - короче говоря, все те условия, которые мы можем расшифровать на основании изучения признаков породы и ее соотношения с другими породами в пространстве. Совокупность всех этих условий мы кратко называем "фациальной обстановкой".

Основные первичные генетические черты, которые мы видим в осадочной породе, обусловливаются преимущественно именно фациальной обстановкой формирования этого осадка, который превратился затем в данную породу.

Однако, когда мы обращаемся к изучению отложений, слагающих вулканогенно-осадочные формации, выявляется более сложная картина. Мы знаем, что процесс формирования отложений, обусловливающий их генетические черты, определяется не одним, а тремя факторами: подачей материала, его транспортировкой и условиями формирования осадка в области его захоронения. Но роль каждого из этих трех факторов различна для разных отложений. В частности, генетические черты собственно вулканических образований определяются преимущественно эндогенной подачей материала, т.е. комплексом вулканических процессов; последние в значительной степени обусловливают также и способ транспортировки этих отложений. Что же касается фациальной обстановки, то она накладывает свои черты лишь на некоторые вулканические образования, причем обычно в самом общем виде (субаэральная или субаквальная). По мере нарастания влияния экзогенных процессов все большее значение начинают приобретать агенты транспортировки и фациальные условия, имеющие основное значение для собственно осадочных отложений.

Таким образом, значение фациальной обстановки весьма различно для разных компонентов интересующих нас формаций. Следовательно, и применение термина "фация" в указанном выше понимании теряет свой смысл для образований вулканогенных и даже для ряда вулканоосадочных, так как не обстановка определяет их характерные генетические черты.

Е.Ф.Малеев (1969в, стр. 3) определил "вулканическую фацию" как "определенный объем вулканокластического материала или горной породы со свойственными им петрографическими, физико-химическими и палеонтологическими признаками, обусловленными типом извержения, типом вулканизма, типом магмы, вещественным составом исходного материала, тектоническими, физико-химическими, биологическими и географическими условиями образования осадка или горной породы". Но это определение дано только для вулканокластических пород. Кроме того, слишком длинный перечень различных факторов делает его довольно расплывчатым.

Мы считаем, что любой термин требует прежде всего определенности, а все единицы, объединяемые каким-либо общим термином, должны выделяться по одно-

---

[1] То есть в генетических типах пород (см. ниже. - *Л.Б.*).

му общему принципу. Поэтому применение термина "фация" одновременно ко всем образованиям вулканогенно-осадочных формаций возможно лишь при изменении его содержания, причем в сторону значительно большего его расширения. Если встать на этот путь, определение фации так усложнится, что термин станет расплывчатым и нечетким, а терминология, и без того запутанная, запутается еще больше. Вместе с тем совершенно необходимо рассматривать под одним общим углом зрения и вулканические, и вулканоосадочные, и вулканогенно-осадочные, и осадочные образования именно все вместе, так как они теснейшим образом связаны в теле вулканогенно-осадочной формации, и геологи, изучающие последние, должны рассматривать генетические особенности всех составляющих в их неразрывной связи. Без этого нельзя проводить фациальный анализ формации в целом. Поэтому возникла необходимость найти такой генетический термин, который был бы в равной степени применим ко всем образованиям, составляющим полигенные вулканогенно-осадочные формации. Таким термином, позволяющим рассматривать генезис всех этих образований в едином аспекте, является термин "генетический тип отложений".

Автором при работе в Кузнецком бассейне уже выделялись генетические типы угленосных отложений; тогда была принята следующая формулировка: генетическим типом мы называем "естественную группу пород, обладающую определенным сочетанием характерных первичных генетических признаков, указывающих на общность условий их образования" (Ботвинкина, 1953). Это определение по существу не отступает от определения А.П.Павлова.

Е.В.Шанцер (1966, стр.14) дает несколько иное определение, он считает, что генетический тип - это "категория, объединяющая комплексы осадков и осадочных образований вообще, в целом родственные друг другу по общим законам строения и истории формирования". По Е.В.Шанцеру, отложения объединяются в один генетический тип часто не столько общностью процессов, служащих причиной из возникновения, сколько их ролью в преобразовании лика суши и формировании ее осадочного покрова. Далее (стр.15) он пишет: "Поэтому наиболее важной отличительной особенностью генетического типа как научной категории является примат общей глиптогенетической[1] характеристики над характеристиками частными - литогенетической и собственно динамико-геологической, которые входят в первую лишь как ее составные части, так сказать в снятом виде". Однако, если это определение можно принять для молодых - современных и четвертичных континентальных осадочных отложений (о которых и идет речь в его книге), то такое понимание требует уточнения при выделении генетических типов горных пород в более древних осадочных толщах, где ряд признаков, определяющих морфологию отложений, отсутствует, а основой выделения генетических типов служат именно литологические признаки. Не совсем возможно его применение и к морским осадкам, а тем более - при выделении генетических типов отложений в областях активного вулканизма, где еще, кроме того, различные типы отложений формируются под воздействием геологических агентов двух родов - эндогенных и экзогенных, причем роль их различна для разных типов отложений.

В данной работе, следуя А.П.Павлову (1888, 1924), под генетическим типом мы понимаем отложения (представленные одной или несколькими породами), комплекс генетических признаков которых обусловлен общностью их происхождения, единством процесса их формирования (табл. 14).

Как мы уже говорили, последний слагается из подачи материала, его транспортировки и процессов, связанных с обстановкой его мобилизации, в частности с фациальной обстановкой, но для разных генетических типов относительное значение этих процессов различное: обычно какой-либо из них является ведущим, определяющим основные и наиболее характерные генетические черты данного типа отложений. Таким образом, во всех отложениях генетические типы выделяются по одному и тому же принципу: по общности генезиса отложений независимо от того, какими факторами обусловлена эта общность. Кажущиеся же их различия получаются потому, что факторы, определяющие генетическую общность внутри типа,

---

[1] Глиптогенез - явления, изменяющие формы земной поверхности, - выветривание, перенос и формирование континентальных отложений.

Таблица 14

Сравнение генетических терминов

Термин	Содержание термина	Чем определяется термин	Примеры конкретных названий	Примечания
Литогенетический тип (или генетический тип породы)	Порода с определенным набором первичных генетических признаков (отражающих условия ее образования, но не всегда конкретно)	Суммой первичных генетических признаков, видных непосредственно в самой породе (в название входят основные из них)	Песчаник крупнозернистый с косой однонаправленной слоистостью и включением грубых растительных остатков	Всегда одна порода (или две-три, но близкие по составу и остальным признакам)
Генетический тип отложений (более крупная единица - класс)	Естественная группа отложений, связанных общностью их происхождения, общностью процесса формирования. Обладает сочетанием характерных генетических признаков	Исходя из генетических признаков как пород, так и всей толщи отложений в целом с учетом сведений о процессах формирования (в том числе современных)	Аллювиальные отложения равнинных рек. Отложения пеплопадов. Агломератовые отложения раскаленных лавин	Может быть представлен несколькими породами. Относится и к породам, и к нелитифицированным осадкам. Термин пригоден для любых отложений: и вулканических, и осадочных
Фация	Отложения, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений	Исходя из генетических признаков пород и их взаимоотношений в пространстве (с учетом изучения современных ландшафтов)	Фация песчаных осадков речного русла. Фация алевритовых отложений зоны волнений моря	Может быть представлена несколькими близкими породами (несколькими литогенетическими типами). Термин в таком понимании пригоден для осадочных и частично для вулканогенно-осадочных пород
Фациальная обстановка (палеогеографическая, или ландшафтная)	Физико-географическая, динамическая и геохимическая обстановка формирования отложений	Главным образом ландшафтами разных порядков (с учетом динамики и других особенностей среды формирования)	Речная долина. Прибрежное мелководье. Кальдера	Термин пригоден при описании ландшафтной обстановки формирования любых ископаемых отложений
Фациальный (палеогеографический) комплекс генетических типов	Совокупность генетических типов, связанных пространственно в одной фациальной обстановке (но не обязательно генетически)	Ландшафтом	Комплекс отложений в речной долине (аллювия, лахар и отложений раскаленной лавины). Кальдерный комплекс	Характеризует сочетания разных генетических типов (в том числе и полигенные)

неоднозначны для разных типов в столь сложном комплексе отложений вулканических областей.

Название конкретного генетического типа представляет собой определение отложений и процесса, их сформировавшего, или даже только отложений как результат определенного процесса (например, "отложения игнимбритовых потоков", "агломератовые отложения раскаленных лавин", "отложения пеплопадов", "отложения лахар", "аллювиальные отложения равнинных рек" и т.п.). В этом их отличие от

определений конкретных фаций, включающих название первоначального осадка и физико-географической (ландшафтной) обстановки их формирования (например, "фация песчаных осадков речного русла", "фация алеврито-глинистых осадков лагун" и т.п.).

Таким образом, эти два понятия - "генетический тип отложений" и "фация"- близки, но не тождественны. В некоторых случаях они как бы совпадают (если процесс формирования определяется преимущественно физико-географической обстановкой). В других случаях их соотношения более сложные. Наконец, есть ряд выделенных генетических типов, не имеющих прямого соотношения с фациями осадочных пород (например, отложения игнимбритовых потоков).

Понятие "генетический тип отложений" не следует смешивать с понятием "литогенетический тип" (Ботвинкина и др., 1956; Жемчужников и др., 1959, 1960). Под литогенетическим типом мы понимали "тип первоначального осадка, превращенного в породу, обладающую совокупностью определенных первичных генетических признаков" (Ботвинкина и др., 1956, стр.7). При этом под генетическими признаками породы понимаются ее черты, связанные с условиями накопления и формирования исходного осадка. Таким образом, конкретное название литогенетического типа состоит из названия породы с какими-либо наиболее характерными для нее генетическими признаками. Например, "песчаник мелкозернистый, однородный, неслоистый", "песчаник крупно- и среднезернистый с крупной косой однонаправленной слоистостью", и т.д.

В приведенной выше формулировке литогенетический тип - это тип осадочной породы. Этот термин можно использовать для всех пород вулканогенно-осадочных формаций, лишь несколько изменив его определение. В более широком смысле под литогенетическим типом понимается тип породы, обладающий определенным комплексом первичных генетических признаков. Следовательно, термин "литогенетический тип" представляет собой по существу синоним выражения "генетический тип породы". Казалось бы, что этот термин, отражающий тот или иной генезис, является такой же генетической категорией, как и "генетический тип отложений. Однако между ними есть весьма существенное различие.

Во-первых, литогенетический тип - понятие всегда более узкое, так как каждый такой тип представлен одной породой (а не комплексом отложений), но с определенным, присущим именно ей набором генетических признаков, позволяющих отличать ее от такой же породы, но иного генезиса.

Генетический тип отложений - понятие значительно более широкое. Чаще он представляет собой сочетание нескольких пород, объединяемых общностью происхождения. При этом признаки одного слоя могут оказаться недостаточными для отнесения его к какому-либо генетическому типу отложений и лишь сочетание ряда отложений с суммой их признаков, указывающих на единство процесса их формирования, позволяет определить их как генетический тип.

Во-вторых, "литогенетический тип" - это именно литифицированная порода, а не осадок. Между тем генетический тип отложений может быть представлен и рыхлым осадком и литифицированной породой, даже смесью тех и других. Так, генетический тип "отложения пеплопадов" может быть представлен и рыхлыми пеплами, и туфами.

В-третьих, несмотря на то, что каждый литогенетический тип обладает определенным комплексом генетических признаков, позволяющих отличать его от других литогенетических типов, выделение его не обязательно сопровождается точным определением генезиса породы. Мы далеко не всегда можем расшифровать значение признаков и установить, в каких именно конкретных условиях они возникли или каким процессом они обусловлены. В этом понятие "литогенетический тип" отличается от понятий и "фация", и"генетический тип отложений". Например, определение: "песчаник в основном кварцевый, мелкозернистый, с отчетливой тонкой и правильной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой растительным детритом;" - характеризует литогенетический тип, но происхождение осадка в нем еще не дано (судя по признакам, его можно отнести к генетичесокму типу озерных отложений). Второй пример: железистые кварциты докембрия, несомненно, представляют собой особый литогенетический тип (или даже, вернее, группу типов), однако их генезис до сих пор не расшифрован и дискутируется.

Конкретное название генетического типа отложений должно содержать указание на сформировавший его фактор или на обстановку формирования, характеризующуюся суммой определенных, присущих именно ей, процессов.

Выделение литогенетических типов (т.е. описание пород и их признаков) - это первый этап проведения фациального анализа при изучении пород в конкретных разрезах, которое проводится в ходе детальных исследований. Выделение генетических типов отложений - последующий этап, так же как и выделение фаций осадочных пород. Можно сказать, что если "литогенетический тип" - термин чисто литологический, то "генетический тип отложений" является понятием более широким, включающим как литологическую, так и историко-геологическую характеристику. На необходимость такого широкого понимания термина "генетический тип отложений" указывает Е.В.Шанцер (1966, стр. 14), который считает, что "генетический тип нельзя рассматривать как категорию чисто динамико-геологическую. Это в гораздо большей степени категория историко-геологическая или, еще точнее, историко-генетическая".

Классификацию литогенетических признаков дать невозможно, так как их великое множество (количество пород, умноженное на число разных комбинаций генетических признаков). Литогенетические типы можно выделять по конкретному материалу в каждом частном случае. Генетические же типы отложений вполне укладываются в определенные классификационные схемы, общие для различных конкретных описаний.

Учитывая все сказанное, мы в данной работе за основную генетическую таксономическую единицу принимаем генетический тип отложений и почти не пользуемся термином "фация", что, однако, не означает отказа от этого термина вообще. Автор по-прежнему считает необходимым его применение при изучении осадочных образований. Вместе с тем мы употребляем здесь понятие "фациальная обстановка" в качестве краткого определения условий формирования отложений. Конкретные определения фациальных обстановок могут быть и более общими, и более частными, в зависимости от исходного материала и целей исследования.

Эти обстановки разного масштаба в ряде случаев определяют соответственное выделение не только генетических таксономических единиц разного ранга (от более крупных до более дробных), но и различных комплексов.

Для большей ясности нашего понимания основных генетических терминов и их соотношений в табл.14 сведены определения этих терминов.

Основу генетического анализа составляют следующие исходные положения (табл.15):

а) природный процесс вызывает формирование отложений определенного генетического типа; особенности этого процесса обусловливают появление в последнем характерных черт, которые мы называем генетическими признаками;

б) выявление всего комплекса генетических признаков в отложениях разного рода позволяет расшифровать сформировавший их процесс и на этом основании определить генетические типы отложений, слагающих формацию.

С этими двумя положениями связаны два направления исследований в зависимости от поставленных задач. Каждое их этих направлений имеет определенную последовательность действий.

Целью нашей работы было, во-первых, выявить процессы, обусловливающие формирование различных генетических типов и показать, как именно эти процессы отразились в появлении тех или иных генетических признаков отложений. Во-вторых, дать по возможности наиболее полную и в то же время краткую характеристику генетических признаков каждого типа на основе рассмотрения и обобщения многочисленных конкретных примеров как современных, так и ископаемых отложений, генезис которых определен. И, наконец, в-третьих, уяснить соотношение описываемых отложений с другими в пространстве. Поэтому описание генетических единиц разных рангов во второй части работы дано преимущественно в этом аспекте.

Понятно, что при изучении пород какого-либо конкретного района с целью генетического анализа его отложений исследователь должен идти обратным путем: сначала описывать породу и ее признаки, а затем на основе их анализа делать вывод об особенностях процессов, их сформировавших, т.е. относить их к тому или иному

Таблица 15

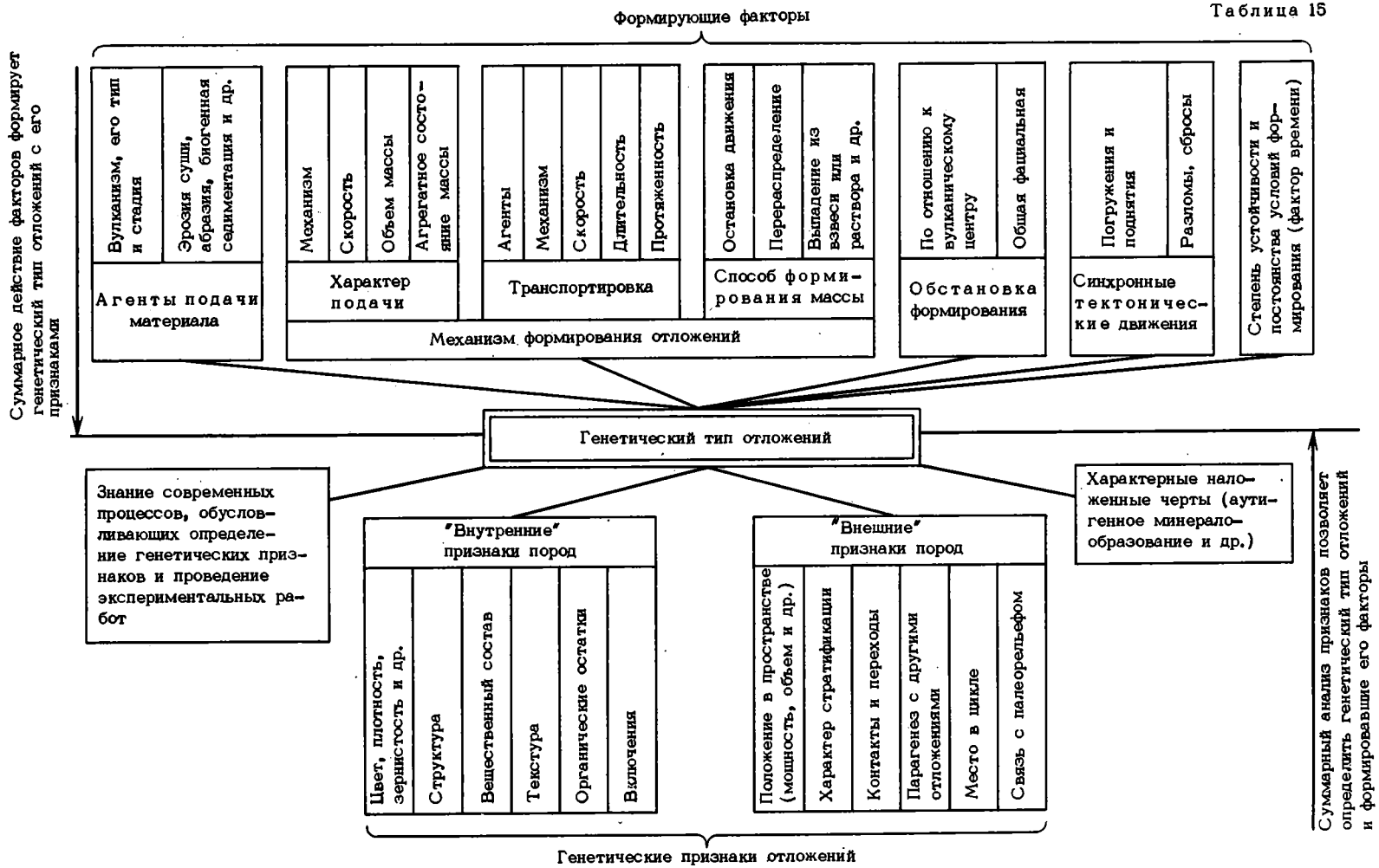

Формирующие факторы
Суммарное действие факторов формирует генетический тип отложений с его признаками
Вулканизм, его тип и стадия
Эрозия суши, абразия, биогенная седиментация и др.
Агенты подачи материала
Механизм
Скорость
Объем массы
Агрегатное состояние массы
Характер подачи
Агенты
Механизм
Скорость
Длительность
Протяженность
Транспортировка
Остановка движения
Перераспределение
Выпадение из взвеси или раствора и др.
Способ формирования массы
Механизм формирования отложений
По отношению к вулканическому центру
Общая фациальная
Обстановка формирования
Погружения и поднятия
Разломы, сбросы
Синхронные тектонические движения
Степень устойчивости и постоянства условий формирования (фактор времени)
Генетический тип отложений
Знание современных процессов, обусловливающих определение генетических признаков и проведение экспериментальных работ
"Внутренние" признаки пород
Цвет, плотность, зернистость и др.
Структура
Вещественный состав
Текстура
Органические остатки
Включения
"Внешние" признаки пород
Положение в пространстве (мощность, объем и др.)
Характер стратификации
Контакты и переходы
Парагенез с другими отложениями
Место в цикле
Связь с палеорельефом
Генетические признаки отложений
Характерные наложенные черты (аутигенное минералообразование и др.)
Суммарный анализ признаков позволяет определить генетический тип отложений и формировавшие его факторы

Таблица 16

Признаки, определяющие генетический тип отложений, и их расшифровка

1. Состав толщи отложений	Одна порода или несколько и характер соотношения последних	
2. "Внутренние" признаки пород	Общий облик каждой породы	Внешний вид: цвет, плотность, рыхлость, зернистость, трещиноватость и т.п.
	Структура породы	Составные структурные компоненты породы, их размер, форма, окатанность, сортировка, количественное соотношение, примеси, степень сохранности
	Вещественный состав	Минеральный, химический состав, количественное соотношение компонентов по составу
	Текстура породы	Морфологическое определение внутренней текстуры породы (для слоистой - ее тип, подтип и т.д.; для ритмично построенной - характер строения ритма и слоя в целом)
	Органические остатки (флора и фауна)	Состав, степень сохранности, характер остатков (стебли, листья, споры и т.д.)
	Посторонние включения	Различные, в том числе характерные конкреции
3. "Внешние" признаки пород	Положение пород, слагающих данный тип в пространстве	Площадь, объем, мощность, форма тел, характер залегания
	Характер стратификации толщи	Строение толщи, соотношение в ней слоев пород; строение слоев, ритмов, циклов; соотношение с соседними толщами
	Контакты и переходы в другие отложения	Характер верхнего и нижнего контактов (размыв, срезание, резкая граница, отчетливая граница, постепенный переход и т.д.)
	Связь с палеорельефом и другими элементами палеоландшафта	
	Место в определенной последовательности отложений (в седиментационном и вулканическом цикле)	
	Характерные парагенезы с другими отложениями, их соотношение	
4. Признаки сходства и различия	Признаки сходства с другими генетическими типами и возможности их различия	
	Основное отличие от аналогичных генетических типов, но развитых в невулканических областях	
5. Связь с данным генетическим типом каких-либо полезных ископаемых		
6. Характерные наложенные черты		Аутигенное минералообразование, характер изменений в диагенезе, эпигенезе, гипергенезе и т.д.; устойчивость признаков

Таблица 17

Факторы формирования генетических типов отложений, обусловливающие появление в них определенных генетических признаков

Подача материала	Агенты подачи (причина поступления и источник материала)	Вулканический взрыв, его сила и тип. Фумарольно-гидротермальная деятельность (эксгаляции, гидротермы). Эрозия и абразия суши. Хемогенное и биогенное осадкообразование
	Особенности подачи	Механизм подачи. Скорость подачи. Объем поступающей массы. Агрегатное состояние массы
Транспортировка материала	Агенты транспортировки	Вулканический взрыв. Вода, ветер, лед. Силы гравитации
	Особенности транспортировки	Механизм перемещения и переноса (текучесть массы, расширение газов, перенос волочением и во взвеси, оползание и др.). Скорость перемещения. Длительность перемещения. Протяженность транспортировки (расстояние от места подачи до места отложения)
Обстановка формирования отложений	По отношению к вулканическому аппарату	Вулканическая постройка, прижерловая часть, склоны вулкана, подножье вулкана. Вся вулканическая область. Вне вулканической области
	Фациальная (палеогеографическая)	Ландшафт (рельеф и другие его элементы). Учитываются динамические, физико-химические и температурные условия среды отложения.
Способ формирования массы отложений		Остановка движущейся массы в целом. Перераспределение осадков на дне. Выпадение из взвеси. Выпадение из раствора. Нарастание биогенной массы и др.

генетическому типу. Конечным этапом синтеза всего материала является вывод о процессах формирования толщи и связанных с ней полезных ископаемых.

Генетические признаки, определяющие тип отложений, по их отношению к породе бывают двух родов (табл. 16): "внутренние", свойственные каждой породе в отдельности, и "внешние", указывающие на положение пород в пространстве, характер стратификации и контактов, связь с рельефом, место в определенной последовательности, парагенезы с другими отложениями. Перечисленные признаки давно известны, и в большинстве руководств рекомендуется их определять. К сожалению, многие из них или не выявляются, или выявляются недостаточно. Между тем необходимо подчеркнуть значение для диагностики генезиса отложений именно их "внешних" признаков, часть которых обычно не отмечается вовсе.

Мы включили в характеристику генетических типов также и те наложенные черты, особенности которых часто определяются первичными признаками; кроме того, отмечалась связь полезных ископаемых с описываемым типом, что имеет практическое значение.

Там, где было возможно, мы стремились найти черты различия между типами отложений, внешне сходными, но различными генетически. Наконец, большое вни-

мание было уделено выявлению основных отличий генетических типов, сформировавшихся в вулканических областях, от типов, им аналогичных, но образовавшихся в областях невулканических (например, аллювия вулканических и невулканических областей). Иногда за неимением достаточного фактического материала мы высказывали априори некоторые соображения о вероятных ожидаемых признаках исходя из известных особенностей процесса формирования. Понятно, что эти высказывания нуждаются в дальнейшей практической проверке (что указывалось в каждом конкретном случае). Особенности, связанные с процессом формирования отложений, отмечаемые нами при описании генетических типов, приведены в табл.17.

Из всего "набора" генетических признаков один отдельно взятый признак обычно не дает возможности решить вопрос однозначно, и только комплекс признаков в их определенном сочетании и последовательности позволяет установить генетический тип отложений. Как в любом природном явлении, между генетическими типами нет резко очерченных границ. Наоборот, характерно, что как между типами, так и между их более крупными группировками всегда существуют переходные формы. Вследствие этого отнесение отложений к той или иной генетической категории обычно имеет больший или меньший элемент условности, неизбежной при составлении генетических классификаций.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ РАЗНОГО РАНГА, ИХ СОПОДЧИНЕНИЕ И СООТНОШЕНИЕ В ПРОСТРАНСТВЕ

Как мы уже говорили, основной таксономической единицей генетической классификации является генетический тип отложений, под которым мы понимаем естественную группу отложений, обладающих определенным сочетанием характерных генетических признаков, указывающих на общность процессов их формирования. Понятно, что процессы могут быть и более общими, и более частными. Таким образом, намечается, с одной стороны, объединение генетических типов в более крупные таксономические единицы - классы, подгруппы и группы, а с другой стороны - разделение генетических типов на подтипы и разновидности (табл.18).

Группы выделяются по относительной роли в формировании отложений эндогенных и экзогенных процессов. Всего выделены три группы отложений.

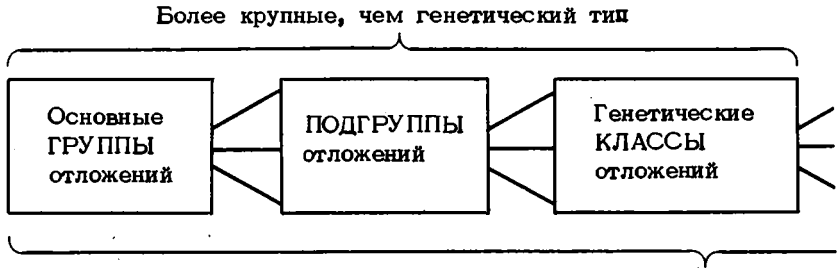
Подгруппы внутри групп выделяются по разным генетическим признакам: в I группе, где главная роль принадлежит эндогенным процессам - по типу вулканической деятельности. Во II и III группах, для формирования отложений которых бо́льшую (а в III группе основную) роль играют экзогенные процессы, подгруппы выделяются по крупным элементам физико-географической обстановки (наземная и морская).

Классы, так же как и генетические типы, определяются общностью процессов формирования, это единицы такого же понимания, как и типы, но только более крупные. Так, например, мы выделяем генетические типы отложений кратерных озер и отложений кальдерных озер. Они объединены в один класс - "отложения озер вулканических котловин". Генетические типы отложений аллювия равнинных рек, аллювия горных рек и временных пересыхающих водотоков объединяются в один класс - аллювиальных (речных) отложений.

Таким образом, генетический тип и класс - более конкретные единицы, связанные теснейшим образом и различающиеся лишь объемом понятия. Что же касается групп и подгрупп, то их выделение на основании обобщения процессов формирования носит некоторый элемент абстрагирования.

Разделение генетических типов на подтипы также подчинено генетическому принципу, хотя для разных типов оно проводится по различным признакам, в зависимости от того, какая сторона процесса формирования создает для этого типа наиболее существенные различия. Так, генетический тип отложений лахар делится в зависимости от происхождения последних на подтипы отложений лахар: ливневых, ледниковых, озерных, гидротермальных и из пирокластических потоков. Генетический тип равнинного аллювия в зависимости от места его формирования в пределах речной долины делится на подтипы: русловой, пойменный и старичный, в каждом из которых отражены особенности аллювиального процесса. Таким

Схема соотношения выделяемых



образом, каждый из подтипов наряду с общими признаками имеет и свои специфические черты.

При выделении генетических единиц осадочных и отчасти вулканоосадочных образований мы различали следующие факторы, определяющие их генетические особенности. С одной стороны, это основной процесс – механизм, образующий отложения (например, течение реки в речной долине), и характер этого механизма (течение постоянное или временное, бурное или спокойное). С другой стороны, имеется различие общих обстановок (ландшафтов), в которых этот механизм может действовать (например, течение реки в горной области, в степи или на приморской равнине). Обстановка определяет особенности, детали основного процесса. И, наконец, учитываются для одних типов детали того ландшафта, в котором действует данный механизм (например, русло и пойма в речной долине; прибрежная часть озера и его внутренняя, наиболее глубоководная часть и т.д.); для других типов принимаются во внимание особенности механизма формирования (например, коллювий обрушения и коллювий оползания).

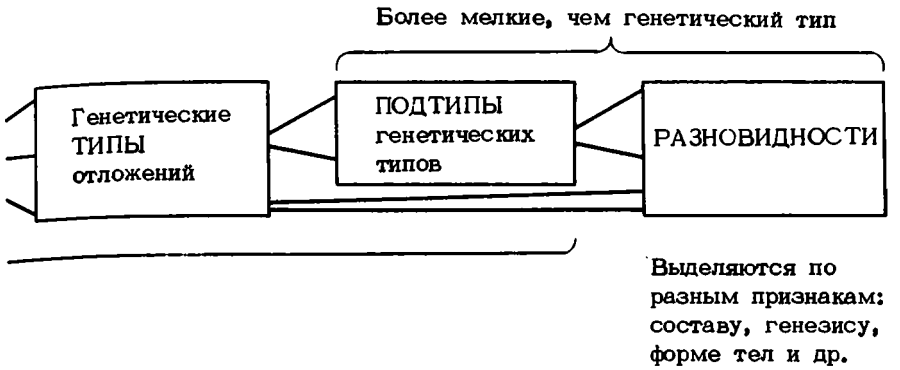
Кроме механизма формирования и фациальных условий для выделения генетического типа имеет значение и подача материала, определяющая вещественный состав пород (см.табл.16). Сказанное в еще большей степени относится к отложениям вулканических областей, так как здесь имеются два источника – осадочный и вулканический. Особенности последнего определяются в первую очередь составом расплава. И здесь даже при сходстве транспортировки и условий формирования различия в составе подаваемого материала могут вызвать возникновение разных генетических типов отложений (например, турбидитов и тефротурбидитов). Подача материала характерна в качестве определяющего генетического признака также для таких областей аккумуляции, как, например, озера, где мы выделяем генетические типы кластогенных, хемогенных, биогенных и смешанных отложений (в том числе с вулканогенным питанием).

Таким образом, рассмотрение генетических единиц и их подразделений может происходить в различных аспектах. Мы не считали возможным всегда подчинять единому признаку выделение всех таксономических единиц определенного ранга (с учетом какого-либо одного фактора), так как для разных классов практически наиболее существенным является то один, то другой, то третий фактор. Поэтому внутри каждой таксономической единицы намечаются свои подразделения, наиболее для нее характерные. Но вместе с тем все перечисленные выше таксономические единицы (группа, подгруппа, класс, тип и подтип) являются категориями генетическими.

Однако кроме них мы выделяем еще одну таксономическую единицу: разновидности подтипов или даже непосредственно генетических типов. Разновидности выделяются по разным признакам, а не только по происхождению отложений, в зависимости от того, какой из признаков в данном случае наиболее яркий. В одних случаях деление на разновидности может как бы продолжать генетические подразделения, выявляя самые мелкие генетические единицы, но это далеко не всегда.

таксономических единиц

Таблица 18



В других случаях разновидности могут быть выделены по структурному признаку отложений, их составу или характеру примесей, по морфологии тела данных отложений и т.д.

Конкретные разновидности выделялись нами с учетом их наиболее отчетливого проявления в вулканогенно-осадочных толщах, что может быть использовано в практической геологической работе. В ряде случаев разновидности типов могут быть определены даже с большей легкостью, чем их подтипы.

Разновидности выделены нами далеко не для всех, а лишь для некоторых генетических типов и подтипов по двум причинам. Во-первых, в ряде случаев сам процесс, определяющий генезис типа или подтипа, настолько един, что нет необходимости дробить далее формируемые им отложения. Однако основная причина все же другая: это недостаточность наших знаний на данном этапе, не позволяющая в такой степени детализировать отложения и процессы, их формирующие. В дальнейшем наше уточнение деталей генетических признаков и их происхождения, несомненно, даст материал для более детальных подразделений генетических типов отложений.

Выделенные нами генетические классы осадочных отложений по своему объему в ряде случаев (если они определяются в основном фациальной обстановкой) примерно соответствуют, хотя и не равны полностью, генетическим группам отложений, которые были выделены в угленосных толщах (Ботвинкина и др., 1956; Тимофеев, 1968, 1969), или генетическим типам, выделенным Е.В.Шанцером (1966). Однако полное соответствие здесь провести все же трудно. Заметим, что хотя Е.В.Шанцер (1966, стр. 65) и выделяет аллювий, пролювий, делювий и ряд других образований как генетические типы, он неоднократно подчеркивает резкое различие внутри этих отложений в зависимости от их положения в общем ландшафте и достаточно большой объем этих общих терминов. Так, он пишет (стр.23 и др.), что аллювиальные отложения горной и равнинной рек столь резко противостоят друг другу, что "их в целом нельзя рассматривать иначе, как разные фации континентальных отложений, характеризующие принципиально различную обстановку осадконакопления". В нашем понимании этих терминов представляется более правильным и логичным рассматривать аллювий как термин, обобщающий несколько генетических типов (аллювий горный, равнинный и др.). Поэтому в данной работе он выделен как генетический класс, разделяющийся на несколько генетических типов в зависимости от режима формирующей его реки. Отложения русловые, пойменные и старичные мы считаем подтипами каждого типа, которые в данном случае соответствуют фациям, выделяемым нами в угленосных отложениях.

Генетические классы предлагаемой классификационной схемы по объему почти полностью совпадают с генетическими типами А.П.Павлова. И это понятно: за истекшие восемьдесят с лишним лет наши знания настолько расширились, что генетический тип А.П.Павлова может и должен сейчас рассматриваться уже как более крупная генетическая единица, включающая несколько типов, объединяемых общим процессом формирования, но разделяющихся по деталям особенностей этого процесса, которые раньше не были известны.

Выделение ряда таксономических генетических единиц от более мелких до более крупных обеспечивает гибкость их применения при исследованиях разного масштаба и различной целенаправленности. При большем обобщении или при недостаточной детальности изучения мы можем выделять генетические классы, при детальных литологических исследованиях - генетические типы, подтипы и их разновидности. Если одни отложения изучены более детально, а другие менее, то мы можем одновременно выделять в первых типы, а во вторых - классы, что будет подчеркивать, таким образом, неравную степень их изученности.

Группировка генетических типов в классы и группы, основанная на процессах, определяющих формирование генетических единиц, представлена в виде классификационной схемы (см. следующую главу).

Однако, как мы увидим ниже, различные генетические единицы образуют определенные природные сочетания, обусловленные не только и даже не столько сходством их формирования, сколько их соотношением на площади и последовательностью во времени. С этих позиций намечаются два рода группировок.

Одного рода группировка - это объединение генетических единиц на основе их пространственных соотношений и связей. Последние обусловливаются двумя причинами: во-первых, ландшафтной обстановкой их формирования (в том числе специфическим вулканическим ландшафтом) и, во-вторых, типом вулканической деятельности. Такие объединения мы называем комплексами, которые, следовательно, могут быть ландшафтными (в том числе вулканоландшафтными) и вулканическими.

Другого рода объединения генетических единиц обусловливаются их закономерной сменой во времени в виде элементов стратификации, отвечающих определенным этапам седиментации. Они возникают под воздействием климатических изменений, тектонических движений, синхронных седиментации, периодичности проявления вулканической деятельности и других причин. Такие объединения генетических типов мы называем циклами: осадочными, вулканическими и осадочно-вулканическими.

Особенности объединения генетических единиц в комплексы и циклы мы рассмотрим ниже, после конкретной характеристики всех выделенных генетических типов отложений. Наконец, намечаются крупные группировки генетических единиц, соответствующие различным крупным этапам развития региона, однако такие группировки соответствуют уже формациям и потому в данной работе не рассматриваются.

ГЛАВА IV

ТРИ ГРУППЫ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

ПРИНЦИП ВЫДЕЛЕНИЯ ГРУПП И ИХ СРАВНЕНИЕ

В соответствии с принципами, указанными выше, нами выделены три группы отложений, формирующихся в областях активного вулканизма. Они представлены резко различными породами – от эффузивных до типично осадочных, но принцип выделения генетических типов по преобладающему процессу формирования позволил объединить их в одну классификационную схему (табл. 19). Отложения каждой группы занимают определенное место по отношению к источнику вулканического материала и представлены специфическим "набором" горных пород.

Первая группа – отложения собственно вулканические, представляющие собой непосредственно продукты извержения: выжатые, излившиеся или выброшенные вулканом и не испытавшие дальнейшего перемещения экзогенными агентами. Они присущи только вулканической области, а их главные признаки возникают в результате вулканических процессов.

Вторая группа – преимущественно породы вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные с участием чисто осадочных. Это продукты вулканических выбросов, но перемещенные по земной поверхности и образовавшие отложения подобно терригенным и гидрогенным. Большинство генетических типов этих отложений присуще только вулканическим областям, и лишь отложения пеплопадов и тефротурбидиты могут быть встречены далеко за пределами последних. Признаки пород этой группы определяются как вулканическими, так и экзогенными процессами.

Третья группа – породы преимущественно осадочные и смешанные вулканогенно-осадочные, в меньшей степени вулканоосадочные. Все генетические типы этой группы существуют и в других областях, а не только в вулканических. Принадлежность их к последним выражается в составе отложений, а также в особенностях строения отложений различных типов, обусловленных именно принадлежностью к областям активного вулканизма. Признаки их определяются в основном условиями седиментации.

Каждая группа делится на подгруппы, а те в свою очередь на классы (см. табл. 19). Каждый класс состоит из нескольких (чаще 2–4) генетических типов, как будет показано при описании последних во второй части работы. Здесь мы не приводим перечня всех типов и останавливаемся на более крупных единицах, чтобы можно было отчетливей показать черты сходства и отличия указанных трех групп. Полный же перечень генетических типов, подтипов и разновидностей дается во второй части. Сопоставление особенностей, характеризующих каждую группу отложений вулканических областей, дано в табл. 20.

Первая группа – собственно вулканические и вулканокластические образования. Генетические типы этой группы присущи только вулканической области.

Агенты подачи материала – только вулканическая деятельность. Материал отложений представляет собой непосредственно продукт извержения, поступающий из вулканического очага: выжатый или выдавленный, излившийся в виде лавовых и пирокластических потоков и покровов или выброшенный в виде грубой тефры.

Агенты перемещения – сила взрыва, газовое давление внутри выброшенной массы, подвижность самой массы в зависимости от ее физического состояния (текучесть) и действие гравитационных сил. Перемещение только механическое. Оседает эта масса в результате прекращения ее движения обычно вблизи центров извержений и на прилегающих к ним площадях, часто формируя вулканическую постройку. Фациальные условия обычно (за исключением некоторых типов) оказывают мало влияния или совсем не влияют на особенности этих образований. Климатические особенности области седиментации также в большинстве случаев не влияют на них.

Состав отложений определяется составом расплава и типом вулканизма. Породы этой группы представлены преимущественно разнообразными эффузивными образованиями, вулканическими брекчиями, гиалокластитами, спекшимися туфами, пемзами, шлаками, агломератовыми туфами и пемзовыми туфами. Хемогенные отложения

Таблица 19

Общая генетическая классификация отложений областей активного вулканизма

Группы	Подгруппы	Классы		Классы		Подгруппы	Группа
Первая	I. Экструзивные	I.	Образования эффузивно-экструзивные	—		—	—
	II. Преимущественно эффузивные образования	II.	Потоки волнистых лав				
		III.	Потоки обломочных лав				
		IV.	Потоки подушечных лав и их производные				
		V.	Потоки газонасыщенных пенистых лав				
		VI.	Лавовые потоки, несущие посторонний обломочный материал				
	III. Преимущественно эксплозивные	VII.	Эксплозивные пирокластические потоки				
		VIII.	Грубые эксплозивные образования вулканических выбросов				
Вторая	I. Наземные отложения	I.	Отложения из эруптивных пепловых туч (пеплопадов)	I.	Эоловые отложения	I. Наземные отложения	Третья
		II.	Вулканогенно-ледниковые отложения	II.	Ледниковые отложения		
		III.	Отложения термальных и минерализованных вод	III.	Аллювиальные отложения		
		IV.	Вулканогенный пролювий	IV.	Пролювиальные отложения		
		V.	Вулканогенный делювий	V.	Делювиальные отложения		
		VI.	Вулканогенный коллювий	VI.	Коллювиальные отложения		
		VII.	Вулканогенный псевдоэлювий	VII.	Элювиальные образования		
		VIII.	Болотные отложения кальдер	VIII.	Болотные отложения		
		IX.	Отложения озер вулканических котловин	IX.	Озерные отложения		
	II. Субмаринные отложения	X.	Отложения вулканогенных лагун	X.	Лагунно-заливные отложения	II. Прибрежно-морские отложения	
		—		XI.	Отложения речных выносов подводной части дельты		
				XII.	Отложения прибрежных аккумулятивных образований (баров и др.)		
				XIII.	Отложения зоны волнений	III. Морские и океанические отложения	
		XI.	Субмаринные эксплозивные отложения	—			
		XII.	Вулканогенный материал, переотложенный течениями	XIV.	Отложения зоны постоянных морских течений		
		XIII.	Подводный вулканогенный коллювий	XV.	Отложения подводного коллювия		
		—		XVI.	Отложения на положительных элементах дна поднятиях и их склонах		
		XIV.	Отложения субмаринных фумарольных полей	XVII.	Отложения в углублениях и впадинах поднятого донного рельефа		
		XV.	Отложения областей аккумуляции перемещенных масс тефры	XVIII.	Отложения морских и океанических аккумулятивных равнин и депрессий дна		

здесь проявляются только в виде налетов в результате возгонов на стенках кратеров и в трещинах горных пород. Самостоятельных генетических типов они не образуют.

По преобладающему вулканическому процессу в этой группе выделяются три подгруппы: 1) экструзивная, которая является переходной от субвулканических и интрузивных образований к вулканическим, 2) эффузивная, 3) эксплозивная, в которой некоторые генетические типы являются уже как бы переходными к вулканоосадочным отложениям второй группы.

Основной фактор формирования образований этой группы - подача материала. Именно она определяет общность происхождения тех или иных отложений, их объединение в определенные таксономические единицы и отличие последних от других единиц. Транспортировка, хотя и имеет значение, но играет меньшую роль. Что же касается фациальной обстановки, то ее роль весьма незначительна и она оказывает свое влияние на формирование лишь некоторых типов и то в самом общем виде (субаэральная или субаквальная обстановка).

Вторая группа - преимущественно вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные образования с примесью осадочных. Генетические классы сходны с осадочными классами третьей группы, но слагающие их генетические типы порождаются вулканической деятельностью.

Агенты подачи материала - преимущественно вулканическая деятельность (вулканические эксплозии, эксгаляции, гидротермы). Однако здесь имеют значение также и экзогенные процессы, в частности эрозия суши, поставляющая осадочный материал. Материал отложений - преимущественно разнообразная тефра, испытавшая различный перенос (ветром или водой), частично переотложенная, и хемогенные вещества, выпадающие из растворов. К этому вулканоосадочному материалу примешивается осадочный - терригенный или гидрогенный.

Агенты перемещения в основном те же, что и осадочных образований: движение ветра, воды и ледников, а также силы гравитации. Однако для некоторых типов еще сохраняет значение сила вулканического взрыва, выбрасывающего материал на то или иное расстояние от вулкана. Перемещение не только механическое, но, кроме того, еще в виде растворов и газов. Осаждение массы происходит по законам экзогенной седиментации за счет выпадения из взвеси (водной или воздушной), раствора или в результате остановки самой движущейся массы (например, лахара). При этом фациальные условия начинают уже играть значительную, а для некоторых типов - даже очень большую роль. Климатические особенности области седиментации также имеют значение, особенно для некоторых генетических типов.

Площади, где оседают эти отложения, еще тяготеют к вулканическим центрам и в основном располагаются в пределах вулканической области, но некоторые отложения (пеплопадов, мутевых тефровых потоков) уже могут удаляться от них на весьма значительные расстояния (до сотен километров и более) и даже выходить за пределы вулканических областей. В последнем случае наличие генетических типов этой группы среди типично осадочных, несомненно, является указанием на действие синхронного вулканизма в какой-либо из смежных областей.

Состав отложений в отличие от первой группы определяется не только типом вулканизма, но и стадией его действия, а также воздействием среды переноса и среды отложения (сказывается влияние физико-географической обстановки). Породы этой группы представлены разнообразными туфами, тефроидами, туффитами, туфоосадочными породами смешанного состава, а также осадочными породами (кластическими, хемогенными и биогенными). Очень существенно с практической точки зрения то, что с определенными генетическими типами и классами этой группы связано формирование вулканогенных полезных ископаемых.

Ввиду того, что фациальная обстановка для формирования отложений этой группы имеет большое значение, подгруппы здесь выделяются уже по общим физико-географическим условиям (наземная и морская). Более того, большинство классов этой группы является аналогами классов третьей группы (особенно наземных отложений), что видно из табл. 19 (показано стрелками).

Для формирования отложений данной группы имеют примерно одинаковое значение все три фактора: подача материала, его транспортировка и обстановка захоронения. Для одних типов более существенным является один из факторов, для других типов -

Таблица 20

Сравнительная характеристика трех групп отложений вулканических областей

Признаки для сравнения		I группа	II группа	III группа
Где встречаются генетические типы данной группы		Только в вулканической области	Только в вулканической области и смежных с ней	В любых областях
Чем обусловлены появление генетических типов и их признаки		Только вулканизмом	Вулканической деятельностью и экзогенными процессами	Экзогенными процессами
Какие особенности генетических типов определяются вулканизмом		Все основные особенности	Вулканизм определяет преимущественно состав и структуру (текстура и стратификация отложений определяются экзогенными процессами)	В обычных генетических типах вулканизм создает особенности, обусловленные мгновенностью подачи больших рыхлых масс, ритмичностью процессов, сейсмичностью области, "запечатыванием" потоками лав и др.
Происхождение материала отложений		Непосредственно из вулканического очага (выжатый, излившийся и выброшенный)	Из вулканического очага с последующим перемещением и осадочный	Осадочный и частью вулканогенный
Агенты подачи материала		Только вулканический взрыв (его эффузивная и эксплозивная деятельность)	Эксплозивная и гидротермальная деятельность вулканов, а также экзогенные процессы	Экзогенные процессы и вулканическая деятельность (эксплозивная и газо-гидротермальная)
Агенты перемещения материала		Сила взрыва, внутреннее давление газов, текучесть материала, гравитационные силы	Вода, ветер, лед, сила взрыва, гравитационные силы	Вода, ветер, лед, гравитационные силы
Характер перемещения материала на поверхности		Только механическое	Механическое и в виде растворов и газов	Механическое и в виде растворов
Способ формирования массы		Остановка движущейся массы или падение выброса (в воздухе или в воде)	Выпадение из взвеси (водной или воздушной), выпадение из растворов, остановка движения	Выпадение из взвеси или из раствора, биогенное осаждение
Обстановка формирования отложений	Относительно вулканического очага	Непосредственно вблизи центров извержений	Чаще на некотором удалении от центра извержения	На большем или меньшем удалении от центра извержения
	Ландшафтная	Наземная и морская	Наземная и морская	Наземная и морская
Значение ландшафтной обстановки		Большей частью не имеет значения	В значительной степени определяет признаки генетических типов	В основном определяет признаки генетических типов

Таблица 20 (продолжение)

Признаки для сравнения	I группа	II группа	III группа
Основные факторы, определяющие генетические признаки типа	Подача материала, транспортировка, частично фациальная обстановка	Транспортировка, подача материала, фациальная обстановка	Фациальная обстановка, транспортировка, подача материала (в меньшей степени)
Чем определяется состав отложений	Типом вулканизма и стадией его действия	Типом вулканизма, стадией его действия и экзогенными процессами	Экзогенными процессами, типом вулканизма и стадией его действия
Какими породами представлены	Разнообразные лавы, гиалокластиты, вулканические брекчии, пемзы, шлаки, туфы (спекшиеся, агломератовые и пепловые)	Различные туфы, тефроиды, туффиты, разные туфо-осадочные породы; осадочные породы - кластогенные и хемогенные; руды	Осадочные породы - кластогенные, хемогенные и биогенные; туфо-осадочные породы, тефроиды, туффиты; подчиненные прослои туфов; вулканотерригенные отложения; смешанные породы; руды
Общее название пород	Преимущественно вулканические (собственно вулканические и вулканоосадочные)	Преимущественно вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные	Преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные
Выделяемые подгруппы	I. Экструзивная. II. Эффузивная. III. Эксплозивная	I. Наземная. II. Субмаринная	I. Наземная. II. Прибрежно-морская. III. Морская и океаническая

другой, но надо заметить, что для многих из них значительную роль играет уже способ транспортировки материала. Влияние фактора подачи уменьшается, но зато все большее значение приобретает обстановка седиментации. Это сближает вторую группу с третьей. Однако в отличие от последней фациальная обстановка здесь еще не стала основным, ведущим, фактором, определяющим наиболее характерные черты генетических типов осадков группы в целом. В этой группе более или менее достаточно изучены вулканокластические образования. Что же касается вулканохемогенных, то они охарактеризованы в меньшей степени, так как их изучение связано с иным направлением исследований. Очень мало сведений также о морских отложениях этой группы. Даже из такой краткой характеристики виден переходный характер отложений второй группы между отложениями первой и третьей групп.

Третья группа - преимущественно осадочные отложения с примесью вулканоосадочных. Генетические типы этой группы встречаются в разных областях, но в вулканических они приобретают еще и специфические черты. Источников подачи материала здесь несколько: эндогенный - вулканическая активность (эксплозивная и газо-гидротермальная деятельность) и экзогенный - размыв суши, поставляющий терригенный материал, а также хемогенная и биогенная садка в водоемах. Материал отложений представлен осадками различного состава, структуры и исходного генезиса. Вулканический материал при этом большей частью встречается в виде примеси к осадочному или же образует отдельные прослои в последнем.

Агенты перемещения материала те же, что и в других физико-географических областях: движение ветра и воды как в жидком, так и в твердом виде (ледники), а

также действие гравитационных сил. Большую роль играют перераспределение и перемещение осадка непосредственно в области седиментации.

Транспортировка осуществляется как механическая, так и в виде растворов. Способ формирования осадочной массы тот же, что и для всех осадочных пород: выпадение из взвеси (водной или воздушной) или из раствора, остановка движущейся массы; но, кроме того, отложения формируются еще и биогенным путем (например, рифы).

Территорией осадконакопления является вся вулканическая область и даже смежные с ней площади. Отложения этой группы могут накапливаться и вблизи вулканов, но чаще они в большей или меньшей степени уже отрываются от вулканических центров. Фациальная обстановка приобретает роль основного фактора, обусловливающего наиболее характерные черты различных генетических типов, способ же подачи, а иногда и транспортировка отходят на второй план. Понятно, что при этом большое влияние на литогенез оказывает и климат.

Вещественный состав пород определяется совместным действием вулканизма и экзогенных процессов (эрозия, абразия, гидрогенная седиментация). Наконец, имеет значение состав разрушаемых более древних отложений, иногда значительно удаленных от области седиментации. Породы, относящиеся к этой группе, чрезвычайно разнообразны: чисто осадочные, смешанного состава (туффиты, туфо-песчаники и др.), вулканотерригенные и вулканоосадочные образования. Последние чаще встречаются в виде прослоев среди осадочных пород. Однако при большом количестве подаваемого вулканического материала он может как бы подавить терригенную седиментацию. Поэтому отложения обычных "осадочных" генетических типов здесь могут оказаться почти целиком сложенными вулканоосадочным материалом (например, вулканокластический аллювий, вулканохемогенные лагунные отложения и др.). В отложениях этой группы могут быть встречены тефроиды и даже туфы, а также разного рода полезные ископаемые - не только вулканогенные, но и чисто осадочного генезиса. Сюда же относятся породы, образовавшиеся в результате гипергенных процессов. В отличие от предыдущих групп некоторые генетические типы здесь представлены биогенными отложениями.

Подгруппы в третьей группе выделяются по крупным фациальным обстановкам (наземная, прибрежно-морская, морская и океаническая), так как здесь именно они являются основным ведущим фактором, определяющим наиболее характерные генетические черты осадков.

Описание отложений этой группы проводилось в специальном аспекте с акцентом на то, чем именно отличаются образования этих генетических типов от аналогичных, встречающихся в иных областях, где вулканизма не было. Однако обусловленная вулканизмом специфичность всего разнообразного комплекса отложений этой группы охарактеризована пока еще недостаточно и неравномерно.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ОПИСАНИЮ ГРУПП

Приведенная выше краткая характеристика основных особенностей каждой группы отложений показывает резкое различие первой и третьей групп, причем первая ближе к интрузивным породам, а третья - к чисто осадочным. Вторая группа отложений является переходной между первой и третьей, но при этом характер перехода между ними различный. Восьмой (последний) класс I группы связан непосредственно постепенными переходами с первым классом отложений II группы (см. табл. 19). Поэтому эти две группы даны в таблице в виде одного вертикального ряда. Из табл. 19 видно также, что названия классов отложений II и III групп очень близки и различаются только относимыми к ним генетическими типами и лишь некоторые классы оказываются специфичными. Таким образом, переходный характер II группы при сравнении ее с III группой выявляется как бы "по горизонтали" (см. табл. 19).

Общее количество выделенных и описанных генетических типов 96, они объединяются в 42 класса. Все эти типы действительно существуют в природе и формируются в вулканических или связанных с ними областях, поэтому геологи неизбежно с ними сталкиваются. Большое их количество обусловлено полифациальностью и гетерогенностью отложений этих областей, о которых мы уже говорили выше: здесь имеются образования наземные и морские, терригенные и вулканогенные.

Если мы сравним нашу классификацию с классификациями некоторых генетических типов, предложенными другими авторами, то увидим, что объемы этих понятий в общем близки. В нашей схеме континентальные осадочные отложения III группы представлены 22 генетическими типами отложений, у Е.В. Шанцера (1966) среди континентальных осадочных образований выделено 20 генетических типов, у Н.И. Николаева (1946) - 27 фаций. Е.Ф. Малеев (1963а) среди вулканокластических наземных отложений выделил 23 фации, у нас же наземные отложения II группы представлены 18 генетическими типами. Следовательно, объем наших генетических единиц примерно таков же, как и у других исследователей.

Как мы увидим ниже из конкретного описания таксономических единиц разных рангов, в составе каждого класса один из типов является основным, определяющим, другой представляет собой переход к соседним. То же можно сказать в отношении типов и подтипов. Таким образом, все подразделения нашей классификационной схемы связаны одно с другим постепенными переходами. При этом черты таких "переходных" единиц также носят смешанный или переходный характер, из-за чего часто трудно бывает решить, в какую классификационную ячейку их отнести. Это указывает на неразрывность природных связей и на некоторую условность предлагаемой типизации (что характерно для генетических классификаций вообще). Однако наличие специфических черт основных единиц все же позволило создать предлагаемую читателям классификационную схему. Она представляет первый шаг в этом генетическом направлении и в дальнейшем, по мере накопления знаний, будет уточняться и видоизменяться. Но, как нам кажется, основа ее выбрана правильно.

Приводимые ниже описания строились по возможности по единому плану. Для каждой из трех групп дана классификационная таблица генетических таксономических единиц с указанием некоторых факторов, дающих основание для разграничения или наоборот объединения последних. Эти таблицы пронумерованы римскими цифрами в отличие от остальных таблиц.

Выделяемые подгруппы и классы нумеруются римскими цифрами, причем нумерация последних дается подряд внутри группы (независимо от подгрупп). Генетические типы нумеруются арабскими цифрами, порядок их нумерации свой внутри каждого класса. Это придает классификации большую гибкость и облегчает возможность ее уточнения и изменения в дальнейшем.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОПИСАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ И КЛАССОВ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

ГЛАВА I

ПЕРВАЯ ГРУППА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ. СОБСТВЕННО ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Общими для всех образований, относимых к I группе, являются непосредственная пространственная связь с вулканическим очагом и ведущая роль в их формировании эндогенных факторов. Экзогенные факторы значительно меньше влияют на большинство особенностей подаваемых вулканических продуктов и мобилизацию последних в поверхностных условиях. В частности, фациальная обстановка играет роль при формировании лишь некоторых генетических типов и притом в самом общем виде.

Главное значение имеет подача материала, обусловленная внутренними и внешними особенностями вулканического процесса. Последний определяет химический и минеральный состав подаваемого материала, его агрегатное состояние и способ подачи. Характер транспортировки также в значительной степени определяется силой и направлением вулканического взрыва, а также процессами, происходящими внутри извергнутой эндогенной массы.

По преобладающему характеру вулканического процесса – экструзивному, эффузивному или эксплозивному – в данной группе соответственно выделяются три подгруппы (табл. I). Каждая из подгрупп делится на классы в зависимости от факторов, определяющих движение вулканогенного материала и его мобилизацию в поверхностных условиях. Для первых двух подгрупп основное значение имеют особенности самого вулканического процесса, состав расплава, степень его дифференциации и др. Так как эти вопросы выходят за пределы стоящей перед нами задачи, на образованиях I и II подгрупп мы почти не останавливаемся.

Для третьей подгруппы ведущее значение имеют особенности вулканического процесса, проявляющиеся в основном на земной поверхности: тип вулканического взрыва, явление автоэксплозии (обусловленное активной ролью газовой составляющей эндогенной массы в поверхностных условиях) и способ транспортировки извергнутого материала. Кроме того, здесь несколько большее значение (особенно для некоторых генетических типов) имеют фациальная обстановка и характер ландшафта.

ПЕРВАЯ ПОДГРУППА. ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЭКСТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Эта подгруппа представлена только одним классом – эффузивно-экструзивными образованиями. Не исключено, что слагающие его генетические типы следует перевести в дальнейшем в ранг класса.

Класс I. Эффузивно-экструзивные образования

К этому классу отнесены образования, связанные непосредственно с магматическим очагом. Они в целом являются переходными от субвулканических к вулканическим, так как представляют собой магматический расплав, застывший близ поверхности земли или сразу по выходе на эту поверхность (без растекания по ней). Здесь выделяются два генетических типа: 1-й тип – жерловые образования, 2-й тип – формы выдавливания из жерл, являющиеся как бы продолжением жерловых образований, но уже вышедших на поверхность.

1-й генетический тип. Жерловые образования

К этому типу отнесены производные магматического расплава, оставшиеся в жерле вулкана. Обычно они бывают хорошо выражены морфологически при разрушении вулканической постройки. В этом генетическом типе выделены два подтипа по способу их образования. Первый подтип - некки. По существу они (так же как и дайки) относятся к субвулканическим образованием, однако по положению в разрезах некки неразрывно связаны с вулканической постройкой, являясь как бы ее "стержнем". Их выделение помогает установить центр вулканического извержения, поэтому они и рассматриваются здесь, в то время как дайки не описываются. Второй подтип - внутрижерловые эксплозивные образования, образующиеся при заполнении магмой подводящего канала, сопровождаемом взрывной деятельностью; последняя создает внутри канала эксплозивные образования особого рода - эксплозивные брекчии и трубки взрыва.

Первый подтип. Некки, или жерловины. Образование некков связано преимущественно с излияниями центрального типа лав большей частью кислого или среднего состава. Изучены некки в основном по их остаткам, обнаруживаемым в ископаемом виде; однако встречаются они не часто, значительное реже, чем, например, дайки. Это объясняется тем, что образования некков уничтожаются (частично или даже полностью) последующими взрывами центрального типа, в результате чего в ископаемое состояние переходит некк, образованный в основном лишь последним извержением, проходившим через жерло вулкана. При эрозии суши в первую очередь уничтожается вершина вулканической постройки с некком в центральной части. В результате изучению становятся доступными в большинстве случаев лишь нижние части некковых образований. Вместе с тем определение некка в ископаемой толще позволяет установить местоположение центральной части вулканического аппарата, тем более, что при глубокой эрозии остатки некка на современной эрозионной поверхности не всегда совпадают с наиболее высокой частью вулканической постройки, как это показано Е.Ф. Малеевым (1964).

Отпрепарированные эрозией остатки некков могут достигать высоты десятков и даже сотен метров, в поперечнике они бывают от сотен метров до нескольких километров. Иногда в ископаемых отложениях ошибочно выделяются образования "некков " диаметром 3-4 м. Однако жерло вулкана и его подводящие каналы обычно значительно больше: они по размерам примерно равны нижней части кратера, т.е. измеряются сотнями метров и километрами. Поэтому так называемые мелкие некки - это, очевидно, жилы, похожие на жерловины, или особый тип более или менее округленных в поперечнике даек, приуроченных к каким-либо каналам и трещинам.

Принадлежность ископаемых отложений к некку устанавливается в основном по соотношению их с вмещающими породами. Типичен рвущий характер контакта, особенно когда вмещающие породы (например, пирокластические) залегают горизонтально или полого. Иногда видно, что под влиянием давления поднимающейся магмы слои пород, вмещающих некк, как бы приподнимаются и образуют куполообразное вздутие, в центре которого располается некк. Близ него падение пластов может быть довольно крутым (53-60°), а далее периклинально падающие слои выполаживаются. В теле некка, особенно в его периферических частях, бывают заключены ксенолиты вмещающих пород, достигающие крупных размеров (до 1 м и более). Вблизи контакта порода некка в результате более быстрого остывания имеет стекловатое строение, наблюдаются сильные вторичные изменения. Структура основной массы полураскристаллизованная, микросферолитовая или микрофельзитовая с вкраплениями отдельных кристаллов.

Характерна флюидальная текстура, обычно заметная невооруженным глазом по чередованию более темных и более светлых полос. Флюидальность позволяет судить о направлении движения магмы. Так, М.П. Русаков и Г.М. Фремд (1962), описывая некки из пермских отложений Алатау, отмечают, что в центре некка флюидальность направлена веерообразно от центра некка к его периферии. Флюидальность лав некка часто как бы повторяет его очертания. Она имеет крутые углы наклона (60 - 70, до 90°), причем крутое падение обычно направлено от периферии к центру, простирание ее параллельно стенкам жерла. На периферии массива флюидальность

I группа генетических типов: собственно вулканические образования

Факторы формирования				Таксономические	
Подача материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования: относительно вулканического аппарата	Обстановка формирования: фациальная (палеогеографическая)	Подгруппы	Классы
Вулканическим взрывом	Сила вулканического взрыва + сила тяжести + автоэксплозия[1]	Вулканический аппарат	Различная	I. Преимущественно экструзивные образования	I. Эффузивно-экструзивные образования
		Вулканический аппарат и прилегающие площади	Различная	II. Преимущественно эффузивные образования	II. Потоки волнистых лав
					III. Потоки обломочных лав
			Субаквальная (преимущественно морская)		IV. Потоки подушечных лав и их производные
			Различная		V. Потоки газонасыщенных пенистых лав
					VI. Лавовые потоки, несущие посторонний обломочный материал
			Известны преимущественно наземные образования	III. Преимущественно эксплозивные образования	VII. Эксплозивные пирокластические потоки (направленно-текущие)
					VIII. Грубые эксплозивные образования вулканических выбросов

[1]Процессы автоэксплозии характерны для классов IV, V и особенно для VII

Таблица I

генетические единицы
Типы (в скобках – подтипы)
1. Жерловые образования (некки, внутрижерловые эксплозивные образования)
2. Формы выдавливания из жерл (иглы, купола и др.)
Генетические типы не выделялись (определяются эндогенными факторами)
1. Потоки подушечных (пиллоу) лав (морские, наземные)
2. Подушечные брекчии (морские, наземные)
3. Гиалокластиты или "аквагенные туфы" (морские, наземные)
1. Потоки игниспумитов
2. Потоки пузыристой (пемзовидной) лавы
1. Потоки лав, несущие обломки литифицированных пород
2. Потоки лав с примесью тефры или "тефро-лавы"
3. Потоки лав, захватывающие нелитифицированные осадки
1. Игнимбритовые покровы и потоки (трещинные, кальдерные, связанные с экструзиями)
2. Отложения раскаленных лавин (излившихся из открытого жерла, связанных с экструзиями, обвальных или вторичных)
3. Отложения палящих туч (нисходящих, обратно падающих)
4. Отложения пепловых и пемзовых потоков и покровов (пепловых, пемзовых)
1. Отложения направленных взрывов
2. Отложения шлаковых конусов и скоплений шлаков
3. Отложения "эруптивных камнепадов" – грубой тефры
4. Отложения пемзопадов

выражена отчетливей, чем в центральной части. В боковых частях некка флюидальность иногда ориентирована в направлениях, соответствующих направлению трещин, по которым происходит извержение. Ориентировка флюидальности обусловливается большой вязкостью лавы по периферии и направляющим воздействием стенок жерла. Вертикальная тонкая столбчатая отдельность, появляющаяся в теле некка в зоне выветривания, очевидно, иногда бывает обусловлена флюидальностью (если удлиненные блоки этой отдельности ориентированы так же, как и флюидальная текстура).

Образование некков сопровождается гидротермальными изменениями как их самих, так и вмещающих некк пород; по разным трещинам, оперяющим некк, и по разломам на периферии некка поднимались гидротермы, обусловившие широкое развитие вторичных кварцитов, алунитизацию, каолинизацию и рудную минерализацию (полиметаллическую, сульфидную и др.).

Форма некка в плане обычно более или менее изометричная, хотя от него могут отходить "языки", иногда даже довольно длинные (сотни метров). С некком часто бывают генетически связаны дайки, располагающиеся радиально по отношению к нему. В некоторых случаях (при трещинных излияниях) при заполнении расплавом подводящих трещин образуются дайки, которые в этом случае генетически аналогичны неккам, но как бы сильно "растянутым". Образование некков (так же как и даек) часто связано с разломами, контролирующими их размещение.

Второй подтип. Внутрижерловые эксплозивные образования. Образования этого подтипа в целом представляют собой субвулканические эксплозии. По месту образования близ поверхности (в подводящих каналах, в жерлах или в трещинах) они сходны с некками, однако отличаются от последних процессом формирования, в котором большая роль принадлежит газам, в результате чего сам процесс имеет скорее эксплозивный, чем эффузивный характер. Это определяет специфические структурные и текстурные черты описываемых образований. В данном подтипе можно выделить разновидности: тела эксплозивных брекчий, трубки взрыва, диатремы и др.

Эксплозивные брекчии изучались многими авторами. Описание их мы приводим в основном по работе Ю.С. Бородаева и других (1965). Образование эксплозивных брекчий связано с остаточным магматическим расплавом (обычно кислым), содержащим повышенное количество летучих компонентов. Последние при возникновении или открывании тектонических трещин внезапно со взрывом переходят в газообразное состояние и под огромным давлением устремляются вверх, увлекая тонкораспыленный в результате бурного вскипания магматический расплав со взвешенными в нем кристаллами кварца, полевого шпата и др. Этот материал составляет основную массу, или цемент брекчий.

Включения и обломки в эксплозивных брекчиях в подавляющем количестве представляют собой отторженцы стенок канала и обломки вмещающих пород, захваченные расплавом. В процессе перемещения эти обломки подвергались механической обработке, приобретая более или менее округлые формы. Таким образом, по степени их "окатанности" можно примерно судить о протяженности пройденного ими пути.

"Подвижная смесь обломков различных пород, раскаленного магматического расплава и огромного объема газов и паров воды под большим напором перемещалась по тектоническим разрывным нарушениям на значительном расстоянии вверх от магматического очага, инъецировалась в сопряженные с разломом трещины, распределялась по плоскостям межпластовых отслоений" (Бородаев и др., 1965, стр. 62).

Эксплозивные брекчии образуют тела как согласно залегающие между пластами вмещающих пород, так и секущие их. Форма тел пластовая, жило-, дайко- и трубообразная. Размер тел эксплозивных брекчий разный. Протяженность их от единиц до сотен метров. Мощность тел изменяется по падению и по простиранию от единиц до нескольких десятков метров. Состав включений может быть чрезвычайно разнообразным и представлен обломками не только эффузивных, но и изверженных пород (обычно генетически связанных по составу с цементирующей основной массой), а в подчиненном количестве - и осадочных пород, вмещающих эти образования. Размер обломков от нескольких миллиметров до десятков сантиметров и

более. При этом обломки могут составлять примерно половину массы всей породы, но могут и преобладать настолько, что цементирующая масса занимает относительно небольшой объем породы. Характерно, что бо́льшая часть обломков, как уже указывалось, имеет довольно правильную округленную обтекаемую форму, так что иногда они внешне напоминают гальку и валуны, чему способствует и резко различный состав обломков. Однако поверхность этих округленных обломков в отличие от галек шероховата, с мелкими неровностями, вмятинами и выпуклостями. Кроме того, тут же встречаются и угловатые, неправильной формы обломки с закругленными гранями (особенно среди более мелких). Остроугольные формы почти отсутствуют. Иногда встречаются плитчатые разности.

Текстура этих образований брекчиевидная, но иногда в породе намечается и некоторая ориентировка обломков. В пластовых брекчиях наблюдается вторичная текстура рассланцевания и будинажа. В лавовом цементе иногда заметна флюидальность, выражающаяся в различной раскристаллизации основной массы, а также в несколько различном составе отдельных полос. Например, альбитовые "струи" чередуются с кварц-альбитовыми, обогащенными мелкими чешуйками хлорита, зернами эпидота и рудными минералами. Характерно, что при ударе молотком измененная порода эксплозивных брекчий рассыпается на отдельные обломки, обычно более крепкие, чем измененный и рассланцованный цемент. Порода, представляющая эксплозивную брекчию, по внешнему виду иногда похожа на туфо-конгломераты или же на агломератовые туфы. Отличает ее секущий характер самих тел, а от агломератов – еще и некоторая округленность обломков.

Поскольку брекчии являются производными остаточного магматического расплава, с которым связано и рудообразование, то часто перемещение материала брекчий и рудообразующих растворов происходило по одним и тем же путям. Иногда и сами брекчии благодаря своей неоднородности и проницаемости могли служить проводниками растворов. Поэтому понятна генетическая и пространственная связь с эксплозивными брекчиями концентраций различных руд (медноколчеданных, ртутных, полиметаллических и др.). С этой точки зрения выделение таких субвулканических эксплозий представляет большой практический интерес.

Трубки взрыва, как и предыдущие образования, возникают под действием взрыва газов под большим давлением в остаточном расплаве. Получаемые при этом образования имеют структурные и текстурные черты, сходные с чертами эксплозивных брекчий, но существенное отличие их в том, что образования данной разновидности являются производными основной (и даже ультраосновной) магмы. Поэтому с ними ассоциирует иной комплекс пород (например, ки́мберлиты), минералов и полезных ископаемых (например, гранаты, алмазы). Кроме того, они обычно довольно круто секут вмещающие породы, чем также отличаются от тел эксплозивных брекчий, для которых это не обязательно. Для трубок взрыва характерна форма в виде вертикальной трубки, вверху воронкообразно расширяющейся. В плане они могут иметь различную, иногда довольно причудливую, но в общем все же более или менее изометричную форму (Козлов, 1969), в поперечнике измеряемую сотнями метров и единицами километров.

2-й генетический тип. Формы выдавливания из жерл (собственно экструзивные образования)

Образования этого типа формируются в результате выжимания, выдавливания из жерла (чаще всего из кратеров стратовулканов) вязкой обычно кислой (или средней) лавы, застывающей уже на поверхности, над тем подводящим каналом, из которого она вышла. В зависимости от различных причин образуются морфологические разновидности данного подтипа – купола, иглы, обелиски, зачастую закупоривающие жерло, поэтому их формирование часто сопровождается появлением палящих туч, раскаленных лавин и других пирокластических потоков (см. третью подгруппу).

Экструзивные купола присущи многим вулканам и описаны в ряде работ. Одни авторы считают, что купола образуются следующим путем: начальная порция лавы в кратере быстро охлаждается и затвердевает. Изнутри новые порции подни-

мающейся лавы давят на образовавшуюся кору, разламывают ее, и лава выжимается на поверхность. Таким образом, купол растет внутри прочносплавленной брекчиевой коры, препятствующей растеканию лавы. Г.С. Горшков и Г.Е.Богоявленская (1965, стр. 135–139) критикуют эту точку зрения, считая, что в большинстве случаев лава появляется в кратере в виде почти затвердевшего монолита, внутренняя часть которого обладает еще некоторой пластичностью: "Под давлением снизу монолит разламывается на глыбы и обломки, которые образуют рыхлый покров купола – агломератовую мантию (брекчию разламывания по Лакруа)". Мантия эта рыхлая, непрочная и даже может сползти вниз в результате подвижек. Иногда на последней стадии роста купола его внутренняя часть как более пластичная выжимается по трещинам, образуя радиальные хребтики, или же выжимается в виде крупной иглы или обелиска, достигающего высоты в десятки и даже сотни метров. Диаметр куполов различен. Существуют как большие (единицы километров), так и маленькие купола с высотой, измеряемой единицами метров, диаметром в десятки метров. Подмечено, что существует зависимость между высотой и диаметром купола: отношение этих величин чаще всего составляет 1:2, 1:3 (Горшков, Богоявленская, 1965). Одним из примеров выжатых куполов может служить известный купол вулкана Мон-Пеле, представляющий собой обелиск, образовавшийся при извержении в 1902 г. в результате выжимания вязкой андезитовой лавы и достигший высоты более 400 м (Lacroix, 1904). Если лава менее вязкая, но достаточно пластичная, то возникают купола не в виде обелисков или игл, а иного типа – в виде караваев. Более редкой разновидностью экструзивных куполов являются, по Г.С. Горшкову и Г.Е. Богоявленской (1965), пробковые купола, когда пробка застывшей в канале лавы выдвигается вверх давлением снизу. Эта разновидность куполов в разрезе будет непосредственно переходить в образования жерловин или некков.

Выдавленные купола обычно весьма недолговечны: они разрушаются как во время формирования (в результате внутренних взрывов), так и последующими извержениями и, наконец, в результате эрозии. Поэтому в ископаемом виде, особенно в древних породах, они могут быть встречены относительно редко, причем сохраняются преимущественно их нижние части, переходные к жерловым образованиям (там у них обнаруживаются рвущие контакты). Мелкие формы выдавливания, отмечаемые на поверхности лавовых потоков (Шрок, 1950), к данному генетическому типу не относятся.

ВТОРАЯ ПОДГРУППА. ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ — ПОТОКИ ЛАВ РАЗНОГО РОДА

Образования этой подгруппы являются результатом излияния жидкой лавы на земную поверхность в виде разнообразных потоков и покровов. Как мы уже говорили, они требуют особого рассмотрения, однако мы включаем их в общую классификационную схему и упоминаем здесь по ряду причин. Прежде всего они пространственно и генетически весьма тесно связаны с остальными генетическими типами отложений и входят в качестве неотъемлемой составной части в различные генетические комплексы, являясь в ископаемых толщах обычными членами вулканогенно-осадочных формаций. Часто типы этой подгруппы связываются постепенными переходами с образованиями других подгрупп: некоторые генетические типы, особенно представленные кластическими образованиями, иногда бывает трудно отличить от типов иного генезиса.

Появляясь на земной поверхности, образования второй подгруппы зачастую изменяют фациальную обстановку (например, меняют рельеф местности), что влечет за собой возникновение даже у генетических типов собственно осадочных отложений таких специфических признаков, которые свойственны только вулканическим областям. Образования рассматриваемой подгруппы, перекрывая рыхлые отложения разных типов, в ряде случаев как бы "запечатывают" последнее, предохраняя их от разрушения эрозионными процессами, и тем самым способствуют переходу в ископаемое состояние таких отложений, которые в других условиях сохраняются редко. Мы видим, что образования данной подгруппы играют весьма различную роль

при формировании составных частей вулканогенно-осадочных формаций. Породы, которыми представлены различные генетические типы, хорошо изучены по современным и ископаемым отложениям. Рассмотрение этих образований будет дано нами в основном с позиций связи их с другими типами, а также тех особенностей, которые позволяют отнести породы к той или иной таксономической единице предлагаемой схемы. При этом мы остановимся несколько подробнее на некоторых особенностях, которые придают им сходство с образованиями иных групп и подгрупп. Поэтому относительно более детально будут рассмотрены те генетические типы, которые имеют кластическую структуру, благодаря чему они приобретают черты, сближающие их с образованиями третьей подгруппы или даже с отложениями следующей, второй, группы.

Образования этой подгруппы (так же, как и предыдущей) непосредственно связаны с центрами извержений, но в отличие от рассмотренных ранее они не привязаны только к вулканическому аппарату, а могут удаляться от него на значительные расстояния, измеряемые не только километрами, но даже десятками километров. Так, два лавовых потока Ключевской сопки имеют длину 10 и 16 км, лавовый поток вулкана Мауна-Лоа достиг длины 42 км и т.д.

Нами выделены (весьма условно) в этой подгруппе пять генетических классов лавовых потоков (см. табл. I).

Класс II. Потоки волнистых лав

Лавовые потоки этого класса относительно жидкие и горячие; часто они имеют основной состав и в значительной степени дегазированы. Их генетические особенности целиком обусловлены эндогенными процессами, которые мы здесь не разбираем. На поверхности этих подвижных лавовых потоков при остывании образуется более или менее эластичная пленка или корка, которая так или иначе сморщивается, сминается движущейся под ней жидкой лавой и образует волнистые поверхности лавового потока. Лавы этого класса имеют много названий, которые по существу отражают их отдельные морфологические разновидности. Выделяются лавы пахое-хое (массивная, черепитчатая, скорлуповатая), волнистая, блинная (террасовидная), канатная, кишечная, морщинистая. Основное название - пахое-хое, или волнистая лава.

Класс III. Потоки обломочных лав

Лавовые потоки этого класса, сложенные обломками лав различной величины и формы, имеют шероховатую, угловатую, "колючую" поверхность. Обломочные лавы более вязкие (средней вязкости) и менее горячие, с более толстой и твердой поверхностной коркой остывания, которая разламывается при движении лавового потока.

В литературе имеется много названий для лав этого класса, большинство из которых также соответствует их разновидностям, различаемым по форме, величине и характеру обломков. Общее название этих лав - лавы типа "Аа", или обломочные. Кроме того, употребляются названия глыбовая, шлакоглыбовая, плитчатая, лоскутная, брекчиевая лава, лавобрекчия, кластолава и гребни сдавливания.

Лавобрекчия, или брекчиевая лава, состоит из обломков лавы, сцементированных той же лавой (того же извержения). По текстуре брекчиевые лавы сходны с вулканокластическими образованиями, но по существу они являются типичными излившимися эффузивными породами. Если обломки лавы сцементированы лавой другого потока, часто иной текстуры и структуры, то такую лаву называют кластолавой (Малеев, 1963а).

Следует отметить, что один и тот же лавовый поток может быть представлен несколькими разновидностями и даже различными типами лав (например, на Гавайских островах с удалением от вулкана отмечался переход лавы типа пахое-хое в переходную лаву типа "Аа"). Однако А.Ритман (1964) подчеркивает, что в одном и том же потоке (и даже более того - в лавах одного цикла извержения

одного и того же вулкана) все же никогда не встречаются рядом настоящая глыбовая и настоящая волнистая лавы; рядом могут находиться лишь волнистая и шлакоглыбовая или же шлакоглыбовая и глыбовая лавы.

Как известно, основные внутренние текстуры лав - это массивная, флюидальная, пористая (в том числе пузырчатая, трубчатая, пенистая, пемзовая, амигдалоидная) и обломочная. Кроме того, отмечаются текстуры расслоения разного рода в лавовом потоке в целом (т.е. "стратификация" лавового потока). На примере изучения кислых лав разного возраста Руттен (Rutten, 1963) показал, что для них характерно полосчатое строение. Эта полосчатая текстура появляется в результате ламинарного течения очень вязкого материала в нижних частях потоков, где полосчатость горизонтальна или параллельна поверхности подстилающего склона. В верхних же частях потоков замечен турбулентный характер перемещения лавы с частыми завихрениями и обтеканием взломанных и перемещенных ранее застывших фрагментов. По мнению этого автора, такая текстурная особенность вязких лав позволяет отличать их в полевых условиях от игнимбритов. На поверхностях лавовых потоков отмечаются такие текстурные формы, как луковицеобразные и бороздчатые выдавливания небольших размеров, описанные Р.Шроком (1950). По его мнению, эти формы могут быть использованы в целях определения подошвы и кровли пласта, а также при выделении отдельных лавовых потоков, последовательно налегающих один на другой.

Класс IV. Потоки подушечных лав и их производные

Этот класс, так же как и предыдущий, выделен, казалось бы, по внешнему, чисто морфологическому, признаку - обособлению лавового материала в виде разной формы подушек с дальнейшим бо́льшим или меньшим раздроблением. Однако давно отмеченный морфологический облик этих лавовых потоков возникает обычно при определенных условиях формирования: при контакте газонасыщенного потока жидкой лавы с водой (в субаквальной или субгляциальной обстановке), в которой он резко и быстро остывает под большим давлением. Таким образом, здесь имеет значение не только эндогенный фактор (сам вулканический процесс), но и экзогенный - обстановка мобилизации эндогенной массы. Все это дает основание для выделения указанных образований в самостоятельный генетический класс, который разделяется на следующие типы: 1-й тип (основной) - потоки подушечных (пиллоу) лав; 2-й тип - подушечные брекчии; 3-й тип - гиалокластиты (или так называемые аквагенные туфы). Все они обусловлены в основном одним и тем же процессом и связаны как генетически, так и пространственно постепенными взаимными переходами. Строго говоря, названия второго и третьего типов являются названиями пород, а не генетическими терминами, однако они прочно укоренились в литературе, причем с ними у геологов связано отчетливое представление об определенном процессе формирования. Поэтому автор не счел нужным давать им новые, непривычные названия, хотя, может быть, и более правильные терминологически.

1-й генетический тип. Потоки подушечных (пиллоу) лав

В существующей литературе названия "подушечные лавы", "пиллоу-лавы" и "шаровые лавы" часто употребляются как синонимы. Однако шаровыми бывают не только те разновидности подушечных лав, которые имеют обособления в виде шаров, но и шаровые лавы резко иного генезиса (сферолитовые, ликвационные). С другой стороны, эти термины нельзя считать синонимами еще и потому, что обособления подушечных лав бывают не только в виде шаров, но и в виде других разнообразных (хотя всегда более или менее округлых) форм.

Поэтому мы предлагаем чисто условно разделить эти два термина: "подушечные лавы" считать генетическим термином, включающим округлые образования разной формы (в том числе и шары), а "шаровые лавы" считать термином чисто морфологическим, который может быть использован при определении лав различного генезиса. Такое разделение удобнее еще и потому, что производные лав данного

генетического типа обычно называют "подушечными брекчиями". Наконец, термин "подушечные" полностью соответствует иностранному термину "пиллоу".

Итак, существует следующее соотношение терминов: 1) генетический тип – "потоки подушечных лав" (или пиллоу-лав) – имеет формы обособления массы в виде шаров, подушек, матрацев, караваев, полушаров, баллонов и др.; 2) морфологический тип – "шаровые лавы" – может быть встречен в различных классах: в подушечных лавах, сферолитовых, ликвационных и др. При этом термин "шаровые" в разных случаях может относиться к классу, типу, подтипу и разновидности. Строение "шаров" и их соотношение с вмещающей массой в каждой из генетических единиц будет различным.

В литературе описаны следующие структурные и текстурные признаки этих лав. Подушечные (пиллоу) лавы представляют собой скопления примыкающих друг к другу более или менее деформированных округлых образований, частично (а иногда и полностью) обособленных. Такие образования бывают несколько различны по внешнему виду: в разных случаях они имеют облик шаров и полушаров, подушек, матрацев, караваев, булок, баллонов с направленными вниз "хвостами" и т.п. Их нижние части бывают не только округлыми, но и плоскими, а иногда даже вогнутыми, так как часто они как бы "приспосабливаются" к верхней плоскости лежащих ниже подушек или других форм (Шрок, 1950). Размеры этих тел различные – от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Иногда они бывают более или менее вытянуты в одном направлении. Отдельные подушки имеют стекловатую оболочку толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, которая постепенно переходит в раскристаллизованную лаву в их средней части. Отмечается флюидальная текстура, параллельная поверхности.

Порода пористая, концентрация пузырьков и пустот чаще приурочивается к верхней части подушек; однако в некоторых случаях, наоборот, центральная часть подушек бывает столь пористой и даже кавернозной, что при выветривании может остаться только внешняя оболочка подушки. Таким образом, текстура внутренних частей подушек может быть плотной, пористой, а иногда они представляют собой даже пустые полости. В некоторых случаях параллельно поверхности подушки отмечается чередование концентрических слоев пузырчатой и плотной лавы. Концентрически зональное строение шаров связано с различными условиями кристаллизации отдельных зон в зависимости от удаленности их от оболочки закаливания. Подушки либо плотно примыкают одна к другой, либо разделяются промежутками, заполненными обрывками и угловатыми обломками тех же форм, что и кривые поверхности подушек, цементирующимися в виде брекчии. Наиболее часто подушечные текстуры отмечаются в потоках базальтовых и андезитовых лав, но встречаются они также и в трахитах, дацитах и даже в основных разностях риолитов.

В настоящее время большинство геологов считают, что отложения этого рода образуются в результате соприкосновения лавы, насыщенной летучими компонентами, с водой (морской или пресной). Характерная текстура шаровых лав возникает при их быстром остывании, обычно под большим давлением. Таким образом, форма отдельных подушек, приближающаяся к сферической, служит признаком остывания лав в водонасыщенной среде, а их вытянутость указывает на направление движения материала. Местами в породе сохраняются перемычки, соединяющие отдельные подушки. Строение потоков подушечных лав, их форма, размеры шаров и подушек определяются глубиной излияний, мощностью потоков и степенью вязкости лавы. Шары и подушки образуются главным образом в поверхностных и фронтальных частях потоков.

Мощность потоков подушечных лав может быть и небольшой. Так, спилитовые шаровые лавы о.Кинг (Тасмания) образуют тонкие (1 м) потоки, сложенные изолированными подушками, либо потоки несколько большей мощности (5 м), сложенные связанными между собой шарообразными выделениями (Solomon, 1965, 1969). М.Соломон описал постепенные переходы между подушечными лавами и брекчиями, включающими отдельные подушки. Основная масса таких брекчий состоит из девитрифицированного стекла, многие обломки которого были еще пластичными во время отложения.

В большинстве случаев отмечалось сочетание подушечных лав с туфами и туффитами, содержащими морскую фауну, что, несомненно, свидетельствует о под-

водном характере излияний. Они бывают также связаны с кремнистыми вулканогенными породами и с морскими отложениями II и III групп. Образование шаровых лав, видимо, возможно на различных глубинах (исключая лишь очень глубокие впадины)

Однако подобные образования могут возникать не только на дне моря, но и в наземных условиях. Во-первых, шаровые лавы могут образоваться в том случае, когда поток лавы изливается под толщей льда или же на мощный ледяной или снеговой покров (Б.В. Иванов, 1966; Малеев, 1969б; Кременецкая, 1972а; и др.). Такие образования описаны в четвертичных отложениях Исландии (Noe-Nyggard, 1940; и др.), где среди подушечных базальтов и их брекчий встречаются прослои тиллитов. Оболочка шаров в этих базальтах состоит из прозрачного сидеромеланового стекла. В самом базальтовом массиве шары упакованы плотно, однако в его периферической части между шарами появляется связующая масса и порода переходит в своеобразную базальтовую подушечную брекчию. В подушечных лавах наземных излияний наибольшая пористость была отмечена во внутренних частях подушек. Это, очевидно, можно объяснить тем, что при подводном излиянии большое давление столба воды препятствует выходу газов, скапливающихся у наружного края подушек. В наземных условиях такого давления нет и газы беспрепятственно выходят из периферических частей подушек.

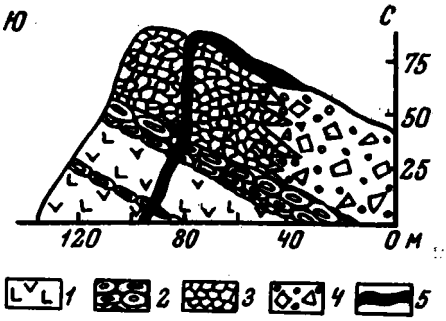
Т.Н. Кременецкой (1972а) наблюдались на склоне четвертичного вулкана Большой Чекчебонай переходы массивных андезито-базальтов в подушечные лавы, а затем в подушечные брекчии (фиг. 1); она предполагает, что это было обусловлено внедрением андезито-базальтовых лав под толщу ледника. Талые воды последнего размывали подушечные брекчии и переоткладывали их в виде своеобразного грубого тефроида, который мы относим к особому генетическому типу вулканогенных флювиогляциальных отложений второй группы.

Во-вторых, в наземных условиях шаровые лавы могут образоваться при вытекании лавового потока в озеро. Это явление отмечено, например, в работе Мак-Келви и других (McKelwey, Wiese, Johnson, 1949), где описано чередование озерных (или плейасовых) отложений с марганценосными туфовыми песчаниками и гипсами, местами переслаивающихся с шаровыми базальтами.

В бассейне р.Дебед (Армянская ССР) Э.Х. Харазяном (1966) были описаны два горизонта шаровых лав и гиалокластитов в лавовой базальтовой толще, которые перекрываются пачкой озерно-речных отложений. Есть и другие возможности образования подушечных лав в наземных условиях. Так, Р.Шрок (1950) на основании работы Стернса считает, что для этого вообще обязателен только избыток влаги. Поэтому они могут возникнуть и при распространении лавы поверх влажного грунта или даже при внедрении ее в последний. А.Ритман (1964) указывает, что концентрическая скорлуповатая отдельность (внешне напоминающая шаровые лавы) встречается в субаэральных лавовых потоках, особенно в тех случаях, когда они текли по болотам или родникам или внедрялись во влажные боковые горные породы.

Однако наземные образования подушечных лав, по-видимому, следует все же считать более редкими, чем морские. В случае же наземного происхождения существует их связь с определенным комплексом наземных отложений, связанных между собой закономерной последовательностью. Кроме того, наблюдения внутренних текстурных особенностей подушечных лав, обнаруженных в разных современных физико-географических обстановках, помогут найти критерии различия их и в ископаемых толщах. Так, Андерсон (Anderson, 1940) описал современные подушечные лавы вулкана Матавангу (о.Гаваи), которые наблюдались непосредственно во время их образования.

Замечено, что потоки лав с подушечной отдельностью различаются не только в зависимости от того, в какой обстановке (наземной или морской) они формируются, но и от того, является ли морская обстановка глубоководной или мелководной. Так, Н.А. Соловьевой (1969) в меловых отложениях на Малых Курильских островах описаны обе эти разновидности лав базальтов и андезито-базальтов. Глубоководные подушечные лавы матакотанской свиты образуют мощные пачки (до 300 м). Подушки крупные (до 1-2 м в диаметре) и тесно прилегают одна к другой; нередко они покрыты стекловатой коркой толщиной 1-2 см. Потоки подушечных лав, отмеченные среди мелководно-морских отложений в зеленовской



Фиг. 1. Схема соотношения подушечных лав, подушечных брекчий и вулканогенного флювиогляциального грубого тефроида на северном склоне вулкана Большой Чекчебонай (Камчатка), по Т.Н.Кременецкой (1972)

1 – массивные андезито-базальты; 2 – подушечные андезито-базальтовые лавы; 3 – подушечные брекчии; 4 – вулканогенные флювиогляциальные тефроиды; 5 – дайка андезито-базальтов

свите, образуют маломощные пласты (5–10 м) среди конгломерато-брекчий. Диаметр шаров не превышает 0,5 м. Шары неплотно прилегают один к другому, промежутки между ними заполнены вулканотерригенным и пирокластическим материалом. Ряд признаков указывает на подвижность водной среды, способствовавшей разобщению, а возможно, и частичному раздроблению подушек. Очевидно, в различиях этих двух разновидностей подушечных лав сказались не только тип вулканизма (в первом случае подводный, во втором островной), но и физико-географическая обстановка среды отложения. В.Г. Кориневским (1966) в отложениях силура и девона Западных Мугоджар также были выделены глубоководные и мелководные подушечные лавы; в первых – массивные подушки простого строения, во вторых – сложного строения и с миндалекаменной текстурой. Различия в химическом составе тех и других не обнаружено.

Отмечено (Шрок, 1950; и др.), что иногда пространство между подушками заполняется ремнистым или карбонатным материалом и даже терригенными осадками. Надо думать, что это происходит в тех случаях, когда лава внедряется в насыщенный водой донный ил.

Иногда свежеобразовавшиеся сфероиды скатываются с боков и с фронта лавового потока в донный ил (сдвинутый лавовым потоком), который и заполняет промежутки между сфероидами. Когда подобная порода встречается в ископаемом состоянии (особенно если порода изменена вторичными процессами), эти образования по внешнему виду напоминают своеобразный конгломерат.

Следует отличать также округлые образования пиллоу-лав от сходных по внешнему виду сфероидальных и луковицеобразных форм вздутий выжимания, образующихся в субаэральных условиях в лавах типа пахое-хое (класс третий). Как указывает Р.Шрок (1950), последние отличаются внутренним строением: в них нет ни стекловатой корки, ни радиальнотрещиноватой внутренней текстуры, свойственных подушечным лавам, и присущи они лишь поверхностным частям лавовых потоков.

В генетическом типе подушечных лав как морских (глубоководных или мелководных), так и наземных могут быть выделены по две разновидности, определяющиеся соотношением "подушек" и связующего их "цемента": а) подушечные лавы плотные, без связующей массы, и б) подушечные лавы из подушек с брекчиевым или гиалокластитовым цементом между ними. Вторая разновидность является переходной к следующему генетическому типу. Это деление связано с процессом раздробления лавовых потоков. Кроме того, могут быть выделены морфологические разновидности подушечных лав по иному признаку, а именно по преобладающей форме подушек (шаровые, полусферические "матрацевидные" и т.п.). М.Соломон (Solomon, 1969) указал на зависимость формы и размеров этих обособлений от величины поверхностного натяжения и силы тяжести.

С отложениями подушечных лав и пространственно, и генетически связаны отложения подушечных брекчий и гиалокластитов. Как указывает И.В. Хворова (1966, стр. 51), эти отложения похожи на пирокластические породы – агломераты и туфы, но сходство это лишь внешнее, так как "слагающий их материал не является продуктом вулканических взрывов, а возник в результате фрагментации основного расплава при очень быстром охлаждении".

2-й генетический тип. Подушечные брекчии

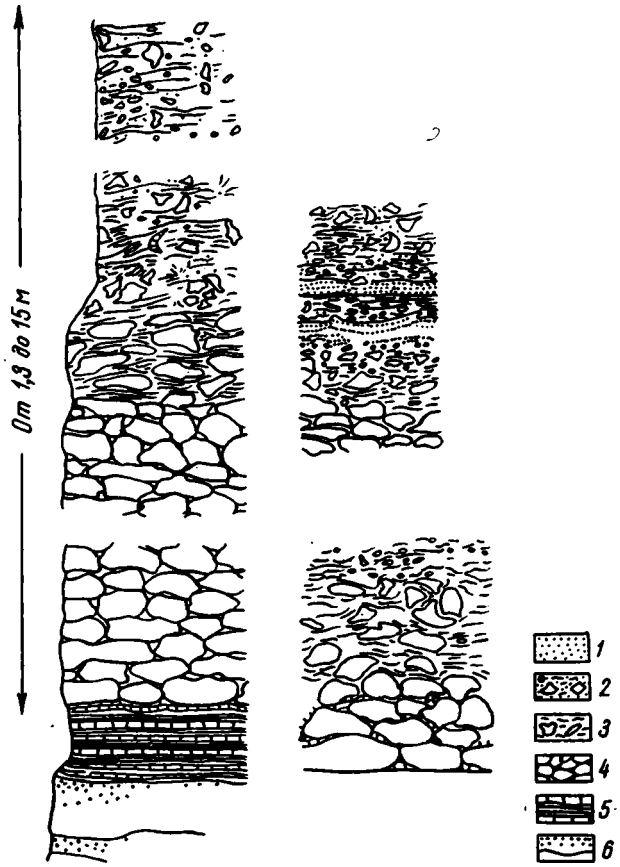
Подушечные брекчии состоят из угловатых обломков разных размеров (от долей до нескольких десятков сантиметров), причем форма последних указывает на то, что они являются более или менее раздробленными фрагментами подушек, а иногда среди них встречаются и целые подушки. Некоторые обломки, несомненно, образовываются в результате дробления более крупных, части которых лишь незначительно переместились. Нагромождение обломков беспорядочное, нет ни сортировки, ни стратификации. Связующая обломки масса может быть в разном количестве, иногда она занимает значительный объем породы, иногда почти отсутствует. Представлена она главным образом мелкими обломками базальтового стекла, минеральными зернами и другими мелкими фрагментами породы размером от долей миллиметров до единиц сантиметров.

Среди подушечных брекчий могут быть выделены разновидности по различным признакам: а) по величине обломков; б) по наличию или отсутствию целых подушек и соотношению их с раздробленными фрагментами подушек; в) по соотношению обломков и связующей массы; г) по составу и плотности связующей массы. Различные исследователи в основу подразделений кладут разные признаки. Но так как эти признаки возникают в результате наличия суммы определенных условий формирования, то и разновидности, выделенные по какому-либо одному признаку, обладают обычно соответствующим набором сопряженных остальных признаков.

И.В. Хворовой (1966) описаны спилитовые подушечные брекчии в силурийских отложениях Южного Урала в парагенетическом сочетании с подушечными спилитовыми лавами, а также с фтанитами, глинистыми фтанитами и кремнистыми аргиллитами с многочисленными органическими остатками (радиолярий и др.), указывающими на несомненно подводную обстановку их образования. И.В. Хворова выделяет здесь брекчии двух типов: первый тип – более крупнообломочная, почти без связующей массы и с включениями отдельных шаров; второй тип – более мелкообломочная, без целых шаров и с большим количеством цементирующей массы.

Сходные отложения отмечались разными авторами и в ряде других мест. Так, Карлислом (Carlisle, 1963) в триасовых отложениях Британской Колумбии среди морских, преимущественно хемогенно-биогенных осадков описаны следующие одна за другой в разрезе "изолированно-подушечная брекчия" и "обломочно-подушечная брекчия", связанные постепенными переходами. Изолированно-подушечная брекчия представляет собой скопление отдельных подушек с большим содержанием раскристаллизованного стекла, заключенных в туфовом матриксе, количество которого составляет от 10 до 80% породы. Последний состоит из глобуль (до 1 см) хлоритизированного стекла и их обломков (черепков). Здесь же присутствуют мелкие обломки эффузивной породы, образовавшиеся в результате раскалывания подушек. Обломочно-подушечная брекчия, по Карлислу, состоит из несортированной массы мелких и крупных обломков подушек, заключенных в таком же матриксе, как и изолированно-подушечная.

Характерно, что разрез из триаса Британской Колумбии, описанный Карлислом, слагается пачками, внутри которых отмечается определенная последовательность отложений с постепенным изменением их признаков. Так, снизу вверх (фиг. 2) идут подушечный базальт, изолированная подушечная брекчия (внизу со скудным матриксом, выше он постепенно становится все более обильным, а подушки мельче). Затем появляются подушечные обломки, количество которых возрастает и порода переходит в обломочно-подушечную брекчию, иногда с прослойками гиалокластического туфа. На нее довольно резко налегает слоистый гиалокластический туф, аналогичный тому, который встречается в виде отдельных слоев внутри обломочно-подушечных брекчий. Туф образован измененными обломками стекла, сходными с теми, которые являются связующей массой брекчий. Туфы имеют мелкую сортированную слоистость типа "гредед беддинг". Согласно Карлислу, подобные образования возникают при неравномерном поступлении горячего расплава или же расплава с весьма сильным внутренним давлением, который, попадая в воду, сильно и быстро охлаждается. Чем сильнее внутреннее давление, тем благоприятнее условия для возникновения шаров, подушек и глобуль. При определенном соотношении вязкости и температуры даже сильная эксплозия дает не черепки, а капли. При дальнейшем охлаждении стекло уже начинает дробиться. Получается порода,



Фиг. 2. Схематичные типичные разрезы с подушечными брекчиями из триаса Британской Колумбии, описанные Карлислом (по И.В. Хворовой, 1966)

1 – слоистый туф; 2 – обломочно-подушечная брекчия; 3 – изолированно-подушечная брекчия; 4 – подушечная лава; 5 – кремнистые известняки; 6 – массивные лавы

которую, по И.В. Хворовой, следует рассматривать как продукт автодробления под влиянием охлаждения. Однако Карлисл, не отрицавший этого процесса, ведущее значение придавал механическому дроблению подушек и их обломков в результате воздействия водных течений (мутевых течений) или же оползневых движений масс. На разборе этой точки зрения мы остановимся несколько ниже, при рассмотрении механизма образования гиалокластитов.

Заметим, что формирование подушечных брекчий, как и подушечных лав, бывает не только подводным, но и наземным и связано с изменением основных лав (подледным или надледным). Так, в Исландии с описанными выше подушечными лавами чередуются прослои подушечных брекчий, представляющие собой агрегаты блестящих черных фрагментов базальтового стекла, угловатых и округленных кусков плотного базальта и рассеянных базальтовых шаров и их обломков, сцементированных светлой цеолитовой массой. Появление этих образований, так же как и подушечных брекчий, обусловлено быстрым остыванием лавового потока в водной среде, чаще при повышении внешнего давления, причем, как мы видели, независимо от ее состояния – жидкого или твердого. Повышенное давление в последнем случае может появиться за счет давления толщи льда.

Т.Н. Кременецкой (1972а) описаны две разновидности наземных подушечных брекчий: первая выражена в виде пласта мощностью 25 – 30 м, сложенного бес-

порядочным нагромождением шаров и обломков размером от 5 - 10 до 30-40 см в плотной связующей массе из гиалокластических фрагментов (размер 0,5 - 1 см), осколков кристаллов и пыли. Сортировка и слоистость отсутствуют. Вверх по разрезу брекчии переходят в другую разновидность, отличающуюся составом и строением цемента, а также текстурой. Связующая масса - рыхлый тефроидный материал пестрого состава и разной размерности, послойно слабо сортированный и окатанный. Наблюдается грубая линзовидная горизонтально-ориентированная слоистость. Вторая разновидность образуется при перемывании и переотложении первой. Обе выделенные Т.Н. Кременецкой разновидности подушечных брекчий были встречены в комплексе с ледниковыми отложениями, поэтому она считает, что излияния андезито-базальтовой лавы были подледными (причем верхняя часть перемывалась потоками типа флювиогляциальных). Таким образом, существуют не только подушечные лавы, но и подушечные брекчии наземного происхождения.

3-й генетический тип. Гиалокластиты («аквагенные туфы»)

Гиалокластиты - породы, сложенные преимущественно мелко раздробленным лавовым стеклом, были описаны многими авторами как в современных, так и в ископаемых отложениях. В 1961 г. этим образованиям был посвящен специальный международный симпозиум (Bulletin volcanology, 1963). Из описания двух предыдущих генетических типов мы видим, что можно составить непрерывный ряд тесно связанных отложений: 1) плотные подушечные лавы без связующей массы; 2) подушечные лавы со связующей массой ("брекчиевым цементом"); 3) изолированные подушечные брекчии или крупнообломочные подушечные брекчии (с остатками отдельных шаров и без них) с малым количеством цемента; 4) мелко обломочные подушечные брекчии с большим количеством цемента; 5) гиалокластиты с включениями остатков шаров; 6) гиалокластиты без этих включений. Этот ряд отражает последовательное все большее дробление одного и того же исходного лавового материала под воздействием, несомненно, одного и того же процесса. Это доказывает справедливость той точки зрения, что материал гиалокластитов (или гиалокластических туфов) является следствием автодробления в результате быстрого остывания лавы и действия ее внутреннего давления, с одной стороны, и повышенного внешнего давления - с другой.

Существуют и другие пути появления аналогичных образований. Так, А.Ритман (1964) указывает, что при подводной эффузии лавовый поток покрывается стеклянной коркой в результате охлаждающего действия морской воды. Однако продолжающееся поступательное движение лавы вызывает дробление этой корки на мелкие куски. Образуется новая стеклянная корка, которая также дробится на куски, и т.д. Процесс грануляции лавы длится до тех пор, пока движение лавы не прекратится.

Как мы уже упоминали выше, существует и третье объяснение формирования гиалокластитов (так же как и подушечных брекчий) - за счет механического раздробления и переработки раздробленного материала морскими течениями (в том числе турбидными) или же при оползании масс. Но сильные морские течения, способные дробить обломки, неминуемо должны были бы и перемещать осадок, придавая ему слоистость (прежде всего косую) и создавая в нем внутреннюю сортировку обломков. Между тем ни сортировки, ни косой слоистости в этих образованиях не отмечались[1]. Что же касается перемещения турбидными течениями,

---

[1] Возникший таким образом обломочный материал Карлисл считает аквагенным, а породу, образованную из него, предложил называть "аквагенным туфом". Название это нельзя признать удачным, так как, во-первых, образования подобного рода не аквагенные (не рожденные водой), а вулканические, во-вторых, это и не настоящие туфы, поскольку материал их не был выброшен вулканом в виде обломков и пепла, а возник в результате дробления излившейся породы. Очевидно, эти отложения лучше называть, как это было предложено А.Ритманом (1964), гиалокластитами (или гиалокластическими туфами). Но мы оставляем этот термин как синоним, потому что он уже употребляется во многих опубликованных работах.

то (как справедливо отметила И.В. Хворова в статье 1966 г., критикуя точку зрения Карлисла), эти течения переносят и сортируют обломочный материал, но не дробят его. Кроме того, при этом наряду с крупными обломками должны были бы переноситься и мелкие, а также глобули. Действие течений, очевидно, было все же весьма второстепенным по сравнению с автодроблением; перенос течением, вероятно, сказывался иногда лишь в некотором дополнительном измельчении уже раздробленного вулканическими процессами материала, а также в его сортировке и появлении в нем более или менее отчетливой стратификации. Поэтому влияние течений (т.е. экзогенного процесса) можно относить не к собственно гиалокластитам, а только к слоистым гиалокластитовым туфам, образованным уже переотложенным материалом и по существу принадлежащим к другим генетическим типам (см. II группу, класс XII). "Аквагенные туфы, - как подчеркивает в своей статье И.В. Хворова (1966, стр. 58), - нельзя путать с водноотложенными туфами и туфогенными породами, материал которых образовался в результате обычных эксплозий, но был отложен в бассейновом или озерном водоеме". Что же касается измельчения обломков за счет оползневых перемещений масс, то они, конечно, могли возникать в сейсмически неустойчивых областях, однако закономерная смена слоев в нормальном залегании с постепенными переходами от ненарушенных лав к брекчиям и гиалокластитам свидетельствует о том, что и оползневые перемещения не играли большой роли при формировании образований этого типа.

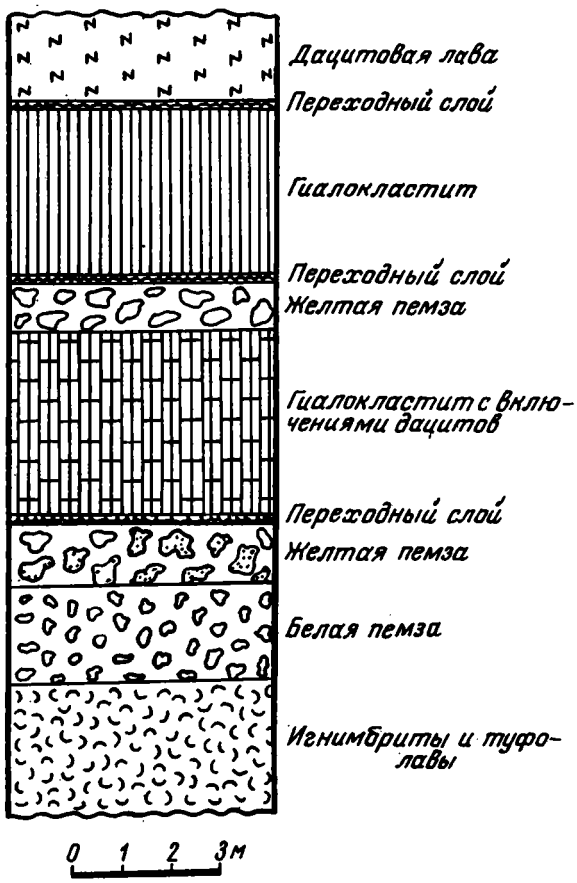
Как для шаровых лав и подушечных брекчий, так и для гиалокластитов отмечается возможность их формирования не только в подводных, но и в наземных условиях. К.Г. Ширияном (1963) в Армении были описаны гиалокластиты, связанные с деятельностью четвертичного вулкана Берглю, а также в других местах, где они назывались различно: лавами, обсидиановыми брекчиями или же туфолавами. При этом в отличие от типично морских гиалокластитов Сицилии здесь они представлены не базальтами, а кислыми породами (дацитового и липарит-дацитового ряда) и генетически связаны, по-видимому, не с подушечными лавами, а с пенистыми лавами следующего класса.

В комплексе отложений вулкана Берглю (физ. 3) отмечены два-три разновременных потока гиалокластитов мощностью 4-6 м, имеющих следующее строение: внизу слой желтой пемзы небольшой мощности, затем тонкий (около нескольких десятков сантиметров) переходный слой и слой гиалокластита, местами содержащий обломки дацитовой лавы; вверху гиалокластит сменяется дацитом.

Макроскопически этот гиалокластит представляет собой "микробрекчиеватую" породу, состоящую из отдельных разобщенных, но плотно прилегающих один к другому полигональных обломков. Размеры обломков редко превышают 0,5 см, для них характерны острые углы и грани. Окраска гиалокластитов смоляно-черная, на черном фоне видны мелкие (до 1-2 мм) вкрапления кристаллов плагиоклазов, бо́льшая часть которых оплавлена. Порода монолитна за счет того, что обломки плотно прилегают один к другому, но так как они почти ничем не связаны, то при ударе порода легко рассыпается, а выветрелые ее поверхности образуют скопления песка и гравия. Под микроскопом "структура стекловатой массы тонколенточная, текстура флюктуационная, обусловленная ориентированным расположением мелких компонентов пород" (Ширинян, 1963, стр. 204).

К.Г. Ширинян объясняет происхождение этих образований следующим образом. Лавовый поток выливался на снежный покров, в результате чего его нижняя часть вспенивалась с образованием пемзы. Так как воды было недостаточно, верхняя часть его, быстро остывая, превращалась в хрупкое стекло с низким содержанием воды; стекло растрескивалось, образуя гиалокластит. К.Г. Ширинян отмечает, что наличие пемзовой подстилки у гиалокластитов наблюдалось не во всех местах; но там, где пемзы отсутствуют или развиты слабо, также слабо выражен и процесс грануляции лавы.

В гиалокластитах других районов отмечалась полосчатая текстура, обусловленная параллельным расположением более темных и светлых полос. Движение вниз по наклонному склону еще не успевшего остыть потока, по мнению К. Г. Ширияна, приводило к тому, что тонкие полосы, разрываясь, расчленялись на линзы, напоминающие включения, характерные для игнимбритов. Он считает, что "отсутствие



Фиг. 3. Схематичный разрез вулканических продуктов района горы Берглю (по К.Г.Ширинян, 1963). Объяснение в тексте

летучих и большая вязкость лавы наряду с другими благоприятными факторами являются обязательными условиями образования гиалокластитов в субаэральных условиях. Жидкоплавкие лавы основного состава или кислые, но богатые летучими лавы остывают достаточно медленно и, следовательно, не подвержены грануляции " (Ширинян, 1963, стр. 210). Таким образом, мы видим, что гиалокластиты основной и кислой лав в подводных или наземных условиях приобретают также весьма различные и структурно-текстурные черты.

Отложения этого класса, особенно в ископаемом, сильно измененном виде, могут быть спутаны как с осадочными отложениями - конгломератами и брекчиями (причем разного происхождения - и наземного, и морского), так и с пирокластическими - туфами, туфобрекчиями и, наконец, с образованиями некоторых других лав, имеющих шаровую текстуру. Поэтому требуется тщательное рассмотрение признаков пород и соотношения их с другими отложениями в разрезе. Образования данного класса присущи и морским (причем на разных глубинах), и наземным условиям. Весьма распространенное мнение о том, что подушечные лавы - несомненный признак только глубоководных морских подводных излияний, неточно, так как сходные образования возникают в наземных условиях в ледовой обстановке (хотя А.Ритман все же считает, что настоящие подушечные лавы - образования только подводные), в озерах или при излиянии лавы на влажный грунт. Требуется сравнительное изучение деталей структуры, текстуры и вещественного состава этих образований точно установленного морского и наземного генезиса,

чтобы их можно было различать в тех случаях, когда общая обстановка отложений недостаточно ясна. Их диагностике может помочь определение генетических типов вмещающих осадочных отложений.

Большинство известных подушечных лав имеет основной и средний состав. Однако под водой происходили излияния также и кислых лав. А.Ритман (1964, стр. 210) отмечает, что подводные извержения кислых лав ничем не отличаются от субаэральных. В обоих случаях образуются короткие толстые потоки или выжатые купола (иногда поднимающиеся выше уровня моря); эти подводные излияния никогда не образуют шаровых и кишечных лав (что наблюдается у лав основных), но охлаждение здесь все же действует и обусловливает появление в стекле небольших концентрических трещин, придающих горной породе перлитовую текстуру (например, риолитовые лавы о.Вулкано, излившиеся в море). Вместе с тем перлитовая отдельность встречается и в субаэральных кислых лавах, и в игнимбритах, если они отлагались на сырой местности, что обусловило их закалку. С базальтовыми гиалокластитами связано явление палагонитизации, сопровождаемое концентрацией марганца и других элементов.

Гиалокластиты различаются по своим признакам в зависимости от состава лав, механизма образования и от обстановки образования, причем степень влияния этих трех факторов пока установлена недостаточно. Заслуживают внимания кислые субаэральные гиалокластиты (подобные описанным К.Г. Ширияном), которые по структуре резко отличаются от гиалокластитов основных подушечных лав.

Отложения описанного класса можно рассматривать как аналоги излияний лав II и III классов, но попавших в подводную или подледную среду. Таким образом, здесь уже сказывается влияние фациальной обстановки, которое отчетливо проявляется при формировании типов следующей группы. С другой стороны, в этом классе генетические типы образуют непрерывный ряд отложений, связанных постепенными переходами, от настоящих лав к целиком кластическим отложениям. Наконец, механизм формирования типов данного класса за счет проявления процесса автоэксплозии сближает их с отложениями следующей подгруппы.

Класс V. Потоки газонасыщенных пенистых лав

Образования этого класса возникают при попадании достаточно вязкого расплава, преимущественно кислого или щелочного (богатого калием), весьма насыщенного летучими компонентами, в поверхностные условия, где могут происходить различные процессы: обособление газонасыщенных участков внутри лавового потока (процесс постепенный) либо практически почти мгновенное "вскипание" – образование своеобразной "лавовой пены". В зависимости от этого возникают лавовые потоки с разным внутренним строением. Это послужило основанием для выделения в данном классе двух генетических типов: 1-й тип – потоки игниспумитов; 2-й тип – потоки пузыристой (пемзовидной) лавы.

1-й генетический тип. Потоки игниспумитов

Игниспумиты как эффузивные образования определенного генезиса были выделены Г.Панто (1963), который назвал так продукты газонасыщенной лавы, отличающиеся флюидальными неоднородными стекловатыми текстурами. Образования этого типа возникают, когда кислый расплав, являющийся однородной твердо-жидкой системой, на своем пути вверх постепенно становится неоднородной твердо-газово-жидкой системой в результате обособления участков расплава, насыщенных летучими компонентами, от расплава, более бедного ими, а также в связи с появлением в расплаве газовых пузырей разного размера. По петрографическим признакам Г.Панто выделил несколько разновидностей игниспумитов, которые нуждаются в специальном рассмотрении. Здесь мы упомянем лишь две из них, резко отличающиеся по текстуре, отражающей их различное происхождение.

Флюидальные игниспумиты – это тонкополосчатые породы, разнообразно окрашенные: толщина полосок может быть различной – от 1-2 мм до нескольких сан-

тиметров. Флюидальность возникает в результате того, что обособлению участков, более насыщенных газами, способствует высокая вязкость расплава, препятствующая выравниванию его неоднородности. Продолжающееся движение лавового потока как бы "вытягивает" эти участки в виде полосок. В дальнейшем флюидальность еще более подчеркивается вторичными минералами, по-разному развивающимися в различных полосках. Часто флюидальность в процессе движения лавы бывает смята и образует неправильный изогнутый рисунок, напоминающий текстуры оползания.

Сферолоидные, или шаровые, игниспумиты возникают в результате неравномерной кристаллизации, связанной с отделением летучих. Причины появления сферических образований, так же как и время их возникновения, различны. Это может быть обусловлено кристаллизацией особого типа в медленно движущейся лаве, неравномерно насыщенной летучими (Панто, 1963; К.Б. Кепежинскас, В.В. Кепежинскас, 1964; Фремд, 1964; Котова, 1972; и др.). В глубине вязкого расплава концентрируются газовые пузыри, вокруг которых лава обеднена газом и образует как бы непроницаемую сферическую оболочку, которая затвердевает в первую очередь. Вмещающая такие шары полужидкая лава продолжает двигаться; это видно из того, что флюидальные полоски как бы обтекают шары. Таким образом, газовые пузыри являются своеобразными центрами кристаллизации (Фремд, 1964). Иногда в центре таких шаров имеются обломки кристаллов. Размеры шаровых обособлений сферолоидов могут быть различными. Например, в липаритовых порфирах горы Каратемер (К.Б. Кепежинскас, В.В. Кепежинскас, 1964) были встречены шары диаметром от долей до десятков сантиметров. Мелкие сферолоиды могут образовать скопления в виде гроздей или других агрегатов; часто шары весьма разного размера встречаются в непосредственной близости, примыкая один к другому, не дифференцируясь ни по размерам, ни по форме.

Внутреннее строение сферолоидов может быть различным - массивным, иногда с пустотой внутри или же с серией своеобразных пустот, напоминающих по форме "черепки". В более крупных экземплярах пустоты концентрируются в центре, а в более мелких - в средней части, оставляя массивными периферию и центр. На основе микроскопического исследования были выделены сферолоиды: 1) внутри неоднородные по структуре и текстуре; 2) со сферолитовыми и волокнистыми аксиолитовыми радиальнолучистыми сростками; 3) с однородным волокнистым строением основной массы и наличием в отдельных участках большого количества микроскопических пустот, частично или целиком заполненных кварцево-альбитовым агрегатом. Химический состав сферолоидов и вмещающей массы одинаковый. Появление сферолоидных игниспумитов такого рода тесно связано с начальной стадией кристаллизации лавового потока. Они обычно образуют потоки вблизи вулканических центров, ассоциируя с жерловыми образованиями, и иногда слагают тела некков. Очевидно, их следует считать основой данного подтипа.

Описан и другой способ формирования "шаров" (Панто, 1963; Котова, 1972), которые развиваются во флюидальных игниспумитах при раскристаллизации флюидальной лавы после прекращения ее течения. Это видно из того, что флюидальные полоски продолжаются в шарах, пересекая их без изменения. Образующиеся шары или эллипсоиды могут быть разного размера - от единиц до десятков сантиметров, чаще 10-15 см (Котова, 1972). Характерно, что поверхность такого шара в свою очередь обрастает мелкими сферическими образованиями. Шаровые игниспумиты этого рода возникают в результате преобразования флюидального игниспумита, и их следует рассматривать как морфологическую разность последнего, которая возникает на конечной стадии раскристаллизации лавовового потока. Здесь, как и в предыдущем классе, мы видим, что шаровая форма обособлений в лавовом потоке может быть разного происхождения.

2-й генетический тип. Потоки пузыристой (пемзовидной) лавы

Образования этого генетического типа возникают, когда вязкий расплав (обычно кислый), насыщенный летучими и находящийся на глубине под большим давлением, попадает в поверхностные условия, где внешнее давление сильно и резко падает. В результате расплав как бы "вскипает" в виде пены. В подавляющем боль-

шинстве случаев эта "пена" выбрасывается вулканическим взрывом в виде кусков и обрывков пемзы и образует отложения пемзовых пирокластических потоков (VII класс или же пемзопадов (VIII класс), сходных по механизму формирования с отложениями пеплопадов из эрултивной тучи. Но в некоторых более редких случаях (очевидно, при меньшей силе вулканического взрыва) "пена" может вытекать из недр, образуя поток пемзовидной лавы. Однако чаще последняя составляет лишь часть лавового потока - верхнюю или нижнюю. Такой пример описан К.Г. Ширияном (1963) при анализе строения четвертичного вулкана Берглю, где пемзовидная дацитовая лава чередуется с гиалокластитами, постепенно переходя в них (см. фиг. 3). В этом случае быстрому вскипанию и вспучиванию нижней части дацитового лавового потока способствовали его резкое охлаждение при попадании на снежный покров, а также обогащение лавы водой.

Потоки пемзовидной лавы описаны в 1968 г. Пио при извержении некоторых вулканов, когда пемзовидная лава вытекала из жерла "подобно сметане". Образования этого генетического типа весьма неустойчивы, так как хрупкая пористая лава легко разрушается эрозионными процессами и формирует покровы пемзы, переотложенной в виде обломков с более или менее сглаженными окатанными поверхностями (пемзовый тефроид). Сохранившиеся потоки пемзовидной лавы по периферии обычно имеют также скопления раздробленных и частично переотложенных фрагментов, которые иногда практически трудно отличить от отложений пирокластических потоков и даже от пемзопадов.

Класс VI. Лавовые потоки, несущие посторонний обломочный материал

Лавовые потоки при движении по земной поверхности часто получают примесь постороннего материала, в результате чего формируются своеобразные породы, получающие разные названия. Такими примесями могут быть, во-первых, включения обломков твердых литифицированных пород (как вулканических, так и осадочных); во-вторых, еще жидкий лавовый поток может быть засыпан пеплом и пирокластическими обломками (тефрой); в-третьих, это может быть попадание в жидкую лаву еще нелитифицированных донных осадков в случае, если лавовый поток течет по дну какого-либо бассейна (озера, моря, океана).

В соответствии со сказанным мы выделяем в этом классе три генетических типа: 1-й тип - потоки лав с примесью обломков различных литифицированных пород; 2-й тип - потоки лав с примесью тефры (потоки тефро-лав); 3-й тип - потоки лав с включением нелитифицированных донных осадков.

1-й генетический тип. Потоки лав, несущие примесь обломков различных литифицированных пород

Потоки лав этого типа образуются, если лавовый поток транспортирует обломки разнообразных пород. Это могут быть обломки фундамента или литифицированные породы предыдущих извержений (в частности, обломки пород вулканического аппарата). Кроме того, лавовый поток на своем пути может захватить камни и глыбы, сложенные осадочными породами. В ископаемом виде, особенно при большом количестве включений, такая порода напоминает брекчию. Однако генетически это все тот же лавовый поток.

В зависимости от преобладающих примесей в этом типе можно выделить следующие разновидности: потоки лав с обломками эффузивных пород предыдущих извержений (кластолавы); потоки лав с преобладающими обломками вулканоосадочных и вулканогенно-осадочных пород (туфов, тефроидов, туффитов); потоки лав с большим количеством обломков осадочных пород.

2-й генетический тип. Потоки лав с примесью тефры (тефро-лавы)

Образования этого генетического типа возникают, когда жидкий лавовый поток засыпается продуктами эксплозий - тефрой. В результате в лаве появляются включения вулканических бомб, лапиллей, обломков пемзы и примесь грубого вулканического пепла. Весь этот тефровый материал может быть результатом эксплозивной деятельности, почти одновременной излиянию лавы того же вулкана или непосредственно за ним следующей. При этом химический состав лавы и тефры будет почти однотипным.

В других случаях лавовый поток одного вулкана может быть засыпан тефровым эруптивным материалом другого, соседнего, вулкана. Например, на о.Бали (Индонезия) вулканы Агунг и Батур, находящиеся на расстоянии 18 км один от другого, обладают различным характером вулканической деятельности: для вулкана Батур характерно спокойное излияние базальтовой лавы, сопровождаемое активностью типа стромболи, для вулкана Агунг - сильная экслозивная деятельность (Zen, 1965). Понятно, что в лавовых потоках вулкана Батур может быть примесь как отложений камнепадов того же вулкана, так и пирокластического материала вулкана Агунг. Химический состав продуктов обоих вулканов сходен, поэтому определить происхождение тефровой примеси практически очень трудно. Если же химический состав вулканических продуктов соседних действующих вулканов разный, то возможно некоторое различие состава лавы и примешанной к ней посторонней тефры.

Для обозначения литифицированных образований этого генетического типа весьма подходил бы термин "туфолава" в его первоначальном значении [1], предложенном Абихом в 1882 г.

Однако этот термин сейчас употребляется в другом значении, причем разном у различных исследователей. Поэтому для данного генетического типа лучше предложить термин "тефро-лава", указывающий на существо этих образований: смесь рыхлой пирокластики (тефры) с жидкой лавой. Иногда в результате движения лавы, несущей грубую пирокластику, последняя приобретает ориентировку и в породе намечается грубая флюидальность.

3-й генетический тип. Потоки лав, захватывающие нелитифицированные донные осадки

Отложения данного генетического типа образуются от смешения лавового потока с донным осадком (рыхлым кластическим или же с полужидким илом), захватываемым лавовым потоком, текущим по дну водного бассейна. В большинстве случаев они возникают при сумбаринных извержениях подводных вулканов, но могут появиться и при втекании лавы наземного вулкана в озеро или море.

Возможно, в некоторых случаях подобные образования могут возникнуть даже при течении лавового потока по речной долине. Так, Г.Панто (1963, стр. 94) указывает, что "субакватическое (подводное) извержение андезитовой лавы привело к образованию весьма интересных смешанных пород туфобрекчиевого облика с глинистой основной массой. В результате их изучения установлено, что андезитовая магма инъецировала в глинистый осадок, создав тем самым туфообразную породу". Г.Панто указывает, что пепериты, ранее считавшиеся продуктом субаэральных извержений, на самом деле образуются в результате внедрения лавы в озерные илы.

Во время работ экспедиционного судна "Михаил Ломоносов" в 1959 г. в районе Азорских островов со склонов обнаруженной подводной горы с глубин 400 и 700 м были взяты пробы различных пород, в том числе пузыристого базальта с включениями фораминиферового ила и вулканического стекла, перемешанного с фораминиферовым илом. Эти породы были названы гибридными (Гипп, 1962). Желто-коричневая натечная стеклянная корка базальта в разных частях имеет неодинаковое строение: местами преобладает вулканическое стекло, а карбонатное вещество встречается

---

[1] Пористая лава, переполненная обломками пирокластического материала.

лишь в виде включений. В других случаях, наоборот, основная масса вещества представлена фораминиферовым илом, в котором вулканическое стекло встречается в виде пузыристых обломков. В некоторых участках спекшегося фораминиферового ила содержатся обломки вулканического стекла, в которых в свою очередь имеются округлые реликтовые включения карбонатной массы. Все это свидетельствует о тесном перемешивании лавового и осадочного материала. Во многих местах карбонатная масса обогащена лейкоксеном, иногда в таком количестве, что карбонатное вещество становится почти непрозрачным. Неровная поверхность базальта в ряде мест носила следы ее обрастания донными животными (Гипп, 1962). Породы такого рода образовались в результате стекания лавы по склону подводного вулкана.

Изучаемые разными исследователями эти породы получали различные названия. Однако термины, применяемые одними авторами (пипериты, гибридные породы и др.), другими авторами употреблялись в ином значении. Поэтому мы не вводим их в наши определения.

ТРЕТЬЯ ПОДГРУППА. ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К этой подгруппе отнесены образования, представленные пирокластическим материалом, который транспортируется силой вулканического взрыва и частично с помощью автоэксплозивных процессов. Они либо не удаляются слишком далеко от центров извержения, слагая преимущественно склоны вулканов и особенно их подножия, либо, даже если занимают большие пространства, все же обычно сохраняют связь с источником вулканической подачи материала. Породы этой подгруппы в ископаемом состоянии представлены преимущественно различными туфами и агломератами.

По способу перемещения материала (в виде потоков пирокластики или же по воздуху взрывной волной) в этой подгруппе выделяются два класса: эксплозивные пирокластические потоки (VII класс) и "насыпные" грубые эксплозивные образования вулканических выбросов (VIII класс).

Класс VII. Эксплозивные пирокластические потоки

К этому классу отнесены образования, сформированные текущими потоками пирокластического материала. Генетические типы этого класса являются как бы переходными между эффузивными потоками второй подгруппы и типичными эксплозивными образованиями последующих классов. Состав пирокластических потоков - это сложная система особого агрегатного состояния вещества типа суспензии, или эмульсии, преобладающими элементами которой являются газ и твердые обломочные фрагменты. В этом их отличие от эффузивных образований (преимущественно жидкость) и собственно эксплозивных (твердое вещество). Пирокластические обломки, разделенные газами, почти не соприкасаются, благодаря чему эта суспензия чрезвычайно подвижна и может течь подобно жидкости.

Пирокластические потоки, по И.Мураи (цит. по Влодавцу, 1965), ясно отличаются от пирокластических камне- и пеплопадов (см. ниже) тем, что частицы, составляющие пирокластический поток, движутся недифференцированной массой, а частицы камне- и пеплопадов в процессе полета по воздуху разделяются под действием силы тяжести и оседают на различных расстояниях от центра извержения в зависимости от размера, удельного веса и силы ветра. Это положение, в общем верное, требует все же некоторого уточнения, так как в игнимбритовых потоках, и тем более в отложениях раскаленных лавин, а также в других типах данного класса все же нередко наблюдается некоторая (хотя и грубая) дифференциация материала.

Основным агентом подачи исходного материала отложений, отнесенных к этому классу, является вулканический взрыв, придающий также определенное направление движению ювенильного материала. Однако транспортировка последнего осуществляется в отличие от предыдущих классов не только за счет силы взрыва и действия гравитационных сил, но и под воздействием внутреннего давления расширяющихся

горячих газов, еще более дробящих пирокластический материал (действие автоэксплозии) и придающих ему большую подвижность и способность течь. Поэтому-то все генетические типы этого класса и являются потоками. Механическое дробление и сортировка обломков происходят в процессе всего движения потока, формирование которого связано с высоким содержанием летучих в магме. Различия в условиях газовой эмиссии – одна из причин разнообразия потоков. На основании характера извержений и получаемых продуктов И.Мураи (Murai Jsamu, 1963; и др.) выделил пирокластические и пепловые потоки, связанные с различными типами вулканических взрывов.

Породы, которыми представлены образования этого класса, – преимущественно туфы различной структуры – от агломератовых до тонких витрокластических, причем часто спекшиеся в большей или меньшей степени под действием давления и высокой температуры суспензии. Образования этого класса связаны с кислыми расплавами и формируются вулканическими взрывами определенного рода, часто горизонтально или полого направленными. Изучены они в основном в наземных комплексах. По описанию образований этого класса и признаков пород, которыми он представлен, существует очень большая литература (Влодавец, 1961, 1964; Сперанская, 1966; Туфолавы и игнимбриты, 1961; Бойд, 1963; Исикава и др., 1963; Энлоус, 1963; Ratt, Steven, 1967; Милановский, Короновский, 1961, 1966; Червяковский, Коротеев, 1968; Fiske, 1963; Fiske, Matsuda, 1964; и др.). Однако, несмотря на это, в описании и систематике этих образований, а также в трактовке механизма их формирования остается еще много неясных вопросов.

Весьма сложный механизм формирования генетических типов этого класса еще не полностью изучен, тем более, что различные процессы часто создают образования, весьма сходные на первый взгляд, а диагностические признаки типов недостаточно определенные. Поэтому в литературе в ряде случаев дается по существу описание одного и того же типа, но под разными названиями; в других случаях описывается один тип, а называется он другим термином, и, наконец, два типа могут вообще не разграничиваться (например, палящие тучи и раскаленные лавины). Поэтому для внесения ясности в определение типов и выявление их диагностических признаков требуется их дополнительное изучение в современных и молодых толщах, а также на ископаемом геологическом материале.

При сравнении признаков отложений пирокластических потоков разного происхождения мы видим, что одни признаки сближают между собой определенные генетические типы, тогда как иные признаки являются общими уже для другой комбинации типов (причем частично новых). Очевидно, это также является одной из причин существующего до сих пор разнообразия в их определении.

Учитывая все сказанное, мы смогли выделить генетические типы лишь ориентировочно, исходя лишь из существующих сведений о механизме их образования. Несомненно, что в процессе последующего изучения генетические типы этого класса будут уточняться, и даже возможно, что классификация их будет несколько изменена. В частности, например, может возникнуть необходимость выделения в особый класс образований, связанных с извержениями игнимбритового типа.

Пока довольно условно в данном классе выделены следующие генетические типы: 1-й тип – игнимбритовые покровы и потоки; 2-й тип – отложения раскаленных лавин; 3-й тип – отложения палящих туч; 4-й тип – отложения пепловых и пемзовых потоков и покровов.

В целом этот класс, как мы уже говорили, – переходный между подгруппами. При этом почти каждый из его генетических типов является переходным от одних образований к другим. В частности, последний тип – переходный к отложениям следующего класса, с которым он имеет ряд общих черт.

1-й генетический тип. Игнимбритовые покровы и потоки

Отложения, представленные игнимбритами, были выделены сравнительно недавно, но их признакам и особенностям образования посвящено уже очень большое количество работ. После длительных дискуссий сейчас можно считать установленным, что это пирокластические образования, являющиеся результатом вулканических взрывов особого рода. В.И. Влодавцом (1965) было предложено отделить понятие

об игнимбритовых отложениях, состоящих из игнимбритовых пород, от понятия о специфическом игнимбритовом типе извержений, при котором образуются сложные пластообразные тела кислых пород – игнимбритовые покровы и потоки. Они слагаются рыхлыми пирокластическими отложениями, а также их спекшимися и сплавленными разностями. Проблема происхождения игнимбритов решается с учетом природы первоначального извержения, источника тепла и способа транспортировки материала, которые и определяют признаки формируемых отложений.

Игнимбритовый тип извержения характеризуется мощным и длительным как бы выдуванием из вулканического аппарата горячей эмульсии раскаленных частиц магматического расплава (твердых и капельно-жидких) в массе горячих газов. Такие потоки подвижной тяжелой смеси из раскаленной пирокластики и газов быстро следуют один за другим в течение довольно длительного времени, в результате чего образуются пепловые покровы и потоки, затопляющие огромные площади и формирующие тела большой мощности и объема. На основании изучения дифференциации летучих веществ в расплавах современных вулканов Японии было высказано предположение о том, что такой процесс совершается за период в несколько сотен лет (Aramaki, Jamasaki, 1963). При этом в процессе извержения выбрасывается все менее и менее пористый материал в связи с уменьшением содержания в расплаве летучих веществ, преимущественно паров воды.

Площади, занимаемые игнимбритовыми покровами, составляют сотни и тысячи квадратных километров, мощность отложений – десятки и сотни метров. Такие покровы, растекаясь по земной поверхности, заполняют неровности рельефа и выравнивают последний. Поэтому один и тот же игнимбритовый покров часто имеет весьма изменчивую мощность. Извержения игнимбритового типа тесно связаны с трещинами, разломами и кальдерами обрушения. Их продуцирует кислая (или средняя) магма, богатая водой и газами с очень высокой температурой и находящаяся в относительно неглубоко расположенной магматической камере.

Игнимбритовые потоки обладают определенным строением, а образующиеся из них породы содержат ряд специфических черт, позволяющих отличать их как от обычных туфов, возникающих из пеплопадов, так и от лав. Один из основных характерных признаков – это обломочная пепловая структура, причем основная масса породы довольно однородная и мелкообломочная; порода сложена деформированными в той или иной степени обломками (черепками) стекла с обломками пемзы характерной "пламеневидной" формы (фьямме) и вытянутыми участками стекловатой лавы. Иногда концы этих включений бывают расщеплены. Размер включений до нескольких сантиметров, но может быть и больше. Более длинные включения образуют полоски во вмещающей их массе (фиг. 4).

Принято считать, что сильно уплощенные пламеневидные включения стекла в игнимбритах образуются в результате раздавливания расплавленных обрывков пемзы под давлением вышележащих слоев горячего пепла. Однако в отложениях четвертичного вулкана Фантале такие включения были встречены в самых верхних частях (а также в пепловых прослоях большой мощности), причем для них характерно наличие совершенно недеформированных газовых пузырьков. Пламеневидные включения стекла образовались в данном случае при растекании пластичных кусков насыщенной газами лавы под собственной тяжестью. Выделение же газа из них и образование пузырьков произошло уже после того, как куски приобрели пламеневидную форму (Gibson, Tazieff, 1967). Очевидно, и расщепленные, как бы растрепанные концы фьямме также указывают на растекание, растаскивание лавовых включений в процессе движения игнимбритового потока. Кроме этих включений в основной массе могут присутствовать кристаллы и их обломки.

Форма и наличие обломков вообще довольно беспорядочно меняются в различных слоях. Однако Фишер (Fisher, 1965) в остывшей залежи игнимбритов олигоценового возраста (Восточный Орегон) отметил дифференцированное расположение минералов в залежи как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении.

Помимо обломков отмечаются напоминающие лаву участки, имеющие (в зависимости от степени сваренности) стекловидное строение. В центральных частях игнимбритовых потоков это стекло впоследствии раскристаллизовывается.

Кроме перечисленных включений игнимбритовый поток может содержать также отдельные ксенолиты сильно обоженных местных пород, захваченных при движении

Фиг. 4. Спекшийся туф игнимбритового потока с включениями фьямме. Девон, наземный комплекс, трахириолитовая серия горы Антас. Фото Л.Н. Котовой

потока (Милановский, Короновский, 1961), и обломки обугленной древесины, но характерно, что обломков шлаков не наблюдается.

Текстура пород игнимбритовых потоков бывает неслоистая, спекания, флюидальная, эвтакситовая и фьямме. Основной рисунок ее – текстура обтекания, огибания мелкими витрокластическими обломками отдельных кристаллов и участков фьямме; для последних характерна текстура сплющивания, раздавливания, растяжения. Такой характер текстуры объясняется полупластичным состоянием пирокластических обломков вследствие их сильного разогрева. Местами отмечается

пористая текстура. Иногда бывает текстура псевдофлюидальная, если ориентировка и вытянутость частиц появляются в результате не течения, а сплющивания массы под давлением сверху.

Кроме того, игнимбритовый поток в целом имеет крупнополосчатую, или зональную, текстуру, несколько напоминающую слоистую, но генетически совершенно иной природы. Так, Р.К. Мартин (1963) выделил в крупном игнимбритовом потоке (фиг. 5) следующие зоны (снизу вверх): внизу, у контакта с подстилающими породами, - рыхлый туф без признаков спекания, образующийся в результате быстрого охлаждения нижней части потока; выше идут слабо спекшиеся, твердые, но пористые туфы, кверху переходящие в твердые, непористые, сильно спекшиеся стекловатые туфы (стекловатая зона), с включениями фьямме (по В.И. Влодавцу, 1964, это "лавоподобный игнимбрит"). Далее, через переходную зону, обычно пятнистую, с мелкими сферолитами и литофизами, стекловатая зона сменяется литоидной зоной большой мощности (до сотен метров), представленной сильно спекшимися туфами, твердыми, непористыми, сложенными витрокластическими фрагментами с включениями фьямме и кристаллов. Спекаемость, сильная в нижней части этой зоны, выше становится все слабее и в конце концов литоидная зона сменяется верхней - "туфогенной"[1], представленной туфами слабо спекшимися или почти неспекшимися, мягкими, пористыми, со слабой кристаллизацией. Соотношение зон в зависимости от обстановки может изменяться, но общая тенденция в игнимбритовых потоках этого типа выдерживается. Иногда в ископаемых толщах наблюдается налегание одного потока на другой, образующее как бы ритмичное строение толщи игнимбритов (фиг. 6).

Часть вулканических образований, относимых в полевых условиях к игнимбритам, иногда при последующем просмотре их в шлифах не обнаруживает признаков сваривания. Возможно, что это относится к тем случаям, когда образцы берутся из верхних частей типичных игнимбритовых потоков или же из игнимбритоподобных отложений других генетических типов пирокластических потоков.

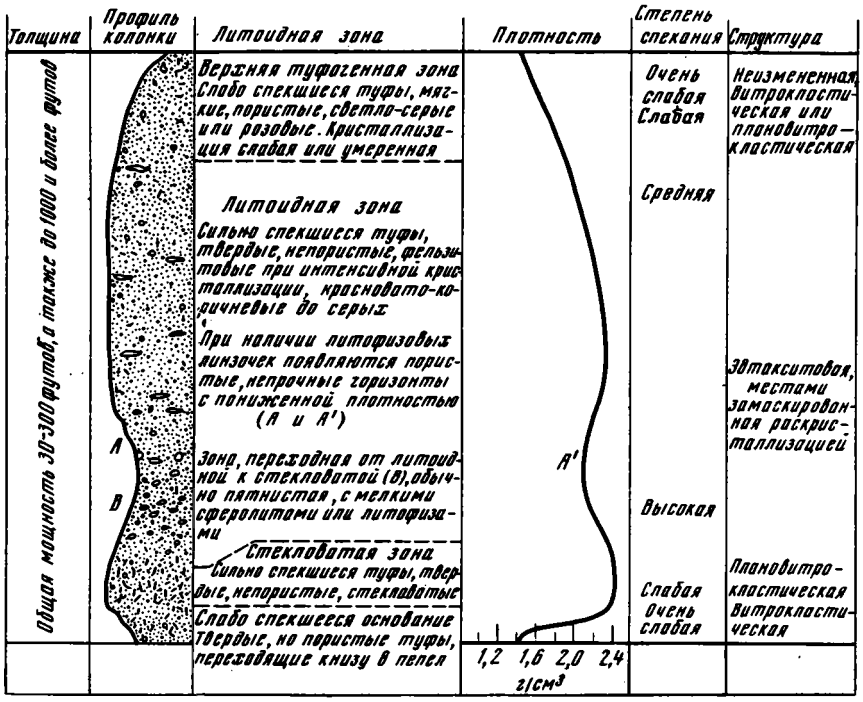
Иногда отмечается (Lipman, Aramaki, 1966), что в результате напряжений растяжения, вызванных неравномерным уплотнением туфа при сваривании и течением горячих частей потока по чрезвычайно неровной поверхности погребенного рельефа, в пепловом потоке образуются полости (особенно у основания верхней затвердевшей зоны), которые потом заполняются "туфогенным" осадочным материалом (т.е. тефрой), принесенным водой. Таким образом, при изучении разрезов может создаваться впечатление о перерывах между образованием разных частей по существу одного и того же потока. Игнимбритовые отложения часто сопровождаются отложением риолитовых пемз, перекрывающих их сверху. Но отмечено, что игнимбритовые потоки никогда не имеют верхней шлаковой корки (как у лав). Для процессов, следующих за формированием игнимбритов, характерна длительная фумарольная деятельность.

Отложения игнимбритовых потоков плотные и обладают высокой механической прочностью благодаря сплавлению и спеканию частиц. Поверхность потоков обычно ровная или слабоволнистая. Для массивов этих пород весьма характерна хорошо выраженная столбчатая отдельность. От лавовых потоков игнимбритовые отложения отличаются кластической структурой основной массы и включением обломков лавы в пирокластическом материале, в то время как для тефро-лав характерно, наоборот, включение пирокластики в лавовом цементе. От других эксплозивных образований отложения этого генетического типа отличаются спеканием фрагментов породы, которое происходит под давлением вышележащих масс в результате длительного сохранения высокой температуры и полупластичного состояния фрагментов внутри этого пирокластического потока. Таким образом, как по признакам, так и по способу образования игнимбритовые отложения данного типа являются как бы переходом от лавовых потоков II подгруппы к типичным эксплозивным образованиям.

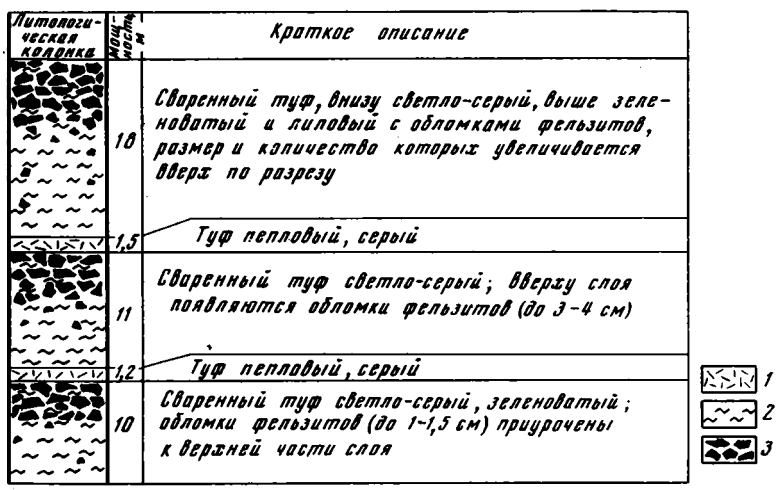
Известно, что типичные игнимбритовые покровы прошлого (Казахстан, Дальний Восток, США, Новая Зеландия и др.) были связаны в значительной степени с

---

[1] Лучше сказать, - зоной неспекшихся туфов.



Фиг. 5. Типичное строение игнимбритового потока (по Р.К. Мартину, 1963)



Фиг. 6. Ритмичное строение сваренных туфов игнимбритового потока горы Жылытау (по Л.Н. Котовой, 1972)

1 – пепловые туфы; 2 – сваренные туфы; 3 – обломки фельзитов

извержениями трещинного типа, сейчас такие потоки не формируются. Потоки, напоминающие по типу игнимбритовые, в настоящее время приурочиваются преимущественно к областям развития кальдер обрушения, как показано Г.С. Горшковым (1967). Например, кальдера Узон на Камчатке, кальдера оз.Тоба (Суматра), кальдера оз. Таупо и Роторуа (Новая Зеландия), кальдера кратера Лейк и Моно-Лейк (Калифорния), вулкан Асама (Япония) и др. На этом основании, очевидно,

можно выделить подтипы игнимбритовых потоков и покровов – трещинные и кальдерные.

Описанные выше игнимбритовые отложения в подавляющем большинстве связаны с наземным вулканизмом, и существует мнение, что этот генетический тип является показателем наземного характера извержений. Однако в последнее время появляются работы, в которых высказывается мысль о возможном нахождении пород типа игнимбритов в морском комплексе. В частности, Мутти (Mutti, 1965) отнес к игнимбритам породы, залегающие среди морских песчаников и мергелей. Он допускает, что спекание может произойти под влиянием большой гидростатической нагрузки.

С.Н. Ивановым (1966) при изучении кислых вулканических пород Урала в ряде мест были встречены кремнекислые флюидальные пирокластические породы с ясными следами сваривания и деформации обломков, имеющие большое сходство с типичными игнимбритами. В то же время их совместное залегание с явно морскими отложениями (и при этом даже с глубоководными) указывает, по мнению этого исследователя, на возможность подводного образования игнимбритов. С.Н. Иванов считает, что наиболее благоприятной средой для последнего является неглубокое море, реже – суша и глубокое море. По его мнению, подводные игнимбриты должны отличаться от наземных меньшей площадью распространения, тяготеющей к центру извержения, и гораздо меньшей свареностью в краевых частях залежей. Очевидно, не исключено, что игнимбритовый поток может быть "выдут" из субаквальных трещин или появиться в связи с подводными кальдерами, или, наконец, втечь в близрасположенную акваторию с суши, сохранив, хотя бы частично, свои структурно-текстурные черты. Таким образом, не исключено появление образований этого генетического типа и среди морских отложений.

С другой стороны, возможно, что эти сходные с игнимбритами субаквальные образования связаны с отложением пирокластических потоков иного типа (в частности, "негетеролитных игнимбритов", по Р.К. Мартину, или раскаленных лавин, о которых речь будет идти ниже). Во всяком случае этот очень существенный вопрос в настоящее время пока нельзя считать решенным.

В данном генетическом типе мы описали образование типичных и мощных игнимбритовых покровов и потоков – так называемых гетеролитных игнимбритов, по Р.К. Мартину (1963). Однако кроме них существуют тела игнимбритоподобных, в той или иной мере спекшихся туфов, занимающих значительно меньшие площади и сформированных сравнительно небольшими потоками, генетически связанными с экструзивными куполами. Они возникают при скоплении газа в верхней части магматического очага при закупорке жерла лавовой пробкой в виде экструзивного купола. Кроме меньшего объема массы извергаемого материала они отличаются от типичных игнимбритовых потоков отсутствием зонального строения, в общем меньшей степенью спекания (что, естественно, связано с небольшими мощностями этих образований) и распространением в виде отдельных потоков. Такие породы были названы Р.К. Мартином "негетеролитными игнимбритами". Возможно, их следует считать третьим подтипом этого типа, связанным с экструзиями. Однако, если подходить не с точки зрения некоторого сходства признаков породы, а рассмотреть их с учетом всех геологических признаков с точки зрения происхождения этих образований, то весьма вероятно, что игнимбритоподобные породы, отмеченные многими авторами, – по существу не подтип данного генетического типа, а скорее разновидность второго подтипа образований раскаленных лавин следующего генетического типа. Решить этот вопрос помогут дальнейшие исследования.

2-й генетический тип. Отложения раскаленных лавин

Под этим названием часто описывались весьма различные отложения, причем термины "раскаленная лавина" и "палящая туча" в ряде случаев употреблялись как синонимы. Однако, как показано в работах А.Ритмана (1964), Е.Ф. Малеева (1963а, б; 1969а), Г.С. Горшкова (1967) и в ряде других, между этими типами отложений существует различие как в подаче материала и способе его транспортировки, так и в самом исходном материале и причинах его появления (табл. 21).

Таблица 21

Сравнение отложений раскаленных лавин и палящих туч (по А.Ритману, Е.Ф. Малееву и другим с изменениями и дополнениями)

Факторы, характеризующие отложения	Раскаленные лавины	Палящие тучи
Причины возникновения	Вязкая, частично застывшая лава выталкивается на внешний склон вулкана. При падении внешнего давления газы внутри взрывают лаву и превращают ее во взвесь обломков	Выброс расширяющейся в объеме тучи, столь нагруженной раскаленными твердыми частицами, что даже при выбросе вверх она падает обратно и течет подобно мутевому потоку как единая масса
Материал	Глыбы и куски лавы, куски раскаленного шлака и пепловые частицы взвешены в горячих газах (куски могут быть разной величины, в том числе много крупных)	Тяжелая смесь горячих газов и взвешенных в них различной величины кусков распыленной лавы, частично раскаленных, разного размера, но большей частью некрупных. Материал сыпучий
Место появления	Склон вулкана, в том числе подножие выжатого купола	Подножие выжатого купола, закупоривающего жерло (при центральном извержении) и (или) трещины
Способ подачи материала	Отрыв твердых лавовых или шлаковых масс от лавового покрова под внутренним давлением газов	Взрыв газов (эксплозия) внутри вулканического аппарата
Агент транспортировки	Давление газов внутри массы лавины и сила тяжести	Давление газов внутри массы тучи и сила тяжести
Первичное направление	Вбок и вниз по склону вулкана	Вертикально вверх на различную высоту или вбок, затем вниз по склону вулкана
Способ передвижения	Течет в виде потока по долинам. Иногда верхняя более тонкозернистая часть может переноситься и через препятствия (подобно раскаленной туче)	Течет в виде потока по ущельям и руслам долин, по склону, но может переваливать и через хребты, как и любая туча
Строение потока	Иногда внизу грубообломочная масса, выше пылевая туча мелко раздробленного материала	В нижней части более плотный пепловый поток, выше раскаленные облака
Признаки отложений	Текстура неслоистая, часто брекчиевидная, иногда заметна слабая сортировка обломков. В основании могут быть включения обугленных обломков деревьев. Состав однородный (продукт одного расплава)	Текстура неслоистая, отложения несортированные (иногда слабая сортировка). Состав однородный (продукт одного расплава)
Образующаяся порода	Туфы, чаще агломератовые, частично спекшиеся	Туфы, иногда спекшиеся

В литературе описано несколько способов возникновения раскаленных лавин: они могут быть первичными ("прямыми", по определению А.Ритмана), образующимися или в связи с экструзиями куполов, или же изливающимися из открытого жерла; кроме того, раскаленные лавины могут возникать вторично в результате дополнительного разогрева уже выпавшей пирокластики - обвальные лавины ("непрямые", по А. Ритману). На этом основании по механизму их формирования соответственно могут быть выделены три подтипа.

Первый подтип. Первичные раскаленные лавины, изливающиеся из открытого жерла, образуются тогда, когда вязкая, затвердевшая, но еще раскаленная лава выталкивается поднимающейся снизу магмой на склон вулкана. При этом внешнее давление резко падает и внутреннее давление горячих газов как бы взрывает изнутри уже затвердевшие, но еще раскаленные куски лавы ("самовзрывающаяся масса"). Освобождающиеся газы захватывают обломки лавы разных размеров, которые почти не соприкасаются, так как разделены газами. Эта очень подвижная смесь, способная течь подобно жидкости, и спускается вниз по склону вулкана или чаще по долинами в виде потока, внутри которого температура достигает нескольких сотен градусов. Глыбы и куски лавы, раскаленных шлаков и пепла, взвешенные в горячих газах, могут быть различного размера, в том числе и крупные (до единиц метров в поперечнике).

Транспортирующими агентами являются сила тяжести и давление выделяющихся и расширяющихся газов (автоэксплозия). Движение направлено обычно сначала вбок, а затем вниз по склону. Протяженность таких потоков - от сотен метров до нескольких километров, наибольшая мощность - от десятков сантиметров до нескольких метров. Площади, занимаемые этими образованиями, измеряются десятками и первыми сотнями квадратных километров.

Характерные черты отложений раскаленных лавин: кислый и средний состав вулканических продуктов (часто андезитовый), однородность обломков по петрографическому составу (что отличает их от других генетических типов грубообломочных отложений). Породы, которыми представлен этот генетический тип, - несортированный агломерат или агломератовый туф. Отложения представляют собой хаотическую смесь крупных неокатанных и обтекаемой формы полуокатанных (оббитых или оплавленных) глыб, а также бомб, лапиллей и мелкого пепла, являющегося заполнителем (фракция менее 2 мм).

Иногда в центральной части потока под влиянием высокой температуры может быть частичное спекание тефры, но значительно меньшее, чем в игнимбритовых потоках предыдущего типа. В основании потока могут быть встречены включения обугленной древесины и обломков пород, по пути захваченных лавиной со склонов вулкана. Текстура неслоистая, часто брекчиевидная. В отложениях лавин наблюдается некоторая сортировка обломочного материала, причем она тем лучше, чем меньше лавина. Крупнообломочный материал концентрируется в боковых валах и во фронтальной части. Т.С. Краевая (1969) объясняет это тем, что крупнообломочная фракция более инертна и как бы раздвигается в стороны газонасыщенной мелкообломочной массой.

Отложения раскаленных лавин формируются у подножий вулканов (или на склонах), в понижениях рельефа в виде потоков с неровной поверхностью. На последней иногда имеются гряды, вытянутые вдоль потока.

Примеры извержений из открытого купола - раскаленные лавины вулканов Суфриер (Антильские острова), Авачи (Камчатка), пика Сарычева и др.

Хэй (Hay, 1959) указывает, что отложения раскаленной лавины вулкана Суфриер представляют собой однородную смесь тонкой и грубой тефры, в которой заключены лапилли, блоки и бомбы, иногда достигающие 0,3 м и составляющие 3-5% всей массы. Материал в общем нестратифицирован, следы неясной стратификации заметны лишь в наиболее верхней части отложений. В основании имеется базальный слой валунного конгломерата, причем поверхность валунов носит следы нагревания и последующего остывания. Очевидно, это были отложения долин, захваченные нижней частью лавины.

Второй подтип. Первичные раскаленные лавины, образующиеся у подножия экструзивных куполов, закупоривающих жерло, в результате чего скапливающиеся газы производят боковой взрыв на границе купола и выводного канала. Дальнейший

процесс образования раскаленной лавины и признаки ее отложений весьма сходны с описанными выше, хотя не исключено, что детальное их изучение позволит на основании установленных признаков разделять и в ископаемом виде отложения раскаленных лавин первого и второго подтипов. Как уже указывалось, возможно, образование негетеролитных игнимбритов, связанных с экструзиями, также скорее следует отнести к этому подтипу данного генетического типа. Примеры раскаленных лавин второго подтипа наблюдались при извержениях Мерапи, Шивелуча и на втором этапе извержения Мон-Пеле. Для них характерна связь с экструзивными куполами.

Третий подтип. Отложения обвальных (вторичных) раскаленных лавин. К этому подтипу относятся неоднократно описанные вторичные лавины. А.Ритман (1964) называет их "непрямыми", Г.С. Горшков (1967) - "обвальными". Они образуются в результате дробления уже выпавших масс сильно раскаленных хрупких шлаков, что сопровождается выделением большого количества газа, несущего обломочную взвесь. Иногда выброс обломков жерла сопровождается плотным дождем раскаленных добела шлаков. Эта смесь также сползает вниз по склону в виде шлакового потока (например, при извержении вулкана Стромболи в 1930 г.). Очевидно, такие вторичные лавины можно назвать шлаковыми. Шлаковые лавины, по Хэю (Hay,1959), содержат до 35-80% посторонних валунов, захваченных нижней частью лавины.

Раскаленные лавины могут возникать у вулканов не только с вязким, но и с жидким расплавом. Так, А.Ритман указывает, что текущие горячие взвеси из твердых частиц и горячих газов наблюдались в очень жидких магмах (например, у вулкана Килауэа в 1908 г.), но эти потоки были небольшого размера. Лавины могут образовываться из кислого, среднего и даже основного расплава. Механическое воздействие этих образований на подстилающие отложения в общем относительно невелико, оно тем больше, чем выше их температура.

Разными исследователями было замечено, что часто (но не всегда) раскаленные лавины состоят из двух частей: внизу течет грубообломочная масса, над которой поднимается туча мелкораздробленного, распыленного материала (вулканической пыли). Однако эта туча не раскаленная, а холодная. По-видимому, такое двойное строение лавины и послужило основанием для смешения двух разных генетических типов - раскаленной лавины и палящей тучи. Для того чтобы отличить эти холодные тучи, неотъемлемо связанные с лавинами, от палящих туч следующего генетического типа, их лучше называть особым термином: может быть, по парагенезису - "лавинными" тучами. Более четкое разделение всех этих образований в дальнейшем поможет установить более ясно и их диагностические признаки.

Очевидно, в результате двойного строения потока в сформированных им отложениях внизу оказываются туфо-агломератовые отложения раскаленной лавины, а вверху - прослой тонкозернистого, довольно равномернозернистого туфа однородного состава, совершенно неспекшегося, сформированного "лавинной тучей". Отложения последней могут занимать в ряде случаев площадь большую, чем лавинные, и в краевых частях перекрывать иные отложения, подстилающие образования раскаленной лавины. Кроме того, такая туча, составляющая часть раскаленной лавины, может иногда переваливать через препятствия, как любая туча, и оседать в другом месте, оторванно от "своей" лавины.

3-й генетический тип. Отложения палящих туч

Выделение отложений палящих туч в качестве самостоятельного генетического типа - вопрос недостаточно ясный; неясность усугубляется еще различными точками зрения на их образование, а также нечетким разграничением терминов. Одни авторы описывают эти образования, называя их то раскаленными лавинами, то палящими тучами, другие вообще не выделяют палящие тучи как самостоятельные образования, третьи относят их к другим генетическим типам и т.д.

Однако этот генетический тип, по-видимому, все же следует считать самостоятельным, так как он существует и вне связи с раскаленными лавинами. Характерны и процесс, его создающий, и форма продвижения материала (см. табл. 21). Во-первых, - это "туча", следовательно, материал движется взвешенным в воздухе, как и эруптивная туча. Но в отличие от последней движущейся силой является не ветер, а внутреннее давление расширяющихся газов (автоэксплозия).

Очевидно, к данному генетическому типу следует отнести те пирокластические потоки, которые мгновенно выдуваются из жерла, закупоренного вязким расплавом, и движутся с огромной скоростью под воздействием самовзрывающихся газов в виде газово-твердой суспензии. Такие потоки образуются в начальную стадию извержений, когда жерло вулкана было еще закрыто (извержения вулканов Мон-Пеле, Безымянного и др.). По поводу температуры таких туч существуют разные мнения, по-видимому, потому, что фактически они бывают разной температуры. Так, палящая туча вулкана Мон-Пеле, описанная Лакруа (Lacroix, 1930), имела температуру около 800°.

Как считает Г.С. Горшков (1967), разрушающее действие этих туч связано не столько с их высокой температурой, сколько с силой взрывной волны, несущей в большом количестве тонкий вулканический пепел, так как более крупные обломки, бомбы и глыбы оседают близко около места выброса. Иногда различие мнений о температуре таких туч, возможно, связано с отождествлением образований данного генетического типа с теми холодными тучами, которые клубятся над раскаленными лавинами. Тучи в отличие от раскаленных лавин менее связаны с рельефом и могут переваливать через препятствия и даже через горные хребты; таким образом, они могут давать отложения, "оторванные" от "своего" вулкана.

Мы считаем, что для большей четкости терминологии отложения данного генетического типа следует называть отложениями палящих (но не раскаленных) туч в отличие от раскаленных лавин (тем более, что первоначальный термин, предложенный для них Лакруа, - nuée ardente более правильно переводить как туча "палящая", "пылающая", а не "раскаленная").

В отложениях палящих туч А.Ритман (1964) выделяет три типа: нисходящие, обратно падающие и переливающиеся.

Нисходящая туча образуется у подножия закупоренного жерла при взрыве, направленном вбок (например, при взрыве вулкана Мон-Пеле в 1902 г.). Температура таких туч очень высокая (сотни градусов).

Если взрыв направлен вертикально или почти вертикально вверх, то туча может быть выброшена на большую высоту (до 3000 м). Однако она бывает столь нагружена твердым материалом (и, следовательно, столь плотная), что не переносится далее ветром как эруптивная туча, а падает обратно на гору как целая, заключенная в определенном объеме масса, которая после падения стекает вниз по склону. При этом более крупные глыбы и обломки остаются вокруг кратера, а вниз течет взвесь более тонкого материала в горячем газе (однако меньшей температуры, чем у нисходящих туч). Пример - тучи вулкана Сен-Винсент. Такие тучи А.Ритман назвал обратно падающими.

Если же сила начального взрыва позволяет поднять тяжело нагруженную взвесь лишь на небольшую высоту, то такие раскаленные тучи А.Ритман называет "переливающимися" и в качестве примера указывает на извержение вулкана Катмаи на Аляске в 1912 г. Однако другие исследователи продукты последнего относят уже к другому генетическому типу - направленных взрывов.

Исходя из этой характеристики, по всей вероятности, основными подтипами данного генетического типа следует считать тучи нисходящие и обратно падающие. Тучи "переливающиеся", по-видимому, являются образованиями другого типа. Возможно, это те же образования, что и раскаленные лавины, выливающиеся из открытого жерла.

Благодаря указанным особенностям формирования литифицированные отложения палящих туч представлены в основном туфами, сложенными частицами песчаной и алевритовой размерности, почти несортированными, неслоистыми и однородного состава. Лишь иногда в слое туфа, отвечающего одному вулканическому выбросу, можно ожидать очень слабую сортировку по гранулометрическому составу. Мощность таких слоев относительно невелика. Не исключено, что туфы, описываемые

как отложения пепловых потоков либо как обычные туфы пеплопадов, на самом деле являются иногда результатом осаждения материала из палящих туч.

Этот генетический тип, встреченный в ископаемых толщах, является признаком наземного вулканизма; место его появления – подножие экструзивных куполов и реже трещины. По составу и способу транспортировки эти образования близки к отложениям раскаленных лавин, как и всякий пирокластический поток. С другой стороны, этот тип является переходом уже к образованиям эруптивных туч (пеплопадов). Наконец, он генетически бывает связан с отложениями направленных взрывов, когда оба они участвуют в одном сложном вулканическом извержении.

4-й генетический тип. Отложения пепловых и пемзовых потоков и покровов

Потоки этого типа образуются, когда при внезапном падении внутреннего газового давления в вязком (обычно кислом) расплаве последний как бы вспенивается. Если он вытекает из жерла как лавовый поток, то относится ко второму типу V класса (поток газонасыщенной пемзовидной лавы), который мы описали выше. Если же такая пенистая лава поступает на поверхность в виде пирокластических фрагментов, взвешенных в массе газа, как бы выдуваемых из жерла, и течет, как поток, то эти образования уже относятся к данному классу, – генетическому типу пепловых и пемзовых потоков. Если же фрагменты пузыристой жидкой лавы выбрасываются вверх сильным вулканическим взрывом и образуют эруптивную тучу, насыщенную пемзой, то выпадающие из нее продукты следует рассматривать уже как отложения "пемзопадов", относящихся к следующему, VIII, классу. Как видим, рассматриваемые здесь образования генетически связаны с образованиями и предыдущего, и последующего классов. Упомянутые выше генетические типы этих классов сближает сходство их состава, однако они различаются и по процессу формирования, и по своим признакам (стратификация, структура, текстура и др.).

Потоки данного генетического типа сложены преимущественно обломками пемзы и витрокластическим пеплом разной размерности. В зависимости от явного преобладания того или другого компонента выделяются два подтипа: пепловые потоки и пемзовые пирокластические потоки и покровы. Залегают они в виде достаточно мощных слоев (до десятков метров), сложенных несортированным и неслоистым пирокластическим материалом.

Первый подтип. Пепловые пирокластические потоки. Отложения пепловых потоков выделены и описаны в ряде работ. По определению Р.Л. Смита (1963), пепловый поток содержит 50 – 70% и более пепла (частиц менее 4 мм). Пепел представлен стекловатыми обломками и кристаллами. Остальную часть составляют обломки пемзы, лапилли и бомбы, а иногда и примеси шлаков. Присутствие пемзовых обломков – важный диагностический признак этого подтипа. Состав материала пеплового потока однородный, обычно кислый.

Ископаемые отложения пирокластических пепловых потоков представлены пепловыми туфами. Однако в отличие от туфов, образованных пеплами эруптивных туч, они обычно неслоисты и несортированы, иногда отмечается очень несовершенная сортировка (преимущественно в краевых частях потока). Таким образом, слой такого туфа довольно однородный по составу, структуре и текстуре. В туфах возможны признаки спекания.

Пепловые потоки могут занимать значительные площади. Обычно они связаны с образованием кальдер. Очевидно, современные пепловые потоки – это своеобразные аналоги игнимбритовых отложений (особенно подтипа кальдер). Они близки также к отложениям палящих туч, к которым их, возможно, и следовало бы относить. По составу же пепловые потоки имеют постепенные переходы в пемзовые потоки, явно представляющие самостоятельное генетическое образование. Поэтому мы выделили их пока в отдельный подтип данного генетического типа.

Второй подтип. Пемзовые потоки и покровы. Если в пирокластическом потоке преобладают обломки пемзы, то можно говорить о пемзовых потоках или покровах. Однако образованию пемзы всегда сопутствует возникновение витрокластического пепла, который здесь является как бы связующей массой. Пепел

получается как в процессе взрыва, так и в результате дробления и истирания хрупких пористых кусков пемзы при их передвижении.

Такие образования описаны Вильямсом (Williams, 1960) в третичных и четвертичных отложениях Гватемалы. Вильямс называет их "раскаленными лавинами пемзы", но, судя по описанию, их следует отнести к данному классу. Эти пемзовые потоки изливались из серии узких трещин. Вильямс указывает на отсутствие в них сортировки; отложения состоят из кусков пемзы до 15 см в поперечнике и угловатых литических фрагментов (преимущественно андезитов и дацитов) вдвое меньшей величины, заключенных в рыхлом матриксе из мучнистой пемзовой пыли. Отмечается большая роль фумарол, следы которых в третичных отложениях отмечены вертикальными и крутыми трещинами, рядом с которыми пемза превратилась в глинистое вещество и стала пятнисто-коричневой от лимонита. Кроме того, благодаря возгону фумаролами железа, выделившегося из горячих продуктов выброса, у кровли потоков скапливается тонкозернистый гематит, придающий розовый цвет сплющенным пемзовым фрагментам. Присутствие следов фумарол и окрашивание ими пемзовых покровов, вероятно, следует считать одним из диагностических признаков отличия пемзового потока, несущего достаточно горячий пирокластический материал, от покровов пемзопадов, материал которых выпадает уже холодным и в значительной степени потерявшим в атмосфере запас ювенильных газов. В районе оз.Курильского на Камчатке описаны мощные (до 100 м) толщи палевых пемз, радиально распространяющихся вдоль речных долин на расстояние 10-20 км (фиг.7). Максимальная их мощность отмечена в районе озера и к западу от него, далее она убывает вплоть до выклинивания (Брайцева, Краевая, Лупикина, 1966). Пемзы подстилаются горизонтом пемзовых лапиллей мощностью около 1-1,5 м, ниже которых залегают моренные отложения.

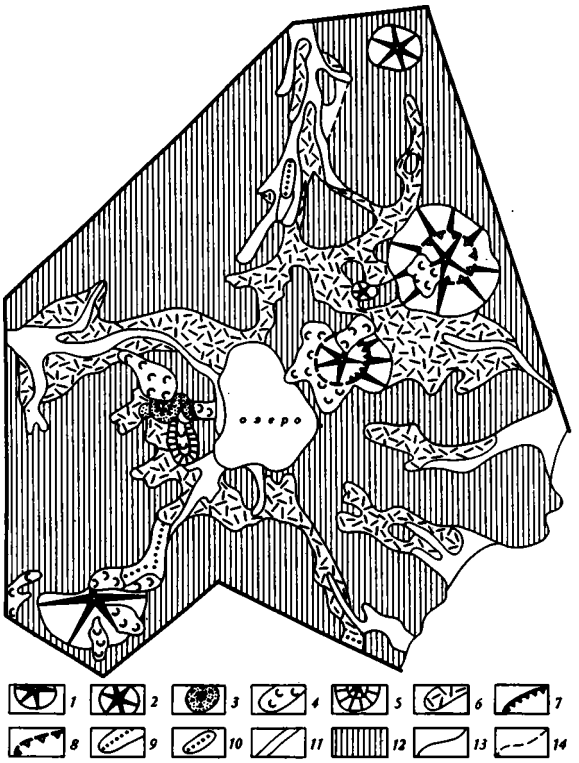
Т.С. Краевая (1969) выделила и описала как особый тип пирокластические потоки, однородный материал которых по петрографическому составу представлен пемзами дацитового и липаритового состава и пемзовидными породами андезитового состава. Мощность одного остывшего потока от 1 до 40 м, мощность сложного покрова до 100 м; фракции меньше 0,1 мм от 10 до 30%; максимальный размер обломков достигает 1,5 м. Поверхность обломков большей частью сглаженная. Распределение обломочного материала довольно равномерное. Отложения несортированные и неслоистые, лишь иногда отмечается грубая сортировка материала по крупности, обусловленная чередованием порций более грубого материала. Внутри этих порций слоистость отсутствует. Очевидно, указанные признаки отличают пемзовые потоки от отложений пемзопадов (более сортированных, слоистых и не дающих обжига на нижнем контакте).

Поверхность этих отложений имеет вид наклонной пологоволнистой равнины; подстилающие отложения недеформированы, однако отмечен обжиг дернины и растительности.

Пемзовые отложения связаны с заключительными этапами вулканической деятельности, часто - с образованием кальдер. Это генетически сближает пемзовые потоки с кальдерными игнимбритовыми потоками (так же как и приуроченность их к посторогенным этапам). Особенности пемзовых потоков и покровов зависят от силы вулканического взрыва, температуры и газонасыщенности лавы, от массы выбрасываемого материала и той обстановки, в которую попадает выброшенная пемза. Существуют взаимные переходы пемзовых и пепловых потоков.

В мощных пемзовых толщах, очевидно, большей частью присутствуют пемзовые отложения разных генетических типов: пемзовых потоков, пемзопадов и переотложенной пемзы (которая, строго говоря, относится уже к отложениям второй и третьей групп - лахаровым, аллювиальным, озерным и другим). Однако в настоящее время еще нет хорошо разработанных диагностических признаков, позволяющих всегда четко разделять эти генетические типы, особенно в ископаемых отложениях.

Все образования описанного VII класса сопровождаются появлением вторичных фумарол, источником которых являются вулканические газы, захваченные пирокластическим материалом потока во время извержения (HCl, HF, H_2S и др.). Участки воздействия фумарол обычно интенсивнее окрашены (в основном окислами



Фиг. 7. Схема размещения молодых пемзовых отложений в районе оз.Курильского (по О.А. Брайцевой, Т.С.Краевой, Е.Г. Лупикиной, 1966)

1 - вулканы; 2 - шлаковые конусы; 3 - экструзивные тела; 4 - лавовые потоки; 5 - уступы лавовых потоков; 6 - пемзы; 7 - четко выраженные уступы; 8 - нечетко выраженные уступы; 9 - морена голоценового оледенения; 10 - морена верхнечетвертичного оледенения; 11 - аллювиальные равнины; 12 - горы; 13 - границы установленные; 14 - границы предполагаемые

железа) или обелены и сцементированы окислами железа, кремнеземом (опалом) и каолинитом. Они образуют в теле потока серые, розовые и белые прожилки, размер которых может достигнуть 3 м в поперечнике.

К.С. Россом и Р.Л. Смитом (1963) подробно описаны пирокластические потоки разного рода и их свойства. Они отмечают многие неясности в их диагностике и необходимость специального дальнейшего изучения как полевого, так и лабораторного. При оценке в полевых условиях, по их мнению, должны учитываться протяженность отдельных тел, их мощность, степень сваривания в зависимости от вышележащей нагрузки, отдельность, эрозионные формы, включения чужеродного материала или обломков пемзы, раскристаллизация и отношение к возможным центрам извержения. Выявление указанных особенностей дает возможность распознать отложения пеплового потока даже на расстоянии в несколько миль. К лабораторным исследованиям, требующим точного учета и оценки, они относят химические анализы, определение пористости и ее отношение к вышележащей нагрузке и свариванию; микроскопические исследования - определение различий в структуре первичных стекловатых обломков, изменение их формы при сжатии, сваривании, расстекловании; определение минералов: первичных (фенокристы) и тех, появление которых связано с присутствием газовой фазы и др.

Класс VIII. Грубые эксплозивные образования вулканических выбросов

Эти образования представляют собой "насыпные" скопления застывших обломков фрагментированной лавы и частично резургентного материала, не испытавших существенного переноса после выброса.

К основным компонентам, слагающим образования данного класса, относятся куски пемзы и шлаков, вулканические бомбы и лапилли, грубый пепел, а также глыбы, блоки и обломки пород (преимущественно продукты разрушения вулканической постройки). Размещение их в пространстве определяется в основном силой вулканического взрыва и тяжестью самих обломков, а иногда рельефом земной

поверхности. После выброса из жерла вулкана они испытывают относительно небольшой перенос по воздуху и пространственно приурочены главным образом к вулканической постройке и ее окружению, формируя насыпные образования в виде конусов, мантий, языков, шлейфов, покровов и отдельных участков, включенных среди отложений других генетических типов.

Породы рассматриваемого класса представлены агломератами, вулканическими брекчиями, туфо-брекчиями, различными формами скоплений шлаков, туфо-агломератами, грубыми агломератовыми туфами и пемзами. Эти породы обычно неоднородны, даже при преобладании какого-либо одного компонента обычно присутствует в большем или меньшем количестве примесь других компонентов. Преобладание в породе какого-либо компонента, а также соотношение различных компонентов определяются ходом и особенностями вулканического процесса. Поэтому в данном классе можно выделить следующие генетические типы: 1-й тип - отложения направленных взрывов; 2-й тип - отложения шлаковых конусов и шлаковых скоплений; 3-й тип - отложения "камнепадов" - грубой тефры (бомб, лапиллей, глыб и более мелких обломков пород и грубого пепла); 4-й тип - отложения пемзопадов.

Последние два типа генетически и пространственно тесно связаны постепенными переходами с отложениями пеплопадов первого класса следующей, второй, группы.

1-й генетический тип. Отложения направленных взрывов

Эти отложения были выделены и детально описаны Г.С. Горшковым на основании изучения взрыва вулкана Безымянного в 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1965). В дальнейшем они описаны и для других современных вулканов, в частности вулканов Шивелуч (Горшков, Дубик, 1969) и Камень (Ермаков, 1969), и обнаружены в ископаемых отложениях. Особенность их заключается в том, что вулканогенный материал (в отличие от предыдущих типов VII класса) в значительной степени резургентный, являющийся результатом практически мгновенного разрушения вулканической постройки, дающего огромные массы обломочного материала. Этот материал вместе с пирокластическим переносится взрывной волной на некоторое расстояние от центра извержения и выпадает у подножия вулкана. Другая особенность зависит от того, что оси взрыва этого типа бывают направлены под углом до 35-40° к горизонту, поэтому переносимый материал располагается в секторе, размеры и форма которого определяются углом наклона и силой взрыва. При переносе происходит некоторая сортировка материала: основная его грубообломочная масса переносится сравнительно недалеко (до 15 км), а более мелкозернистая часть (вулканический пепел) уносится взрывной волной на десятки километров, причем в раскаленном состоянии. Например, кора деревьев в зоне взрыва при извержении в 1956 г. вулкана Безымянного была обожжена на расстоянии 27-29 км от вулкана (Горшков, Богоявленская, 1965).

В результате направленного взрыва в районе вулкана формируются отложения, представленные грубыми агломератами, неслоистыми, несортированными, с неравномерным скоплением грубых разного размера обломков в более мелкообломочной массе. Последняя включает кроме резургентных глыб и обломков также и ювенильный материал (лапилли, пепел). Пелитового материала в основной массе немного, но больше, чем в описанных выше пирокластических потоках.

Более крупные обломки образуют гнездовидные скопления, а на поверхности формируют холмы и полосы, вытянутые вдоль направления взрыва. По данным Т.С. Краевой (1969), содержание крупнообломочного материала (фракция более 2 см) очень изменчиво - в пределах 10-80%, причем максимальный размер блоков может достигать 10-15 м в поперечнике. Обломки в большинстве случаев несглаженные, остроугольные. Крупные блоки могут быть отнесены достаточно далеко и даже переброшены через препятствия (возвышенности) на расстояние до 10 км. Взрывные отложения вулкана Шивелуч содержали блоки пемзовых андезитов и даже включавшие рыхлый материал огромные глыбы льда, сорванные со склона вулкана.

Петрографический состав обломочного материала в отличие от состава типов предыдущего класса весьма неоднородный: он определяется не только характером расплава, но и составом пород, слагающих вулканическую постройку и ее фундамент.

Фиг. 8. Текстура отложений направленного взрыва, южное подножие вулкана Авачинского (по И.В. Мелекесцеву, Т.С. Краевой, О.А. Брайцевой, 1970)

1 – грубообломочный несортированный материал; 2 – четко ограниченные блоки несортированного мелкообломочного материала; 3 – блоки слабо уплотненного галечно-гравийного материала с ненарушенной слоистостью флювиального типа

Мощность продуктов одного взрыва может быть различной: от единиц до десятков метров. Площади, занимаемые ими, измеряются десятками и первыми сотнями квадратных километров.

Поверхность этих отложений имеет холмистый рельеф. Крутосклонные холмы, обычно вытянутые по направлению взрыва, могут достигать 20 м высоты. Поверхность основания этих отложений частично деформируется направленным взрывом, причем расположение его отложений почти не зависит от подстилающего рельефа. Так, при направленном взрыве вулкана Безымянного мощность отложений, облекающих склоны и вершины возвышенностей, а также выстилающих днища отрицательных форм рельефа, была примерно одинаковой (15–20 м). В других случаях (вулкан Шивелуч) доэруптивный рельеф бывает снивелирован, каньоны засыпаются на глубину до 70 м. Очевидно, это зависит от направления взрыва.

Поверхность, покрытая отложениями направленного взрыва, резко замыкается фронтальным валом грубых обломков, образующим уступ высотой 10–20 м. На контакте отложений направленного взрыва с подстилающими могут быть встречены остатки обугленной растительности, уничтоженные предшествовавшей переносу описываемых образований взрывной волной, несшей раскаленный пепел. В ископаемых толщах отложения направленных взрывов представлены неслоистыми хаотическими агломератовыми туфами (фиг. 8).

Описание признаков отложений направленного взрыва приведено в работах Т.С. Краевой и И.В. Мелекесцева (1969), Т.С. Краевой (1969), Е.Ф. Малеева (1969а), Г.С. Горшкова и Ю.М. Дубик (1969) и др. Последние авторы, описывая направленный взрыв вулкана Шивелуч в 1964 г., отметили, что последовавшая за взрывом эруптивная туча имела иное направление, чем направленный взрыв, и, таким образом, его отложения только частично были перекрыты отложениями пеплопадов, представленных преимущественно пемзами. Затем появились пирокластические потоки, которые перекрыли и отложения направленных взрывов, и пемзы эруптивной тучи (отложения пемзопадов). В пределах кратера отложений пирокластических потоков почти нет, что свидетельствует, по их мнению, о большой скорости выбросов.

Отложения направленных взрывов весьма сходны с отложениями камнепадов этого класса как по способу их транспортировки (энергией взрыва по воздуху), так и по получающимся результатам. Но, с другой стороны, они имеют тесную генетическую связь с пирокластическими потоками (продукты одного типа вулканических взрывов), поэтому их можно рассматривать как тип, переходный между данным классом и предыдущим.

Направленные взрывы были отмечены при извержениях ряда вулканов. Они относятся к числу наиболее сильных и разрушительных. Вулканические взрывы этого типа следуют, как правило, за периодом сейсмической активности, вследствие чего в отложениях, подстилающих описываемые, наблюдается широкое развитие текстур нарушения, оползания, смятия и т.п.

2-й генетический тип. Отложения шлаковых конусов и скоплений шлаков

Шлаки представляют собой пористые фрагменты еще жидкой лавы преимущественно основного состава. Обычно они образуют пузыристые и пористые верхние части лавовых покровов, являясь при этом составной частью эффузивных образований. Однако в ряде случаев шлаки выбрасываются из жерла в полужидком состоянии и застывают при полете в воздухе в виде крючковатых и угловатых пористых обломков лавы с шероховатой поверхностью, т.е. относятся уже к пирокластическим эксплозивным образованиям. Размеры таких обломков могут быть различными: от нескольких миллиметров до нескольких метров в поперечнике.

Выброшенные обломки шлаков чаще всего нагромождаются, образуя конусы высотой от нескольких десятков сантиметров до сотен метров. В этом случае скопления шлаковых обломков обычно имеют примесь вулканических бомб и более мелкого пирокластического материала. Внутри этот рыхлый горячий материал часто спекается и образует аглютинат. Обломки шлаков пузыристые или пористые. Пример молодого (четвертичного) шлакового вулкана в Туве детально описан И.И.Белостоцким (1963).

Склоны шлаковых конусов вообще могут быть очень крутыми, так как рыхлые шлаковые обломки дают довольно крутые откосы благодаря их угловатости, шероховатой поверхности и разной величине. Крутизне склонов способствует также сваривание горячих шлаковых обломков внутри конуса.

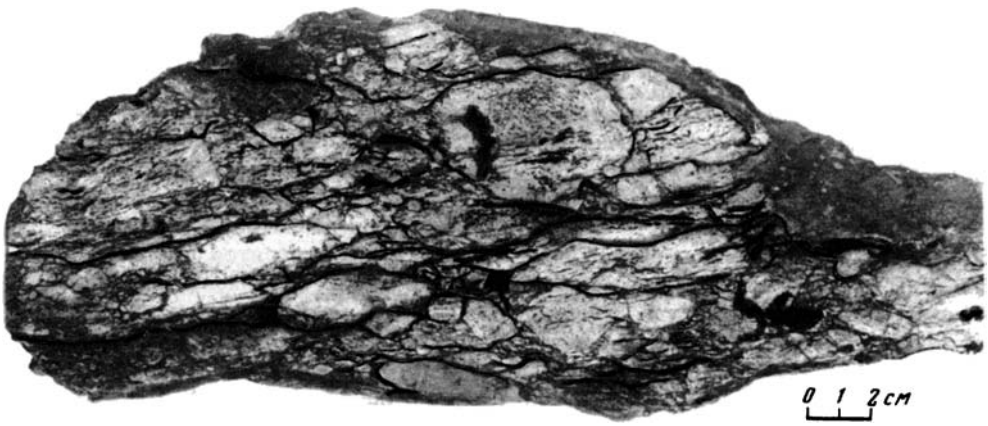
А.Н. Сирин (1963) детально изучил более 150 шлаковых конусов и выделил среди них: 1) рыхлые конусы; 2) конусы со стержнем спекания; 3) конусы с лавовым стержнем. Очевидно, типы А.Н. Сирина можно рассматривать как разновидности выделенного нами генетического типа. Шлаковые конусы часто встречаются на склонах крупных вулканов и как бы окаймляют основной конус. В других случаях они приурочиваются к линиям региональных трещин и разломов.

Скопления шлаков кроме конусов могут образовать шлаковые мантии, перекрывая сверху вулканический конус, сложенный другим материалом, или даже шлаковые поля.

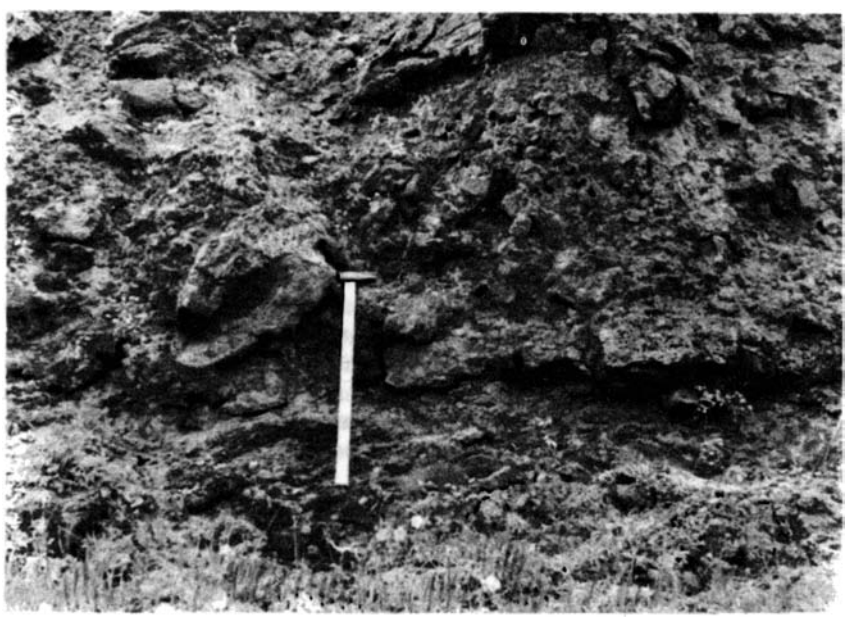
Мы описали шлаковые конусы (сложенные преимущественно шлаками) как особый генетический тип. Однако часто к шлакам примешивается материал грубой тефры (а иногда и лав) и таким путем формируются сложно построенные конусы, которые иногда также получают название "шлаковых" (в отличие от обычных вулканических конусов, построенных лавовыми излияниями и пеплами). Если постройки конусов (чаще более крупных) сложены чередованием шлаковых и обломочных отложений, то их следует рассматривать уже как полигенетические образования. Если же кроме шлаков в постройке конуса в значительном количестве принимают участие другие фрагменты грубой тефры (обломки, блоки, бомбы и др.), причем все эти компоненты образуют уже не чередование, а грубую смесь, то такие "насыпные" конусы должны быть по существу отнесены уже к следующему генетическому типу - отложениям камнепадов.

3-й генетический тип. Отложения «эруптивных камнепадов» — грубой тефры

Отложения грубой смешанной тефры представлены скоплением грубого пирокластического материала – бомб и лапиллей, глыб и обломков пород вулканической постройки, иногда с примесью кусков пемзы или шлаков. Связующей их массой обычно служит тот же материал, но более раздробленный, а также грубый пепел. Весь этот материал подается вулканическим взрывом и оседает вокруг жерла, на склонах вулканической постройки или вблизи последней, подчиняясь действию гравитационных сил, почти без участия в его перемещении экзогенных агентов транспортировки и независимо от палеогеографических условий. Поэтому эти об-



Фиг. 9. Отложения камнепадов: бомбы и лапилли фельзитов из прижерловых образований Бугазского вулкана. Наземный комплекс девона, риолитовая серия, левобережье р.Бугаз, Тарбагатай. Образец Л.Н. Котовой



Фиг. 10. Агломератовый туф (Q). Генетический тип – отложения "камнепадов". Камчатка, вулкан Большой Чекчебонай. Фото Т.Н. Кременецкой

разования и отнесены к первой группе, несмотря на их тесную пространственную и генетическую связь с отложениями пеплопадов, включенных уже в следующую, вторую, группу отложений. Разброс вулканических бомб вокруг кратера обычно происходит в диаметре не более нескольких километров, чаще же в пределах сотен метров.

Отложения "камнепадов" представлены грубыми агломератами, вулканическими брекчиями, туфо-агломератами и грубообломочными туфами (фиг. 9, 10). По составу это большей частью производные кислых и средних лав. Они образуют языки и шлейфы грубой пирокластики, реже - агломератовые мантии у подножий вулканов, иногда - конусы, линзы и отдельные изолированные скопления. Различные формы этих образований являются разновидностями данного генетического типа.

Наиболее характерные структуры этих отложений - глыбовая, брекчиевая и грубообломочная. Форма обломочных компонентов угловатая либо слегка сглаженная в результате оплавления или же трения обломков один о другой. Вулканические бомбы и лапилли могут быть разнообразных типов. Текстуры преимущественно неслоистые, неоднородные, брекчиевые. По соотношению и роли слагающих компонентов также могут быть выделены различных разновидности этого типа. Отложения камнепадов по структуре и текстуре сходны с отложениями направленных взрывов (и близки к ним генетически), но последние отличаются строением толщи, нехарактерным для отложений камнепадов.

Отложения данного генетического типа тесно связаны с центрами извержений и вулканической постройкой. В дальнейшем они плохо сохраняются, так как обычно разрушаются, переотлагаются и входят в состав отложений других генетических типов. Поэтому в ископаемом состоянии они могут быть встречены сравнительно редко и лишь в виде отдельных фрагментов существовавших ранее образований.

4-й генетический тип. Отложения пемзопадов

Эти отложения формируются путем выпадения обломков пемзы из эруптивных туч. По составу они сходны с отложениями пемзовых пирокластических потоков, но отличаются от последних способом подачи и транспортировкой материала по воздуху. С другой стороны, по способу подачи и размерам фрагментов они близки к отложениям камнепадов, отличаясь от последних составом фрагментов и характером распространения на земной поверхности: они могут покрывать большие площади, образуя поля и покровы эруптивной пемзы, выпавшей из воздуха. Кроме того, способ подачи и отчасти характер транспортировки и мобилизации материала сближают их с отложениями пеплопадов. От последних они отличаются составом, степенью раздробленности фрагментов и некоторыми особенностями формирования осадка, о которых будет сказано ниже. Таким образом, отложения этого генетического типа являются переходными между отложениями предыдущего, седьмого, класса и первым классом следующей, второй группы.

Появление пемзопадов связано с сильными вулканическими эрупциями, поставляющими на поверхность большие объемы пемзового материала. Так, при взрыве вулкана Кракатау в 1883 г. масса пемзы была выброшена на высоту до 80 км (Williams, 1941; Тазиев, 1961), а затем рассеялась на огромной площади (более 300 000 кв.миль) вокруг вулкана. По подсчетам Фербука (Verbook, 1886), было выброшено около 18 км^3 обломков, две трети которых осело вокруг вулкана на площади радиусом 15 км. При этом 95% выбросов составляла пемза. Море вокруг было покрыто плавающей пемзой, относимой морскими течениями на большое расстояние.

Накопления пемзы при сильных эрупциях не имеют стратификации, а представляют собой хаотическое скопление обломков. Например, при упомянутом выше взрыве вулкана Кракатау выброшенная пемза упала обратно "как лавина" (Williams, 1941) и накопилась близко от центра извержения в виде хаотической, почти не стратифицированной массы мощностью до 60 м. Куски пемзы достигали 1 м. Между крупными кусками размещались более мелкие обломки и осколки гравийной и песчаной размерности с примесью кристаллов плагиоклазов и пироксенов, а также не-

большого количества обломков предыдущих излияний лавы. Очевидно, подобные выбросы по механизму подачи скорее сходны с образованиями обратно падающей палящей тучи и, может быть, их следует отнести к предыдущему классу. Однако большей частью выбросы пемзы поднимаются вверх в виде эруптивной тучи. При этом в сильно нагруженной эруптивной туче обломки пемзы трутся один о другой и благодаря их хрупкости несколько округляются.

Внутренняя текстура обломков "пемзовая", она характеризуется большим количеством пор, разделенных тонкими перегородками застывшего стекла. Поры имеют вытянутую, часто неправильную форму. В зависимости от размера пор выделяют два типа пористой пемзовой текстуры: пенистую (с более мелкими порами) и губчатую (с порами более крупными). Естественно, что хрупкие обломки пемзы легко дробятся и истираются, превращаясь в мелкие черепки стекла - вулканический пепел, который всегда сопровождает скопления пемзы. Размер кусков пемзы бывает различным: от горошины до размера головы (и даже больше), но весьма типичны куски размером с орех.

Выпадая на землю после выброса, пемза и обычно сопровождающий ее пепел дифференцируются (вертикальная дифференциация) и образуют слоистые толщи. Это отличает отложения пемзопадов и пеплопадов от пемзовых пирокластических потоков, обычно неслоистых. Замечено, что слоистые пемзы образуются при более слабых вулканических взрывах; очень сильный взрыв может дать, как было сказано выше, нестратифицированную толщу пемзы, даже выпавшей из воздуха. Характер слоистости и сортировки отложений пемзопадов, а также их дальнейшая судьба различны в зависимости от той фациальной обстановки (субаэральной или субаквальной), в которую они попадают.

Если пемза выпадает из воздуха на поверхность суши, то в первую очередь выпадают крупные ее обломки, потом все более мелкие и наконец преимущественно пепловые частицы все более и более мелкие. Таким образом, слой, соответствующий одному выбросу, будет иметь отчетливую постепенную прямую сортировку[1] слагающих его компонентов, характеризующую субаэральную седиментацию. Если в процесс включается экзогенный фактор - действие ветра, то появляется дополнительная горизонтальная дифференциация: при сильном ветре обломки пемзы выпадают ближе к вулкану, а пепел относится дальше.

Выпавшие на сушу рыхлые отложения пемзопадов легко размываются и быстро уничтожаются эрозионными процессами, переходя в состав отложений других генетических типов.

Вильямс (Williams, 1960) отмечает, что рыхлые осадки воздушноотложенной пемзы уничтожаются с поразительной скоростью, особенно во влажных тропиках. Например, выбросы вулкана Косеквина (Никорагуа) в 1835 г. уже почти полностью исчезли. Быстрое разрушение пемзовых покровов наблюдалось также в Гватемале. Например, в грабене Гватемалы почти вся пемза переотложена текущей водой и среди такой "речной пемзы" сохранилось только несколько линз воздушноотложенной пемзы. Переотложенный рекой пемзовый материал приобретает соответствующую текстуру, в частности косую слоистость.

Переотлагаются пемзы не только обычными водными потоками, но часто грязевыми потоками типа лахар ("пемзовые лахары"). Отложения последних в районе г.Гватемалы состоят из размельченного (пескоподобного) пемзового матрикса и кусков пемзы (до 30 см) с примесью фрагментов лавы размером до 10 см. Они несортированы и нестратифицированы. У подножия вулканических конусов образуется "лахаровый валунный веер", переходящий в приморскую низину.

Переотложенная пемза может занимать большие площади. Так, в Гватемале почти непрерывный покров пемзы, главным образом переотложенной, покрывает площади в тысячи квадратных миль. В районе вулкана Пакайа слой пемзы, выпавшей из воздуха, чередуется с пемзой, перенесенной пемзовыми пирокластическими потоками ("лавинами", по Г.Вильямсу) и переотложенной текущей водой.

---

[1] Прямой сортировкой мы называем постепенное изменение размера компонентов осадка от более крупных внизу до более мелких вверху.

Они образуют единый пемзовый покров или горизонт пемзы мощностью до 30 м.

В районе депрессии Узон на Камчатке (Белоусов, Иванов, 1967) переотложенные пемзы различной степени плотности образуют мощные (до 100 м и более) горизонты, венчающие туфовый комплекс. Меньшие количества переотложенной пемзы выполняют долины, образуя "пемзовые потоки", генетически резко отличные от пемзовых пирокластических потоков, но нечетко отличаемые от последних, очевидно, вследствие недостатка известных нам диагностических признаков. Молодые пемзовые отложения вокруг оз.Курильского на Камчатке (Брайцева, Краевая, Шеймович, 1965) также включают пемзы, переотложенные аллювиальным путем, обычно менее мощные, чем отложения пемзовых потоков.

Размываемые наземными потоками пемзовые скопления частично остаются в речной долине или же заносятся в озера, а частично уносятся дальше в море. Извержения с выделением большого количества пемзы часто присущи островным вулканам, и в этом случае пемзовый материал большей частью сразу попадает в море, причем скопления пемзовых выбросов образуют пловучие "пемзовые острова" и потоки. По существу это уже аэрально-морской пемзопад, отложения которого мобилизуются в виде отложений второй группы и будут описаны ниже. Заметим здесь только, что субмаринным пемзовым отложениям свойственна обратная сортировка по гранулометрическому составу фрагментов, что отличает их от наземных.

Скопления пемзы на суше чаще образуют потоки и покровы. Но при вертикально направленном взрыве и слабом ветре они могут сформировать пемзовые мантии вокруг центра извержения, конусы и валы. А.Ритман (1964) считает, что пемзовые конусы и валы встречаются гораздо чаще шлаковых конусов. Эти формы пемзовых скоплений мы считаем морфологическими разновидностями генетического типа пемзопадов.

Пемзы, так же как и шлаки, могут представлять собой части лавовых потоков, однако в этом случае они не могут быть отнесены к данному генетическому типу, а должны рассматриваться как составная часть лавового потока того или иного генетического типа.

Из вышеприведенного описания генетических типов первой группы видим, что они представляют собой ряд переходов от глубинных пород к поверхностным образованиям (см. табл. I). Так, типы первой подгруппы еще тесно связаны с субвулканическими образованиями, с застыванием магматического расплава на некоторой глубине в недрах Земли (а если и на поверхности, то на продолжении подводящего канала).

Образования второй подгруппы, хотя и формируются целиком на земной поверхности, но еще полностью являются продуктом магматического расплава. Поэтому его характером и определяются основные признаки генетических типов этой подгруппы, хотя некоторое значение приобретает уже и фациальная обстановка их формирования. Образования II и III классов в ископаемом виде представляют собой более или менее монолитные слои эффузивных пород, обычно достаточно резко ограниченные. Эти образования изучаются обычно с точки зрения их химического и минерального состава, чего мы здесь не касаемся. Поэтому в этих классах генетические типы не выделены.

Эффузивные образования IV, V и VI классов связаны переходами с отложениями иных классов и типов. Так, подушечные лавы через подушечные брекчии переходят в гиалокластиты, а затем в переотложенный течением гиалокластический материал, относимый ко второй группе. Потоки газонасыщенных пенистых лав могут переходить в пирокластические потоки следующей подгруппы. Отложения VI класса также связаны переходами с иными типами. Таким образом, эти три класса являются как бы звеном между чисто эффузивными и другими вулканогенными образованиями. При этом характерно, что фациальная обстановка уже оказывает влияние на некоторые черты генетических типов этих классов.

Образования генетических типов третьей подгруппы являются еще целиком вулканическими, но представляют собой уже фрагментированную лаву. Их характерные черты формируются преимущественно под воздействием эндогенных факторов, однако здесь сказывается также и влияние той внешней среды, в которую попа-

дают эти ювенильные продукты. Образования этой подгруппы были описаны преимущественно как наземные. Однако мы указывали, что отложения VII класса - раскаленных лавин, палящих туч, игнимбритовых потоков, возникающих на суше, при распространении могут достичь морского берега (особенно, если суша островная) и втечь в море. Очевидно, образовавшийся из материалов этих потоков туф должен иметь черты, отличающие его от пеплового туфа, образованного пеплопадами (субаэральными или подводными), но каковы эти черты, мы пока не знаем. Более того, не исключено появление некоторых пирокластических потоков и в субмаринной обстановке.

Отложения VIII класса - направленных взрывов, шлаковых мантий, пемзопадов и камнепадов - также могут образовываться не только на суше, но и в море, особенно, если вулканический взрыв происходит на относительно небольшой глубине. В субаквальных условиях и эти отложения, несомненно, приобретут какие-то дополнительные признаки, отличающие их от наземных образований. Однако характерные признаки субмаринных аналогов этих генетических типов еще не описаны. Пока они условно отнесены нами к отложениям класса субмаринных эксплозий вулканов (второй группы).

Прослеживание процессов формирования отложений от класса к классу выявляет на фоне преобладающего значения эндогенных процессов постепенное нарастание роли экзогенных факторов в формировании образований данной группы в целом.

ГЛАВА II

ВТОРАЯ ГРУППА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ. ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВУЛКАНООСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ

Генетические типы второй группы представлены преимущественно вулканоосадочными (вулканогенными) и смешанными вулканогенно-осадочными отложениями. Материал для всех отложений данной группы подается в результате вулканической деятельности. Это или тефра (представленная преимущественно вулканическим пеплом), или продукты газо-гидротермальной деятельности, образующие различные вулканохемогенные отложения.

Агенты транспортировки на земной поверхности и обстановки захоронения здесь те же, что и для обычных осадочных отложений. Поэтому структурно-текстурные и некоторые другие признаки вулканогенных отложений часто сходны с признаками отложений осадочных, если они формируются в одних и тех же условиях. Однако особенности самого вулканогенного материала и способа его подачи придают отложениям этой группы столь специфичные черты, что их необходимо было выделить в самостоятельную группу отложений, встречающихся только в областях активного вулканизма (или в областях, находящихся под его влиянием). При этом значение обстановки формирования (ландшафта) уже столь велико, что по этому признаку во второй группе нами выделены две подгруппы: первая - наземных и вторая - субмаринных отложений (классификационная табл. II). Но некоторые из генетических типов еще могут быть связанными как с наземной, так и с морской обстановкой (например, третий тип I класса).

Туфы генетических типов второй группы и их признаки разнообразны в зависимости не только от их состава, но и от способа транспортировки пирокластического материала, и от обстановки его захоронения. Поэтому при генетическом анализе отложений вулканогенно-осадочных формаций уже недостаточно определять только источник подачи вещества. Для генетических выводов надо выявить и возможный способ транспортировки, и обстановку захоронения - только тогда мы можем говорить о генетическом типе вулканогенных образований. Многие типы этой группы являются аналогами типов следующей, третьей, группы отложений. С другой стороны, иные генетические типы в ряде случаев тесно связаны с отложениями первой группы, что свидетельствует о переходном характере второй группы в целом.

Прежде чем начать описание конкретных классов и типов, кратко остановимся на особенностях подачи и транспортировки двух основных продуктов вулканизма: вулканического пепла и продуктов деятельности фумарол и гидротерм, так как и те, и другие входят в состав отложений различных генетических типов данной группы, а частично - в состав типов третьей группы отложений.

Продукты эксплозивной деятельности (вулканический пепел)

Известно, что эксплозивная деятельность поставляет на земную поверхность огромные массы эндогенного материала - тефры. Грубые продукты, выпадающие непосредственно из воздуха, разобраны нами выше в первой группе как отложения эруптивных камнепадов. В состав отложений рассматриваемой группы входят преимущественно продукты пеплопадов, большая часть которых после выпадения из воздуха перемещается ветром, водой, льдом и под влиянием гравитационных сил. В ископаемом виде это различные туфы и тефроиды, образующие либо самостоятельные пласты, либо прослои среди других пород.

Отложения современных пеплопадов описаны в многочисленных работах вулканологов у нас и за рубежом (Тазиев, 1961, 1963; Ритман, 1964; Neeb, 1943; Verhoogen, 1951; Baak, 1949; Влодавец, 1962; Гущенко, 1964, 1965, 1966; Малеев, 1963а, б; Гептнер, 1968, 1972; Мелекесцев, Краевая, Брайцева, 1969, 1970; Мархинин, 1967; Горшков, 1967; Краевая, 1969; Лучицкий, 1971; и многие другие).

Ископаемые пепловые отложения в виде различных туфов описаны в еще более многочисленных петрографических и геологических работах по вулканическим и вулканогенно-осадочным толщам. Но, несмотря на такой обширный материал, мно-

гие генетические черты этих отложений изучены еще недостаточно. Большинство исследователей основное внимание уделяют вещественному составу отложений (минеральному и химическому) и их структурам, в то же время текстуры как пород, так и формируемых ими толщ характеризуются в меньшей степени.

Отложения пеплопадов большей частью описываются либо с позиций вулканологов в виде пеплов как непосредственный результат вулканического процесса, либо в виде туфов – с позиций геологов, изучающих уже литифицированную и измененную породу. Однако для понимания последней необходимо проследить все сложные воздействия различных факторов, которые претерпевает пирокластика на пути от вулканического выброса до превращения ее в горную породу. В этом аспекте материала пока мало и работы эти только начинаются.

Как известно, пеплопады имеют огромное значение для седиментации в вулканических областях (и даже за их пределами), так как это основной поставщик пирокластического (пеплового) материала, разносимого на огромные пространства. Они не только определяют вещественный состав осадков, но и оказывают прямое или косвенное влияние на ход процесса седиментации и ее закономерности (в частности, на особенности стратификации) не только второй, но и третьей групп отложений. Поэтому, прежде чем переходить к описанию отложений генетических типов, остановимся на тех общих особенностях седиментации пеплового материала, которые связаны с образованием эруптивных туч, их передвижением и выпадением пеплов. На основании того, что уже имеется в литературе, мы разберем влияние трех основных факторов, обусловливающих формирование отложений и появление в них тех или иных признаков.

Выпадение больших масс пепла связано преимущественно с более вязкими кислыми и средними расплавами, дающими большое количество эксплозивного материала, однако, как отмечает Ферхуген (Verhoogen, 1951), основной расплав также может давать большое количество пепла.

Транспортировка пирокластического материала отложений пеплопадов, обусловливающая распространение его на площади, имеет двойственный характер: она определяется силой и направлением самого взрыва и действием экзогенных сил – ветра и воды. При этом главная роль в отложениях пеплопадов принадлежит ветру; пирокластика же, транспортируемая водой, формирует отложения генетических типов других классов этой группы. Действие ветра сказывается не только в переносе пепловых масс и распределении их на площади, но и в эоловой дифференциации компонентов пепловой тучи по размеру, весу и минеральному составу.

Установлено, что пеплы каждого извержения не распределяются равномерно вокруг вулкана, а образуют языки, более или менее вытянутые в направлении преобладающего ветра. Однако, как показал В.И.Влодавец (1962), размер и конфигурация площади пеплопадов, а также состав пирокластического материала зависят от силы и направления самого вулканического взрыва. В процессе транспортировки вулканического материала выбрасываемая тефра дифференцируется по размеру и весу ее компонентов. В.И.Влодавец (1962) приводит следующие общие цифры этого разноса: глыбы – на расстояние до нескольких километров лапилли – десятков километров, вулканический песок – сотен, тонкая пыль – тысяч километров; тончайшая вулканическая пыль очень сильных взрывов разносится на сотни тысяч километров. Таким образом, отложения пеплопадов с примесью грубой пирокластики еще как бы "прижимаются" к своему вулкану, окружая его на площади в радиусе не более нескольких десятков, но чаще единиц километров. Они пространственно переходят в отложения эруптивных камнепадов первой группы. Что же касается отложений пепла и тонкой вулканической пыли, то они единственные из всех субаэральных отложений второй группы, которые могут уходить достаточно далеко от вулкана (на сотни и тысячи километров) и даже выходить за пределы вулканической области, включаясь как составная часть в осадочные толщи (например, пепел от извержения вулкана Кракатау облетел весь земной шар). Однако отложения пеплопадов как самостоятельный генетический класс все же преимущественно принадлежат своей вулканической области.

Обширный материал по особенностям механизма формирования пепловых туч и примеры распространения пеплопадов различных вулканов приведены И.В.Лучицким (1971). Он считает, что картина рассеивания и разноса пирокластического

Таблица II

II Группа генетических типов: отложения преимущественно вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы		
Подача материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования: Относительно вулканического очага	Обстановка формирования: Фациальная (палеогеографическая)	Подгруппы	Классы	Типы (в скобках – подтипы)
Вулканический взрыв	Ветер	На разных расстояниях от вулканического очага	Разнообразная	I. Наземные отложения	I. Отложения из эруптивных пепловых туч (пеплопадов)	1. Отложения пеплопадов с примесью грубой тефры
						2. Отложения собственно пеплопадов
						3. Отложения пеплопадов с пепловым градом
	Лед и вода	Близ центра извержения	Горные склоны и подножия		II. Вулканогенно-ледниковые отложения	1. Отложения туфоморены
						2. Вулканогенные флювиогляциальные отложения
Вулканическая деятельность + экзогенные факторы	Вода	Различная	Склоны гор и долины		III. Отложения термальных и минерализованных текучих вод	1. Отложения горячих и минерализованных источников
						2. Отложения горячих и минерализованных рек и ручьев
						3. Отложения гейзеров
		Преимущественно подножия вулканов и их периферия	Ущелья, долины, предгорные равнины		IV. Вулканогенный пролювий	1. Отложения лахар (ливневых, ледниковых, озерных, гидротермальных, возникающих из пирокластических потоков)
			Склоны гор и их подножия		V. Вулканогенный делювий	1. Пирокластический делювий
	Гравитационные силы				VI. Вулканогенный коллювий	1. Тефровый коллювий обрушения (обвалы грубой тефры, каменные потоки и лавины, осыпи мелкой тефры)
						2. Тефровый коллювий оползания (оползни тефры, оплывины рыхлой тефры)
						3. Лавово-тефровый коллювий
	Различные	Различная	Различная		VII. Вулканогенный псевдоэлювий	1. Газо-гидротермальный псевдоэлювий
						2. Почвенно-пирокластический чехол
		Кальдера	Понижения в рельефе		VIII. Болотные отложения кальдер	1. Кальдерные торфяники
		Кратер			IX. Отложения озер вулканических котловин	1. Отложения кратерных озер (кластогенные, хемогенные, смешанного состава)
		Кальдера				2. Отложения кальдерных озер (кластогенные, хемогенные, биогенные, смешанного состава)
			Лагуна	II. Субмаринные отложения	X. Отложения вулканогенных лагун	1. Отложения кальдерных лагун
	Сила взрыва, течения, ветер	Различная	Различная		XI. Субмаринные эксплозивные отложения	1. Отложения аэрально-морских пеплопадов
						2. Отложения субмаринных эксплозий
	Морские течения				XII. Вулканогенный материал, переотложенный течениями	1. Отложения перемещенного пирокластического материала
						2. Отложения перемещенного гиалокластического материала
	Различные	Области, близкие к вулканическим очагам	Склоны поднятий		XIII. Подводный вулканогенный коллювий	1. Субмаринный тефровый коллювий оползания
						2. Подушечнолавовый коллювий
			Углубления дна		XIV. Отложения субмаринных фумарольных полей	1. Субмаринные отложения фумарол и гидротерм (фумарольных полей: прибрежных, открытого моря)
	Течения + ветер + гравитационные силы	Могут быть сильно удалены от вулканических очагов	Донные равнины		XV. Отложения областей аккумуляции перемещенных масс тефры	1. Отложения тефровых мутевых потоков – тефротурбидиты (возникающие из субмаринных оползней, из лахар, коллювия суши, пирокластических потоков)
						2. Субмаринные телепирокластические отложения
	Эксгаляции и гидротермы	Связанные с вулканическим очагом	Образования, связанные и с наземной, и с субмаринной обстановками		XVI. Субвулканические газо-гидротермальные образования	1. Субвулканические газо-гидротермальные образования, связанные с морским комплексом
						2. То же, связанные с наземным комплексом

материала значительно сложнее, чем рисует В.И.Влодавец, так как здесь имеют значение и начальная скорость пирокластических обломков, и смешивание на одной площади нескольких эксплозий, и ряд других факторов.

Дифференциация вулканических компонентов по размеру представляется всем очевидной. Но более глубокие исследования отложений пеплопадов показали, что процесс эолового переноса пирокластики влияет не только на распространение пеплов, но и на изменение вещественного состава пепловых отложений. Так, Баак (Baak, 1949) при изучении пеплопадов вулкана Гунунг установил, что пробы пепла, взятые ближе к вулкану, более богаты тяжелыми непрозрачными зернами, а частицы более легкого светлого стекла перемещаются дальше. Понятно, что и состав разных фракций также оказывается различным. В частности, фракция менее 0,02 мм практически лишена темноцветных минералов. Проведенное Бааком изучение пеплов вулкана Келут также показало, что вследствие эоловой сортировки пироксены и магнетит отлагаются ближе к источнику выброса, а легкое вулканическое стекло уносится дальше. С увеличением расстояния от центра эрупции пепел становится тоньше и удельный вес его делается меньше, так как уменьшается содержание Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO и MgO, зато увеличивается содержание вулканического стекла и возрастает общее количество SiO_2. Следовательно, пепел одного и того же выброса ближе к вулкану имеет более основной характер, чем на площади, расположенной дальше от места взрыва.

Кроме того, отмечено, что содержание магнетита, а следовательно, и удельный вес пепла больше у начальных выпадений пепла, чем у более поздних. Очевидно, здесь действует еще порядок кристаллизации в расплаве, а иногда, может быть, - и предшествовавшая "вертикальная" дифференциация материала, обусловленная тяжестью выброшенных вверх компонентов пепловой тучи. Таким образом, в едином слое пепла одного вулканического выброса будет отмечаться некоторая неоднородность снизу вверх: внизу будет больше Al_2O_3 и Fe_2O_3, а выше в слое возрастает содержание SiO, MnO, P_2O_5.

Механические анализы показывают, что распространение пеплов с максимумом содержания фракций в пределах 1 - 0,5 мм (т.е. крупнопесчаной размерности) ограничивается концентрической или овальной площадью вокруг вулкана. В то же время пеплопады с максимальным содержанием фракций 0,05–0,02 мм, т.е. размерности мелкозернистого алеврита, могут присутствовать на любом расстоянии от этой ограниченной площади. Фракция менее 0,02 мм никогда не дает максимума в эоловых вулканических осадках. Надо, конечно, иметь в виду, что эта общая картина усложняется при повторных эрупциях разной силы, следующих вскоре одна за другой. Кроме того, распределение пепла в пространстве зависит от высоты подъема пеплового облака (что в основном обусловлено силой взрыва), а также от наличия ветров разных направлений и дующих на разных уровнях от земной поверхности.

При подъеме массы пирокластического материала, выброшенного из жерла вулкана, происходит вертикальная дифференциация - более тяжелые фрагменты поднимаются в общем на меньшую высоту, чем более легкие (пепел и пыль), которые могут подниматься на высоту до десятков километров. Естественно, что тяжелые частицы осядут в первую очередь, а затем будут перекрыты все более и более тонкими; таким образом, в результате вертикальной дифференциации пирокластики в самой пепловой туче в слое одного выброса снизу вверх будет формироваться прямая сортировка, которая может ритмически повторяться (фиг. 11). На вертикальную дифференциацию всегда накладывается горизонтальная дифференциация материала, обязанная действию ветра, разносящего пирокластический материал. При этом ближе к вулкану оседают более грубые обломки, а дальше все более и более тонкие (простая дифференциация).

Однако в природе различные части выброшенного вулканом облака пепла и вулканической пыли попадают под действие ветров, дующих на разных уровнях от земной поверхности в разных, иногда даже в прямо противоположных направлениях. В результате этого может получиться так, что в одну сторону от вулкана будет направлен язык более тяжелых частиц пеплового облака, не смогших подняться слишком высоко (или же более ранних и более слабых выбросов). В другую же сторону в зависимости от ветра, дующего на большей высоте, будет на-

правлен язык из более мелких и более легких частиц (или же более сильных выбросов, поднятых соответственно в более высокие слои атмосферы). Получается как бы двойная дифференциация (фиг. 12, а). Примеры этого приведены в работе Баака (Baak, 1949) для пепловой тучи сильного эксплозивного извержения вулкана Келут в 1919 г. (фиг. 13). Бааком было подмечено и еще более сложное явление, когда пепел вулкана Келут ниже 6,5 км перемещался на восток муссонами, а выше 6,5 км сначала перемещался на запад, а потом, по мере его опускания, попадал в сферу действия тех же муссонов и направлялся обратно, на восток. Это явление схематично показано нами на фиг. 12,б. Надо думать, что при такой сложной дифференциации пирокластического материала слой, соответствующий одному выбросу, должен иметь двучленное строение. Нижняя часть его будет иметь прямую сортировку, а верхняя его часть более однородна и представлена значительно более мелкими фракциями и легкими компонентами (так как промежуточная фракция выпадает в другом месте при повороте облака в обратном направлении).

Следовательно, дифференциация продуктов вулканических эксплозий бывает двух родов – вертикальная и горизонтальная. Первая обязана эндогенному фактору – силе вулканического взрыва, поднимающего фрагменты выброса на разную высоту в зависимости от их размера и веса. Эта дифференциация является основной для отложений камнепадов первой группы, она же действует и при образовании пеплопадов. Однако для последних большее значение приобретает уже накладывающаяся экзогенная "горизонтальная" дифференциация, обязанная действию ветров разной силы, разного направления и на разных уровнях. Дифференциация этого рода может быть простой, двойной и сложной. Как видим, для отложений пеплопадов наблюдается ряд отклонений от общей тенденции в дифференциации пирокластического материала по размеру по мере его удаления от центра извержения.

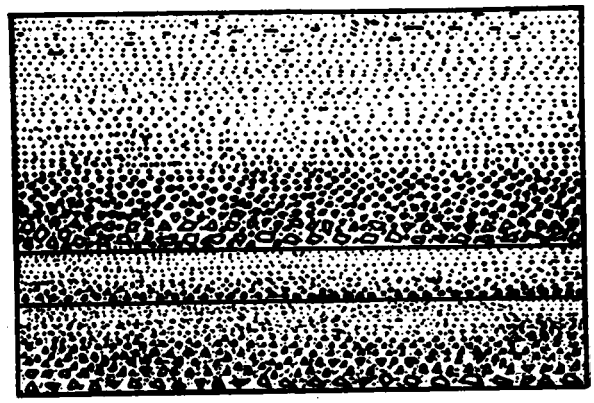
Эоловая дифференциация сказывается не только на гранулометрическом составе отложений пеплопадов. Если в грубообломочной фракции она приводит к сортировке частиц по весу в зависимости преимущественно от их размера, то, как отмечает И.И.Гущенко (1965), в мелкообломочных фракциях наряду с этим происходит еще и разделение обломков кристаллов в зависимости от их собственного удельного веса, т.е. по минеральному составу. Таким образом, гравитационная дифференциация приводит к дифференциации минеральной.

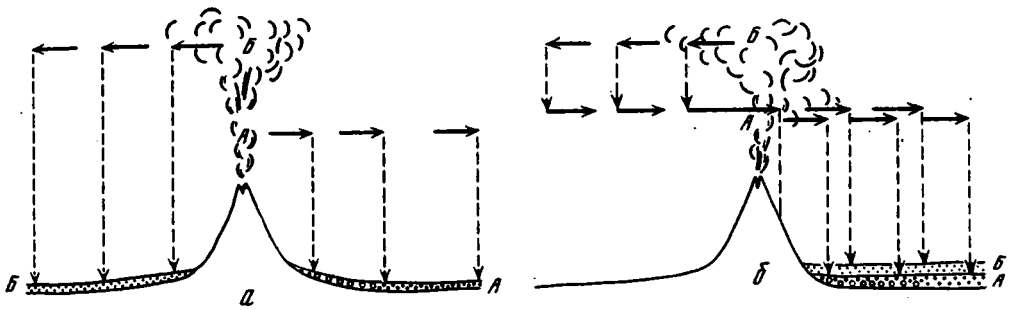
И.И.Гущенко описал минералогическую дифференциацию внутри одного пепловаго облака, характер которой и направление менялись в зависимости от типа извержения. Так, для пепловой тучи Ключевского вулкана при извержении в 1962 г. были отмечены приуроченность к ее осевой части наиболее тяжелых частиц – темноцветных минералов – и преобладание в ее краевой части наиболее легких частиц – зеленого вулканического стекла. Та же закономерность наблюдается и в продольном направлении по мере удаления пеплов от родившего их вулкана. Поэтому при рассмотрении отложений грубообломочного пирокластического материала мы можем считать, что в то время, как его состав отражает истинный состав ювенильного материала в целом, "мелкий пепловый материал необходимо рассматривать как агрегат отдельных минералов с переменным минералогическим составом" (Гущенко, 1965, стр. 71). Интересные данные по дифференциации пеплов по размеру частиц и их составу приведены в статье Ю.М.Дубика и И.А.Меняйлова (1969) – фиг. 14, 15.

Роль пепловых частиц в качестве сорбентов различных элементов (в том числе рудных), как показал И.И.Гущенко, может быть значительной. По его данным, на поверхности пепловых частиц образуется тонкая коллоидная пленка кремниевой кислоты, которая адсорбирует ионы и коллоидные частицы ряда элементов (Fe, Ti, Mn, Mg,P,S и редкие). Преимущественный состав этой пленки железо-магниево-сульфидный. Величина пленки зависит от типа, стадии и интенсивности извержений. Так, согласно И.И.Гущенко (1965а), пеплы стромболианских извержений, начальных стадий извержений вулканского типа и ювенильные пеплы фреатических взрывов почти не имеют на поверхности пленок. Также не имеют пленок базальтовые пеплы начальных стадий извержения. И, наоборот, поверхностная ожелезненная пленка максимальных размеров образуется при вулкано-плинианском типе извержений. Хорошо выраженной сорбционной способностью обладают резургентные пеплы.

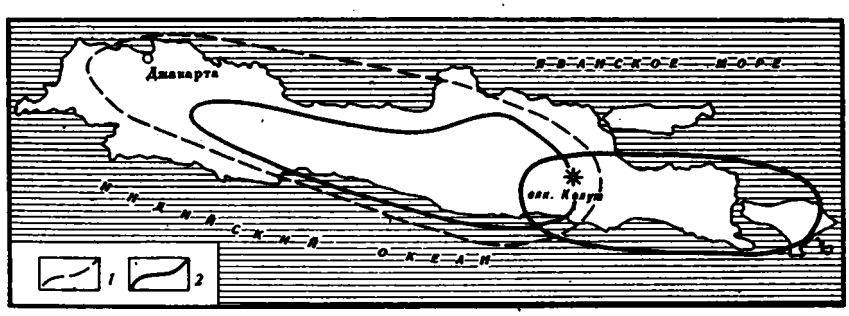
Фиг. 11. Новейшие отложения пепла трех выбросов различной мощности (вулкан Эль-Парикутин, Мексика; по Р.Шроку, 1950)

Видны ритмическая сортировка пепловых слоев и переход от грубого материала в его базальной части к тонкозернистому в верхней. Более тонкозернистый пепел обычно обладает ясно выраженной слоистостью, в более грубозернистом пепле она видна хуже или отсутствует. Такие слои пепла могут иметь мощность от нескольких миллиметров до полуметра и более

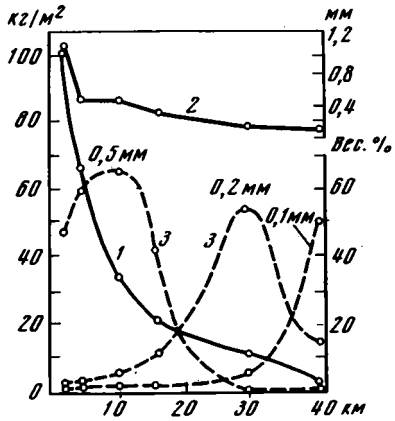


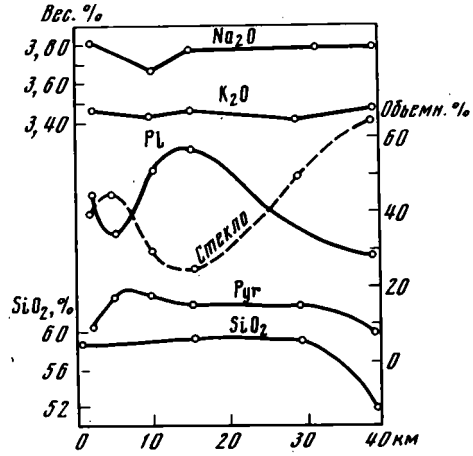


Фиг. 12. Разнос воздушными течениями вулканического пепла и его сортировка. Объяснение в тексте



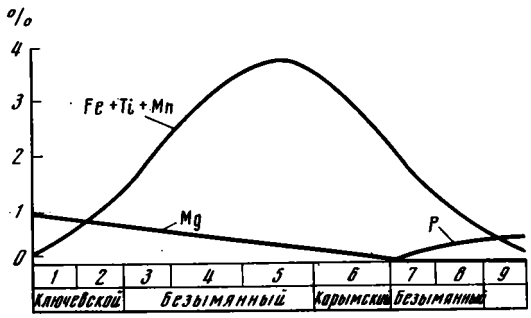
Фиг. 13. Распространение пепла вулкана Келут (о.Ява) в 1901 г. (1) и 1919 г. (2). Масштаб 1:12000000 (по J. A. Baak, 1949)





Фиг. 14. Изменение количества выпавшего пепла (1), среднего размера зерен (2) и содержания отдельных фракций (3) по мере удаления от вулкана Безымянного (взрыв 1965 г.; по Ю.М. Дубику и И.А. Меняйлову, 1969)

Фиг. 15. Изменение минерального состава пеплов во фракции 0,18 мм и поведение некоторых окислов в пеплах вдоль оси пеплопада (извержение вулкана Безымянного в 1965 г.; по Ю.М. Дубику и И.А. Меняйлову, 1969)



Фиг. 16. Содержание Fe, Ti, Mn, Mg, P в плагиоклазах пеплов (фракция 0,20–0,25 мм) различных вулканов в зависимости от типов извержений (по И.И. Гущенко, 1965):

1 – стромболианско-вулканского, 1962 г.; 2 – стромболианского, 1962 г.; 3 – катмайско-безымянного взрыва, 1956 г.; 4 – вулканско-плинианского, 1965 г.; 5 – плинианского, 1955 г.; 6 – вулканского начальной стадии, 1960 г.; 7 – вулканского конечной стадии, 1958–1961 гг.; 8 – пелейского, 1958–1961 гг.; 9 – фреатических взрывов (?)

И.И.Гущенко (1965) приводит интересную диаграмму увеличения содержания различных элементов в пеплах в зависимости от типа извержений (фиг. 16). Обращает внимание то, что сорбция Mg и P как бы противоположна сорбции Fe, Ti и Mn; максимальная сорбция марганца отмечается в пеплах извержений стромболианского типа, а для фосфора – при извержениях пелейского и фреатического типов. Отсюда напрашивается вывод о связи обогащения марганцем с определенными генетическими типами вулканогенных отложений даже в том случае, если он концентрируется в результате последующего перераспределения вещества. Коллоидная пленка на пепловых частицах в дальнейшем разрушается. Интенсивность выноса элементов обусловливается не только временем и характером самой пленки, но и легкостью фильтрации через пористый вулканический осадок атмосферных и грунтовых вод.

Дальнейшая судьба выпавшего пепла зависит в первую очередь от фациальной обстановки, в которой размещаются отложения пеплопадов, от того, на какой субстрат ложатся пеплы и в какую среду они попадают. Те пепловые отложения, которые плащом окутывают вулкан и его подножие, даже если имеют первоначально большую мощность, далеко не часто переходят в ископаемое состояние. Если они не будут перекрыты потоком лавы или игнимбритовым (фиг. 17), то, как правило, будут смыты ливневыми водами или разной величины потоками, перевеяны ветром или же переместятся в виде осыпей и оползней. В результате генетический тип отложений пеплопадов здесь чаще будет уничтожен, а слагающий их пирокластический материал переотложен и войдет как составная часть в отложения иных генетических типов. При большой мощности пеплового слоя может иногда сохраниться лишь его нижняя часть, соответствующая начальному этапу вулканического выброса.

Более удаленные от центра извержения субаэральные пепловые отложения могут сохраниться и в наземных условиях (особенно на предгорных или межгорных равнинах); в ряде случаев на толще пеплов развиваются почвы, предохраняющие их от уничтожения (частое чередование этих образований формирует особый генетический тип отложений – почвенно-пирокластический чехол).

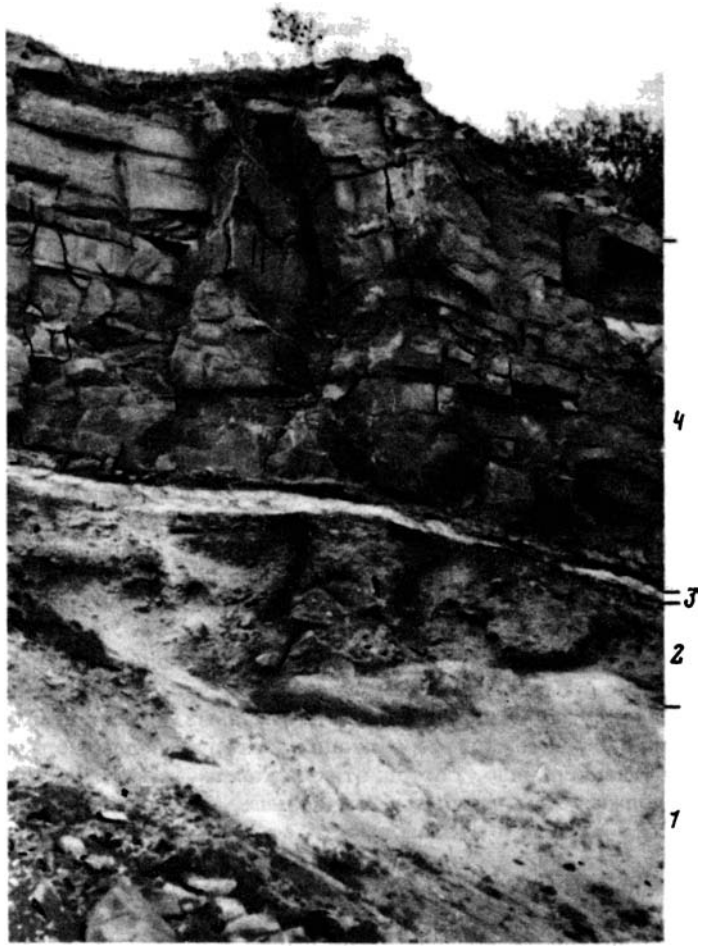
На прибрежных равнинах пеплы могут быть перекрыты при трансгрессии моря морскими осадками. Следовательно, в прибрежно-морском комплексе отложений в основании трансгрессивного ряда фаций могут лежать наземные отложения пеплопадов, частично или полностью переотложенные.

Поскольку в ископаемое состояние в основном переходят краевые части площади, занятой отложениями пеплопадов, то понятно, что, делая выводы о характере расплава по составу наземных туфов, обнаруженных в ископаемых толщах, надо вносить поправку с учетом дифференциации, которую пеплы испытывают при эоловом переносе (как правило, состав этих ископаемых туфов будет более кислым). Поправка должна быть в общем тем больше, чем дальше пеплы осели от места извержения, а иногда и в зависимости от силы вулканического взрыва. Состав наземных отложений пеплопадов, если они смогли сохраняться, чаще будет витрокластическим и без ощутимой посторонней примеси иных компонентов.

Несколько иное воздействие оказывает на выпавшие пеплы водная среда. В субаэральных условиях часть пеплов может выпасть в озеро и образовать на дне последнего пепловый слой. Если озеро расположено близко к вулкану, то состав пеплового слоя будет более точно отражать состав первичного эксплозивного материала, а образовавшийся из него туф может быть не только витрокластическим, но и кристалло- и литокластическим.

При осаждении пепла в озере к предыдущей эоловой дифференциации добавляется водная гравитационная дифференциация пирокластического материала и сортированное строение слоя будет выражено еще резче, чем при субаэральном формировании слоя пепла одного вулканического выброса. При выбросах, следующих один за другим через сравнительно небольшие интервалы времени, тонкий материал предыдущего выброса, еще плавающий в озере в виде взвеси, может примешаться к более грубым частицам последующего выброса. В образующемся при этом слое тонкая пыль предыдущего выброса будет служить связующей массой для более грубой пирокластики последующего выброса. При седиментации на дне озера пепловый слой обычно перекрывается теми или иными озерными осадками и входит в состав слоистой толщи озерных отложений, которые относятся уже к IX классу третьей группы.

Влияние фациальной обстановки оказывается наиболее сложным при попадании пеплов в море. При островном вулканизме (или при расположении вулканов вблизи берега) масса выброшенной пепловой тучи после большего или меньшего переноса ее ветром опускается в море и попадает под воздействие его гидродинамических условий, которые здесь в основном и определяют формирование пеплового слоя и его большее или меньшее разбавление терригенным или биогенным материалом. В ископаемом состоянии продукты пеплопадов представлены слоями туфов,



Фиг. 17. Светлый вулканический пепел (3), залегающий поверх четвертичных мореноподобных отложений (2) и перекрытый игнимбритовым потоком (4). Ниже слоя "2" - неспекшийся агломератовый туф пирокластического потока (1). Восточное побережье Камчатки, устье р.Пятой. Фото Т.С. Краевой

а при некотором перемещении пеплового материала - тефроидами или туфотефроидами. Большая или меньшая примесь осадочного материала к отложениям пеплопадов превращает их в слой туффита или туфо-песчаника (или туфо-алевролита) в зависимости от количества этой посторонней примеси. Субмаринные туфы, тефроиды и туффиты входят в состав различных генетических типов, определяющихся обстановкой захоронения осадков. Таким образом, выброшенные вулканом пеплы формируются не только в виде генетического типа отложений пеплопадов, но чаще входят в состав многих других генетических типов.

Продукты газо-гидротермальной деятельности

Эти продукты ювенильного происхождения выносятся из недр фумаролами и гидротермами и мобилизуются в виде различных вулканохемогенных отложений как на земной поверхности, так и частично внутри толщи уже выпавших осадков. Указанные агенты кроме подачи ювенильных продуктов в виде газов и растворов производят еще сильное выщелачивание и преобразование пород, с которыми они

соприкасаются. Продукты газо-гидротермальной деятельности, так же как и пепло-падов, входят в состав различных генетических типов. Время их формирования - преимущественно последняя, постэруптивная, стадия вулканического процесса.

Вопросы, связанные с деятельностью фумарол и гидротерм, весьма специфичны, они разбираются многими исследователями, работающими по этой проблеме, и широко освещаются в литературе. Поэтому здесь мы не будем на них останавливаться, а кратко упомянем о газо-гидротермальной деятельности только в том аспекте, который непосредственно связан с выделением генетических типов в ископаемых толщах.

В зоне действия фумарол формируются специфические наземные хемогенные образования, свойственные исключительно вулканическим областям. Это фумарольные возгоны, выносимые в газообразном состоянии из недр вулкана или же возникающие в результате реакции паров и газов с окружающей средой. Они образуют корки и налеты, отложения в свободных полостях пород и на их поверхности, иногда оформляются в виде линз, значительно реже образуют невыдержанные слои.

Отложения фумарол представлены хлоридами и фторидами, сульфатами, различными окислами, сульфидами, карбонатами, боратами, фторсиликатами, в том числе соединениями железа, меди, марганца, свинца, цинка и других рудных элементов. Отложения фумарол имеют смешанный состав (фторсиликаты, квасцы), реже представлены чистыми отложениями серы, гипса, нашатыря, солей (галит, сильвинит), тенардита, минералов железа (магнетит, гематит), галенита и др.

Среди фумарольных продуктов иногда встречается нашатырь (NaH_4Cl) в таком количестве, что образует скопления промышленного значения. Выходы пара, содержащего сероводород с температурами от 90 до 300°, иногда отлагают серу в количествах, имеющих промышленное значение.

Исследования конденсатов газов показали, что в эксгаляциях разных кратеров имеется различное количество микроэлементов. Например, в эксгаляциях кратера Былинкиной было обнаружено 17 элементов: Mo, Be, Ti, Se, Pb, Bi, Sn, Ca, V, Cu, Ag, Co, Wi, Sr, Cr, Zn, Ba, а в кратерах Вернадского и Кржижановского обнаружено только 6 элементов. Состав выносимых летучих изменяется с течением времени. Так, в эксгаляциях остывающих кратеров на протяжении 20 лет было обнаружено только по два элемента: Cu и Mo или Cu и Zn (Башарина, 1966). Бор относится к характерным элементам эксгаляций андезитового расплава. Л.А.Башариной для эксгаляции вулкана Шивелуч установлена прямая зависимость повышения содержания бора с увеличением концентрации хлора и фтора. Фумаролы являются в некоторых случаях поставщиками бора в количествах, годных для эксплуатации, как, например, в районе Лардерелло (Италия). Так как фумаролы (особенно низкотемпературные - сольфатары) в большинстве случаев появляются группами, то области их распространения называются фумарольными полями (Ритман, 1964). В таких областях обычно действуют не только сами фумаролы разного рода, но и различные горячие источники. Особенно характерны скопления фумарол в кратерах потухших вулканов, так что для последних даже выделяется определенный сольфатарный этап вулканического цикла. Частично первичные фумаролы располагаются по трещинам вдоль границ кальдеры по берегам кальдерных (и других) озер. Описаны также вторичные фумаролы, возникающие на еще горячих агломератовых потоках (Горшков, Богоявленская, 1965; и др.).

Активность фумарол на фумарольных полях в целом очень велика, и действие их обычно длительное; в итоге они поставляют на земную поверхность очень большое количество ювенильного материала. Однако, несмотря на это, в наземном комплексе их отложения редко дают самостоятельные пласты. Следы их действия чаще сохраняются лишь в виде добавлений к отложениям тех или иных генетических типов или же в виде изменений состава предыдущих отложений.

Значительное количество веществ, выносимых фумаролами, действующими на суше, захватывается водой наземных потоков или же горячих источников (обычно встречающихся вместе с фумаролами на фумарольных полях). Если фумаролы действуют на дне или по периферии озер, то несомые ими компоненты поступают в озерную воду и входят как составная часть в озерные илы. Бо́льшая же часть поступающих из фумарол газов рассеивается в окружающей атмосфере. Таким образом, в ископаемых наземных комплексах отложений вулканических областей про-

дукты, выносимые фумаролами, не обособляются в самостоятельный генетический тип отложений. Зато значительна роль фумарол и гидротерм как поставщиков ювенильных материалов в осадки водных бассейнов как наземных (озер), так и морских. Несомненно, например, что ряд полезных ископаемых, сформировавшихся в озерах, обязан своим происхождением гидротермам и фумаролам, выходящим по их берегам и на дне. Это относится главным образом к хемогенным накоплениям серы, бора, лития, марганца и других элементов, а иногда и биогенных диатомитов. Вопрос этот подробно рассмотрен Н.М.Страховым (1965). Не менее велико значение фумарол и гидротерм для формирования осадков в области фумарольных полей, располагающихся на дне моря. На деятельности гидротерм мы еще остановимся при описании III генетического класса этой группы.

ПЕРВАЯ ПОДГРУППА. НАЗЕМНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения этой подгруппы названы наземными (а не континентальными, как это обычно принято), чтобы подчеркнуть то, что они формируются не в море, а на суше, но не обязательно на континентальной - зачастую эта суша островная. В этой подгруппе выделены девять классов отложений по транспортирующему агенту и (или) ландшафтной обстановке формирования.

Класс I. Отложения из эруптивных пепловых туч (пеплопадов)

К отложениям этого класса отнесены продукты пеплопадов, которые после передвижения по воздуху выпали непосредственно из эруптивных пепловых туч и не испытали дальнейшего перемещения. Агентами их транспортировки являются сила вулканического взрыва и ветер. Обстановка захоронения имеет еще небольшое значение для отложений этого класса, она сказывается в основном не на первичных, а на вторичных признаках этих отложений (диагенетические преобразования, аутигенное минералообразование и др.). Черты, наиболее характерные для этих отложений, обусловлены вулканогенной подачей и процессами, происходящими в эруптивной туче, что сказывается прежде всего на составе отложений.

Мы выделяем в этом классе три генетических типа: 1-й тип - отложения пеплопадов с примесью грубой тефры; 2-й тип - отложения собственно пеплопадов; 3-й тип - отложения пеплопадов с пепловым градом.

За каждым из этих, казалось бы, структурных названий стоит свой специфический процесс формирования, и каждый из указанных типов имеет свои особые признаки. Первый из них имеет еще ряд черт, сближающих его с отложениями "эруптивных камнепадов", с которыми он тесно связан пространственно. Поэтому он представляет собой как бы переход между отложениями первой и второй групп. Второй генетический тип является основным, определяющим "лицо" класса, и наиболее распространенным. Сравнение некоторых особенностей трех генетических типов кратко дано в табл. 22.

1-й генетический тип. Отложения пеплопадов с примесью грубой тефры

Отложения этого типа представлены пеплами, обычно более грубыми, с включением отдельных более крупных обломков, кусков пемзы или шлака, лапиллей и бомб. В ископаемых толщах они образуют крупнообломочные, грубообломочные и лапиллиевые туфы. Текстура их чаще неслоистая, неоднородная, иногда брекчиевидная. В других случаях в них отмечается грубая горизонтальная и наклонная слоистость. Может быть встречена грубая ритмическая сортировка компонентов осадка по их размеру, нарушаемая отдельными более крупными включениями. Иногда появляется слоистость типа заполнения и облекания, приспосабливающаяся к формам рельефа; особенно широко развиваются нарушенные текстуры оползания, а также текстуры вдавливания или огибания (Ботвинкина, 1965). При развитии оползневых явлений в крупном масштабе отложения этого генетического типа переходят в тефровый коллювий.

Сравнение генетических типов отложений пеплопадов

Таблица 22

	Характерные черты отложений	Генетические типы		
		Отложения пеплопадов с примесью грубой тефры	Отложения собственно пеплопадов (вулканического пепла и пыли)	Отложения пеплопадов с пепловым градом ("аккреционными лапиллями")
Признаки отложений	Структура	Пепел (преимущественно более грубозернистый), лапилли, бомбы, обломки пемзы и др.	Вулканический пепел (средне-, мелко- и тонкозернистый) и вулканическая пыль	Вулканический пепел (преимущественно тонкий) с включением пизолитов или "пепловых градин"
	Текстура	Неслоистая, неоднородная или грубослоистая, иногда брекчиевидная. Слоистость наклонная, облекания и заполнения, реже горизонтальная. Может быть грубая ритмическая сортировка	Чаще слоистая, тонкая, правильная, но может быть и грубой. По форме горизонтальная или наклонная, часто заполнения и облекания. Бывает сортированной и ритмичной (пачечной)	Чаще слоеватая, может быть неслоистой
Условия залегания	Преимущественное место в слое одного вулканического извержения	Основание отложений	Различное	Верхняя часть отложений
	Форма распределения на площади	Более или менее изометричная	Чаще в виде языков	Неправильные пятна, иногда кольцеобразные
	Место на площади по отношению к вулканическому центру	Близко к вулканическому центру	На различном расстоянии от центра и даже очень далеком	Чаще на небольшом расстоянии (10–15 км) от вулканического центра, но иногда может удаляться (в зависимости от разновидности)
	Наземная или морская обстановка	Наземная[1]	Наземная[1]	Преимущественно наземная, иногда прибрежное малоподвижное мелководье
Преимущественное время образования (в вулканическом цикле)		Начало эрупций	Кульминация взрыва	Конечная стадия взрыва
Связь с другими типами		С отложениями VIII класса первой группы, особенно с типом "камнепадов"	С отложениями VIII класса первой группы, особенно с пемзовыми слоями	С другими отложениями пеплопадов
Наличие рудных элементов			В виде сорбционной пленки на частицах пепла	Иногда примесь рудной пыли на оболочке градин и пизолитов
Какими породами представлены в ископаемых толщах		Туфы: грубозернистые или крупнообломочные лапиллиевые, иногда агломератовые	Пепловые туфы (средне-, мелко- и тонкообломочные, реже крупнообломочные)	Туфы с пепловым градом, или пизолитовые туфы (туфы с "аккреционными лапиллями")

[1] Субмаринные отложения пеплопадов входят в состав других генетических типов и поэтому здесь не рассматриваются.

Этот тип отложений более свойствен вулканизму с кислым и средним составом расплава, которому довольно точно отвечает состав тефры. На площади эти отложения занимают пространства близко от вулканического центра, чаще связаны с начальной фазой вулканического извержения. Слои данного генетического типа часто чередуются с эксплозивными образованиями I группы, особенно с агломератовыми накоплениями эруптивных камнепадов.

2-й генетический тип. Отложения собственно пеплопадов

Этот генетический тип представлен в основном накоплениями непереотложенных вулканического пепла и пыли без существенной примеси более грубых компонентов (фиг. 18). В ископаемом виде они образуют слои пепловых туфов (средне-, мелко- и тонкообломочных, реже крупнообломочных).

Текстура отложений чаще слоистая, причем слоистость бывает разнообразной и по характеру, и по форме. Иногда она может быть грубой, неправильной, однако чаще это тонкая правильная слоистость, горизонтальная или наклонная (фиг. 19), иногда она бывает ритмичной или пачечной. Часто встречается слоистость заполнения и облекания, повторяющая форму рельефа (или поверхность подстилающего слоя). В этих отложениях часто встречаются оползневые текстуры нарушения слоистости, выраженные более или менее сильно; могут быть текстуры вдавливания включениями. Характерна описанная выше сортировка по размеру и минеральному составу компонентов отложений, отмечаемая как внутри отдельных слоев по нормали, так и на площади (по протяженности данного слоя).

Состав отложений обычно соответствует составу расплава, однако, как уже указывалось, вещественный состав их здесь неточно отражает состав исходного ювенильного материала, что является результатом его дифференциации в процессе транспортировки. Сорбирующие свойства пепловых частиц наиболее проявляются именно в этом типе.

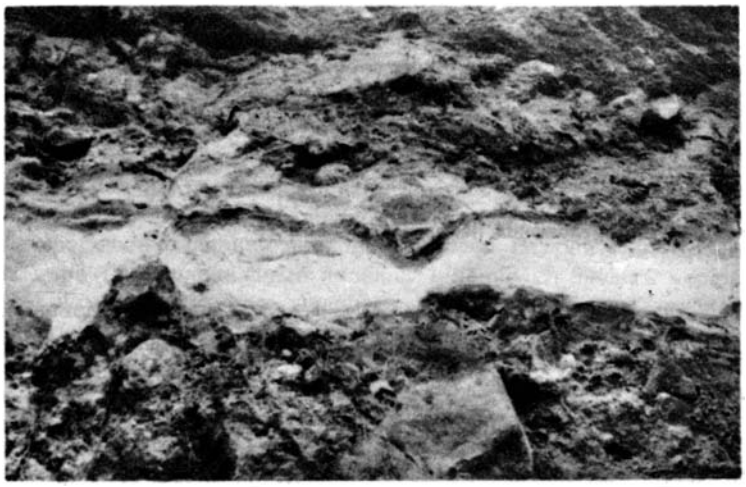
Отложения собственно пеплопадов также могут часто переслаиваться с эксплозивными образованиями первой группы, особенно со слоями пемзы.

Т.С.Краевая (1969), изучавшая отложения пеплопадов на Камчатке[1], характеризует их следующим образом: они образуют маломощный покров, который плащеобразно облекает подстилающую поверхность. Отложения эти имеют четко выраженную параллельную слоистость, образованную за счет чередования различных по цвету и гранулометрическому составу горизонтов пирокластического материала. Последний сортирован по крупности в результате гравитационной дифференциации во время воздушной транспортировки. Составные компоненты осадка не оббиты и не окатаны. Характерно уменьшение степени сортированности частиц за счет выветривания пирокластического материала по мере увеличения возраста прослоев тефры. Минеральный состав может изменяться от слоя к слою, а также в пределах одного слоя по мере удаления от эруптивного центра в связи с эоловой дифференциацией материала по удельному весу. Окраска меняется от слоя к слою в зависимости от состава продуктов извержения. В пределах одного слоя материал обычно однороден. Мощность колеблется в пределах первых метров или долей метра, убывая по мере удаления от эруптивного центра.

А.Р.Гептнер указывает, что прослои чистых вулканических непереотложенных пеплов, как правило, отличаются по гранулометрическому составу (часто и по цвету) от включающих их терригенных пород, а также по процентному содержанию минералов легкой и тяжелой фракций. Для них характерна однородность минерального состава внутри слоя. Для некоторых горизонтов отложений пеплов бывает типичным присутствие (иногда значительное преобладание) только одного темноцветного минерала (пироксенов, амфиболов) или увеличение содержания таких обычно редких в терригенных породах минералов, как апатит (до 58% тяжелой фракции) и циркон (до 12%). Характерна также форма обломков: неправильно

---

1 Она относит эти отложения к генетическому типу "тефра"; это название нельзя признать удачным, так как тефра – это осадок (так же как песок, алеврит и т.д.), который может входить в состав отложений разных генетических типов.



Фиг. 18. Прослой вулканического пепла (белый) в толще ледниковых отложений плейстоцена. Камчатка, район вулкана Толбачик. Фото Т.Н. Кременецкой

Фиг. 19. Тонкие слои пепловых пород в стенке кратера вулкана Асама (Япония; по Г. Тазиеву, 1963)

Нижняя часть слоев смята в складки, очевидно, в результате подземных толчков, после чего они были перекрыты горизонтальнослоистыми пеплами. Видны включения вулканических бомб и текстуры вдавливания

оскольчатая форма зерен или же, наоборот, большое количество кристаллов с хорошо развитыми гранями. Часто пирокластические минералы окутаны оболочкой вулканического стекла или же несут следы этой оболочки (Гептнер, 1968, 1972).

Некоторые общие черты отложений пеплопадов были показаны выше, при описании продуктов эксплозивной деятельности.

3-й генетический тип. Отложения пеплопадов с «пепловым градом»

Отложения этого генетического типа под тем или другим названием (грязевые шарики, пизолиты, слипшиеся или аккреционные лапилли и др.) упоминаются в ряде работ (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963; Howey, 1903; Jaggar, 1921; Moor, Peck, 1962; Stearns, 1924; Williams, 1941; Bateson, 1965; и др.) и были обнаружены во многих местах (при извержениях вулканов Везувий, Килауэа, Кракатау, Мон-Пеле, Тааль и др.). Обстоятельный разбор этих образований приведен в статье Л.Н.Котовой (1966). Они обычно сложены тонким пеплом с бо́льшим или меньшим количеством своеобразных включений сферической или овалоидной формы. Последние представляют собой комочки довольно однородного слипшегося тонкого пепла или вулканической пыли в виде ядер, окаймленных тонкими, иногда концентрически-слоистыми оболочками, сложенными также тонким пирокластическим материалом. Эти образования могут иметь и концентрически-скорлуповатое строение. В других случаях в центре их находятся отдельные зерна вулканического песка, кристаллы или даже мелкие лапилли (фиг. 20).

Образования эти первоначально были названы грязевыми шариками, или пизолитами; обычно они имеют размер от 1-2 мм до 1-2 см, однако иногда могут достигать и большей величины - до нескольких сантиметров в диаметре. Так, Т.Джаггар (Jaggar, 1921) описал падавшие с дождем после извержения вулкана Килауэа шарики грязи размером с яйцо (5-6 см).

Высказывались разные предположения о происхождении этих образований, причем все они сходятся на том, что грязевые (точнее, пепловые) шарики образуются в результате взаимодействия капель воды с тонкой вулканической пылью. Очевидно, это взаимодействие может происходить несколько различными путями.

1. В результате конденсации паров ювенильной воды в пепловом облаке и слипания вокруг образовавшихся капель тонких пепловых частиц; при этом формируются мелкие шарики, падающие вниз в виде своеобразного дождя или, вернее, града. Эти образования обычно не уходят далеко от вулкана.

2. При прохождении капель дождя через облако тонкого пепла (или пепла через дождевое облако), причем пепловые частички слипаются в сферические глобули и обволакиваются новыми нарастающими вокруг ядра частицами. Такой же результат может получиться при столкновении пепловой тучи с дождевой очень далеко от центра извержения, и следовательно, эти отложения могут быть встречены далеко от вулкана. Вода, участвующая в их образовании, может быть и ювенильного происхождения за счет выброшенных при взрыве паров воды, и поверхностной - обычной дождевой.

3. Округлые грязевые шарики могут появиться в результате слипания пепловых частиц при падении на поверхность слоя тонкого рыхлого пепла дождевых капель (Ляхович, 1956) или же мокрых пизолитов. Так, Стернс (Stearns, 1924) наблюдал, как в 1924 г. в 1,5 милях от вулкана Килауэа после его эксплозии упал "дождь" плотных пизолитов до 1 мм в диаметре. Некоторые из сырых пизолитов падали в рыхлую пепловую пыль и катились по ней ветром, увеличиваясь в объеме. Этим Стернс объясняет возможность образования крупных шариков.

4. Возможен и четвертый, "сухой", способ образования пизолитов в результате вращения отдельных зерен или даже мелких лапиллей внутри пеплового облака, причем вокруг них концентрически нарастают слои тонкого пепла (Jaggar, 1921; Williams, 1941; и др.). Очевидно, это относится к тем пизолитам, в центре ядра которых имеются зерна или мелкие лапилли. Можно предположить, что при таком способе образования само пепловое ядро будет меньше, но зато будет увеличена оболочка, приобретающая концентрическое строение. Возможно, что обнаружи-

ваемые в озерных отложениях обломки пемзы, окруженные глинистой оболочкой, образовались именно таким путем.

В соответствии с указанными четырьмя способами образования намечаются четыре разновидности этого типа.

Мур и Пек (Moor, Peck, 1962) выделили две фазы формирования этих образований, которые они называют "аккреционными лапиллями". Начальная фаза - формирование ядер - происходит почти мгновенно в результате быстрой конденсации влаги и сопровождающего ее слипания пепловых частиц. Вторая фаза начинается после того, как ядра ("эмбриональные лапилли") начинают падать через эруптивную тучу, причем на их поверхность налипают тончайшие частицы вулканической пыли, образуя оболочку (простую или же несколько оболочек, в зависимости от строения пепловой тучи). При полете шарики сталкиваются и иногда разбиваются, но чаще у них отбивается лишь внешняя, более хрупкая, оболочка. К этому, с нашей точки зрения, следует добавить третью фазу - с момента падения шариков.

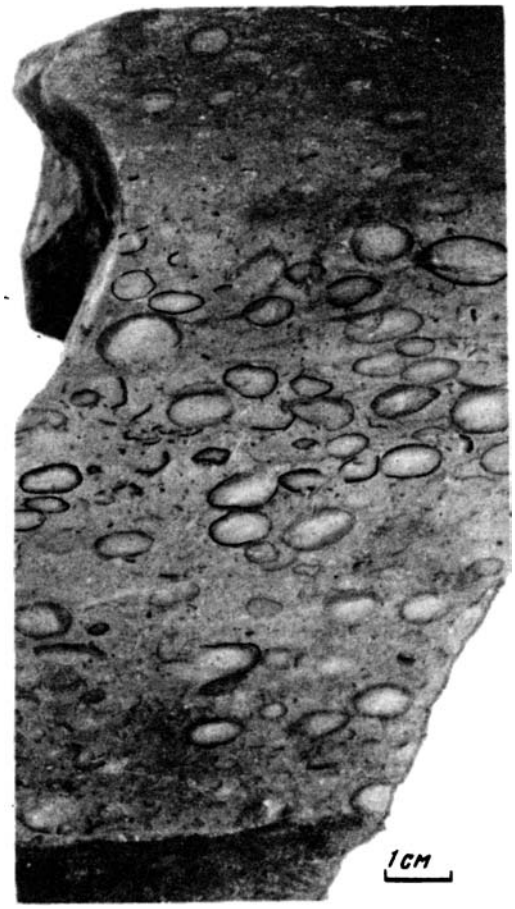
Форма шариков, падающих на землю из тучи, может изменяться: от удара о грунт они часто сплющиваются и приобретают эллипсоидальную форму (особенно в первых двух случаях). Шарики же, образованные дождевыми каплями (или мокрыми пизолитами), выпавшими на слой рыхлого пепла, обычно сохраняют свою шарообразную форму. Изменение формы и сплющивание шариков могут происходить не только в момент падения, но и позже в результате давления на них вышележащих слоев. В этом случае они приобретают общую ориентировку. Возможно также дополнительное расплющивание их в результате динамометаморфизма (Moor, Peck, 1962; Котова, 1966). Бывает, что шарики разбиваются не только в воздухе, но и при падении, причем оболочки ядер разламываются и тогда в осадке встречаются не только целые пизолиты, но и их фрагменты.

Описанные образования, как мы уже указывали, получили разные названия. Их называли пизолитами, но по размеру они значительно разнообразнее, чем горошины. Кроме того, это название не подходит к их сплющенной форме и совсем не отражает происхождения. В настоящее время в зарубежной литературе их часто называют "аккреционными лапиллями" (accretionary lapilli), что значит сросшиеся, слипшиеся лапилли. Однако лапилли - это капли лавы, кристаллы или обломки пород, выброшенные из жерла вулкана и падающие на землю в виде камешков угловатой, неправильной формы. Поэтому называть описанные образования лапиллями, очевидно, тоже не совсем удачно. К ним гораздо больше походит старое русское название "земляной град" (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963). Но так как они все же состоят не из "земли", а из вулканического пепла, то мы предлагаем называть их "пепловым градом", а отдельные шарики - "пепловыми градинами". В этом названии точно отражаются их состав, форма и размеры, а также происхождение: они выпадают на землю из тучи, как и настоящие ледяные градины. Сходство их с выпавшим градом отмечают также и другие исследователи (Хожателев и др., 1964).

Выпавшие в большем или меньшем количестве пепловые градины включаются в слой пепла, который составляет основную массу (matrix) отложений этого генетического типа. Превращаясь из осадка в породу, последние образуют пизолитовые туфы; вытянутая форма градин придает им слоеватость и указывает направление поверхности наслоения (фиг. 20, 21). Ископаемые отложения пеплового града описаны Л.Н.Котовой (1966), М.Н.Щербаковой (1972) и др.

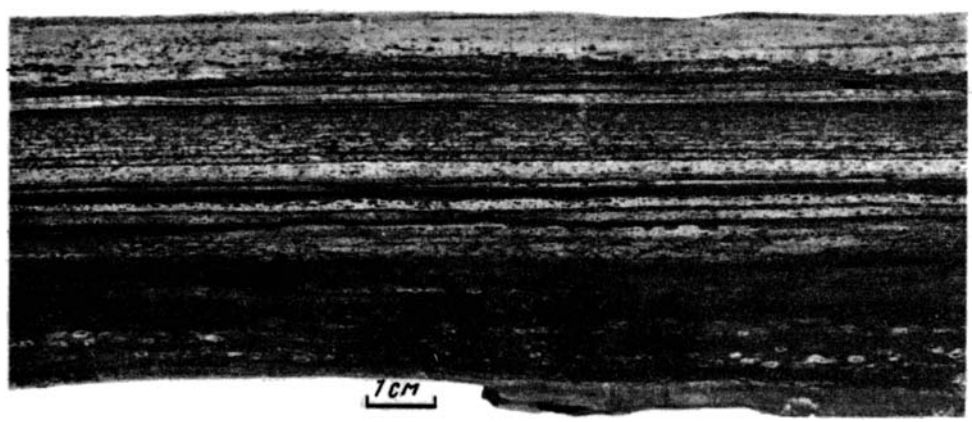
Содержание этих образований в слое может быть различным. Встречаются горизонты, в которых пепловые градины составляют основную часть породы, а туф только выполняет промежутки между ними. Но может быть и наоборот, когда отдельные "лапилли" рассеяны в общей туфовой массе слоя. Различными бывает соотношение целых и раздробленных пепловых градин, но в пределах одного слоя оно остается довольно постоянным. Распределение пеплового града в слое может быть или беспорядочным, или же они локализуются в виде прослоев. Характерна слоеватая текстура. Иногда встречается текстура, похожая на флюидальную, но это не результат течения массы, а текстура огибания, облекания.

Отложения пеплового града, естественно, характерны для наземной обстановки седиментации; однако они встречены и в отложениях прибрежного малоподвижного мелководья. В последнем случае, очевидно, цементирующей массой пеплового



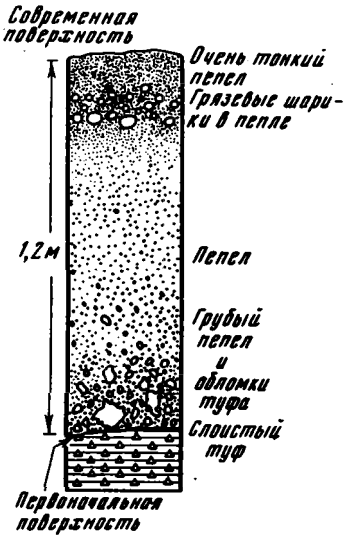
Фиг. 20. Пепловый град в туфах наземного комплекса девонских вулканогенно-осадочных отложений хр.Тарбагатай. Форма "градин" элипсоидальная, расположение их придает породе слоеватость. Образец Л.Н. Котовой

Фиг. 21. Субаквальные тонкослоистые туфы наземного комплекса с прослоями мелкого пеплового града. Образец Л.Н. Котовой



града может быть не только туф, но и туффит - в зависимости от того, чем представлен донный ил, в который они попадают.

Л.Н.Котова, обнаружившая в одном из пунктов наблюдения горизонт с "пепловыми лапиллями" среди прибрежно-морских отложений, отмечает, что почти все лапилли в нем (диаметром до 13 мм) имели правильную шарообразную форму и лишь некоторые из них были слабо сплюснуты. Она объясняет это тем, что при полете в воздухе большинство шариков успевало приобрести такую прочность, что удар о водную поверхность не менял или почти не менял их форму (в то время как при ударе о землю они расплющивались, а возможно, и разбивались). С дру-



Фиг. 22. Отложение пепла на склоне вулкана Тааль (Филиппины), выпавшего в 1911 г. (по Р.Шроку, 1950)

Видна последовательность отложений: внизу грубые обломки и грубый пепел (1-й генетический тип); в последующие стадии извержения осаждался все более тонкий пепел (2-й генетический тип). Грязевые шарики (пепловый град) сформировались в конце извержения, во время дождя, причем они увеличились по мере падения на землю

гой стороны, шарики были настолько плотными, что успевали проходить через относительно небольшой слой воды, не разрушаясь, и захоронялись в таком виде в донном иле, как это бывает с глиняными катунами.

М.Н.Щербаковой (1972) пепловый град был обнаружен среди континентальных и морских вулканогенно-осадочных отложений карбона Северного Прибалхашья. Слои туфов с пепловым градом были встречены в изученном разрезе несколько раз, мощность их от 15 см до 5 м, распространение на площади невелико (несколько квадратных километров). Детальное рассмотрение их особенностей позволило автору выделить отложения пеплового града двух родов. В одних случаях градины располагаются в породе беспорядочно, имеют разный размер, сортировки нет, часто градины разбиты и раздроблены. Пепловый град этого рода (непереотложенный) встречен в туфах наземного генезиса в континентальном комплексе отложений. Пепловый град другого рода был встречен в верхней части описанного разреза в слоях туффитов и туфо-алевритов. Здесь градины отсортированы по крупности; целые градины не менее чем на 30% насыщают вмещающую их породу. Ориентированы они длинной осью параллельно горизонтальной слоистости породы. М.Н.Щербакова считает их переотложенными.

Таким образом, очевидно, к генетическому типу отложений пеплопадов с пепловым градом можно с уверенностью отнести только туфы первого ряда с непереотложенным пепловым градом, принадлежащим к наземному комплексу отложений. Туфы же с переотложенным пепловым градом в морском комплексе сформировались, очевидно, из продуктов пеплопадов, переотложенных каким-либо агентом, и соответственно должны быть отнесены к другому генетическому типу. Следовательно, "пизолитовые туфы" - это порода, которая может быть отнесена к различным генетическим типам отложений (а не только к пеплопадам с пепловым градом).

Понятно, что в более глубоководных осадках эти образования вряд ли могут быть встречены, так как при длительном прохождении через слой воды пепловые градины размокнут и распадутся.

В случае столкновения пепловой тучи с дождевой пепловые градины могут попасть в наземные отложения (или в отложения мелководья) даже очень далеко от той суши, на которой находится вулкан. Встреченные среди морских отложений они указывают скорее на их мелководный характер, а не на близость вулканической суши.

Отложения этого генетического типа образуются преимущественно в завершающую стадию вулканического взрыва, когда конденсируются пары воды, а в воздухе остаются лишь тонкие пепловые частицы. Таким образом, в разрезе горизонты с пепловым градом приурочиваются к более верхним слоям отложений одного вулканического взрыва (фиг. 22). Мур и Пек (Moor, Peck, 1962) считают, что эти образования связаны с фреатическими извержениями пепла и с пелейскими эксплозия-

ми кислого расплава, так как в обоих случаях эруптивная туча поднимается на большую высоту, где и происходит быстрая конденсация влаги.

Отложения пеплового града обычно не удаляются слишком далеко от вулканического центра, локализуясь в радиусе 10–15 км. Однако иногда при очень сильных взрывах может произойти удаление этого типа отложений на очень большое расстояние от родившего их вулкана. Например, после наиболее сильной эксплозии вулкана Кракатау в 1883 г. пепловый град выпал на о. Яве (примерно в 150 км от вулкана) в виде влажного пепла с пизолитами ила (Williams, 1941). Очевидно, это произошло в результате встречи пепловой тучи с дождевой. И в этом случае отложения пеплового града как бы завершают основные отложения пеплопадов.

Наличие в толще пород отложений этого генетического типа свидетельствует о вулканическом взрыве в субаэральных условиях и указывает на наземную (или же мелководную морскую) обстановку седиментации и, следовательно, может быть использовано при фациальном анализе ископаемых отложений. Отложения пеплового града могут служить своеобразным маркирующим горизонтом на довольно значительной площади. Наконец, они могут быть местами концентрации ряда элементов, проникающих через толщу пепла в завершающую газо-гидротермальную стадию вулканизма.

Как видно из табл. 22, три описанных генетических типа пеплопадов связаны с разными этапами вулканической деятельности, поэтому они могут образовывать определенную закономерную последовательность отложений, что хорошо видно также на фиг. 22.

Класс II. Вулканогенно-ледниковые отложения

Отложения этого класса состоят из вулканического материала (с некоторой примесью терригенного), непосредственно перемещаемого ледником или же его талыми водами; они представлены двумя генетическими типами: 1-й тип – отложения туфоморены; 2-й тип – вулканогенные флювиогляциальные отложения.

1-й генетический тип. Отложения туфоморены

Эти интересные образования описаны М.Г.Гросвальдом (1965) в туфовалунных плейстоценовых отложениях Саяно-Тувинского нагорья, в обнажениях на северном склоне вулкана Шивит. Описание признаков отложений данного генетического типа и условий его формирования мы приводим целиком по данным этого автора.

Последовательные выбросы пирокластических продуктов происходили под ледниковыми шапками, покрывавшими щитовые вулканы. При каждом таком эруптивном импульсе на склон вулкана подавался пирокластический материал; одновременно усиливалось таяние донного льда, в результате чего заключенные в нем обломки различных пород вытаивали и погружались в свежий пирокластический материал. Получившаяся смесь "размазывалась" по склону движущимся ледником и быстро затвердевала. Такая быстрая литификация пирокласто-моренной смеси, по М.Г.Гросвальду, объясняется тем, что благодаря своему составу (туф с примесью карбонатов) она обладала свойствами пуццоланового цемента – быстро схватывалась при насыщении водой, выделявшейся при донном таянии ледниковых шапок. Затем поверхность образований подвергалась шлифовке движущимся льдом и отчасти ледниковой эрозии. Новый пароксизм подледного вулканизма подавал новую порцию материала, подвергавшегося тем же процессам; таким образом формировалась слоистая толща.

Отложения состоят из мелкозернистого туфа, являющегося цементом валунов непирокластического происхождения. Размер валунов различен: от нескольких сантиметров до 1–2 м, форма их угловатая или округлая, поверхность гладкая, резко отличная от неровной поверхности вулканических бомб.

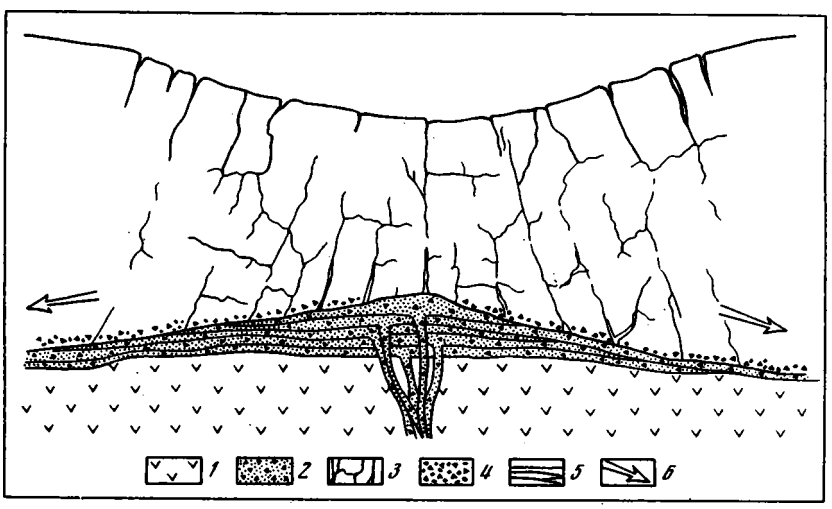
Цементирующая масса имеет неравномерную литокристаллокластическую структуру и состоит из относительно более крупных обломков (до 2–3 мм), перемешанных с мелкими (0,2–0,04 мм) и погруженных в связующую массу тонкораспылен-

ного вулканического стекла и рудной пыли. Форма обломков угловатая, значительно реже округлая. По минеральному составу это типичный литокристаллокластический туф базальтового состава. Включенные в туф валуны имеют на поверхности штрихи и шрамы глубиной до 0,6–0,8 см и длиной до нескольких десятков сантиметров. При этом почти все валуны имеют только одну сильно отшлифованную и исштрихованную грань. Штриховка параллельная не только на одном валуне, но и на целых группах соседних валунов.

"Описанная туфо-валунная порода имеет слоистую (тонкоплитчатую) текстуру; обычная толщина отдельных ее слоев составляет 30–50 см, реже 1–1,5 м. Важнейшая особенность породы состоит в том, что поверхность каждого ее слоя несет на себе следы ледниковой шлифовки и штриховки" (Гросвальд, 1965, стр. 117). "Простирание ледниковых штрихов и шрамов по всему разрезу "валунных туфов" оказалось строго выдержанным и независимым от ориентировки сухих долин (в разрезах которых они наблюдались. – *Л.Б.*), ледниковые борозды вытягиваются вдоль воображаемых линий, радиально расходящихся от центра вулкана, и образуют различные (вплоть до прямых) углы с направлением речных долин" (там же).

Отложения описанного типа встречаются на склонах вулканов, причем всегда в тесной ассоциации с породами нижней (вулканокластической) толщи. Мощность их, по наблюдениям на северном склоне вулкана Шивит, обычно не превышает 3–5 м, но в одном месте была встречена пачка мощностью 40 м. Чаще всего они ложатся на туфы, аглютинаты и лавы нижней толщи вулканогенного комплекса.

М.Г. Гросвальд (1965) указывает, что эти отложения приурочены только к плоским наклонным поверхностям, которые они плащеобразно перекрывают. Формирование их возможно при существовании достаточно мощного и устойчивого ледяного покрова, полировавшего и штриховавшего такие твердые породы, как базальт. Параллельное направление штриховки, причем лишь в одной плоскости, свидетельствует о неподвижности шлифуемого субстрата. Это указывает на то, что валуны сначала были зацементированы в туфах, а уже потом подвергались ледниковой обработке. Последняя, по-видимому, происходила вскоре после затвердевания, на что указывает наличие ряда субпараллельных слоев (иногда до нескольких десятков), каждый из которых имеет поверхность, интенсивно обработанную ледником.



Фиг. 23. Образование туфоморены при последнем вулканическом извержении (по М.Г. Гросвальду, 1965)

1 – базальты и базальтовые туфы, отложенные в доледниковое время; 2 – базальтовые туфы подледных извержений; 3 – лед ледниковой шапки вулкана; 4 – придонная морена; 5 – поверхности слоев туфоморены, обработанные ледником; 6 – направление движения льда

"Цикл: отложение - цементация - обработка повторялся десятки раз" (Гросвальд, 1965, стр. 119), причем все эти циклы сформировались при существовании единой ледниковой шапки, следовательно, цементация туфов была относительно быстрой.

Можно полагать, что форма их залегания далеко не всегда будет такой, как показано М.Г.Гросвальдом (фиг. 23). Очевидно, часто эти отложения могут формироваться в виде языков, направленных от эруптивного центра вниз по склону (по направлению движения горного ледника). По-видимому, возможна также примесь кроме валунов более тонкозернистого моренного материала, вытаявшего из ледника (преимущественно в верхней части каждого слоя).

Отложения описанного типа имеют подледно-вулканическое происхождение и поэтому, по М.Г.Гросвальду, могут быть названы туфомореной. Подача материала эндогенная, транспортировка непосредственно после подачи экзогенная - движение ледника. Кроме того, последний добавляет также и свой материал. Обстановка их захоронения - склоны вулкана. Поэтому вулканогенно-осадочные образования этого типа могут входить как составная часть в ледниковый и склоновый комплексы отложений вулканических областей.

2-й генетический тип. Вулканогенные флювиогляциальные отложения

К отложениям этого типа отнесены образования, формирующиеся в результате размыва подушечных лав и подушечных брекчий водами тающего ледника, которые уносят вниз по склону и отлагают своеобразный флювиогляциальный осадок, представленный скоплением лавовых шаров и их фрагментов.

Подобные образования описаны Т.Н.Кременецкой (1972а) на вулкане Большой Чекчебонай (Камчатка), где они являются членами ледникового комплекса отложений и в то же время непосредственно связаны с подушечными лавами и подушечными брекчиями (см. фиг. 1). Образования этого типа состоят из полуокатанных и хорошо окатанных обломков базальтов, андезито-базальтов и андезитов размером от нескольких до 70 см. Их связующей массой служит мелко- и тонкообломочный тефроид того же состава, довольно равномерно распределенный между обломками. В этих отложениях намечается горизонтальная, наклонная и линзовидная слоистость, причем чередуются слои, сложенные материалом разного размера. Мощность слоев от 0,5 до 1,5 м, границы слоев неотчетливые. Общая мощность отложений до 25-30 м.

Класс III. Отложения термальных и минерализованных текучих вод

Отложения этого класса формируются в наземных условиях минерализованными и горячими водами источников, ручьев и рек и, таким образом, по способу транспортировки (особенно 2-й тип) в какой-то мере являются аналогом аллювиальных отложений третьей группы. Однако их резко отличает состав формирующихся отложений. Здесь к обломочному (аллювиальному) материалу в большом количестве примешивается хемогенный, подача которого происходит в результате выноса вещества гидротермами и при выщелачивании горячими водами вулканогенных отложений. Кроме того, в воды источников, рек и ручьев поступают также вещества, выносимые фумаролами. Повышенная температура и минерализация вод обусловливаются их приуроченностью к вулканическим очагам; они в значительной степени связаны с областями так называемых фумарольных полей. Площади выхода гидротерм бывают значительно больше размеров вулканического очага, так как нагретые воды могут уйти дальше и выйти на поверхность по его периферии и даже за его пределами.

Известно, что активная деятельность гидротермальных источников отвечает определенной фазе вулканической деятельности, а именно ее последнему этапу - затуханию вулканической активности (Аверьев, 1966; Banwell, 1963; Bullard, 1963; и др.). В.В.Аверьев (1966, стр. 128) считает, что "горячий водный флюид

можно рассматривать как главный агент особой формы вулканизма, в рамках которой взрывные явления, экструзия магмы и гидротермальная деятельность предстают как ассоциация различных проявлений одного процесса". Он связывает проявление гидротермальной деятельности преимущественно с кислым вулканизмом. Отложения этого класса обычно имеют относительно небольшой объем, они чаще не выдержаны на площади, легко разрушаются и сравнительно реже других переходят в ископаемое состояние[1]. Несмотря на это, они выделены в самостоятельный класс из-за своеобразного генезиса. Существенно также, что с ними связано образование некоторых полезных ископаемых. К данному классу мы относим только ко те продукты деятельности источников, которые образуют столь тесный парагенез с собственно вулканитами, что с этой точки зрения их генезис не вызывает сомнения.

В зависимости от способа поступления веществ и агентов, их транспортирующих, в этом классе выделены три генетических типа: 1-й тип - отложения горячих и минерализованных источников (ювенильного или смешанного происхождения); 2-й тип - отложения горячих и минерализованных рек и ручьев; 3-й тип - отложения гейзеров.

В качестве четвертого типа к этому классу можно было бы отнести также отложения грязевых котлов, однако последние имеют столь небольшое распространение, что мы не стали выделять их в особый генетический тип, а лишь упоминаем об этих образованиях, которые могут быть иногда встречены в комплексе отложений наземных фумарольных полей.

1-й генетический тип. Отложения горячих и минерализованных источников

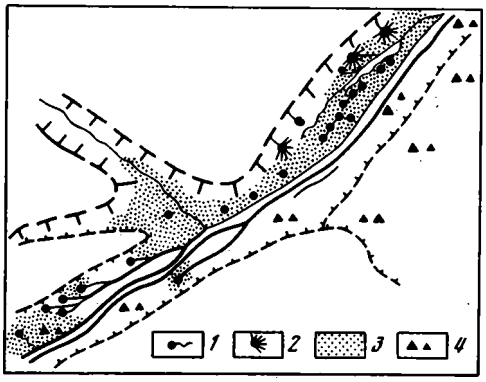
Горячие источники в вулканической области представляют собой "последнюю стадию теплоотдачи застывшего в глубине расплава, который, охлаждаясь, все еще выделяет горячие газы и пары" (Ритман, 1964, стр. 17). Эти газы, преимущественно состоящие из водяного пара с примесью углекислоты, поднимаются по трещинам вверх, охлаждаются и конденсируются в горячую воду. Кроме того, пары и ювенильная вода по пути встречают вадозные воды, с которыми они смешиваются. Таким образом, вода горячих источников чаще имеет в той или иной степени смешанное ювенильно-вадозное происхождение.

Гидротермальные источники выносят на поверхность массу растворенных веществ как ювенильного происхождения, так и выщелоченных из пород, по которым проходили при подъеме на поверхность; содержат углекислоту, сероводород, различные соли, железо и другие элементы. Очень горячие источники выносят большое количество кремнекислоты.

Элементы, захваченные термальными растворами из вулканических газов и выщелоченные ими из горных пород, в значительной степени уносятся водными потоками в водные бассейны, где они мобилизуются в составе иных генетических типов либо рассеиваются в морской воде (так же как и вещества, выносимые фумаролами). Однако часть веществ, растворенных в водах гидротермальных источников, все же оседает на суше в процессе транспортировки. Таким образом, отложения горячих источников могут быть встречены и в наземном комплексе в виде натеков, корок, линз и небольших пластов карбонатов (известкового туфа), серы, железа, кремнезема и других веществ (фиг. 24); часто они служат цементом обломочных компонентов, переносимых текущей водой. Отложения коллоидной кремнекислоты иногда образуют большие террасы и корки "гейзерита" (например, в Новой Зеландии близ оз. Ротомахана). Из кислых гидротерм наиболее интенсивно отлагаются соединения железа. Например, в кальдере вулкана Кунтоминар сейчас так формируется месторождение лимонита (Мархинин, Стратула, 1966).

---

[1] Здесь речь идет только о наземных отложениях. Субаквальные отложения, связанные с деятельностью гидротерм и фумарол, будут рассмотрены в следующей подгруппе.



Фиг. 24. Схема выходов верхней группы Аагских источников (в верховьях левого истока р.Чистой, Камчатка; по Е.А. Вакину, 1966)

1 – источники; 2 – железистые конусы; 3 – отложения гидроокислов железа; 4 – русловой валунник

С.И.Набоко и Е.М.Филькова (1966) считают, что характерным для осадков из кислых вулканических вод является присутствие каолинита с опалом, ярозита с гидроокислами железа, аморфного кремнезема, сульфурита с пиритом, а также небольшой примеси алунита и гипса. Компоненты раствора дифференцируются по мере их миграции, что приводит к горизонтальной зональности в осадке. Указанные авторы отмечают, что непосредственно у истока осадки обогащены кремнием и алюминием, к которым присоединяются титан и марганец. Вниз по течению количество этих элементов в осадках быстро падает, зато возрастает количество железа как в виде гидроокиси, так и в форме сульфата в составе ярозита. Далее выпадают фосфор и мышьяк. Эти авторы разбирают также последовательность выпадения и особенности дифференциации микрокомпонентов. Они отмечают, что осаждение глинозема с кремнеземом характерно для источников, находящихся в различных углублениях. Рассеянный выход вод создает условия для быстрого окисления железа и выпадения его в осадок. Таким образом, латеральные переходы преобладания тех или иных элементов в рудной залежи указывают на положение ее относительно источника подачи материала. Вейссберг (Weissberg, 1969) указывает, что горячие воды источников и скважин в вулканической зоне Таупо (Новая Зеландия) формируют осадки, обогащенные золотом и серебром. Кроме того, они имеют повышенное содержание ртути, титана, мышьяка и сурьмы. В работах Г.С. Дзоценидзе (1964, 1965а, б, 1969) приведено большое количество примеров рудных концентраций, обязанных своим происхождением деятельности гидротерм.

Можно полагать, что иногда в вулканогенно-осадочных формациях гидротермальные отложения могут быть связаны не с одновременной им вулканической деятельностью, а с более ранней, предшествовавшей (Вакин, 1967).

Гидротермальные источники на земной поверхности часто переходят в горячие реки и ручьи с повышенной минерализацией (см. фиг. 24), вследствие чего отложения данного генетического типа, формирующиеся вблизи выхода источника, далее переходят в отложения следующего, второго, генетического типа.

Кроме того, с отложениями первого типа пространственно и генетически могут быть связаны отложения гидротерм, разгружающихся непосредственно в осадках, описанные в XVI классе в качестве особого генетического типа субвулканических гидротермальных образований.

2-й генетический тип. Отложения горячих и минерализованных рек и ручьев

Поверхностные воды рек и ручьев в активной вулканической области часто обладают повышенной минерализацией по разным причинам: в результате питания их подземными термами и горячими источниками или насыщения фумарольными газами поверхностных, а также грунтовых вод неглубокой циркуляции; за счет выщелачивания пород (особенно вулканических), по которым они протекают при вытекании из горячих кальдерных и кратерных озер. Наконец, в ряде случаев многие вещества, выносимые фумаролами, поглощаются снегом, вследствие чего

ими обогащаются ручьи талых вод (Сидоров, 1966). Приуроченность всех этих потоков к активной вулканической области кроме минерализации проявляется часто и в их повышенной температуре, которая делает воды более активными, что в свою очередь способствует повышению их минерализации.

Отличие отложений этого генетического типа от предыдущего состоит в том, что основные химические элементы большей частью являются не продуктом непосредственного выноса из вулканического очага, а преимущественно результатом растворения и переотложения водой уже вынесенных ранее веществ. Поэтому состав хемогенных осадков несколько иной, чем в первом типе. Наиболее характерны для данного типа отложения железа и серы.

К.К.Зеленовым (1958) описаны отложения кислых вод горячей речки Юрьева, питающейся горячими источниками вулкана Эбеко (о.Парамушир), который находится в стадии сольфатарной и гидротермальной деятельности. Речка выносит в Охотское море в растворе около 35–50 т железа в сутки. В месте впадения ее в море образуется шлейф плотной желтой мути шириной в сотни метров и длиной, измеряемой километрами. Обломочные отложения в русле речки покрыты налетом железа, а породы, по которым она протекает, обелены, опалитизированы.

Таким образом, отложения самих минерализованных рек и ручьев в ископаемом состоянии, очевидно, будут представлены аллювиальным обломочным материалом, но местами сильно разложенным и сцементированным хемогенными отложениями той же реки, что и отличает их от обычного аллювия. Основная масса веществ, растворенных в водах этих рек, выносится ими в водные бассейны (где коагулирует, образуя взвеси). Далее они имеют различную судьбу. При выносе в крупные водоемы с активной гидродинамикой они разносятся, поступая в общий водный баланс, или частично выпадают в приустьевой, дельтовой области. Однако при впадении таких рек в замкнутый водоем – лагуну или озеро – эти реки могут явиться поставщиком рудных компонентов осадка в таком количестве, что образуются промышленные месторождения (железа, марганца и др.); но генетический тип последних будет уже иным, так как признаки его будут определяться захоронением осадков не в речной долине, а в иной обстановке.

3-й генетический тип. Отложения гейзеров

Периодически фонтанирующие горячие источники – гейзеры – во всех случаях связаны с вулканическими областями, причем в основном с кислым вулканизмом. Все места их появления либо расположены в гумидной зоне, либо в областях с резким рельефом и развитием ледников (они встречены даже в Тибете, у оз.Тенгри-Нур, на высоте около 5000 м). Интересно отметить, что гейзеров нет в аридных областях близ пустынь.

Отложения гейзеров представлены прежде всего хемогенным кремнеземом – опаловыми образованиями, которые получили специальное название "гейзерит" (или "кремнистый туф"). Иногда они имеют достаточно большие объемы. Отложения гейзеров бывают также известковистые. В ряде случаев воды гейзеров имеют повышенное содержание бора (например, в Новой Зеландии). При рассмотрении деятельности гейзеров с точки зрения их влияния на седиментацию необходимо обратить внимание на периодичность их действия, выражающуюся в ритмичном отложении небольших масс минерального вещества, в результате чего отложениям гейзерита бывают свойственны тонкая облекающая слоистость и ритмичность. Вполне возможно, что для областей развития гейзеров вообще окажутся характерными ритмиты. В других случаях гейзериты имеют пористую или губчатую текстуру и представлены образованиями типа дендритов.

В общем балансе веществ, оседающих на суше, материал, подаваемый гейзерами, конечно, играет незначительную роль; однако в водоемах вулканических областей (особенно в мелких и в более или менее замкнутых), где мобилизуются осадочные материалы различного генезиса, они могут иметь значение. Возможен переход с течением времени гейзеров (выбросов воды) в обычные источники и обратно. Таким образом, отложения этих двух генетических типов могут образовывать переслаивание.

Класс IV. Вулканогенный пролювий

По механизму образования отложения этого класса относятся к пролювиальным, однако причина их появления – вулканическая деятельность; вне вулканических областей они не встречаются, поэтому мы и отнесли их ко второй группе. Представлены они только одним генетическим типом, определяющимся способом транспортировки, но разделяющимся на подтипы в зависимости от причин возникновения.

1-й генетический тип. Отложения лахар

Лахары представляют собой мощные грязевые потоки, часто горячие, появление которых обусловлено вулканическими извержениями. Они несут во взвешенном состоянии материал самого различного размера (от тонкой мути до весьма крупных обломков, валунов и глыб).

Общим признаком отложений этого генетического типа в целом являются плохая сортировка, наличие включений грубообломочного материала, неравномерно расположенного во вмещающей массе, и плохая окатанность обломков; последние часто угловатые или слегка оббитые (за исключением обломков пемзы, которые при переносе могут очень быстро приобретать округлые контуры). Часты включения обломков деревьев. Обломки и включения обычно четко отличаются от вмещающей массы.

Отложения, как правило, неслоистые, реже встречается неправильная и очень плохо различимая слоистость. Состав отложений как обломков, так и вмещающей массы может быть разнообразным (за исключением последнего подтипа), что отличает их от раскаленных лавин и камнепадов. Мощность отложений чаще измеряется несколькими метрами, реже десятками метров, но иногда она может достигать и первых сотен метров.

Текстура обычно неслоистая, неоднородная, реже намечаются слабое расслоение и грубая сортировка. В массе лахара могут быть встречены минералы различных стадий изменения (тогда как у раскаленных лавин они обычно находятся в одной стадии изменения). Вмещающая масса бывает различной в зависимости от подтипа. Залегают эти отложения в виде вытянутых линз (если приурочены к речным долинам) или плащом – при выходе их на равнину. Поэтому для них характерен парагенез с аллювиальными отложениями постоянных рек и временных потоков. В ископаемое состояние, по-видимому, переходят в основном краевые части отложений лахаровых потоков у выхода последних на равнину или же заполняющие речную долину. Отложения лахар, особенно в ископаемом состоянии, имеют ряд сходных признаков, с одной стороны, с отложениями раскаленных лавин первой группы, а с другой – с отложениями временных потоков и горных рек или же с моренными образованиями третьей группы; распознать их часто бывает весьма затруднительно. Лахаровые отложения описаны и в молодых образованиях, и в ископаемых толщах многими исследователями (Ротман, 1960; и др.). Происхождение лахар бывает различным, основные причины их возникновения следующие.

1. Образование грязевых потоков в результате ливней (часто связанных с вулканическими взрывами).

2. Мгновенное таяние льда и снега на горных склонах в результате попадания на них при извержении горячих ювенильных продуктов.

3. Выплескивание перед взрывом вулкана вод кратерного или кальдерного озера.

4. Обильное выделение после извержения ювенильных вод, смывающих свежие рыхлые осадки со склонов.

5. Возникновение лахар в результате попадания пирокластического потока в водную среду.

В соответствии с этим мы выделяем пять подтипов отложений лахар: 1) ливневых; 2) ледниковых, или снежных; 3) озерных; 4) гидротермальных; 5) лахар, возникающих из пирокластических потоков (раскаленных лавин и др.). Сравнение отложений лахар разных подтипов приведено в табл. 23.

Фиг. 25. Лахаровые четвертичные отложения. Камчатка, район вулкана Большой Чекчебонай. Фото Т.Н. Кременецкой

Первый подтип. Отложения ливневых лахар. Ливневые лахары возникают в результате обильных дождей, сопровождающих вулканические извержения в связи с конденсацией большого количества паров воды, выбрасываемых при вулканическом взрыве. Ливневые воды устремляются вниз по крутым склонам и ущельям, размывая рыхлые массы пеплов и увлекая за собой как грубую пирокластику, выброшенную вулканическим взрывом (лапилли, бомбы), так и глыбы и обломки склонов, обычно также сложенные вулканическими породами.

В результате в отложениях ливневых лахар присутствует смесь рыхлой пирокластики разного размера (часто только что выброшенной тем же вулканическим взрывом) и обломков вулканических пород предыдущих извержений, слагающих вулканический конус. Иногда может быть также примесь продуктов разрушения склонов, представленных вулканотерригенным материалом, что отличает их от отложений раскаленных лавин, обычно имеющих более однородный состав. Кроме того, для отложений лахар характерны включения растительных остатков - грубых обломков стволов деревьев, иногда обожженных вулканическим взрывом и перенесенных лахаром, иногда необожженных. Это отличает их от растительных остатков в раскаленных тучах и лавинах (которые там всегда обуглены) и от обычных пролювиальных отложений третьей группы, для которых обожженные, обугленные растительные обломки нехарактерны. Растительные обломки в теле лахар обычно изогнуты, стволы деревьев скручены и расщеплены.

Дождевые ливневые потоки стекают не только по ущельям, но и по склонам, осуществляя плоскостной смыв и приближаясь в этом случае по механизму образования к делювиально-пролювиальным отложениям горных областей. Однако в отличие от последних лахары размывают не столько твердые породы, сколько массы облекающей склоны рыхлой пирокластики разного размера, в том числе и тонкой, которая и составляет массу лахар. Грубые обломки при переносе их в насыщенном мутью потоке почти не окатываются (или же окатываются слабо). В ископаемом виде отложения лахар представляют собой брекчию из обломков преимущественно вулканических пород, сцементированных также вулканическим материалом (фиг. 25); такую породу иногда называют "хаотическим туфом".

В литифицированных горных породах отложения ливневых лахар бывает трудно отличить от отложений раскаленных лавин I группы. Основное отличие в том, что

Сравнение отложений лахар разных подтипов

Признаки отложений		Подтипы лахар	
		ливневые	ледниковые и снежные
Обломки	Состав (перечислен в порядке значимости)	Грубая пирокластика. Обломки со склонов (преимущественно вулканотерригенный материал), аллювий	Ледниковые отложения, обломки склонов, грубая и мелкая пирокластика
	Размер (преобладает)	Крупные	Крупные
	Окатанность	Плохая	У ледниковых валунов может быть хорошей, у остальных – плохая
Цементирующая масса		Преимущественно перемытый пирокластический материал	Моренная глина и мелкая пирокластика
Текстура		Неслоистая. Может быть грубая сортировка	Неслоистая. Может быть грубая сортировка
Происхождение	Воды в лахаровом потоке	Из туч часто ювенильного происхождения, но может быть и поверхностной	Наземная (ледниковая)
	Перемещаемого твердого материала лахар (преимущественно)	Поверхностный и ювенильный	Поверхностный и ювенильный
Расположение отложений на площади		Может быть одновременно несколько грязевых потоков	Грязевой поток один, возникает только там, где растаял лед (или снег)
Сходство с отложениями других типов		С отложениями раскаленных лавин (I группы)	С моренами (III группы)
Связь с отложениями других типов		Переслаивание с аллювием и отложениями временных потоков	Переслаиваются с речными, переходят в ледниковые
Тип вулканизма по составу (преимущественно)		Кислый и средний	Различный (часто основной)
Стадия вулканического взрыва		Поздняя	Любая

Таблица 23

озерные	гидротермальные	из пирокластических потоков
Обломки со стенок кратера и склонов	Материал, смытый со склонов	Материал пирокластического потока и аллювиальный
Крупные и мелкие	Более мелкие обломки	Различный
Неокатанные	Могут быть слабоокатанные	Неокатанные вместе с хорошо окатанными
Озерный ил и рыхлый материал, смытый со склонов (в меньшем количестве)	Материал, смытый со склонов, и хемогенный материал	Тот же материал, что в обломках, но более мелкий
? Возможна грубая сортировка	?	?
Наземная (озерная)	Ювенильная	Наземная (речная)
Поверхностный	Поверхностный	Преимущественно ювенильный
Чаще один мощный поток идет по ущелью и разливается в предгорьях	Несколько грязевых потоков небольшого размера	Один поток по речному руслу
С озерными или морскими (III группы)	?	С раскаленными лавинами (I группы) или аллювием (III группы)
Подстилаются отложениями III группы, перекрываются пеплопадами или раскаленными лавинами	Связаны с отложениями гидротермальных источников	С аллювием и с раскаленными лавинами или с пемзовыми потоками
Кислый	Различный	Кислый и средний
Ранняя (предшествует вулканическому взрыву)	Самая поздняя (фумарольная, завершающая взрыв)	Ранняя (одновременно с появлением раскаленных лавин)

лахары содержат разнообразные продукты нескольких извержений, в то время как в пирокластических потоках первой группы преобладают продукты одного извержения (лишь с некоторой примесью продуктов дробления жерла), т.е. состав компонентов более однороден. Кроме того, иногда все же наблюдается некоторая окатанность обломков (особенно в конечной части лахар); с другой стороны, для этих отложений нехарактерны спекаемость и некоторая оплавленность компонентов, столь типичные для отложений раскаленных лавин. Наконец, отложения лахар накапливаются в ущельях и долинах (или выходят в предгорья), а не покрывают склоны, что также отличает их от раскаленных туч и лавин, способных переваливать через возвышенности, как бы плывя над ними.

Текстура отложений часто неслоистая, неравномерная, и лишь иногда наблюдаются некоторое расслоение материала и ориентировка компонентов (большей частью уже в нижней по рельефу или передовой части лахара).

Отложения лахар этого подтипа могут несколько напоминать морену, однако от последней они отличаются парагенезом, отсутствием ледниковой штриховки на обломках, явным преобладанием вулканического материала, а также характером диагенетических преобразований.

Приуроченность лахар к понижениям и руслам рек, естественно, влечет тесную связь лахаровых отложений с речным аллювием и отложениями временных потоков. Так, в долинных отложениях близ вулкана Святой Елены насчитывают три слоя сформированных потоками лахар, чередующихся с прослоями типичного речного гравия (Milleneaux, Crandell, 1962). Часто лахары на своем пути захватывают и переотлагают верхнюю часть аллювия. С другой стороны, реки зачастую перемывают отложения лахар, придавая им бо́льшую сортировку и слоистость. Лахары спускаются по долинам на десятки километров, образуя вытянутые языки отложений мощностью в несколько метров (реже десятки метров).

Грязевые потоки в вулканической области могут возникать также просто в результате сильных ливней, в этом случае они по существу представляют собой обычные селевые потоки, не связанные с вулканической деятельностью. Однако при изучении ископаемых отложений мы не можем решить вопрос, каким ливнем было вызвано возникновение грязевого потока. Поэтому с известной долей условности мы относим все ливневые грязевые потоки к лахарам данного подтипа.

Ливневые лахары, пожалуй, - наиболее распространенный подтип. Размер их может быть различным, но чаще отложения этих лахаровых потоков не выходят за пределы долин.

Лахары этого подтипа, по-видимому, более связаны с кислым и средним вулканизмом и с вулканским типом извержений. В большей степени они присущи более поздней стадии вулканической активности, когда в воздух извергаются большие массы водяных паров.

Второй подтип. Отложения ледниковых и снежных лахар. Ледниковые или снежные лахары возникают, когда масса горячего ювенильного материала попадает на ледник или на снежный покров горных склонов. Жар вылившегося из вулкана лавового (или пирокластического) потока, реже массы горячей пирокластики в несколько мгновений могут растопить горные снега и ледники. В результате мощный грязевый поток устремляется вниз по склону, затопляя узкие высокогорные лощины и разливаясь при выходе на равнину.

Лахары этого подтипа связаны с несколько иным комплексом отложений, чем лахары ливневые, так как они несут не только вулканический материал, но и захватывают отложения самого ледника, главным образом моренные. Поэтому в отложениях этих лахар присутствуют большая примесь терригенного материала, часто хорошо окатанного, а также глинистая масса ледниковых морен. С другой стороны, в них может быть мало пеплового материала. Поэтому отложения лахар этого подтипа в ископаемом виде очень легко спутать с ледниковыми отложениями, с которыми они сходны и по структуре, а отчасти и по вещественному составу. Отличие их, очевидно, в некоторых случаях в том, что они будут иметь все же больше примеси пирокластики, чем сами ледниковые отложения. Однако если таяние льда происходило в результате излияния лавы (что вообще более характерно), то и этот признак будет отсутствовать. Возможно, что отличие будет еще в появлении корочек закаливания на пирокластических обломках, а также в ином

характере диагенетических преобразований, проходящих здесь более активно, чем в морене. Кроме того, отложения ледниковых лахар, вероятно, будут менее плотными, чем моренные.

Лахары этого подтипа присущи либо высокогорным областям (например, вулкан Кальбуко в Чили), либо вулканизму в северных широтах, например в Исландии. П.П.Заботкиным (1951) описаны субгляциальные извержения в Исландии, сопровождавшиеся быстрым массовым таянием снега и льда с образованием огромных грязевых и водных потоков, выносящих массу материала - осадочного и пирокластического. Так, в 1918 г. вулканом Катла меньше чем за месяц было выброшено около 700 млн. $м^3$ пепла в радиусе 1000 км. Извержение вызвало таяние ледника; потоки ледниковой воды достигали глубины 60-70 м; два самых больших потока вынесли на равнину огромные ледяные глыбы, после вытаивания которых в осадке образовались ямы глубиной до 3 м.

Лахаровые потоки резко изменяют рельеф местности; небольшие бухты и фиорды они могут засыпать полностью, меняют русла рек. В 1860 г. в результате извержения вулкана Катла из растаявшего снега и льда возникли гигантские потоки, излившиеся в море. В 1861 г. при извержении вулкана Гримсвётн по руслу р. Скедара пронесся лахаровый поток; после втекания его в океан вода в последнем была грязной на расстоянии 50 км вдоль берега и более 130 км от берега. По расчетам, сделанным П.П. Заботкиным, расход р. Скедара во время вулканических извержений приближался к среднему расходу р. Амазонки и превосходил в несколько раз крупнейшие реки мира. Таким образом, в результате втекания лахаров этого подтипа в море туда практически почти мгновенно поступают огромные массы осадков, что накладывает специфические черты и на морскую седиментацию. В речных долинах вулканической области может сформироваться следующая последовательность отложений: нормальный аллювий - грубообломочные разнозернистые отложения лахара - снова аллювий. Перед появлением лахарового потока и после него наблюдалось пересыхание русел рек. Поэтому ниже и выше лахаровых отложений возможно появление илистого прослоя.

М.Г.Гросвальдом (1965) были выделены образования "вулкано-гляциальных селей", которые, очевидно, следует отнести к этому же подтипу лахар, но сравнительно небольшого масштаба. Они генетически могут быть связаны с описанными выше отложениями туфоморены.

Ледниково-снежные лахары могут образовываться при любом типе вулканизма и на различных этапах вулканической деятельности. Масса отложенных ими осадков может быть весьма различной в зависимости от размера лахара - от небольшой до огромной.

Третий подтип. Отложения озерных лахар. Озерные лахары возникают, когда воды озера, зачастую заполняющего кратер или вулканическую кальдеру, сразу как бы выплескиваются подземным толчком перед извержением большой взрывной силы (или из-за выдавливания в него из жерла вязкого лавового купола). Кроме того, взрыв обычно сопровождается появлением трещин и расколов стенок кратера и таким образом открывается путь для озерных вод. В результате одной из этих причин или же их совместного действия воды выплеснутого озера, насыщенные взвешенными в них донными осадками, устремляются всей массой вниз по ущелью, захватывая по пути вулканический пепел, покрывающий как склоны кратера, так и внешние склоны вулкана, и увлекая за собой глыбы всевозможных размеров.

Лахары этого подтипа, пожалуй, наиболее страшны своей внезапностью, мгновенностью появления, а также своей массой. Они производят наибольшие опустошения, сразу покрывая большие пространства. Описаны они, например, при извержении вулкана Келуд на о. Ява (Тазиев, 1961, 1963; Ритман, 1964). Озеро вулкана Келуд содержало около 40 млн. $м^3$ воды. В 1901 г. часть озера была выплеснута, причем перемещенная грязь образовала толщу мощностью местами до 58 м. В 1918 г. после 18-летнего покоя внезапные взрывы выбросили свыше 38 млн.$м^3$ воды кратерного озера, которая, смешавшись с вулканическим пеплом, устремилась вниз по радиальным долинам в виде лахар. Грязь и глыбы лавы новых лахар отложились на площади 132 $км^2$. Отложения таких лахар не только дают единичные языки, но могут покрывать и обширные площади предгорий (как, например, у вулкана Келуд).

Надо полагать, что состав лахар этого подтипа должен больше отличаться от предыдущих, так как он несет не только твердый материал, увлеченный водой с поверхности склонов вулкана, но и взмученные и выплеснутые с водой донные озерные илы (кластические, хемогенные, а иногда даже и биогенные, например диатомовые). Таким образом, цементирующая масса лахаровых отложений этого подтипа сходна с озерными.

Лахары этого подтипа, по-видимому, более присущи вулканско-плинианскому типу извержений, а также фреатическим взрывам (кроме того, они связаны с кислыми вязкими лавами). Они обычно предшествуют вулканическому взрыву, сопровождаемому выбросом пирокластики и, следовательно, в разрезе будут перекрываться отложениями пеплопадов (а в горных породах - туфами).

Четвертый подтип. Отложения гидротермальных лахар. Гидротермальные лахары описаны в немногих работах, так как и по объему переносимого ими материала, и по частоте встречаемости они играют второстепенную роль по сравнению с лахарами предыдущих трех типов и не оказывают такого катастрофического действия. Однако они все же могут быть встречены в ископаемых осадочных толщах. Так, Ямада Тестуо (Yamada Testuo, 1962) выделил два типа грязевых потоков, связанных с вулканическими извержениями: один тип - это потоки, обусловленные ливнями (соответствует нашему первому подтипу), и второй - грязевые потоки вулканического происхождения, вызванные фумарольными водами.

Лахары данного подтипа образуются на последней стадии вулканической активности, когда появляется большое количество фумарол и горячих ювенильных источников, воды которых размывают выпавший во время взрыва вулканический пепел и стекают вниз в виде горячих грязевых потоков, но значительно меньших размеров, чем предыдущие типы. Иногда воды могут по пути растопить еще и снежный (или ледяной) покров, как это происходит при образовании лахаров второго подтипа.

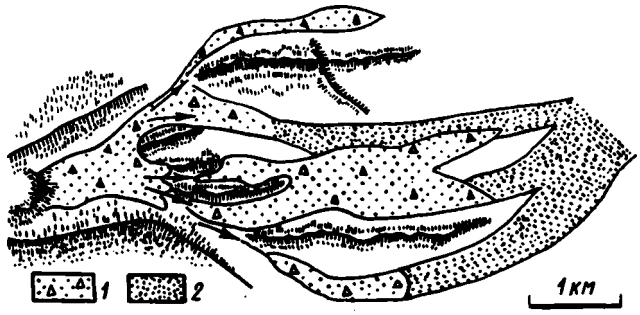
Так как грязевые потоки, возникающие этим путем, более медленные и меньшего размера, чем лахары предыдущих подтипов, то, очевидно, они будут нести соответственно более мелкие обломки. Но зато в цементирующей массе отложений лахарового потока, кроме того, обязательно будет содержаться примесь компонентов, характеризующих химический состав фумарол и гидротерм.

Лахары этого подтипа наименее связаны с речными отложениями, но могут иметь постепенные переходы в отложения горячих источников III класса. В разрезе они завершают пирокластические отложения, частично перерабатывая их верхнюю часть. Не исключено, что на этой их границе будут происходить более сильные диагенетические процессы с образованием аутигенных минералов. Вопрос этот пока совершенно еще не изучен.

Пятый подтип. Отложения лахар, возникающих из пирокластических потоков. Своеобразный лахар может иногда возникнуть в случае, если пирокластический материал втекает в речной поток. В зависимости от типа пирокластического потока (раскаленная лавина или пемзовый поток) выделяются разновидности этого подтипа, которые будут различаться по составу. Один из таких случаев описан у Фишера (Fisher, 1958). При впадении раскаленной лавины в речную долину и в речной водоток образуется следующая последовательность отложений. На горном неотсортированном аллювии лежит слой из образований раскаленной лавины; далее вниз по течению они переходят в более отсортированный аллювий, подстилающий неотсортированные отложения грязевого потока, насыщенного угловатыми обломками лавины с примесью аллювиального валунного материала. При этом характерно, что поверхность многих обломков и валунов рассланцована так, как будто они были раскалены, а затем быстро охлаждены.

Примеры "пемзовых лахар" описаны Вильямсом (Williams, 1960) в пемзовых отложениях Гватемалы. Они состоят из мелко измельченного пемзового материала, включающего куски пемзы до 1/3 м в диаметре и фрагментированной лавы (до 10 см), обычно не сортированы и не стратифицированы и лишь местами переходят в хорошо стратифицированные речные отложения, также сложенные пемзовым материалом. Местами мощность отложений пемзовых лахар достигает почти 100 м.

Пемзовые лахары могут возникать не только при втекании пирокластического потока в реку, но и в результате быстрого размывания ливневыми дождями отло-



Фиг. 26. Схема распространения пирокластических (1) и грязевых (2) потоков извержения 1965 г. вулкана Безымянного (по Ю.М. Дубику и И.А. Меняйлову, 1969)

жений пемзопадов. В молодых осадках Гватемалы широко распространенные образования пемзовых пирокластических потоков переслаиваются с отложениями пемзовых лахар и с хорошо слоистым аллювием, также сложенным обломками пемзы. В самом лахаре этого подтипа обе его составляющие разной природы: кластический материал в основном ювенильный, а водная среда поверхностная. В этом его отличие от предыдущего подтипа, где, наоборот, вода ювенильная или смешанная, а кластический материал она захватывает с земной поверхности.

Отложения лахар, возникающие из пирокластических потоков, и генетически, и пространственно связаны, с одной стороны, с отложениями VII класса первой группы (фиг. 26), а с другой - с аллювиальными отложениями третьей группы.

Как мы видели, состав отложений лахар разных подтипов и их структурно-текстурные особенности несколько различны в зависимости от того, чем обусловлено их появление. Очевидно, для определения этих отложений в ископаемых толщах часто более существенным будет изучение их тонкозернистой составляющей - той основной массы, в которой включены более грубые обломки, так как эта масса в некоторых случаях (особенно для озерных и гидротермальных лахар) лучше отражает генезис отложений, чем крупные включения. Для ледниковых лахар весьма типичны именно крупные обломки. Для лахар, возникших из пирокластических потоков, характерно сходство состава обломков и вмещающей массы. Разные типы лахар связаны с разными этапами вулканической деятельности.

Сравнение отложений лахар разных подтипов приведено в табл. 23. Лахары являются одним из основных способов переноса и переотложения водой рыхлых продуктов вулканических выбросов в наземных условиях, в том числе и отложений пеплопадов, с которыми у них существует тесная генетическая связь.

Лахаровые отложения в ископаемых толщах служат несомненным признаком их формирования на суше. Поэтому точная диагностика этих отложений весьма существенна при фациальном анализе. Исключительно вулканическим областям присущи лахары гидротермальные и возникающие из пирокластических потоков. Ливневые же, озерные и снежные лахары - только в том случае, если их появление вызвано вулканическим взрывом. Кроме того, наряду с ними в вулканической области, как мы уже говорили, могут возникать грязевые потоки, вызванные ливнями и быстрым таянием льда независимо от вулканической деятельности. Такие грязевые потоки следовало бы отнести к особым отложениям временных потоков типа селей третьей группы. Однако ископаемые отложения последних практически невозможно отличить от ископаемых лахаровых: признаки их очень сходны, а детальные различия (если они есть) не изучены. С другой стороны, массовые ливни и внезапное таяние льда в вулканической области очень часто связаны с вулканической деятельностью. Поэтому мы включаем все ливневые и ледниковые грязевые потоки целиком в данный генетический тип лахаровых отложений.

Класс V. Вулканогенный делювий

Отложения этого класса, так же как и предыдущего, представлены одним специфическим генетическим типом.

1-й генетический тип. Пирокластический делювий

Мы уже говорили, что отложения пеплопадов редко сохраняются в совершенно непереотложенном виде. Пеплы, выпавшие на склонах и у подножия вулканов, вскоре перемываются и переотлагаются дождевыми и талыми снеговыми водами, перемещаются их струями и образуют делювиальные плащи и шлейфы, представленные по составу то более, то менее обработанной тефрой. Такой пирокластический материал А.Р.Гептнер (1968, 1972) называет синхроннопереотложенным. Эти отложения обычно имеют небольшую мощность (от десятков сантиметров до 1-2 м) и неправильную слоистость заполнения, часто линзовидную. По условиям формирования и текстурным признакам - это делювий, но по составу осадка (отчасти и по структуре) - это вулканогенная порода с некоторой примесью постороннего материала. Такие отложения называют делювиально-пирокластическим покровом (или чехлом). При большей степени обработки тефры и большей примеси терригенного (или вулканотерригенного) материала они переходят в делювиальные отложения третьей группы (см. ниже).

Делювиальные отложения вообще весьма неустойчивы, они легко разрушаются, и чаще их материал входит в состав иных генетических типов. Однако в вулканической области частые и сильные пеплопады подают на склоны большие массы рыхлого материала и одновременно уничтожают растительность. И то, и другое способствует развитию делювиальных процессов, так же как и большое количество выпадающих дождей, усиливающих делювиальный смыв. Сформировавшийся делювий (в частности, данного генетического типа) может быть "запечатан" лавовым потоком и остаться в виде прослоя между более плотными породами. В ископаемых толщах - это аллохтонные туфы (с небольшими следами переотложения материала) или тефроиды разного гранулометрического и минерального состава с некоторой примесью терригенного материала. Текстура преимущественно пологолинзовидная, слоистость заполнения и облекания. Залегание - в виде линз, приуроченных к углублениям рельефа, или же в виде плаща у подножия склонов.

Н.П.Куприна (1970) указывает, что особые условия, создаваемые вулканизмом, приводят к усилению делювиальных процессов в вулканических областях вне связи с обязательной аридизацией климата, которая была отмечена Е.В.Шанцером (1966) для терригенных делювиальных отложений невулканических областей.

Класс VI. Вулканогенный коллювий

Коллювиальные отложения горных областей вообще весьма неустойчивы, они редко сохраняются и редко переходят в ископаемое состояние. Однако именно в вулканической области они имеют возможность сохраниться от дальнейшего разрушения, будучи перекрыты лавовыми или игнимбритовыми потоками.

Отложения, отнесенные к этому классу, сложены вулканокластическим материалом, перемещенным относительно скоро после его выпадения[1], без существенной примеси постороннего материала. Обвальные, осыпные и оползневые отложения, включающие не только пирокластический, но и иной материал (в том числе вулканотерригенный), являются обычным коллювием, признаки которого рассматриваются нами ниже. От последнего отложения данного класса отличаются прежде всего однородностью состава, представленного в основном пирокластическим материалом.

С другой стороны, отложения тефрового коллювия, сформированные преимущественно рыхлым пирокластическим материалом, частично перемещенным и переотложенным, в ископаемом состоянии не всегда легко отличить от отложений, подаваемых непосредственно вулканическим взрывом - эруптивных камнепадов и пеплопадов. Они различаются по способу транспортировки (сказывающемуся в особенностях состава компонентов и некоторых текстурно-структурных признаках), а также по месту их залегания.

[1] Синхронно переотложенный, по А.Р.Гептнеру (1968, 1972).

Отложения этого класса часто могут быть сложены продуктами не одного вулканического выброса, а ряда извержений (в том числе, может быть, и разного состава), а иногда даже эксплозий нескольких соседних вулканов (особенно, если масса тефрового коллювия имеет большой объем). Таким образом, по минеральному составу они далеко не всегда столь однородны, как отложения пеплопадов и эруптивных камнепадов. В отличие от последних материал, слагающий тефровый коллювий, перемещается не под воздействием силы вулканического взрыва (или сразу же после взрыва воздушным течением), а уже после того, как он осядет на земной поверхности, главным образом под действием собственной силы тяжести и неустойчивости рыхлых осадков на крутых склонах вулканов. Перемещение их еще более усиливается частыми землетрясениями, связанными с вулканическими областями, и отдельными толчками как вулканической, так и вулкано-тектонической природы.

Мы выделяем здесь два генетических типа: 1-й тип - тефровый коллювий обрушения; 2-й тип - тефровый коллювий оползания. Понятно, что между ними могут быть переходные отложения, включающие материал 1-го и 2-го типов. В таком случае их следует относить к отложениям данного класса в целом.

По-видимому, существует еще один, третий, тип коллювия, связанного с вулканизмом, - это лавово-тефровый коллювий. Он формируется на периферии потоков обломочных (или подушечных) лав, обломки которых сваливаются вниз в виде глыб (или подушек) и обломков, а пространство между ним засыпается затем более мелкими обломками и тефрой (выпадающей из воздуха, осыпающейся со склонов или сносимой водными струями). Этот тип отложений является переходным к отложениям VI класса первой группы. По механизму образования он в какой-то степени сходен с подушечнолавовым коллювием субмаринной подгруппы. Признаки этих отложений недостаточно ясны, поэтому ниже дается описание только первых двух генетических типов.

1-й генетический тип. Тефровый коллювий обрушения

Отложения этого типа образуются в результате осыпей и обвалов тефры, преимущественно грубой, нагроможденной на склонах вулканов. По составу они представляют в основном отложения эруптивных камне- и пеплопадов с некоторой примесью посторонних обломков, захватываемых со склонов вулкана при их перемещении. Кроме того, как мы уже говорили, здесь может быть перемешан пирокластический материал нескольких выбросов и даже продуктов нескольких вулканов, действовавших относительно недалеко один от другого.

Валуны, глыбы, вулканические бомбы, обломки шлаков и пемзы катятся по склону вулкана или по ущелью в виде каменного потока или лавины, захватывая расположенные по пути рыхлые отложения и глыбы, и оседают в ущельях на склонах вулкана или у его подножия, в более пониженных частях, где этот материал приобретает более устойчивое равновесие. Так как потоки лавы часто идут именно по ущельям, а покровы игнимбритов, как мы знаем, выравнивают неровности рельефа, то и те, и другие могут перекрывать эти грубые осыпи и, таким образом, предохранять их от разрушения; в итоге осыпи оказываются включенными в общую толщу вулканогенно-осадочных образований в виде линз вытянутой или неправильной формы.

Отложения этого типа чаще представлены грубыми, как правило, неокатанными (или слабо окатанными) обломками и глыбами весьма разнообразного состава, размера и расположения; при этом они могут быть как целиком грубообломочными, так и в большей или меньшей степени содержать примесь тонкообломочного материала. Текстура их неслоистая, неоднородная, типично брекчиевая, сортировки отложений компонентов нет. Если среди обломков есть примесь явно чужеродного материала, то это позволяет отличать их от образований первой группы.

Отложения этого генетического типа несколько отрываются от вулканического центра, перемещаясь от него на различные расстояния, но еще тесно связаны с породившим их вулканом, по периферии которого они располагаются в виде сравнительно небольших неправильной формы площадей.

В ряде случаев отложения обвалов и осыпей (в частности, связанных с кальдерами) захороняются в осадках периферической части озер, в которые они попадают с крутых склонов вулкана; тогда они входят уже в комплекс озерных отложений. В данном генетическом типе можно выделить три подтипа.

Первый подтип. Отложения обвалов грубой тефры, имеющие меньший путь транспортировки, меньше посторонней примеси и залегающие в виде неправильной формы масс совершенно не отсортированного грубообломочного материала. Особой разновидностью этого подтипа можно считать тефровый коллювий, представленный перемещенными грубыми обломками (преимущественно пирокластическими), между которыми впоследствии засыпается более мелкая тефра (пепел). Отличить их в ископаемом состоянии можно по разнообразию обломков и однородности "заполнителя".

Второй подтип. Отложения каменных потоков и сухих каменных лавин, продвигающиеся дальше от места их зарождения и содержащих большее количество посторонней примеси. Они залегают в виде неправильной формы площадей или своеобразных радиально расположенных потоков. В них может быть иногда очень грубая рассортировка более крупных и более мелких обломков (благодаря разной скорости их передвижения). При этом сортировка в сухих лавинах будет обратной той, которая наблюдается в водных потоках. В последних более грубый материал оседает ближе к источнику сноса, в сухих же лавинах грубые обломки и глыбы могут продвигаться дальше благодаря большей их массе и, следовательно, большей силе инерции движения; таким образом, они образуют нагромождения дальше от источника сноса.

Третий подтип. Отложения осыпей мелкой тефры, преимущественно пеплов, может быть с некоторой примесью бомб и лапиллей. Они формируются из отложений I класса, когда те находятся в неустойчивом равновесии и легко перемещаются вниз по склону под действием собственной тяжести; часто это происходит в результате сейсмических толчков. При формировании данного подтипа материал со склонов захватывается в меньшей степени, чем в двух предыдущих случаях. Отложения оседают на склонах вулкана и у его подножия в виде неоднородной массы осыпи - неслоистой или же имеющей неправильную слоистую текстуру заполнения. В осыпях также могут быть перемешаны слои пеплопадов нескольких эксплозий, иногда даже с примесью продуктов пеплопадов соседних вулканов. Компоненты этого генетического подтипа перемещаются на меньшее расстояние, чем предыдущего, в ряде случаев оно может быть совсем незначительным, и тогда их трудно отличить от отложений пеплопадов.

2-й генетический тип. Тефровый коллювий оползания

Отложения этого типа весьма широко развиваются в результате неравномерного насыщения тефры водой. Представлены они преимущественно пепловым материалом разной размерности и по составу близки к отложениям пеплопадов, но отличаются от последних специфическими текстурами, отражающими способ перемещения тефры. Для этого типа характерны текстуры оползания, втекания, некоторые криогенные и другие текстуры нарушения.

Здесь могут быть выделены два подтипа.

Первый подтип. Оползни тефрового материала, когда по склону сползает уже слежавшийся, уплотненный, а иногда даже частично литифицированный осадок. Последний может быть первично слоистым за счет сортировки пирокластического материала или каких-либо других изменений цвета, состава (в этом случае текстуры нарушенной слоистости видны наиболее отчетливо). Для подтипа особенно характерны оползневые текстуры различной степени деформации: от сравнительно небольшого изгиба и смятия слоев до полного перемешивания отложений с образованием брекчиевидной или неслоистой неоднородной текстуры.

Второй подтип. Оплывины рыхлой тефры, возникающие при насыщении ее водой. Этот подтип, очевидно, будет наиболее сильно выражен в тонкообломочной тефре, т.е. в пепловом материале алевритовой размерности, который имеет свойство быстро разжижаться и становиться текучим при насыщении его водой и столь

же быстро "схватываться" при потере воды. Для этого подтипа наиболее характерны текстуры оплывания и втекания, а также внедрения при оттаивании (Ботвинкина, 1965).

Класс VII. Вулканогенный псевдоэлювий

К этому классу относятся неперемещенные образования, обусловленные газо-гидротермальным изменением ранее сформировавшихся различных пород. Образования данного класса в какой-то мере аналогичны элювиальным образованиям третьей группы (см. ниже), однако выделяемые здесь генетические типы специфичны. Они возникают только в вулканических областях, так как процессы, которые их формируют (вынос веществ, перераспределение и преобразование) в отличие от третьей группы обусловливаются действием не только наземных агентов, но и вулканической активностью. Поэтому мы называем их не элювием, а псевдоэлювием.

В данном классе выделены два генетических типа, весьма отличных один от другого: 1-й тип - газо-гидротермальный псевдоэлювий (породы, измененные фумаролами и гидротермами); 2-й тип - почвенно-пирокластический чехол. В первом типе основной материал может быть различного происхождения, но процесс, его изменяющий, - вулканической природы. Во втором типе наоборот: подача основного материала вулканогенная, а процесс, его изменяющий (почвообразование) , - экзогенный.

1-й генетический тип. Газо-гидротермальный псевдоэлювий

Известно, что в вулканической области под воздействием фумарол и гидротерм ранее отложившиеся породы сильно изменяются: разрушаются, вышелачиваются и т.д. Если эти процессы длительно происходят на земной поверхности, то они приводят к формированию своеобразных образований, сходных с продуктами кор выветривания. Поэтому некоторые исследователи (например, И.А.Калугин, 1967) считают возможным называть находящуюся под постоянным влиянием экзогенных условий поверхностную зону кислотного выщелачивания на фумарольно-сольфатарных полях "фумарольно-сольфатарной корой химического выветривания". Мы тоже считаем необходимым выделение этих образований в качестве особого типа, но не согласны с предлагаемым названием. Во-первых, это не кора выветривания (в ее обычном понимании), так как здесь действуют иные агенты изменения - вулканические, а не поверхностные. Во-вторых, появление этих образований обязано не только фумаролам и сольфатарам, но и горячим источникам различной минерализации. Поэтому мы назвали эти образования газо-гидротермальным псевдоэлювием, чтобы подчеркнуть его сходство с элювием, а с другой стороны, указать, что основным агентом его формирования является газо-гидротермальная стадия вулканической деятельности (а не процесс выветривания). Понятно, что эти изменения могут протекать не только на поверхности, но и на глубине, поэтому назвать этот тип псевдоэлювием можно, конечно, только с определенной долей условности. (Возможно, что в дальнейшем этот термин будет заменен более удачным.) Породы, которыми представлен этот генетический тип, весьма разнообразны и имеют различные названия (гидротермалиты, глинистые метасоматиты, аргилизиты, опалиты, вторичные кварциты и пр.). Общее для всех них то, что они несут следы вторичных поверхностных преобразований под воздействием газо-гидротермальной вулканической деятельности. Разнообразие пород зависит от ряда причин.

И.П.Аверьянов (1966) считает, что состав гидротермалитов зависит не столько от исходного облика измененных пород, сколько от кислотности - щелочности растворов, их фазового состояния и температурного режима, а также от гидрогеологической обстановки. В.В.Иванов и другие (1968) разбирают вопросы о характере изменения пород, который теснейшим образом связан с составом термальных растворов, различным в разных типах терм. Гидротермальное изменение пород зависит также от типа вулканизма и его стадий (Борисов, Борисова, 1966).

Для новообразований имеет значение не только характер фумарол и гидротерм, но и состав вулканогенных пород, подвергающихся переработке (Мусин, 1966), а

также агрегатное состояние преобразующихся масс. Так, плотные породы лавовых потоков изменяются значительно слабее рыхлых вулканокластических образований. На изменении элементов в гидротермальном процессе сказывается также и климат (Сидоров, 1966).

О.Н.Егоровым (1964) среди поверхностных изменений пород выделены три разновидности: 1 – изменения, локализованные в зонах разломов; 2 – жерлово-фумарольные изменения, локализованные в пределах вулканических построек; 3 – площадные изменения, связанные преимущественно с деятельностью гидротерм. Газо-гидротермальному псевдоэлювию отвечают вторая и третья разновидности. Жерлово-фумарольные изменения занимают обычно небольшие площади, зато поля пород, измененных гидротермами, могут распространяться на площади от тысячи квадратных метров до квадратных километров. С образованиями данного типа часто связано оруденение, в ряде случаев повышенное до промышленных концентраций.

Масштабы и характер гидротермального изменения пород во многом определяются условиями циркуляции гидротермальных растворов: пористостью и трещиноватостью пород, активностью водообмена, направлением движения и т.д. В.Н.Разумова (1971) показала большое значение формирования этого генетического типа для возникновения мощных "кор выветривания", представляющих собой полигенные образования, являющиеся результатом не только процессов выветривания, но и процессов гидротермальной приповерхностной аргилизации, связанной с заключительными этапами формирования вулканогенного комплекса. Она называет эти продукты выщелачивания "глинистыми метасоматитами".

В.И.Сухов (1967), указывая на неразрывную связь гидротермально-рудообразующей деятельности с центрами вулканических извержений, выделяет два типа соотношений оруденения и гидротермальных изменений: 1) одновременное оруденение – высокоглиноземистая минерализация приповерхностных и приконтактовых вторичных кварцитов (алунит, диаспор, корунд, андалузит, пирофиллит); 2) сопутствующая и сопряженная минерализация, в которой оруденение несколько отстает от гидротермальных изменений. Оруденение этого типа представлено разными элементами (золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден). Вулканиты кислого состава на о.Кунашир в результате гидротермальных изменений превращены главным образом во вторичные кварциты и пропилиты, к которым приурочены медно-полиметаллические руды (Дуничев, 1966). К конечной стадии гидротермальных изменений приурочивается отложение серы, в частности, выполняющей пустоты и поры в алунитовых кварцитах (Еркин, 1969).

Вообще по вопросу о вторичных изменениях пород под воздействием газов и гидротерм существует огромная специальная литература, на которой мы остановиться не можем. Однако следует иметь в виду, что выделение этого генетического типа имеет большое значение, так как с ним связан ряд образований, представляющих практический интерес.

2-й генетический тип. Почвенно-пирокластический чехол

При большом количестве эксплозивных извержений, проявляющихся в течение длительного времени и разделяемых более или менее длительными перерывами, может сформироваться слоистый покров, состоящий из ряда слоев пирокластического материала разной размерности с частыми гумусированными прослоями погребенных почв. Последние развиваются на том же пирокластическом субстрате, пока новая порция свежей пирокластики не прервет процесс почвообразования. Поэтому почвенные горизонты могут быть разной степени зрелости и различной мощности. Это по существу чередование отложений двух генетических типов разных групп (пеплопадов – второй и почв – третьей групп), но оно бывает столь частым, а мощность слоев так невелика, что они не выделяются как самостоятельные генетические единицы разреза, а образуют единый сложно построенный покров обычно небольшой мощности (до первых единиц метров). Мощность его зависит от силы эксплозий, длительности накопления пирокластического материала и степени удаленности от эруптивных центров. По исходному составу – это почти целиком пирокластический материал, в котором периодически проявлялись более

или менее выраженные процессы почвообразования. Покровные образования такого рода И.В.Мелекесцевым, Т.С.Краевой и О.А.Брайцевой (1969) были названы почвенно-пирокластическим чехлом. Мы выделяем эти образования в особый генетический тип отложений сложного строения и генезиса. Они представлены преимущественно неперемещенными пеплами, не испытавшими существенной обработки, связанной с транспортировкой. Цвет пепловых прослоев различен в зависимости от их состава: кислых и средних пеплов - светлый (белый, желтоватый, сероватый); пеплов основного состава - темно-серый, черный, коричневый. Многие слои ожелезнены и гумусированы, что придает им более темную окраску.

Почвенно-пирокластический чехол описывается рядом исследователей (Брайцева, 1967; Гептнер, 1968; Краевая, 1969; Мелекесцев, Краевая, Брайцева, 1969; Мелекесцев, Брайцева, Гептнер, 1969; и др.). Мы приводим ниже описание этого генетического типа по работе И.В.Мелекесцева, Т.С.Краевой, О.А.Брайцевой (1969), которые изучали эти образования в четвертичных отложениях на Камчатке[1].

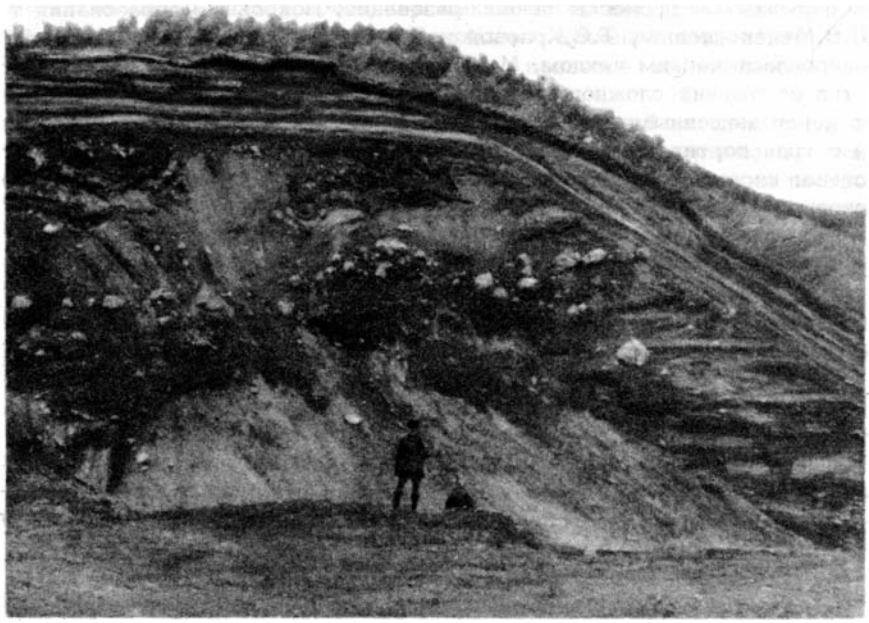
Почвенно-пирокластический чехол покрывает большую часть территории Камчатки. Он представляет собой "своеобразный "слоеный пирог", состоящий из множества разных по химическому составу, мощности, крупности и степени разложения горизонтов пирокластического материала. Последние отделены один от другого супесчаными и суглинистыми гумусированными прослоями, представляющими собой погребенные почвы, которые также сложены главным образом пирокластикой, но содержат примесь терригенного материала" (Мелекесцев, Брайцева, Гептнер, 1969, стр. 61). Все пепловые прослои, кроме современных, изменены почвообразовательными процессами. В результате последних частицы тефры делаются хрупкими, часто наблюдается ожелезнение, механический состав становится неоднородным, в то время как исходный пирокластический материал хорошо сортирован по крупности. В пепловых прослоях из глубоких горизонтов отмечается присутствие каолинита и гидроокислов железа. В периоды затухания эксплозивной деятельности в результате склоновых процессов поступает терригенный материал, образующий примесь в почвенных горизонтах.

Строение и мощность почвенно-пирокластических чехлов неодинакова. Так, указанными авторами "наиболее мощные (7-7,5 м) и сложно построенные чехлы наблюдались в пределах вулканических узлов с максимальной интенсивностью эксплозивного вулканизма (Ключевская и Авачинская группы вулканов). Для них характерны большое количество прослоев тефры, ее грубый механический состав, наличие наряду с пеплами кислого и среднего состава мощных пепловых горизонтов базальтового и андезито-базальтового состава" (Мелекесцев, Брайцева, Гептнер, 1969, стр. 61). На участках, средних по интенсивности вулканической деятельности, мощность почвенно-пирокластического чехла не превышает 1,5-2 м. В невулканических районах (но примыкающих к ним) его мощность уменьшается до 0,4-0,5 м, причем хорошо различимые пепловые прослои или имеются в небольшом количестве, или вовсе отсутствуют (исключение составляют участки, попадавшие в зону пеплопадов, связанных с крупными вспышками эксплозивной деятельности).

Наименьшая мощность визуально определяемых пепловых горизонтов 0,5-1 см; это находится в соответствии с тем, что минимальная мощность, необходимая для захоронения выпавшего рыхлого пепла, должна составлять не менее 1-1,5 см при прочих благоприятных условиях. Рыхлые пепловые прослои меньшей мощности не сохраняются. На этом основании указанные авторы делают вывод, что почти все пепловые прослои чехла связаны с крупными и крупнейшими эксплозиями. Наиболее мощные и четко выраженные прослои тефры имеют кислый или средний состав (что объясняется более высоким коэффициентом эксплозивности кислых магм).

Средняя мощность пепловых прослоев в разных районах от 1 - 25 см до 1 м, количество их изменчиво: от десятков слоев (в наиболее мощных и полных разрезах) до трех прослоев (в районах, удаленных от вулканов). Мощность почвенных горизонтов от нескольких до 10-20 см. Общая мощность пирокластического чехла достигает 7-8 м, уменьшаясь в районах, удаленных от проявлений вулканизма, до 50-60 см.

[1] Иллюстрации этого типа даны по фотографиям, переданным автору Т.С.Краевой.



Фиг. 27. Почвенно-пирокластический чехол, облекающий водно-ледниковые отложения позднеплейстоценового оледенения. Камчатка, подножие вулкана Авачинского. Фото И.В. Мелекесцева

Отложения этого типа залегают, облекая существующий рельеф, на генетически самых разнообразных отложениях: на лавовых и игнимбритовых потоках, на отложениях направленных взрывов, ледникового комплекса (фиг. 27), коллювиальных, аллювиальных (пойменных), пролювиальных и других, но отсутствуют на крутых склонах вулканов выше границы распространения растительности. Для них характерна параллельная слоистость облекания, в том числе горизонтальная.

Слои тефры разнообразны по гранулометрическому составу - от алевритового размера до лапиллиевых. Их разделяют прослои преимущественно алевропелитовые, в которых помимо тефры есть примесь терригенного материала. В некоторых районах в этих отложениях встречается и грубообломочный материал: пирокластические прослои содержат мелкие глыбы и вулканические бомбы 15-20 см в поперечнике (преимущественно обломки пемз и шлаков). Местами в толще почвенно-пирокластического чехла встречаются прослои эоловых отложений мощностью до 1 - 3,5 м. Общая мощность эоловых прослоев составляет иногда 40-50% всей мощности чехла. Указанные авторы отмечают, что более древние горизонты чехла имеют более выветрелый пирокластический материал.

Для почвенно-пирокластического чехла районов, значительно удаленных от вулканических центров, по наблюдениям указанных авторов, характерны следующие признаки: малая мощность чехла и небольшое количество пепловых прослоев; наличие пирокластики только среднего и кислого состава; прослеживание одного и того же разреза чехла на обширной территории (с сохранением количества пепловых прослоев и их мощности); идентичность разрезов чехла почти на всех формах рельефа. Таким образом, отложения этого типа могут быть использованы для корреляции и развития тефро-хронологического метода. Препятствуют этому (Мелекесцев, Краевая, Брайцева, 1969) два обстоятельства: 1) участие в строении чехла тефры разных вулканов, что затрудняет корреляцию отдельных прослоев тефры по их составу; 2) незначительный возрастной диапазон формирования чехла.

Однако при изучении вулканогенно-осадочных формаций, по-видимому, можно использовать для корреляции наличие горизонта этого генетического типа в целом. Поэтому мы считаем, что при изучении континентальных отложений в этих формациях выявление данного генетического типа может иметь большое значение для

корреляции разрезов; наибольший эффект получается, если это делать попутно с применением метода определения абсолютного возраста по органическим остаткам, заключенным в почвенных прослоях. Примесь органики и обугленных растительных остатков чаще встречается под наиболее мощными пепловыми горизонтами или же в их основании.

Тесно связаны с вулканическими процессами еще почвы, развивающиеся на гидротермально измененных породах (на образованиях первого типа данного класса); эти почвы по составу являются переходными между отложениями данного класса и образованиями почв третьей группы, но по процессу образования целиком относятся к последней.

Класс VIII. Болотные отложения кальдер

В этом классе в отличие от разобранных выше подача материала экзогенная (нарастание растительной биомассы), транспортировка отсутствует, а обстановка формирования (вулканическая кальдера) обусловливается вулканическими процессами. Последнее придает специфичность накапливающимся отложениям, а также делает невозможным их существование вне вулканической области. Это и послужило основанием для отнесения данного класса ко второй группе.

Мы выделяем в VIII классе пока лишь один генетический тип отложений, имеющих наибольшее практическое значение и вместе с тем чаще переходящих в ископаемое состояние. Это кальдерные торфяники, преобразующиеся в угольные пласты.

1-й генетический тип. Кальдерные торфяники

Известно, что для образования торфяных болот и накопления торфа необходим ряд условий: выровненность поверхности рельефа, затрудненность стока, гумидный климат и медленное прогибание поверхности, на которой развивается торфяник. Все эти условия могут существовать в вулканических кальдерных депрессиях, поэтому неудивительно, что там возникают торфяные болота, отложения которых могут превращаться в угольные пласты.

А.К.Матвеев (1970) выделил среди "атектонических" угольных месторождений даже особый тип месторождений, сформировавшихся в вулканических кальдерах. Примером может служить Вальбжихский угольный бассейн Польши, описанный К.Дзедзицем (Dziedzic, 1966). Признаки отложений этого типа – более или менее кольцеобразный контур и мощность, повышенная по сравнению с одновозрастной толщей на прилегающей площади бортов кальдеры. Не исключено, что угли этого типа будут более сильно метаморфизованы, чем одновозрастные угли того же района, но не связанные с вулканическими депрессиями.

Ряд признаков, обусловленных принадлежностью торфяника к вулканической области, делает отложения данного генетического типа сходными с отложениями торфяных болот VIII класса третьей группы (см. ниже). Однако формирование именно в вулканической кальдере придает этому генетическому типу особую специфичность, которая проявляется прежде всего в своеобразном парагенезе, нетипичном для отложений других торфяных болот. Это латеральные переходы в образования первой группы, в частности в пемзовые потоки; систематические прослои и примесь в торфянике (а следовательно, и в пласте угля) пеплового материала, большей частью мелкообломочного; особый комплекс примесей редких элементов, который обусловливается не только привносом их поверхностными водами, но и поступлением в составе гидротерм и фумарол, столь характерных для кальдер; большая мощность накопления растительной массы (при относительно небольшой протяженности), обусловливаемая длительным локальным опусканием дна кальдеры. Погружение в этой обстановке обычно происходит неравномерно, поэтому угли, относимые к рассматриваемому генетическому типу, должны иметь сложное строение и чередоваться с безугольными прослоями разной мощности (часто, возможно, сложенными пирокластикой). Сами угли, очевидно, будут иметь повышенную зольность и содержать по периферии примесь вулканотерригенных осадков, поступаю-

щих с бортов кальдеры (в том числе это могут быть обломки измененных газо-гидротермами пород). Площади, занимаемые такими торфяниками (угольными месторождениями) бывают достаточно большими. Например, Вальбжихский бассейн занимает территорию 13 × 9,5 км, границы его контролируются контурами кальдеры.

В угленосных толщах этого типа, по-видимому, также могут возникать свои циклы седиментации, но в них будет отсутствовать та закономерность, которая характерна для типичных угленосных седиментационных циклов (как в его подугольной, так особенно в надугольной частях). Можно полагать, что и характер разложения органического материала в торфяных болотах кальдер, и процесс углефикации здесь также имеют свои отличительные особенности. Очевидно, детальное изучение органического вещества и минеральных примесей в торфах и угольных пластах данного генетического типа позволит более точно установить диагностические признаки этих образований, но в настоящее время они мало изучены.

Класс IX. Отложения озер вулканических котловин

Здесь рассматривается седиментация только в тех озерах, которые возникают в вулканических котловинах и поэтому встречаются только в вулканических областях. Питаются эти озера не только атмосферными водами, но и за счет горячих источников и фумарол, выходящих из трещин по склонам кратеров и непосредственно на дне озер. Эти агенты, естественно, обусловливают специфичность состава озерных отложений. Таким образом, подача материала в озерные илы здесь в значительной степени эндогенная. Обстановка захоронения отложений также связана с вулканогенным ландшафтом. Поэтому отложения данного класса отнесены ко второй группе.

В этом классе мы выделили два генетических типа отложений в зависимости от обстановки их формирования, которая определяется характером вулканической котловины: 1-й тип – отложения кратерных озер; 2-й тип – отложения кальдерных озер.

1-й генетический тип. Отложения кратерных озер

Отложения этого типа описаны разными авторами (Власов, 1960; Леин, 1966; Аверьянов, 1969; Аверьянов, Храмова, 1969; Аверьянов, Тютрин, 1972; Williams, 1942; и др.) в современных озерах кратеров ряда вулканов (Эбеко, Билибина, Мутновского, Телага-Бодас, Вернадского, Буревестник и др.). Они хорошо изучены в кратере вулкана Эбеко.

По мнению И.П.Аверьянова и Г.Г.Храмовой (1969, стр. 79), "выделение кратерно-озерных отложений в самостоятельную группу пород околожерловой фации обусловлено прежде всего особенностями литологического состава и условий формирования этих толщ, отличающими их от обычных образований открытых или закрытых водоемов. Своеобразно и их геологическое положение в структуре вулканических построек, где они всегда пространственно тяготеют к современным и древним эруптивным центрам". Отложения этого типа тесно связаны с продуктами гидротерм и фумарол, и в частности с субвулканическими газо-гидротермальными образованиями, формирующимися в толще пород (см. ниже).

Данный генетический тип может быть представлен отложениями разного состава. Во-первых, это кластогенные отложения, в которых встречаются обломки и свежих, и сильно измененных пород (в особенности в результате газо-гидротермальной деятельности). Во-вторых, хемогенные отложения, являющиеся продуктом непосредственной подачи газами и гидротермами и результатом выщелачивания окружающих пород водами, стекающими в кратерное озеро. Хемогенные и кластогенные отложения могут встречаться изолированно, но чаще они встречаются совместно или следуют один за другим, образуя кратерно-озерные отложения смешанного состава.

В практическом отношении наибольший интерес представляют отложения хемогенные и смешанного состава, так как с ними связано формирование хемогенных

руд. В частности, в результате гидро-сольфатарной деятельности в кратерно-озерных толщах формируются отложения самородной серы, достигающие промышленных концентраций и образующие месторождения серы.

И.П.Аверьянов и Г.Г.Храмова (1969) в статье, специально посвященной кратерно-озерным отложениям, считают их общей особенностью обычное преобладание в нижних частях разреза мощных горизонтов слабосортированного крупноглыбового материала, представленного в основном сильно пористыми опалитами и кварцитами, образование которых тесно связано с интенсивным сернокислотным и солянокислотным разложением глыб и более мелкообломочной вулканокластики, слагающих внутренние стенки кратеров и насыпные вулканические конусы. Разложение материала продолжается и после попадания его в воды озера, обычно имеющие повышенную минерализацию и температуру. При эксплозиях в эти озера может попадать и неизмененная тефра, в том числе бомбы.

"Цементом крупных глыб является обычно псаммитовая фракция вулканокластического материала, сцементированная илистыми осадками, пропитанными сажеподобными сульфидами железа, самородной серой и коллоидным осадком кремнезема. Вверх по разрезу грубообломочные отложения обычно бывают перекрыты песчаными или даже илистыми осадками с характерной тонкой параллельной слоистостью. Последняя в значительной мере обусловлена климатическими изменениями сезонного характера, в результате которых происходит остывание и разбавление ультракислых растворов кратерных озер метеорными водами" (Аверьянов, Храмова, 1969, стр. 80). Изменение температурного режима и химического состава вод влечет за собой выпадение различных растворенных в них веществ.

Указанные авторы считают, что значительное ослабление или прекращение фумарольной деятельности в пределах кратерных депрессий, заполненных ультракислыми термальными растворами, обычно приводит к резкому понижению температуры воды озер и их опреснению. "Это в свою очередь вызывает нарушение химического равновесия растворов и влечет за собой выпадение обильных осадков коллоидного кремнезема и других растворенных соединений" (там же, стр. 80). В ископаемых толщах это фиксируется в виде маломощных (6–8 м) горизонтов тонкополосчатого плотного, иногда сливного опала, "бронирующего более грубообломочную терригенную часть кратерно-озерных отложений". По Г.М.Власову (1960), тонкополосчатые сливные опалиты могут использоваться в качестве маркирующих горизонтов.

Для отложений данного типа характерны текстуры облекания как крупного масштаба (облекающие склоны кратера и рельеф его дна), так и мелкие (тонкие слойки облекают включения обломков и глыбы, попавшие в озерный ил). Углы наклона слойков могут достигать 35–40° (оз. Горячее вулкана Эбеко).

И.П.Аверьянов и Г.Г.Храмова считают, что на распределение в озере терригенного (кластогенного.- *Л.Б.*) материала и на его гранулометрический состав влияют величина и форма озерной котловины, высота возвышающихся стенок вулкана, а также климатические условия. Кроме того, характерны переотложение уже накопившихся продуктов и периодичность осадконакопления, детально описанная Г.М.Власовым (см. ниже). В береговой части отложения кратерных озер смыкаются с отложениями временных потоков и лахар, впадающих в озеро. При поднятии уровня последнего они могут переходить в ископаемое состояние в виде радиальных полос и линз, расположенных по периферии озерной линзы.

Основой данного типа являются хемогенные образования, в частности они бывают представлены скоплениями самородной серы. Последняя поступает в осадок либо за счет серы, отложенной на внутренних стенках кратера, либо в виде зерен серы, образовавшихся при прохождении сернистых газов через толщу воды. При изучении илов кратерного озера вулкана Эбеко установлено, что наибольшие концентрации серы (до 75%) встречаются в прибрежной зоне (где она представлена фракцией меньше 0,25 мм). Ближе к центру кратерной депрессии размер зерен самородной серы увеличивается до 1 мм, но содержание ее снижается до 15–20%, т.е. изменение размера зерен обратно тому, которое наблюдается у терригенного материала (у берега фракция наиболее крупная, до 3 мм; ближе к центру мельче, меньше 0,25 мм). По данным А.Ю.Леина (1966), в ряде озер также наблюдается максимальная мощность серных илов на мелководье, уменьшение их с глубиной и полное выклинивание к берегам.

Для отложений данного типа характерны разнообразные текстуры нарушенной слоистости: микросбросы, изгибы, текстуры взмучивания, оползания, раздувы и др.

Г.М.Власов (1960) выделяет следующие типы кратерных озер: 1) холодные пресные в кратерах потухших вулканов; 2) горячие, с сильно минерализованной водой, в кратерах вулканов с продолжающейся газо-гидротермальной деятельностью; 3) промежуточный тип - холодные озера в недеятельных кратерах и кальдерах опускания, в которые имеется сток воды из соседних горячих озер. Наибольший интерес представляют отложения характерных для вулканических областей горячих кратерных озер. Г.М.Власов (1960) на примере оз. Хонто (о.Кунашир) и других показал, что приток поверхностных вод бывает почти вдвое меньше количества воды, вытекающей из озера; если учесть испарение, то становится ясным, что около половины водной массы озера обязано притоку вод ювенильных. Так как приток воды в озера значительно превышает ее убыль за счет испарения, то большинство озер имеет поверхностные (реже подземные) стоки, регулирующие постоянный его уровень. Следовательно, эти озера преимущественно проточные, что сказывается на текстуре донных осадков. Воды кратерных озер обычно сильно минерализованы, по составу относятся к сульфатным или сульфатно-хлоридным.

Материал донных отложений представлен различными осадками: хемогенными (вулканического происхождения), пирокластическими и кластическими (преимущественно вулканотерригенными). Таким образом, несмотря на поступление их в озеро различными путями, происхождением своим все они обязаны вулканической деятельности.

Собственно озерные хемогенные отложения представлены серой, черными сульфидами железа, различными сульфатами (алунит, гипс), опалом, а также продуктами химического разрушения горячими парами и газами боковых стенок кратера. Для слоистых отложений серы характерны разнообразные микропримеси: опал, сульфиды железа, алунит, гипс, а также определенные спектральным анализом Mn, Ti, Cu, Ni,Co,V, Sr,Ba,Zr, Cr,Sn. В слоях серы наблюдается одинаковая оптическая ориентировка кристаллов серы. Вместе с серой выпадает черный сажеподобный осадок сульфидов железа. Этот осадок слагает небольшие слойки и линзы внутри толщ серы, а также сосредоточивается в черных илах, обычно подстилающих серные залежи, где мощность его достигает 10 м. Опал,каолинит, алунит, гипс, барит и другие сульфаты в зернах наблюдаются в виде примеси к сере и сульфидам железа, а также (особенно опал) образуют цемент, соединяющий пирокластический материал. Опаловая пыль нередко скапливается в виде самостоятельных тонких слойков, подчеркивающих внутреннюю слоистость серных залежей.

Пирокластический материал в отложениях кратерных озер представлен преимущественно крупными фракциями, так как тонкий пепловый материал, попадающий в озеро, быстро преобразуется в результате большой химической активности озерной воды. В донных осадках могут быть встречены вулканические бомбы, мелкий шлак, а также белесоватая глиноподобная алунито-каолинитовая и алунито-опаловая масса, иногда слабо цементирующая пирокластический материал. Характерно, что большинство обломков кристаллов имеет как бы оббитые края и часто некоторую округленность.

Пирокластический пепловый материал поступает в озеро в результате транспортировки по воздуху выбросов соседних вулканов и частично смывается со склонов "своего" вулкана водными потоками. Обособленные крупные вулканические бомбы, выброшенные из соседних кратеров, нередко встречаются в очень тонких кратерно-озерных илах, нарушая их правильную тонкую слоистость. Пористая поверхность вулканических бомб в кратерно-озерных отложениях нередко обрастает щетками мелких кристаллов гипса, алунита или барита. Кроме того, в кратерно-озерных отложениях отмечены "пепловые оолиты" диаметром от нескольких миллиметров до 2-3 см, состоящие из вулканического стекла и обломков кристаллов. Очевидно, это отложения "пеплового града", описанные нами выше.

Кластический материал в кратерно-озерных отложениях представлен щебенкой и гравием, образующимися при разрушении крутых берегов кратерных озер. Берега сложены "белыми, иногда пестроокрашенными, сильно разложенными породами, в той или иной степени замещенными опалом, каолинитом, алунитом, серой и другими продуктами газо-гидротермальной деятельности" (Власов, 1960, стр. 97).

В краевые части озер могут попадать и крупные глыбы, а иногда даже материал ледникового происхождения. Мощности слоев, сложенных грубообломочным материалом, достигают нескольких метров, осадки песчаной и алевритовой размерности образуют более тонкие прослои и линзы. В слоях, сложенных обломочным материалом, наблюдаются мелкие кусочки серы, а также шарики желтой серы, похожие на просяные зерна, сферолитового строения; это застывшие капли жидкой серы, выброшенной с газами и перенесенной в озеро по воздуху ветром.

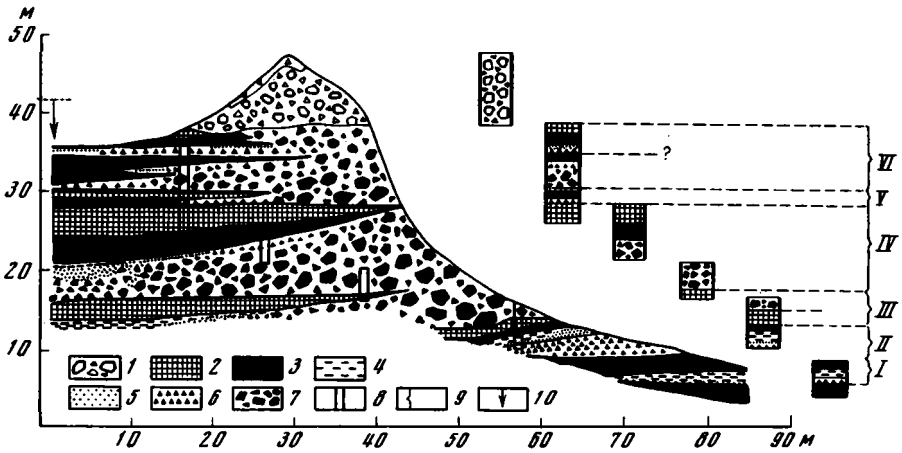
Характерно, что округленность мелких обломков (как кластических, так и пирокластических) обусловлена не столько их окатанностью при транспортировке, сколько химической коррозией. Поэтому, как отмечает Г.М.Власов, в отличие от обычных кластических осадков округленность обломков в кратерно-озерных отложениях увеличивается с уменьшением их величины. Своеобразие обломочных отложений кратерных озер заключается в цементации обломков химическими продуктами - серой, сульфидами железа, опалом, каолином, гипсом.

Перечисленные породы чередуются в озерных отложениях, причем отмечается их определенная ритмически повторяющаяся последовательность. По материалам Г.М.Власова (1960), в кратерно-озерных отложениях вулкана Эбеко мощностью 50 м можно выделить семь ритмов[1]. Каждый ритм состоит снизу вверх из кластического материала (внизу более грубого) - продукта эксплозий соседних кратеров, который перекрывается отложениями озерных осадков, выпадающих в результате фумарольной и гидротермальной деятельности; при этом внизу лежат слои и линзы сульфидного железа, а над ними - залежь серы. Общая мощность каждого из таких ритмов 2-10 м. Как видно на фиг. 28, внизу и вверху разреза ритмы имеют меньшую мощность, а некоторые неполные: в ритмах I и VI нет слоя серы. Характерно, что к краевым частям озера верхние, хемогенные, части ритмов выклиниваются, как бы подавляемые приносом кластического материала. В нижних, кластических, элементах ритмов отмечается еще своя, более тонкая внутренняя ритмичность, выражающаяся в периодической смене снизу вверх более грубого материала более тонким. Эта ритмическая сортировка образует ритмы мощностью в десятки сантиметров.

Внутри серных залежей отмечается тонкая слоистость (слойчатость), выраженная в чередовании очень тонких темных слойков сульфидов железа и несколько более толстых светлых слойков серы с примесью опала и обломков измененных пород (фиг. 29). Толщина слойков 0,5 - 0,8 мм. Эту слоистость Г.М.Власов считает сезонной: темные слойки образовывались зимой, а светлые - весной, летом и осенью. Это подтверждается еще и тем, что светлые слойки иногда почти полностью замещаются алевритовым или песчаным материалом. В главной серной залежи вулкана Эбеко было насчитано 3000 - 3500 таких слойков. Такого же типа слоистость пород была отмечена в осадках оз. Хонто (о. Кунашир).

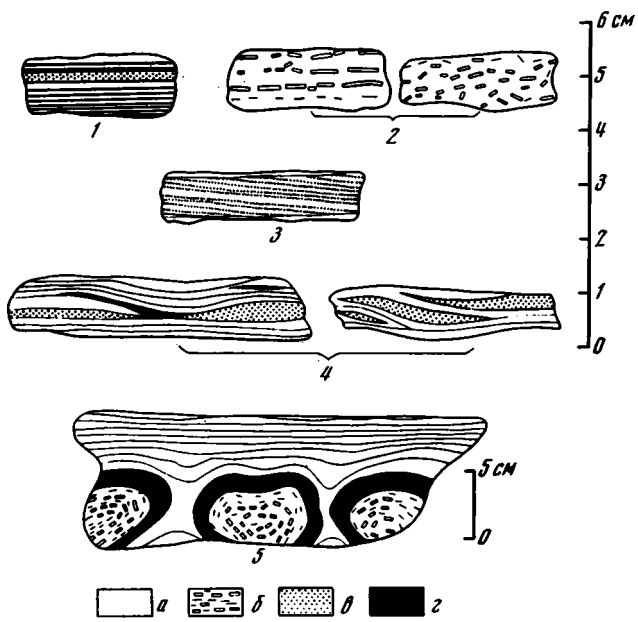
Тонкая внутренняя слистость пород, выраженная в чередовании слойков опала со слойками кластического материала, была отмечена в кратерно-озерных отложениях вулканов Мутновского, Билибина и др. Так, в озерных отложениях вулкана Мутновского описано чередование темных слойков толщиной 2-2,5 мм (сложенных опалом со значительным содержанием сульфидов железа, кристаллов пирокластов и литокластов) и светлых слойков толщиной 4,5 - 5 мм (состоящих из обломков кристаллов и лавы, частично окатанных и корродированных, погруженных в обильный алунито-гипсовый цемент). Очевидно, и здесь светлые слойки образовались летом, а темные - зимой. На вулкане Билибина (о. Парамушир) кратерно-озерные отложения состоят из переслаивания гравия и опала. На правобережье р. Ветровая (Камчатка) они представлены чередующимися миллиметровыми параллельными слойками: темными (сера с сульфидами железа) и светлыми (опал с мелкими зернами кварца). Таким образом, отложения кратерных озер представляют собой типичные ритмиты.

[1] Ритмичность в отложениях кратерных озер описана также И.П.Аверьяновым, Г.Г.Храмовой (1969) и др.



Фиг. 28. Разрез северо-восточной части верхнего кратера вулкана Эбеко (по Г.М. Власову, 1960)

1 – вулканические бомбы и шлаки кратерного вала; кратерно-озерные отложения: 2 – слоистые отложения самородной серы, 3 – слоистые отложения сульфидов железа, 4 – грубые илы (алевритовые), 5 – пески, 6 – гравий, 7 – скопления вулканических бомб; 8 – канавы и расчистки на склоне барранкоса; 9 – седиментационные ритмы; 10 – центр кратера. Справа разрезы канав и расчисток



Фиг. 29. Типы слоистости кратерно-озерных отложений (по Г.М. Власову, 1960)

1 – параллельная слоистость; 2 – нарушенная параллельная слоистость с разломанными хрупкими слойками; 3 – мелкая косая слоистость; 4 – волнистая слоистость; 5 – конкрециевидная текстура: а – самородная сера, б – обломки опаловых слойков, в – пески и алевриты, г – черные сульфиды железа

По форме слоистость кратерно-озерных отложений преимущественно тонкая, горизонтальная (см. фиг. 29), часто ритмическая. Кроме того, нередко встречается пологоволнистая и мелкая волнистая слоистость (см. фиг. 29, 3), обусловленная, по мнению Г.М.Власова, волнением придонных осадков в результате бурного выделения на дне газов или же ветровым волнением на мелководных участках озер. Поэтому здесь в отличие от обычных озер волнистая слоистость не является признаком мелководья, но может быть встречена и в отложениях центральных глубоких частей озер. Иногда были отмечены прослои толщиной 1-15 см, сложенные мелким кластическим материалом, со слоистостью, которую Г.М.Власов называет пологонаклонной косой. Он считает ее образование результатом действия струй водных потоков, впадающих в озеро. Эти прослои чередуются со слоями горизонтальнослойчатыми, сложенными хемогенным осадком. Наклоны косых слойков редко превышают несколько градусов. Ритмически сортированная горизонтальная слоистость возникает в кластическом осадке, который периодически поступает в озеро и выпадает на дно, как в отстойнике, сортируясь по размеру и весу.

Кроме слоистых текстур для кратерно-озерных отложений характерны текстуры нарушенной слоистости - взламывания и взмучивания, включения и оползания (Ботвинкина, 1962, 1965). На фиг. 29,2 показано, как хрупкие хемогенные слойки, разламываясь, иногда остаются почти на месте, а в других случаях несколько перемещаются (взмучиванием или оползанием), образуя брекчиевидную текстуру. Вулканические бомбы и их обломки (а также продукты обрушения берегов), падая в тонкий горизонтальнослоистый донный осадок, нарушают и сминают его слоистость, а затем сверху облекаются новыми слойками донного осадка. При наличии крутых склонов берегов и дна кратерных озер, а также сейсмичности области естественно возникновение в осадках оползневых текстур разного масштаба. Наконец, Г.М.Власовым была отмечена своеобразная текстура, названная им конкреиевидной слоистостью (см. фиг. 29,5). В толще слоистых осадков обособляются горизонты со "стяжениями" концентрически-слоистого строения, в которых видно частое чередование серно-опаловых слойков и слойков илисто-серного материала. Внешний, наиболее толстый, слой, облекающий эти стяжения, состоит из сульфидов железа. Такие стяжения облекаются вышележащими слойками с постепенным переходом к ненарушенной параллельной слоистости, что указывает на сингенетичность этих образований и седиментации. В других случаях в таких концентрически-слоистых образованиях отмечается чередование концентрических слойков серы и черных сульфидов железа. Г.М.Власов считает, что эта текстура образуется в результате взаимодействия на дне озера двух процессов - гравитационного осаждения химических и обломочных частиц и формирования концентрически-полосчатых текстур, свойственных коллоидам.

Нам кажется, что описанные выше стяжения скорее являются результатом оползаний, сопровождащихся формированием характерных шаров оползания. При этом уже несколько отвердевшие ранее более хрупкие опаловые слойки растрескиваются и разламываются. Возможно, эта седиментационная текстура подчеркивается еще некоторым перераспределением вещества в диагенезе, придающим шарам оползания сходство с конкрециями.

Горизонтальное залегание кратерно-озерных отложений может быть нарушено даже в результате давления поднимающихся эндогенных масс. Так, в кратерном озере вулкана Головнина на о.Кунашир, по В.И.Федорченко (1963), осадки нижней пачки озерных отложений близ контакта с экструзивным куполом резко задраны, запрокинуты и наклонены под углом 30°, а верхний слой озерных гравелитов изогнут в результате разбухания пропариваемых сольфатарными газами нижележащих рыхлых отложений.

Описанные выше особенности присущи отложениям преимущественно горячих кратерных озер активных вулканов. Что же касается холодных кратерных озер, то их отличительные признаки, как отмечает Г.М.Власов, пока еще остаются невыявленными.

Минеральный состав хемогенных отложений кратерных озер может несколько меняться и в зависимости от типа вулканизма, поставляющего вулканогенно-осадочный материал. Так, в кратерном оз.Альбано (Италия) отмечено накопление

кальцита. Однако текстурные черты, ритмическое строение, чередование хемогенного и кластического материала и ряд других признаков, очевидно, следует считать характерными для кратерных озер вообще.

Отложения холодных кратерных озер по составу осадков, по-видимому, будут уже ближе к озерным отложениям третьей группы. Здесь, вероятно, значительно меньшую роль играет хемогенное осадкообразование и преобладает чередование пирокластического материала, приносимого по воздуху, с продуктами размыва склонов, приносимыми водой. Кроме того, в них возможно появление биогенных отложений, в частности развитие диатомовых водорослей и образование диатомитов.

В толщах горных пород кратерно-озерные отложения встречаются в виде линз большей или меньшей величины: протяженность их преимущественно от нескольких десятков до сотен метров, мощность от единиц до десятков метров (реже до 100-200 м). К краям линзы ритмичнослоистые хемогенные или хемогенно-кластические отложения замещаются грубообломочными. Линзы большей частью бывают перекрыты достаточно мощными отложениями пеплопадов или лавовыми покровами, которые предохраняют эти осадки от разрушения. Кроме того, их сохранению способствуют опускания центральных частей вулканов. В противном случае у отложений кратерных озер мало шансов сохраниться и перейти в ископаемое состояние: они либо уничтожаются новым вулканическим взрывом, либо будут унесены вниз при прорыве озера, либо, если вулканическая активность прекращается, после заполнения кратера осадками будут уничтожены эрозией вместе с вершиной вулканического конуса. Все же поиски образований этого генетического типа могут представлять интерес, так как они являются местами накопления и появления месторождений некоторых полезных ископаемых (серы, диатомита и пр.). Кратерно-озерные отложения парагенетически связаны с другими образованиями прижерлового комплекса.

По составу отложений в данном типе выделяются три подтипа кратерно-озерных отложений: 1) кластогенные; 2) хемогенные; 3) смешанного типа. Последний подтип, очевидно, наиболее распространенный.

2-й генетический тип. Отложения кальдерных озер

Эти отложения изучены далеко не столь детально, как отложения горячих кратерных озер. Поэтому некоторые их признаки описываются лишь на основании косвенных данных. Возможно, при специальном изучении отложений кальдерных озер в дальнейшем выявится, что они представлены не единым типом, а несколькими генетическими типами, различающимися рядом признаков в зависимости от общей обстановки, в которой формировались осадки того или иного кальдерного озера, а также от происхождения самой кальдеры.

Возникновение кальдер соответствует, по мнению Г.М.Власова и А.Е.Святловского (1964), переломному моменту в развитии вулканов, после которого происходит резкое раскисление вулканических продуктов и развиваются газовая и гидротермальная деятельность.

Отличие озерных отложений кальдер от кратерных, во-первых, состоит в том, что их формирование зависит от типа вулканизма и его стадии. Во-вторых, в том, что размер кальдер в общем довольно большой и их диаметр достигает нескольких и даже десятков километров в поперечнике, вследствие чего протяженность осадков кальдерных озер может быть соответственно намного больше, чем кратерных. В-третьих, сама кальдера не обязательно имеет правильную более или менее округлую форму. Кроме того, она часто заполняется водой лишь в наиболее пониженных частях, так что образуется ряд озер; последние тем более могут быть весьма неправильной формы или же вытянутые в одном направлении вдоль общего понижения. В других случаях границы озер, если они совпадают с линиями разломов и тектонических нарушений, могут быть почти прямолинейными, как, например, некоторые озера на Гватемальском нагорье. Отсюда различие формы тел, сложенных отложениями кальдерных озер.

В-четвертых, за время существования кальдеры в ней могут неоднократно сменяться разные отложения: она может заполниться озером, на дне которого

будут накапливаться озерные осадки; последние могут быть перекрыты лавовыми либо пирокластическими потоками или же толщей пеплов, затем опять заполниться водой с формированием донных озерных осадков и т.д. Таким образом, в геологическом разрезе мы можем увидеть чередование лав, пирокластики и кальдерно-озерных отложений, которые при их достаточно большой протяженности иногда можно спутать с морскими осадками (особенно при островном ландшафте). Вообще комплекс отложений, заполняющих кальдеру, может быть весьма разнообразным. Так, кальдера Крид горы Сан Хуан в Колорадо (Steven 1964), имеющая форму почти правильного круга с диаметром 15-18 км, заполнена отложениями потоков и озер, вулканическим пеплом, травертинами (продуктами отложений горячих источников) и кварцевыми латитами пеплово-лавовой природы.

И.П.Аверьянов и Г.Г.Храмова (1969) считают, что на дне озер крупных кальдер (например, кальдера озера вулкана Тао-Русыр и др.), у которых нет активной межэруптивной газо-гидротермальной деятельности, осадки мало чем отличаются от накоплений обломочного материала на дне обычных крупных озер вулканической области, где возникают слоистые толщи гравелитов и полимиктовых песчаников. Однако принадлежность озера к такой своеобразной форме ландшафта, как вулканическая кальдера, придает все же своеобразие даже их кластогенному осадконакоплению.

Для кальдер вообще характерны большая глубина (до сотен метров) и крутизна внутренних склонов. Поэтому сложный и достаточно мощный комплекс осадков, накапливающихся в кальдере, будет как бы упираться" в склоны, обычно сложенные вулканическими породами, образуя при заполнении впадины своеобразный контакт. В ископаемых толщах кальдерные озерные отложения могут быть встречены гораздо чаще, чем отложения кратерных озер.

На первый взгляд, казалось бы, происхождение самих кальдер не имеет значения для седиментации в водоемах, возникающих на их территории. Однако от этого зависит дальнейшее развитие кальдер, что в свою очередь должно влиять и на озерную седиментацию.

Кальдеры взрыва образуются в результате разрушения и уничтожения центральной части вулкана взрывом большой силы. Диаметр их, как правило, бывает не больше нескольких километров, т.е. и по происхождению, и по размерам кальдеры взрыва близки к кратерам. Озерное осадконакопление в этих кальдерах по своему характеру также приближается к таковому в кратерных озерах и, таким образом, является переходным к предыдущему типу. Отметим, что отложения, подстилающие озерные, здесь будут более древними, чем в стенках кальдеры, и, следовательно, чем породы, попадающие в виде кластических обломков в озерные илы, что несколько отличает их от отложений в кальдерах обрушения.

Кальдеры обрушения формируются в результате опустошения магматической камеры и провала (или проседания) центральной части вулканического аппарата. Эти кальдеры достигают очень крупных размеров, и с ними обычно бывает связана серия разломов и перемещений горных пород различного масштаба. Дно впадин в этих кальдерах может лежать на различной глубине. Так, в кальдере Кракатау две впадины: глубина одной от 70 до 120 м, другой (с более пологим дном) - до 279 м (Williams, 1941). При столь неровном дне заполнение озерными осадками кальдеры, расположенной на суше, осуществляется сначала в серии разобщенных более мелких озер, которые затем могут сомкнуться и образовать единое крупное озеро. Но может быть и обратное явление: сначала кальдера заполняется одним крупным озером, а затем часть вод может быть спущена и тогда в кальдере останется ряд разобщенных более мелких озер, приуроченных к наиболее глубоким ее частям. В этих кальдерах отложения, подстилающие озерные, могут быть того же возраста (или моложе), чем в его берегах, и, следовательно, чем тот кластический материал, который попадает в донный ил с разрушающихся береговых склонов озера.

Мощность озерных осадков в кальдерах обрушения может достигать больших величин, так как кроме большой глубины этих кальдер для них характерны еще и дальнейшие неоднократные опускания дна. Например, глубина кальдеры Кракатау была отмечена в одном месте равной 88 м, а через некоторое время она увеличилась и стала здесь же более 270 м (Williams, 1941). Если такое проседание

происходит довольно медленно, то может образоваться мощная толща донных осадков примерно однородного строения. Если же оно происходит неравномерно, то в озерных отложениях мы увидим серию ритмов регрессивного типа с более или менее резкими границами, сложенных внизу более глубоководными осадками, которые кверху становятся более мелководными.

По составу и прочим признакам отложения озер в кальдерах обрушения, очевидно, имеют черты, близкие к таковым отложений обычных озер (третья группа), существующих в вулканической области с синхронным им вулканизмом.

Как отмечают многие исследователи, существует генетическая связь между формированием кальдер обрушения и выбросом большого количества пемзы. Последняя часто бывает стратифицирована (как, например, при формировании кальдеры вулкана Кракатау) и образует на площади, окружающей кальдеру, серии пемзовых покровов в десятки метров мощностью. Понятно, что если кальдера будет заполнена озерными осадками, то в ископаемом виде более или менее изометричное тело последних будет окружено пемзовыми накоплениями, лежащими на древней почве, коре выветривания или же на других континентальных образованиях, отвечающих стадии покоя, предшествовавшей вулканической активности. При этом примесь пемзы будет и в озерных осадках.

В кальдерах обрушения островных вулканов озерные осадки могут сменяться морскими при проседании кальдер и (или) при прорыве ее стенки морем (как было, например, у вулкана Кракатау). Кроме того, характер самих озерных отложений в кальдерах обрушения по текстуре, ритмическому строению, переслаиванию пирокластического и хемогенного материала и по ряду признаков может весьма напоминать морские отложения в подводных кальдерах. Поэтому различить их в ископаемых толщах нелегко. Одним из основных признаков различия, по-видимому, должен быть характер обломочного материала, поступающего в донный ил с боковых стенок кальдеры. У наземных кальдер он, очевидно, будет нести следы сильного разложения и изменения фумаролами и гидротермами. В морских же подводных кальдерах изменение это, надо полагать, не будет столь сильным и обломки боковых пород будут более свежими.

В кальдерных озерах при поступлении в них большого количества вулканогенного кремнезема развиваются обильные диатомовые водоросли, дающие материал для образования диатомитов. Примером может служить крупное кальдерное оз.Тоба на о.Суматра длиной 87 км, шириной 31 км и глубиной около 450 м. Осадки этого озера представлены преимущественно диатомитами. Кремнезем поступал в озеро, вероятно, не только из пепловых отложений, окружающих озеро, но и за счет фумарол, появление которых характерно для кальдер. Количество образовавшегося диатомита очень велико. В нижних частях он загрязнен примесью туфа и органического материала, а выше идет чистый диатомит мощностью в среднем около 0,8 м. Загрязненный диатомит имеет мощность от 2 до 9 м и занимает значительно большую площадь, чем чистый. И в том, и в другом диатомите есть песчаные и глинистые прослои, но в чистых диатомитах они значительно тоньше. Судя по приведенным фотографиям обнажений (Van der Marel, 1947), чистый диатомит тонкослойчатый (возможно, представляет собой ритмит). "Грязный" темный диатомит, по-видимому, имеет комковатую текстуру.

В "грязном" диатомите, очевидно, имеется бо́льшая или меньшая примесь тонкого пепла, присутствие которого в озерных отложениях этого типа вполне закономерно вследствие выпадения его из взвеси в воздухе и особенно в результате сноса рыхлых риолитовых пеплов в озеро с окружающей его суши. Такая примесь описана Э.С.Лебанидзе (1966) в третичных отложениях Закавказья.

Для некоторых вулканов, связанных с кальдерами, отмечается пелейский тип вулканических взрывов. При этом раскаленные тучи или лавины, естественно, могут втекать в озеро, расположенное в кальдере. Тогда в последнем возникают своеобразные отложения, имеющие сходство с отложениями палящих туч, но в то же время приобретающие и некоторые черты осадочных. Отложения эти формируются в результате быстрого осаждения и перехода в воде массы распыленных частиц во взвесь, выпадающую затем как любой кластический осадок (особенно, если озеро глубокое). Такие вулканогенно-осадочные образования двойственного генезиса иногда трудно отличить от отложений пеплопадов или от озерных лахар. Очевидно,

в основном их отличают оплавленность отдельных компонентов и особенно наличие следов быстрого остывания, "закаливания" (наиболее заметного на более крупных обломках), а также характерная сортировка от более грубозернистых частиц внизу до более мелких вверху внутри довольно мощного единого слоя.

Отложения озерных кальдер, в частности диатомовые и смешанного состава, при обмелении и зарастании озера могут перекрываться углистыми накоплениями кальдерных торфяников. После осушения кальдерно-озерных отложений на них развиваются почвы. Кальдерные озера описаны рядом исследователей (Шеймович, 1966; Яковлев, 1967; Мархинин, 1964; и ряд других). Однако подчеркнем еще раз, что отложения озер вулканических котловин и их специфика в целом изучены еще недостаточно, и поэтому нельзя с полной уверенностью говорить обо всем комплексе характеризующих их признаков. От пеплопадов они отличаются присутствием еще и иных осадочных отложений, в частности хемогенных и биогенных. Что касается их сходства с морскими отложениями, особенно с формирующимися в подводных кальдерах, то при отсутствии морской фауны отличить их бывает довольно трудно. Одним из основных признаков различия, как мы уже указывали, является степень разложенности обломков, попадающих в донный ил со стен кальдеры.

Отложения этого генетического типа весьма характерны для вулкано-палеогеографического кальдерного комплекса. В отложениях кальдерных озер выделяются подтипы, что и в предыдущем типе: отложения кластогенные, хемогенные и смешанного состава. Кроме того, здесь намечается еще и четвертый подтип - биогенные отложения кальдерных озер, занимающие иногда значительные площади. Возможно, что дальнейшие исследования дадут основание и для разделения типа на разновидности: отложения озер в кальдерах взрыва и в кальдерах обрушения, о некоторых особенностях которых мы упоминали выше.

ВТОРАЯ ПОДГРУППА. СУБМАРИННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

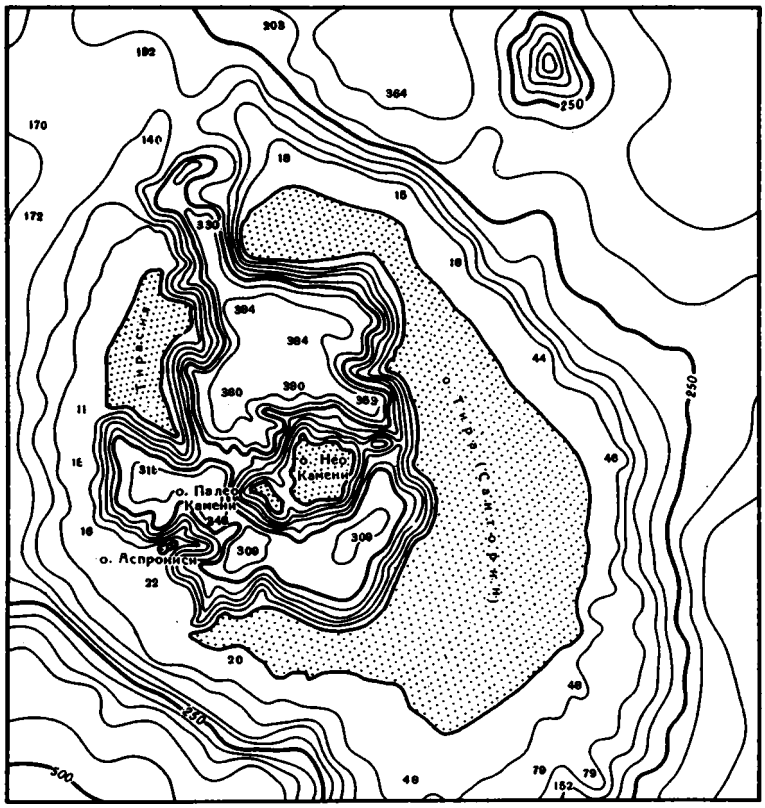
В этой подгруппе выделены шесть классов. Многие из них в той или иной мере аналогичны классам третьей группы, однако в отличие от последней здесь нет прибрежно-морских отложений, выделяемых в третьей группе. Это объясняется тем, что в прибрежно-морской обстановке существует столь активная гидродинамика, что подаваемый туда вулканогенный материал сильно перерабатывается, разбавляется осадочным и отлагается уже в составе генетических типов третьей группы, не формируя специфических вулканоосадочных образований.

Класс X. Отложения вулканогенных лагун

Отложения этого класса формируются в лагунах, появление которых обусловлено действием вулканизма (и поэтому встречающихся только в вулканических областях). В этом классе нами пока выделен один генетический тип - отложения лагун, возникающих в затопленных кальдерах. Вполне возможно, что в дальнейшем могут наметиться и другие генетические типы.

1-й генетический тип. Отложения кальдерных лагун

Отложения этого типа формируются в лагунах, возникающих в результате проникновения вод моря в образовавшуюся кальдеру, либо при затоплении кальдер береговых или островных вулканов при их погружении. Особенности этих лагун, во-первых, в том, что осадконакопление в них идет в основном за счет вулканогенного материала с примесью биогенного; во-вторых, эти лагуны не обязательно связаны с континентальной сушей и даже наоборот - часто могут образовываться на вулканических островах (о.Санторин, горячая лагуна в кальдере о.Богослов и др.). Поэтому в ископаемом состоянии такие лагунные осадки со всех сторон будут окружены морскими. Наконец, в-третьих, эти лагуны, как правило, глубоководные, что также сказывается на особенностях их седиментации.



Фиг. 30. Схематическая батиметрическая карта лагуны и моря вокруг о.Санторин (по Г.Ю. Бутузовой, 1969)

Осадконакопление в затопленной кальдере вулкана Санторин специально изучалось Г.Ю.Бутузовой (1967, 1968, 1969) и З.В.Пушкиной (1967, 1968). По материалам, полученным этими авторами, и дается описание данного генетического типа. Вулкан Санторин, принадлежащий Греческому архипелагу, в настоящее время находится в поствулканической стадии. Его кальдера представляет собой впадину, затопленную морем, от которого она отделена кольцом островов вулканического происхождения и более мелководными участками. Внутрикальдерная впадина образует крупную глубоководную лагуну, почти со всех сторон замкнутую и имеющую ограниченную связь с морем (фиг. 30); от нее отходят мелкие лагуны и бухты, врезающиеся в островную сушу. Рельеф дна кальдерной лагуны сложный, оно имеет три впадины (одна из которых достигает 390 м), разделенные более мелководными участками глубиной около 300 м.

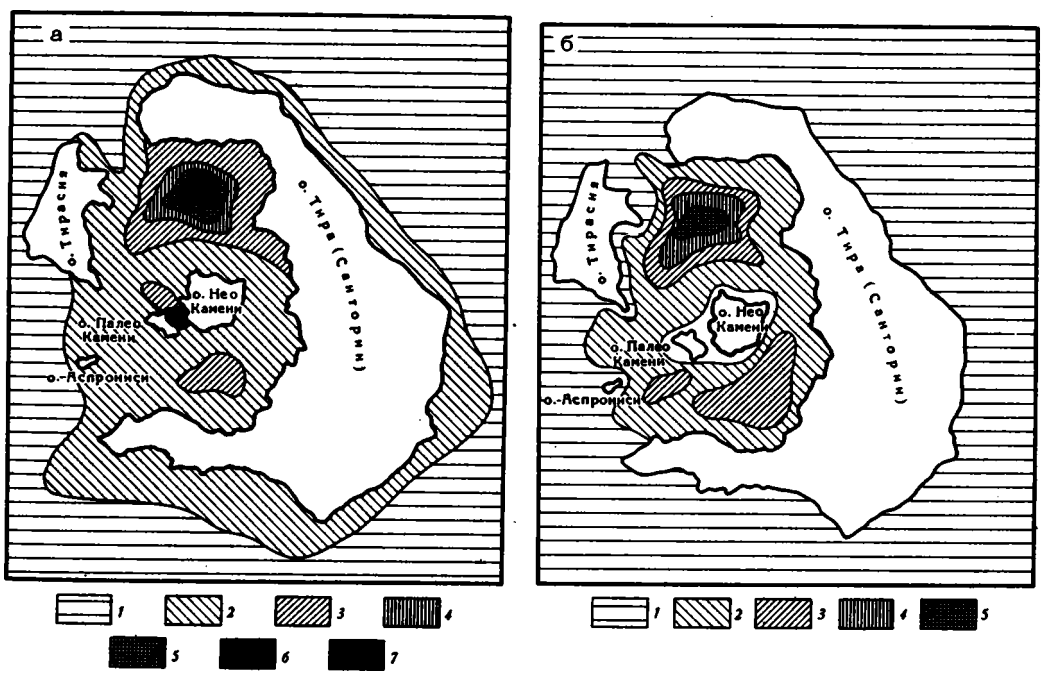
И на суше островов, и в подводной части имеются многочисленные выходы вулканических газов, наземные и подводные фумарольные поля. Донные отложения лагуны представлены в береговой зоне узкой полосой вулканотерригенных песков, основная часть площади занята крупноалевритовыми, а во впадинах – мелкоалевритовыми илами. Здесь же концентрируются железистые и марганцевистые осадки. Кроме того, мелкоалевритовые илы развиты в центральной части узкого северного канала, соединяющего лагуну с морем. В двух других каналах – раковинные илы. В морских отложениях, окаймляющих острова, снаружи развиты преимущественно раковинные пески (с содержанием кальцита от 10–30 до 50–70%). Далее идут нормальные тонкозернистые морские осадки. Для всех осадков лагуны характерна плохая сортировка, обусловленная генетической разнородностью слагающего материала, что вообще характерно для гранулометрического состава смешанных отложений вулканических областей (Мурдмаа, 1961). Минеральный состав обломочного материала, напротив, довольно однообразен, так как питание происходит за счет разрушения вулканического острова (сложенного преимущест-

венно лавами и туфами). Пески и алевриты на о.Санторин содержат обломки пемзы, покров которой на острове имеет мощность, изменяющуюся от 2–3 до 60 м.

В результате постэруптивной газо-гидротермальной активной деятельности в воды лагуны подается большое количество хемогенных веществ, которые мобилизуются там различно. Указанными авторами были отмечены по составу веществ две группы источников. Одни из них сернистые: они выделяют газы с резким запахом сероводорода, вокруг них образуется муть из самородной серы. Другие без серы, но содержат большое количество железа; эти эксгаляции, попадая в морскую воду, образуют тонкую железистую взвесь, окрашивающую воду в ржаво-бурый цвет. Было установлено, что пространственное расположение, интенсивность и даже состав термальных источников весьма непостоянны. После извержения и затопления фумарольных полей лавовыми потоками газовые источники обычно меняют места своих выходов, образуя новые фумарольные поля (Бутузова, 1958).

По данным З.В.Пушкиной (1967), к основным компонентам, обогащающим морскую воду над фумарольными полями, относятся железо, марганец, кремнезем и в очень небольших количествах фосфор. Железо поступает в бассейн в закисной форме в составе низкотемпературных углекислых гидротерм, при смешении с морской водой оно окисляется с образованием гелевидных хлопьев аморфной гидроокиси трехвалентного железа, выпадающих на дно; так формируется слой ржаво-бурого очень тонкого железистого ила (фиг. 31, а).

Г.Ю.Бутузовой были исследованы донные илы в мелких бухтах о. Нео Камени, расположенного в середине лагуны. Вблизи источников в одной из его бухт, в наиболее затишных местах, молшина железистого слоя достигает 60–70 см, далее она уменьшается до 40 см. Этот хемогенный осадок содержит примесь пеплового материала (в основном вулканическое стекло) и единичные крупные обломки пемзы, опаловые комочки и остатки кремневых организмов: разного вида диатомей, радиолярий и спикул губок.



Фиг. 31. Распределение (в %) железа (а) и марганца (б) в верхнем слое осадков Санторинской вулканической зоны (по Г.Ю.Бутузовой, 1969)

Для а: 1 – менее 4; 2 – 4–5; 3 – 5–6; 4 – 6–7; 5 – 7–8; 6 – более 8 (до 17,54); 7 – более 25 (руда).

Для б: 1 – 0,05–0,15; 2 – 0,15–0,20; 3 – 0,2–0,4; 4 – 0,4–0,6; 5 – более 0,5 (до 0,69)

Таким образом, при наличии благоприятной обстановки (затишных участков, глубоких бухт) часть рудного материала может осесть и захорониться в непосредственной близости от своего вулканического очага в виде линзы высококачественной руды, почти лишенной примесей. Однако основная часть железистых хлопьев разносится волнениями и течениями и распределяется во внутрикальдерных осадках в соответствии с законами гидродинамики и морфологией морского дна, максимально обогащая самые тонкие осадки впадин (Бутузова, 1967). Закальдерные илы железа почти не содержат.

Марганец около очагов выноса дает более низкие концентрации, так как вследствие большей геохимической подвижности он уходит за пределы фумарольных полей и оседает во впадинах, обогащая мелкоалевритовые илы (фиг. 31,б). Кроме гидротермальных растворов источником железа и марганца в кальдерной лагуне о.Санторин являются также твердые продукты вулканической деятельности.

Термальные растворы выносят большое количество кремнекислоты, но осаждение кремнезема происходит в основном биогенным путем в виде скелетов кремневых организмов (диатомей, спикул губок, радиолярий). Кроме того, в илах кальдерной лагуны отмечены (по сравнению с окружающими внешнюю часть островов морскими осадками) повышенные содержания фосфора, свинца и цинка. Содержание фосфора в илах кальдерной лагуны увеличивается вблизи пунктов высачивания гидротерм.

Из краткого изложения материалов Г.Ю.Бутузовой и З.В.Пушкиной видно, что кальдерные лагуны являются обстановкой, благоприятной для формирования в них рудных месторождений вулканогенного газо-гидротермального генезиса. В ископаемом виде отложения и руды этого генетического типа окажутся в окружении преимущественно морских отложений без ощутимого влияния сноса с суши. Не исключено при этом, что в подстилающих осадках могут быть обнаружены рудные концентрации примерно того же состава, образуемые "недошедшими" до дна лагуны фумаролами и гидротермами. Таким образом, отложения данного класса будут пространственно и генетически связаны с субвулканическими газо-гидротермальными образованиями, описанными ниже (XVI класс).

Надо думать, что подобное описанному осадкообразование в кальдерных глубоководных лагунах в значительной степени хемогенное, обязанное постэруптивной газо-гидротермальной вулканической деятельности, - случай, весьма характерный для морских вулканических областей прошлого, и рудные концентрации в вулканогенно-осадочных формациях в ряде случаев могут быть отнесены к описанному генетическому типу. От отложений субмаринных фумарольных полей их, очевидно, будет отличать присутствие вулканотерригенного материала, сносимого в лагуну с окружающей островной суши.

Класс XI. Субмаринные эксплозивные отложения

К отложениям этого класса относятся продукты эксплозий наземных и подводных вулканов, отлагающихся на дне моря, без существенных признаков их переработки в процессе транспортировки. В ископаемые толщи они переходят в виде пластов туфов разного состава, а иногда, при незначительной примеси осадочного материала, - в виде пластов ортотуффитов. Эти отложения теснейшим образом связаны с различными генетическими типами третьей группы.

Выше, при описании I класса, мы подробно разбирали особенности подачи и транспортировки продуктов эксплозий. Поэтому здесь остановимся лишь на тех чертах, которые придает этим отложениям субмаринная обстановка захоронения (а в некоторых случаях - и специфическая подача материала). У наземных пепло-падов существует один способ питания: эксплозивное действие наземных вулканов. В отличие от них материал, слагающий субмаринные эксплозивные отложения, имеет три источника вулканогенных продуктов: 1) наземные вулканы на континенте (особенно расположенные вблизи берегов), продукты эксплозий которых переносятся ветром[1] и частично выпадают над морем; 2) эксплозии островных

[1] Перенос водой не упоминается, так как при этом вулканокластический материал входит в состав уже иных генетических типов (см. выше).

вулканов, почти целиком поступающие в море; 3) эксплозии субмаринных вулканов, происходящие ниже уровня моря и полностью поступающие на его дно.

Пирокластический материал всех этих источников питания попадает в морскую воду. В ряде случаев он примешивается к иному осадочному материалу, входя в состав отложений различных генетических типов третьей группы, либо перемещается (течением или под действием силы тяжести), образуя отложения иных классов, либо, наконец, масса его уходит далеко от вулкана и даже за пределы вулканической области. Однако большие массы, почти мгновенно поступающие в бассейн, наличие на дне "удобных" мест захоронения на участках, не подвергающихся действию течений, и отсутствие разбавляющих масс осадочного материала создают возможности для субмаринного осаждения и дальнейшего перехода в ископаемое состояние продуктов эксплозий. И действительно, в составе вулканогенно-осадочных формаций мы встречаем прослои чистых туфов, происхождение которых нельзя объяснить иначе, чем выпадением пирокластики в виде субмаринных пеплопадов и камнепадов. При этом условия формирования эксплозивных отложений береговых и островных вулканов отличаются от условий, в которых происходят подводные эксплозии.

Кроме того, в ряде случаев отмечаются субмаринные отложения пемзы, перемещаемой в плавучем виде иногда довольно далеко от вулкана (Binns, 1967; Fiske, 1969; Sutherland, Olsen, 1968; и др.). В этом случае не всегда можно решить, относятся ли эти пемзы к данному или к следующему классу.

Таким образом, в данном классе можно выделить два генетических типа: 1-й тип – отложения аэрально-морских пеплопадов (преимущественно береговых и островных вулканов); 2-й тип – отложения субмаринных эксплозий (подводных вулканов).

1-й генетический тип. Отложения аэрально-морских пеплопадов

Пирокластический материал, выпадающий в море в результате эксплозий береговых и островных вулканов, может захороняться на различных глубинах и в разной обстановке – в прибрежной или в открытом море, но при одном условии – отсутствии активной гидродинамики, перерабатывающей этот материал. Материал рассматриваемого генетического типа в основном представлен вулканическим пеплом, так как более грубые продукты эксплозий оседают большей частью на склонах и у подножия вулканов, т.е. в данном случае преимущественно на суше, а наиболее тонкий пепел и пыль уносятся вдаль даже слабыми течениями (водными или воздушными) и поступают в виде примеси в отложения иных генетических типов. В ископаемом виде отложения этого типа представлены различными туфами – крупно-, средне- и мелкообломочными.

При осаждении пеплового материала к сортировке в субаэральных условиях (вулканической вертикальной и эоловой горизонтальной) здесь добавляются еще вертикальная сортировка при прохождении частиц через массу воды на дно моря, а иногда еще и дополнительная сортировка, осуществляемая при переносе материала во взвеси слабыми поверхностными морскими течениями. Таким образом, можно ожидать хорошую сортировку материала этих пирокластических осадков, причем компоненты последних не будут иметь следов окатывания и обработки.

Пространственное изменение гранулометрического состава в слое одного выброса то же, что и для наземных пеплопадов: ближе к вулкану материал более грубообломочный, с удалением он становится мельче. Однако при наличии кусков пемзы это соотношение может нарушаться, так как более плавучи крупные куски пемзы, которые поэтому могут быть отнесены дальше, чем мелкие. При наличии достаточно сильных течений, способных уносить пепловый материал, вокруг островных вулканов будет накапливаться только более грубая тефра, после литификации превращающаяся в крупнообломочные и лапиллиевые туфы (с примесью обломков и вулканических бомб).

Эти отложения будут чередоваться с морскими осадками – терригенными или биогенными. При пеплопадах береговых вулканов может случиться, что относительно более грубый пирокластический материал осядет вблизи берега, а пепел

того же выброса может быть унесен ветром в сторону суши, где он выпадет и вернется в море уже в какой-то степени обработанным наземными потоками в процессе транспортировки, получив при этом примесь терригенного материала. Таким образом, в этих условиях два слоя - грубообломочного туфа и тефроида (или туффита) - могут быть результатом одного пароксизма вулканической деятельности. В прибрежно-морской мелководной обстановке возможно также появление отложений пеплопадов с пепловым градом (см. описание I класса).

Островная суша обычно невелика и сложена преимущественно вулканическими породами, поэтому в отличие от продуктов эксплозий береговых вулканов континентов прослои пирокластического материала здесь чередуются с вулканотерригенными осадками, поступающими в результате разрушения вулканических островов. К ним зачастую примешиваются биогенные осадки и, в частности, продукты разрушения рифовых построек. Пример такого парагенеза осадков описал Д.В.Наливкин (1955, 1956).

Продукты аэрально-морских пеплопадов в непереработанном виде оседают по периферии вулканов преимущественно в углубленных участках морского дна, где нет активной гидродинамики. В такой же обстановке накапливаются и хемогенные вещества, поставляемые газо-гидротермальной вулканической деятельностью. Поэтому вполне закономерна смена отложений пеплопадов (туфов) хемогенными отложениями подводных фумарольных полей или же их переслаивание (вплоть до появления пород типа ритмов).

В соответствии со сказанным здесь могут быть намечены две разновидности: отложения островных и береговых вулканов.

2-й генетический тип. Отложения субмаринных эксплозий

Субмаринные эксплозии известны на относительно небольших глубинах - в пределах сотен метров (Лавров, 1964; Чайников, Репечка, 1966, 1967; Сузюмов, 1958; Thorarinsson, 1954; и др.). Может ли осуществляться эксплозивная деятельность у глубоководных вулканов? Вопрос этот пока остается дискуссионным. Рядом исследователей наблюдались подводные извержения, сопровождающиеся рождением новых островов, как, например, о.Сюртсей (около Исландии), при извержении вулкана Капелиньюш (Азорские острова), и др. Однако особенности их субмаринных отложений не описаны достаточно полно. Поэтому некоторые предположения о признаках осадка приходится делать исходя из особенностей подводного вулканического процесса.

Прежде всего газы, содержащиеся в расплаве, при наличии дополнительного внешнего давления воды, очевидно, будут освобождаться не столь резко, как в субаэральных условиях, поэтому под водой нельзя ожидать столь сильных эксплозий, как на суше. Но все же в результате некоторого падения внешнего давления в поднимающемся расплаве газы в нем будут расширяться, придавая ему большую подвижность и текучесть. Очевидно, здесь можно ожидать более подвижные лавовые потоки и вместе с тем меньшее количество пирокластики, тем более тонкой.

В отличие от отложений предыдущего типа вся тефра оседает здесь субаквально и таким образом формируются отложения и субмаринных пеплопадов, и субмаринных эруптивных камнепадов, при наличии же течений - преимущественно последние.

Наряду с этим здесь, возможно, образуется и гиалокластический материал (за счет остывания верхней поверхности лавы), который примешивается к пирокластическому.

При отсутствии разноса течениями вся пирокластика будет оседать вокруг вулкана, испытывая лишь одну вертикальную сортировку. При этом даже тонкая пирокластика как бы "прижимается" к своему вулкану (приурочиваясь к верхним частям отложений отдельного выброса). Слои пеплов с ритмической сортировкой здесь могут сменяться хемогенными отложениями подводных фумарольных полей, причем последние могут быть даже несколько смещенными дальше к периферии вулканического очага. При наличии же течений, наоборот, происходит резкая дифференциация вулканического материала по размеру частиц осадка (Чайников, Репечка, 1966, 1967).

Отложения этого генетического типа обычно переслаиваются с морскими осадочными разных типов, однако терригенной примеси здесь значительно меньше, чем в предыдущем типе, и осадочная составляющая будет представлена в основном биогенным или хемогенным материалом.

К данному классу в целом можно отнести также и продукты субмаринного разложения тонких пеплов, исходный материал которых столь изменен наложенными вторичными процессами, что их уже нельзя отнести к тому или иному типу данного класса. Таковы, очевидно, туфогенные аргиллиты, описанные А.А.Гавриловым (1967), М.А.Ратеевым (1968) и др. К этому же классу, по-видимому, можно отнести и те бентонитовые глины, которые образовались за счет разложения пеплов в морской воде. Очевидно, это один из типов бентонитов, выделенных Г.С.Дзоценидзе (1969) как подводно-морские, образовавшиеся за счет гальмиролитического разложения пеплов в условиях повышенной pH морской воды. Возможно, что материалы дальнейших исследований морских и океанических отложений (как ископаемых, так и современных) позволят разделить отложения, отнесенные к данному классу, в соответствии с окружающей обстановкой. Например, подразделения первого типа возможны в зависимости от субмаринной фациальной обстановки: шельф, котловинное море, островные дуги, рифтовая зона и т.д. Во втором типе, возможно, наметятся подтипы в зависимости от глубины эксплозий относительно уровня моря. Но в настоящее время таким материалом мы не располагаем.

Класс XII. Вулканогенный материал, переотложенный течениями

Отложения этого класса по текстурным признакам и условиям залегания аналогичны осадочным отложениям зоны течений (класс XIV третьей группы), от которых они отличаются структурой компонентов осадка и его вещественным составом. Это отложения преимущественно вулканогенные, сложенные в основном вулканическим стеклом с примесью кристаллов и обломков пород.

По происхождению переносимого течением вулканогенного материала мы выделяем здесь два генетических типа: 1-й тип – отложения перемещенного пирокластического материала; 2-й тип – отложения перемещенного гиалокластического материала.

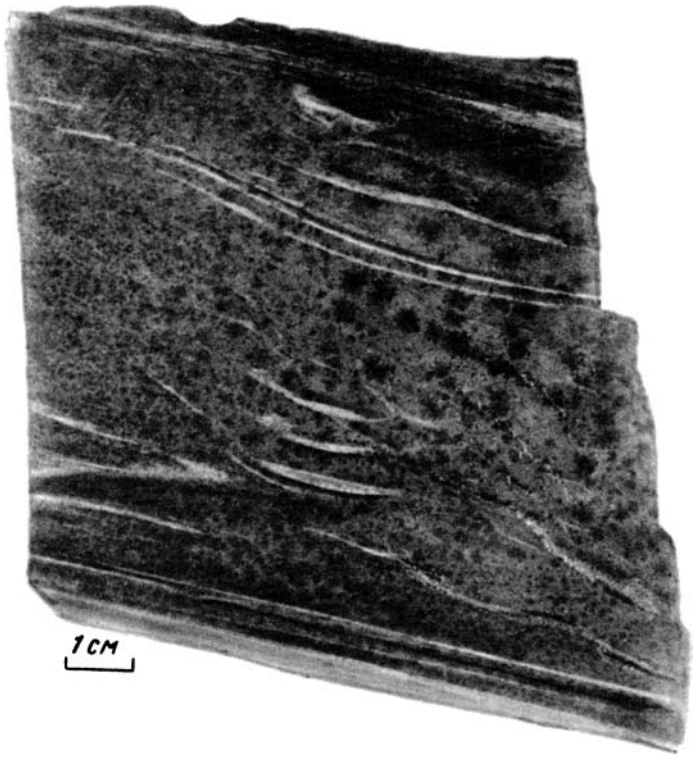
1-й генетический тип. Отложения перемещенного течением пирокластического материала

Отложения этого типа в пространстве как бы продолжают отложения предыдущего класса. В процессе транспортировки пирокластические фрагменты окатываются, сортируются, к ним часто примешивается чисто осадочный материал, вследствие чего эти отложения представлены уже преимущественно тефроидами (чистыми или с примесью иного осадка) и ортотуффитами, а также туфо-тефроидами, реже – туфами.

Текстуры, формируемые течением, – преимущественно косослоистые и косоволнистослоистые, может быть с прослоями горизонтальнослоистых; на поверхностях слоев могут быть видны знаки ряби, течения, борозды течения и др. (фиг. 32). Эти отложения вклиниваются в осадочные морские толщи и постепенно переходят в последние.

2-й генетический тип. Отложения перемещенного течением гиалокластического материала

Выше, при описании IV класса первой группы, мы подробно останавливались на условиях формирования гиалокластитов (или аквагенных туфов). Современными наблюдениями океанологов установлено, что масса гиалокластического материала, образующаяся на дне морей и океанов, разносится донными течениями, в результате



Фиг. 32. Волнистая и косоволнистая слоистость в морском витрокластическом туфе (девон, хр.Тарбагатай). Фото Л.Н. Котовой

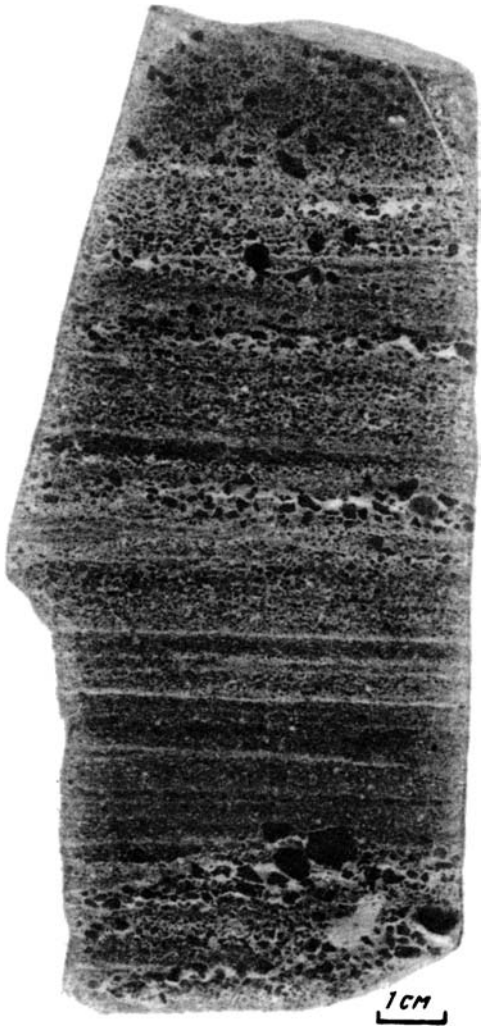
чего формируются гиалокластические туфы и тефроиды (фиг. 33), с трудом отличимые от витрокластических пепловых туфов и тефроидов.

Различить отложения двух типов этого класса, очевидно, можно главным образом по их пространственным парагенетическим связям: 1-го типа – с грубой тефрой, а 2-го типа – с подушечными брекчиями и лавовыми потоками. В случае невозможности отнесения к определенному типу эти отложения следует описывать в целом как класс – вулканогенный кластический материал, переотложенный течением.

Класс XIII. Подводный вулканогенный коллювий

Отложения подводного коллювия вообще более подробно будут описаны в третьей группе. К данному классу мы относим отложения только вулканического материала, перемещенного под действием сил гравитации. По существу процесса они сходны с описанными выше наземными отложениями тефрового коллювия первой подгруппы, но отличаются субмаринной обстановкой формирования. Последняя сказывается прежде всего в парагенетических соотношениях отложений данного класса с другими. Кроме того, водная среда обусловливает появление специфических образований, не отмечаемых в субаэральных условиях. Наконец, субмаринный коллювий по сравнению с наземным имеет значительно больше шансов перейти в ископаемое состояние и быть обнаруженным в составе геологических формаций.

Здесь выделены два генетических типа: 1-й тип – субмаринный тефровый коллювий оползания; 2-й тип – подушечнолавовый коллювий.



Фиг. 33. Отложения перемещенного гиалокластического материала базальтового состава в морском комплексе. Морские туфы и тефрогенный песчаник. Девон, Тарбагатай, левобережье р. Карабуги. Фото Л. Н. Котовой

1-й генетический тип. Субмаринный тефровый коллювий оползания

Большие массы пирокластического материала субмаринных и аэрально-морских эксплозий накапливаются на склонах вулканов и вершинах подводных вулканов. Крутизна склонов и разжиженное состояние тефрового осадка приводят, естественно, к его перемещению вниз по склону в виде оползней то более, то менее разжиженного рыхлого материала вскоре после его накопления. Подача материала здесь вулканическая, а перемещается он под действием сил гравитации. Такие отложения, скапливающиеся у подводных подножий вулканов, могут сформировать линзу значительной мощности и протяженности. По структуре они, безусловно, разнозернисты и после литификации будут иметь вид вулканических брекчий или агломератовых туфов, сложенных преимущественно пирокластическим материалом, но, возможно, с включением или с примесью материала донных осадков (в том числе биогенного). Текстура их неслоистая, беспорядочная или оползания. Отложения этого генетического типа могут подхватываться донными течениями, разноситься дальше и оседать в виде переотложенного пирокластического материала

предыдущего типа или в виде мутевого потока (тефротурбидита). Таким образом, отложения этого генетического типа являются как бы связующим звеном между отложениями XI и XV классов.

2-й генетический тип. Подушечнолавовый коллювий

В субмаринных отложениях были выделены оригинальные образования – скопления свободно лежащих шаров подушечных лав (не соединенных один с другим) и в каждом пункте весьма равномерных по величине независимо от размера. Бейли (Bailey, Halliday, 1963) предлагает несколько объяснений их появления: перемещение лавовых подушек по склону вулкана течениями; падение лавы в виде "капель" с крутого уступа дна; субмаринный взрыв с появлением распыленной лавы. Нам представляется наиболее вероятным первое (особенно, если лавовый поток был небольшой и узкий). Однако какова бы ни была первичная причина образования шаров, но если они накапливаются на крутом склоне, то совершенно естественно, что они будут перемещаться – скатываться вниз по склону и образовывать у его подножия скопления шаров, иногда целых, иногда расколотых, но уже оторванных от своего источника – родившего их лавового потока – и залегающих в виде линзы среди донных осадков иного генезиса. По составу это типичный вулканический материал, а по способу перемещения это уже своеобразные осыпи – особого типа коллювий, который мы назвали подушечнолавовым. Наличие его и степень распространения нуждаются в проверке.

Класс XIV. Образования субмаринных[1] фумарольных полей

Подача ювенильного материала в отложения данного генетического класса осуществляется двумя агентами, о которых мы уже говорили: гидротермами (как постоянными, так и периодически действующими) и фумаролами разного рода. При этом здесь невозможно разграничить, какая часть поступивших веществ принадлежит фумаролам, а какая – гидротермам, так как продукты тех и других поступают в общий баланс веществ, растворенных в воде или отложенных в толще субмаринных осадков. В ископаемых породах мы видим уже результат их совместного действия.

Нами выделяется здесь пока один генетический тип: вулканоосадочные субмаринные отложения фумарольных полей, формирующиеся на дне, как и обычные осадочные.

1-й генетический тип. Субмаринные отложения фумарол и гидротерм

Выше мы разбирали действие фумарол и гидротерм, а также образуемые ими отложения в наземных условиях. Но в субмаринной обстановке подача, а главное мобилизация эндогенных веществ имеют свои особенности; существенное отличие от наземных условий в том, что здесь все вещества, выносимые фумаролами, целиком попадают в состав воды данного водоема и таким образом могут быть полностью вовлечены тем или иным способом в процесс седиментации. О подаче таким путем различных веществ в морские осадки писали К. К. Зеленов (1963а, б, 1967) и другие исследователи. Однако мобилизация этих веществ и переход их в осадок происходят не всегда, а только тогда, когда не сказывается разбавляющее действие осадконакопления внутри самого бассейна. Это преиму-

---

[1] Субмаринные, т.е. находящиеся на морском дне, в отличие от подводных фумарольных полей, расположенных на дне озер на суше, осадки которых входят в состав озерных отложений.

щественно изолированные участки, например лагуны (см. описание X генетического класса) или же впадины и углубления в рельефе дна (впадины на шельфе, межрифовые лагуны, депрессии и др.). Поэтому отложения этого генетического типа являются аналогом отложений XVII генетического класса третьей группы, но представлены они специфическими образованиями. В вулканогенных отложениях здесь в той или иной мере обычно имеется примесь осадочного материала (хемогенного или биогенного) самого водоема, а также терригенного материала, приносимого с суши. Таким образом, отложения субмаринных фумарольных полей бывают представлены в ископаемом состоянии целым комплексом пород, из них к определяющим тип относятся: а) вулканохемогенные породы - различные руды (железные, марганцевые, полиметаллические и др.) и кремнистые породы; б) биогенные породы, преимущественно кремнистые (диатомиты, радиолярии, спонголиты), причиной появления которых в той или иной степени служит повышенное поступление кремнезема также вулканического происхождения, но перерабатываемого живыми организмами.

Кроме того, в отложениях этого типа встречаются: а) осадочные хемогенные и биогенные породы, преимущественно карбонатные; б) кластические вулканогенные породы - туфы (в этом комплексе большей частью тонкие и в подчиненном количестве); в) глины и глинистые породы двух родов: как терригенные, так и образующиеся за счет подводного разложения тонких пеплов (туфогенные); г) терригенные кластические отложения (в том числе и вулканотерригенные). Они присутствуют главным образом в отложениях прибрежных фумарольных полей.

Появление повышенных концентраций какого-либо элемента в этой обстановке может иметь различные причины. Иногда они будут возникать и изменяться в зависимости от фациальной обстановки, в других случаях этой связи не отмечается и они формируются, как бы налагаясь на фациальный фон, и тогда могут изменяться даже при сохранении неизменной фациальной обстановки.

Породы, относящиеся к данному генетическому типу, чаще залегают в виде линз то большей, то меньшей протяженности. Материал вулканогенный и вулканогенно-осадочный здесь приобретает текстуры, свойственные осадочным отложениям. Особенно это относится к обломочным породам, которые обязательно будут присутствовать в виде слоев, прослоев и линз среди хемогенных отложений (или в виде примеси к последним).

Н.М.Страхов (1963) считает, что различие в характере эксгаляций и гидротерм в наземных и подводных условиях вообще является главным отличием наземного вулканизма от вулканизма подводного. Он подробно разбирает процесс выноса различных элементов и их последовательность исходя из фактических наблюдений, произведенных на суше, а также из теоретических рассуждений. Н.М.Страхов (1963, стр. 407) указывает на следующие черты формирования субмаринных отложений, отличающие их от наземных: 1. "В подводных условиях эксгаляционный материал практически полностью осваивается водной массой морей и создает достаточно интенсивное аутигенное породообразование вблизи вулканического очага". 2. В подводной обстановке отсутствуют условия для циркуляции вод и возникновения вадозных гидротерм. "Отсюда отсутствие или крайняя редкость обеленных зон в подводно-вулканических постройках" (там же, стр. 408). 3. "При обширности очагов и длительности их деятельности количество вынесенного материала (железа, марганца, кремнезема) становится огромным ... Это доказывает, что аутигенные накопления внутри морских вулканических формаций должны иметь свой источник в магматических очагах, длительно отдававших вверх свою воду, летучие и растворимые в воде компоненты" (там же). 4. "В подводно-морских вулканических комплексах осадочно-аутигенное породообразование количественно выражено несравненно сильнее, а качественно разнообразнее, чем в наземных условиях" (там же). 5. Здесь помимо цементации туфов кремнеземом, карбонатом кальция и железистым цементом возникают рудные накопления железа, марганца, меди, свинца и цинка со многими сопровождающими их элементами, фосфора, кремнезема; характерно образование сульфидов. По мнению Н.М.Страхова, одной из важных черт вулканогенно-осадочного процесса является объединение минеральных ассоциаций, порознь свойственных различным климатическим типам породообразования.

К сожалению, пока имеется очень мало наблюдений над особенностями седиментации в областях подводных субмаринных современных фумарольных полей и по изучению илов, окружающих вулканические очаги. Что же касается многочисленных указаний на связь ряда ископаемых отложений с подводной фумарольно-гидротермальной деятельностью, то эти соображения об их генезисе часто делаются не на основании непосредственных признаков пород, а исходя из общей геологической обстановки. Те скудные фактические данные, которыми мы пока располагаем, относятся преимущественно к прибрежно-морской области седиментации. Здесь осадки формируются в частично отделенных от моря водных бассейнах - лагунах подводных кальдер и др. (см. выше). Сведений о такой седиментации на морском дне в удалении от берега еще меньше. Между тем в вулканогенно-осадочных формациях различных геологических эпох мы встречаем отложения, по-видимому, обязанные своим происхождением эксгаляционно-гидротермальной вулканической деятельности и при этом сформированные, несомненно, в открытом море (так как они не имеют никаких признаков, указывающих на влияние близлежащей суши).

На основании имеющихся сведений в этом рассматриваемом типе можно наметить два подтипа отложений: 1) прибрежных субмаринных фумарольных полей; 2) субмаринных фумарольных полей открытого моря, более или менее удаленных от береговой линии суши. Различие отложений этих подтипов обусловливается не столько вулканогенной подачей материалов, сколько поверхностной обстановкой его осаждения. Характеристика типа основана главным образом на описании второго подтипа.

Первый подтип. Отложения прибрежных субмаринных фумарольных полей. Эти отложения формируются там, где еще в значительной степени сказывается влияние суши, т.е. на шельфе или в условиях островного ландшафта. Это влияние выражается прежде всего в том, что к ювенильному хемогенному материалу в большем или меньшем количестве примешивается материал, поступающий с суши: обломочный - терригенный и пирокластический, а также приносимый в виде растворов как обычными водными артериями, так и наземными горячими источниками, столь характерными для областей активного вулканизма. В итоге вещества, поступающие за счет наземной и подводной вулканической деятельности, оседают совместно.

Обязательными признаками этого генетического подтипа будут сложный смешанный, иногда резко гетерогенный состав пород, а также частое их переслаивание и чередование; типично присутствие в том или ином количестве терригенных отложений; возможно смешение различного состава продуктов, поставляемых вулканизмом. При островном ландшафте большую роль будет играть примесь вулканотерригенного материала. Таким образом, отложения данного подтипа весьма сложны и по составу, и по текстурам, и по взаимоотношениям слагающих их компонентов. Диагностика их разработана недостаточно, поэтому определение генезиса этих отложений пока затруднительно.

Второй подтип. Отложения субмаринных фумарольных полей открытого моря. Эти отложения, более или менее удаленные от берега, формируются обычно на достаточно больших глубинах. Здесь влияние наземного сноса оказывается значительно меньше, а иногда оно и вовсе отсутствует. При определенных благоприятных условиях здесь могут накапливаться преимущественно хемогенные осадки, в том числе рудные, поэтому отложения данного генетического подтипа представляют исключительный интерес. Вместе с тем, несмотря на их огромное практическое значение, особенности и признаки этих образований изучены далеко недостаточно; в связи с этим некоторые черты указываются пока лишь предположительно.

Основным условием хемогенной садки, особенно чистого несмешанного материала, является наличие в море "изолированных" участков, где в придонной части возможны повышенные концентрации тех или иных элементов. Такими благоприятными участками являются впадины морского дна, межрифовые углубления, подводные кальдеры, где отсутствуют волнения и течения и на дно поступают все новые и новые порции эндогенных веществ - продуктов фумарольно-гидротермальной деятельности подводных вулканов. Так как вулканизм здесь целиком подвод-

ный, то в осадках должна проявляться определенная последовательность, обусловленная стадиями вулканического цикла; поэтому отложения фумарольных полей чаще будут перекрывать слои туфов (или переслаиваться с последними), чем содержать примесь пеплового материала. К вулканохемогенным отложениям здесь почти всегда в той или иной степени будет примешиваться материал, рожденный в самом водоеме - хемогенный (главным образом карбонатный[1]) и биогенный. При этом последний частично продуцируется той же вулканической деятельностью. Так, например, скопление диатомовых водорослей, радиолярий или кремневых губок может быть вызвано повышенным содержанием в морской воде кремнезема, поступающего в результате фумарольно-гидротермальной деятельности. Такой пример приведен Г.С.Дзоценидзе (1965б), который доказывает, что мощные залежи спонголитов в олигоцене в полосе Чиатура - Аджамети могли возникнуть только в результате дополнительной подачи вулканогенного кремнезема: усиленную садку его в олигоценовом море можно объяснить подачей гидротермами в фумарольно-сольфатарную стадию интенсивного палеогенового вулканизма.

Очень интересен материал, полученный при изучении современной седиментации на дне Красного моря (Miller a.o., 1966; Войтов, 1967; Хворова, 1968; Батурин и др., 1969; Смирнов, 1969). В середине дна проходит вытянутая рифтовая долина, в которой на глубине более 1800 м обнаружены глубокие впадины (до 2600 м); площади двух из них равны 10 и 60 км^2. Они представляют собой гидродинамически изолированные системы, в которых отсутствует механическое перемешивание воды. Во впадинах (фиг. 34) были обнаружены горячие минерализованные рассолы, а также железисто-кремнистые осадки, отличающиеся от осадков вне впадин. Содержание солей в рассолах намного выше, чем в морской воде, в основном это NaCl, кроме того, они обогащены железом, цинком, медью, марганцем и кремнеземом.

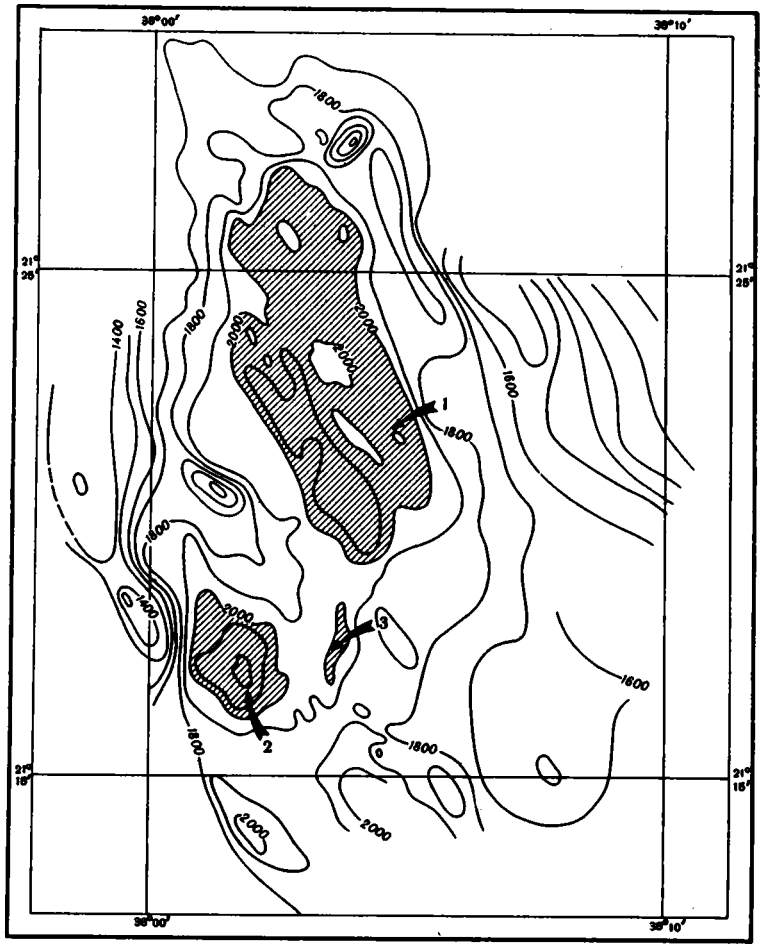
Осадки этих депрессий представляют собой темные или пестрые гелеподобные кремнисто-железистые илы, в некоторых слоях отмечены сульфиды железа. Характерно высокое содержание цинка, меди, свинца. Терригенный материал здесь отсутствует. Комплекс тяжелых металлов в осадках и в рассолах примерно одинаков. По содержанию редких элементов осадки разных впадин несколько различаются. Полученные данные приводят к выводу, что рассолы и осадок имеют общее происхождение. По поводу последнего было высказано несколько различных предположений и дан их анализ (Батурин, Коченов, Тримонис, 1969). Здесь на дно моря по разломам и сбросам поступают термальные воды, выносящие из недр ряд элементов. Разломы, системы которых прослеживаются на суше вдоль берегов Красного моря, явились очагами проявления третичного вулканизма. К ним приурочены как современные выходы термальных источников, так и следы фумарольной деятельности. С разломами связаны многочисленные гидротермальные месторождения марганца, железа, свинца, цинка и меди, т.е. комплекса металлов, который характерен для рассолов Красного моря. В связи с этим весьма вероятно, что металлы на дне Красного моря имеют то же происхождение, что и в месторождениях на его побережье (Батурин, Коченов, Тримонис, 1969).

По-видимому, можно полагать, что отложения впадин на дне Красного моря аналогичны отложениям субмаринных фумарольных полей. Но даже если это не так, то во всяком случае из этого примера видно, что хемогенные вещества, подаваемые в депрессии морского дна, могут создавать там повышенные концентрации на достаточно большой площади и в достаточно большом интервале мощности осадков. Так, с учетом только верхней 10-метровой толщи осадков подсчеты показали, что запасы железо-полиметаллической руды в одной из впадин составляют около 130 млн. т. При этом, по данным сейсмического зондирования, мощность рыхлых осадков во впадинах превышает 100 м (Батурин, Коченов, Тримонис, 1969).

Учитывая объемы веществ, подаваемых на дно моря газо-гидротермальной вулканической деятельностью, которые могут сохраняться во впадинах дна, становит-

---

[1] Кремнистые отложения, столь характерные для этого генетического типа, мы относим в данном случае в основном к вулканохемогенным.



Фиг. 34. Батиметрия и расположение впадин с горячими рассолами в Красном море (по Г. Н. Батурину, А. В. Кочеову, И. С. Тримонис, 1969)

Впадины: 1 – Атлантис II; 2 – Дискавери; 3 – Чейн

ся очевидным, какое большое значение имеют изучение и выявление диагностических признаков этих отложений.

Одним из примеров отложений данного подтипа, обнаруженных в ископаемых толщах, по-видимому, могут служить марганцево-железорудные месторождения Атасуйского района в Казахстане. Как показали наши исследования (Соколова, Ботвинкина, 1965), там на фоне неизменно морского осадконакопления, представленного преимущественно карбонатными отложениями открытого моря нормальной солености и более глубоководными морскими отложениями сложного глинисто-кремнисто-карбонатного состава, появляются вулканохемогенные осадки (кремнистые, железистые, марганцевые), связанные с наиболее глубоководными (для данной области) морскими осадками, вероятно, отвечающими углублениям морского дна (впадинам, межрифовым углублениям и т. п.). Эти понижения дна приурочиваются к линиям разломов, которые, очевидно, и послужили каналами, подводящими ювенильный материал.

Для этих отложений характерно, что седиментация осадка происходила в очень спокойных условиях, без перераспределения его на дне волнениями или донными течениями, причем рудные накопления возникали на одном и том же фациальном фоне. Разнообразие состава пород и их текстур обусловливается влиянием вулканизма – пульсационное поступление в осадок материала вулканического происхож-

дения (как пирокластического, так и хемогенного) послужило причиной формирования ряда пород разного генезиса. Железные и полиметаллические руды включены в толщу кремнисто-карбонатных пород (общей мощностью около 600 м) с подчиненными прослоями туфов и туффитов. Период рудонакопления совпадал с этапом максимальной активизации вулканической деятельности. Однако рудные концентрации возникали не в непосредственной близости к вулканическому очагу, а в зоне выклинивания лав и туфов т.е. по его периферии.

Для данного генетического подтипа, очевидно, вообще характерно появление повышенных концентраций каких-либо элементов обычно без параллельного изменения фациальной обстановки: при седиментации в условиях открытого моря и на достаточно больших глубинах. Отсутствие зависимости рудонакопления от смены фациальных условий - весьма существенное свидетельство в пользу того, что оно происходило в результате поступления вулканогенного материала, в чем состоит коренное отличие вулканогенных руд этого типа от руд экзогенного осадочного происхождения, появление которых обычно сопровождается бо́льшим или меньшим изменением условий в области осадконакопления.

Связь этого подтипа с определенными фациальными условиями сказывается лишь в наличии участков дна, на которых был затруднен обмен веществ со всей водной массой моря, вследствие чего вещества, поступающие за счет гидротермально-фумарольного выноса из недр вулкана, могут перейти в донный осадок. Фациальный контроль придает им некоторое сходство с собственно осадочными отложениями.

Залегают отложения донных фумарольных полей открытого моря более выдержанными слоями или же в виде вытянутых линз и занимают значительно бо́льшую площадь, чем отложения первого генетического подтипа. Состав одного и того же пласта может изменяться на площади по соотношению слагающих его компонентов в значительно большей степени, чем это отмечается для слоев чисто осадочного происхождения.

Среди отложений субмаринных фумарольных полей открытого моря по мере углубления наших знаний, по-видимому, также будут выделены различные разновидности, но в настоящее время данных для этого пока недостаточно. Можно лишь предположить, что отложения фумарольных полей в углублениях вулканического происхождения (например, подводных кальдерах) и в углублениях на дне иного происхождения (например, в глубоководных впадинах, в межрифтовых углублениях) будут несколько отличаться и по составу (главным образом в отношении примеси осадочной составляющей), а также, может быть, и по текстурам, и по особенности стратификации, выраженной в определенной последовательности наслоения, но пока конкретного материала для этого нет.

Текстуры отложений субмаринных фумарольных полей разнообразны, причем, по-видимому, несколько различны в разных подтипах. Преобладающие текстуры - горизонтальнослоистая, неслоистая (как однородная, так и неоднородная) и линзовидная. Весьма характерны седиментационно-диагенетические и собственно диагенетические текстуры: конкреционная, петельчатая, желваковая, линзовая и др.

Для отложений данного типа могут быть характерны также оползневые текстуры (разного масштаба), вызываемые сейсмическими толчками, свойственными вулканической области. Кроме того, возможно временное движение воды в прилонных участках, обусловленное "встряхиванием" дна.

Эти движения могут образовывать в донных осадках текстуры взмучивания и "встряхивания" а также текстуры на поверхности осадка, напоминающие рябь волнений или течений, но по сути не имеющие ничего общего с той рябью, которая возникает в осадке в прибрежной зоне под влиянием волновых движений воды. Наконец, выделения газов на дне моря также нарушают правильную слоистость осадка. Поэтому в области субмаринных фумарольных полей может возникнуть неправильно горизонтальная слоистость, весьма напоминающая пологоволнистую. При последующих преобразованиях породы эта волнообразно изогнутая текстура может быть еще более подчеркнута и станет похожей по форме на волнистую слоистость ряби волнений, возникающую в условиях относительного мелководья. Однако в отличие от последней описываемая волнообразная текстура может сформироваться на различных глубинах, в том числе и достаточно больших.

Седиментации подводных фумарольных полей, по-видимому, присуща частая периодичность, возможно, обусловливаемая периодичным пульсирующим характером эксгаляционно-гидротермальной деятельности. (На суше мы видим много примеров периодичности действия гидротерм.) Именно поэтому для рассматриваемой области, очевидно, будут характерны своеобразные породы смешанного состава - ритмиты.

Нами было отмечено, что появление ритмитов сопровождает вулканическую деятельность, причем наметилась определенная последовательность пород, одинаковая и во времени (видная в разрезе), и на площади: туфы - ритмиты - концентрация полезного ископаемого (железа, марганца). Следовательно, ритмиты являются породой, переходной от туфов к рудам. Однако, всегда ли бывает так или же такая последовательность присуща только определенным условиям, - это необходимо проверить на ряде месторождений вулканогенно-осадочного генезиса. Кроме появления ритмитов периодичность осадконакопления в этих областях проявляется в возникновении вулканогенно-осадочных циклов. В качестве примера можно указать на цикличность, описанную в Атасуйском районе (Таранушич, Щибрик, 1971).

Отложения описанного генетического типа могут занимать довольно большие площади, расположенные вокруг вулканов, причем не только вблизи, но и на некотором удалении от вулканических очагов. Таким образом, в вулканогенно-осадочных формациях вулканогенные руды часто могут не обнаруживать явной и непосредственной связи с вулканическими породами, представленными лавами или туфами, которые обычно располагаются ближе к вулканическим центрам.

Отложения этого типа связаны преимущественно с завершающим этапом вулканического цикла, поэтому на территории, расположенной даже близко к вулкану, отложения фумарольных полей будут завершать серию отложений, представленную собственно вулканическими образованиями. Таким образом, они в разрезе опять-таки как бы "отрываются" от собственно вулканитов.

В других случаях хемогенный материал, поставляемый фумаролами и гидротермами на дно моря, может пропитывать рыхлый донный осадок, цементируя его или же образуя в нем отдельные скопления (которые затем еще перераспределяются в ходе диагенеза). Если при этом донный осадок сложен не пепловым, а терригенно-обломочным материалом (например, на прибрежных фумарольных полях), то найти несомненные признаки вулканического происхождения таких рудных накоплений очень нелегко и генезис их часто трудно определить.

В работах Г.С.Дзоценидзе (1965а, 1969) приводятся многочисленные примеры субмаринного образования осадочных пород и руд в результате подачи ряда элементов в газо-гидротермальную стадию вулканизма. Можно считать, что отложения данного генетического типа - одни из наиболее интересных с практической точки зрения. Возможно, в результате дальнейших исследований окажется более целесообразным подразделить отложения данного класса в целом на несколько генетических типов, но не по обстановке формирования отложений, а по особенностям подачи материала, обусловленной различными типами и стадиями газо-гидротермальной вулканической деятельности, с которыми связывается подача разных элементов. Поэтому выделение здесь одного типа и его подтипов следует рассматривать лишь как предварительную классификацию.

Класс XV. Отложения областей аккумуляции перемещенных масс тефры

Субмаринные отложения данного класса формируются на морском дне из вулканического материала, подаваемого туда различными течениями (водными и воздушными). Следовательно, условия их залегания, текстурные и другие признаки, определяемые способом транспортировки и обстановки захоронения, сходны у них с таковыми осадочных образований. Кроме того, отложения этого класса могут отрываться от своей вулканической области и даже уходить далеко за ее пределы. Все это сближает их с отложениями третьей группы. Однако вулканогенная подача основной массы осадков придает этим отложениям ту специфичность, которая

позволяет отнести их еще к отложениям второй группы. Поэтому образования данного класса являются как бы переходными между этими группами.

В этом классе выделяются два генетических типа: 1-й тип – отложения тефровых мутевых потоков (тефротурбидиты); 2-й тип – телепирокластические отложения.

1-й генетический тип. Отложения тефровых мутевых потоков (тефротурбидиты)

В отложениях вулканогенно-осадочных формаций встречаются горизонты туфов, обладающих своеобразными структурно-текстурными чертами, которые указывают на их формирование потоками, несшими очень большое количество взвеси, – так называемыми мутевыми течениями. Осадочные отложения такого рода описаны в работах Кюнена и др. (Kuenen, 1952, 1959; Trubidites, 1964; и др.). Кроме того, аналогичные образования были получены и экспериментальным путем (Kuenen, Migliorini, 1950). Признаки, характеризующие отложения мутевых течений третьей группы, перечислены при описании этого генетического типа.

Возникновение таких мутевых потоков должно быть весьма характерно для субмаринной седиментации в вулканических областях, которым присуще спазматическое появление больших масс рыхлого обломочного материала на крутых подводных склонах. Специфическим отличием их от обычных мутевых потоков в данном случае является то, что взвесь представлена не терригенным материалом, а целиком или почти целиком пирокластическим (тефрой).

Причины возникновения этих отложений могут быть различными. Наиболее известный описанный в литературе их генезис следующий. На подводных склонах вулканов за счет подводных пеплопадов и других процессов накапливается большое количество рыхлой пирокластики, которая находится в неустойчивом равновесии. Нарушение последнего сейсмическими толчками или землетрясениями, столь частыми в вулканических областях, приводит к оползанию больших масс этих рыхлых осадков, которые в разжиженном состоянии устремляются вниз по подводному склону в виде мутевого течения, переносящего пирокластику на более глубокие и более ровные участки морского дна. Примеры такой седиментации отмечены в современных осадках в центральной котловине Тирренского моря, в Адриатическом море и во многих других местах.

В иных случаях мелкий пирокластический материал (примерно алевритовой размерности) при определенной степени разжижения может становиться текучим, в результате чего начинает ползти вниз по склону под влиянием собственной тяжести (как, например, наблюдается для терригенных песчано-алевритовых осадков). Мутевой поток этой разновидности по сравнению с описанным выше будет насыщен более тонкой взвесью. Вероятно, он будет и менее протяженным.

В областях активного вулканизма, по-видимому, могут существовать еще и другие способы образования мутевых течений, несущих пирокластический материал.

Выше мы описывали генетические типы наземных отложений лахар. Совершенно естественно, что при островном вулканизме или при расположении вулканов вблизи береговой линии грязевой поток типа лахара может втечь непосредственно в море. Нам неизвестны описания конкретных отложений подобного рода, поэтому можно только предполагать их последующую судьбу исходя из механизма седиментации. Если такой грязевой поток попадает в море в зоне прибоя или сильных приливно-отливных течений (вообще в прибрежную зону с активной гидродинамикой), то этот материал быстро разжижится, перейдет в обычную взвесь и будет разнесен по водному бассейну. Однако в определенных условиях (Самойлов, 1952) даже ненасыщенный мутью речной поток после впадения в море продолжает некоторое время свое течение как бы "в жидких берегах", отлагая при этом на склоне шельфа несомый им материал, образующий подводную дельту. Тем более может продолжать это движение тяжело нагруженный грязевой поток, текущий по законам течения вязкой жидкости.

Возможен и третий случай, когда массы рыхлой пирокластики, сползшие или обвалившиеся в море со склона наземного вулкана, сразу подхватываются те-

чением, которое при этом столь сильно обогатится вулканогенной взвесью, что станет мутевым (или близким к нему) потоком.

Наконец, не исключена возможность еще и того, что при втекании в море пирокластических потоков (раскаленных лавин, пемзовых или небольших игнимбритовых потоков) частицы последних также перейдут во взвесь и образуют весьма своеобразное течение, насыщенное взвесью, т.е. близкое к мутевому.

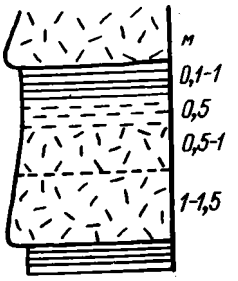
Как видим, отложения мутевых тефровых потоков возникают из материала других генетических типов. В частности, описанные выше отложения пеплопадов, лахара и оползней данной группы, а также пирокластических потоков первой группы, попадая в море, при определенном сочетании условий могут стать исходными для образования мутевых тефровых течений, то более, то менее нагруженных рыхлым пирокластическим материалом.

Исходя из сказанного, можно выделить в данном генетическом типе отложений четыре подтипа тефротурбидитов по их исходному генезису: 1) отложения мутевых тефровых потоков из субмаринных оползших продуктов пеплопадов; 2) отложения мутевых потоков, являющихся субмаринным продолжением лахар; 3) отложения мутевых потоков, возникших из оползней и обвалов суши; 4) отложения мутевых потоков, являющихся субмаринным продолжением пирокластических потоков.

Понятно, что такое выделение сделано с большой долей условности, так как признаки каждого из этих подтипов почти не изучены (или изучены весьма недостаточно).

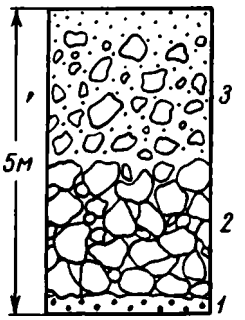
Первый подтип. Отложения мутевых потоков из субмаринных оползаний продуктов пеплопадов не были детально описаны в современных осадках, хотя их наличие и отмечалось рядом исследователей. При изучении некоторых вулканогенно-осадочных формаций были обнаружены туфы, анализ признаков которых позволил считать их сформированными придонными мутевыми течениями высокой плотности (турбидитами). Так, И.В. Хворовой с соавторами (Хворова, Ильинская, 1961; Хворова, Елисеева, 1963) были описаны структурно-текстурные особенности туфов ирендыкской свиты Южного Урала. Эти туфы слагают мощные горизонтально наслоенные толщи, где чередуются с туффитами и агломератами. По вещественному составу они почти лишены терригенной примеси - это целиком пирокластические породы. Характерно, что внутри пласта соотношение компонентов и их размер несколько изменяются от подошвы к кровле: вместе с уменьшением размеров обломков снизу вверх сильно уменьшается количество литокластов и параллельно возрастает содержание связующей массы. Изредка в этой массе видны очертания отдельных пепловых фрагментов. Слагающий породу обломочный материал в большинстве случаев не имеет следов поверхностной обработки при транспортировке, фрагменты ее не окатаны. Были произведены подсчеты гранулометрического состава и выделены следующие фракции: крупная фракция (гравийная) от 1 до 10 мм (практически до 3 мм), средняя - от 0,5 до 1 мм, мелкая - от 0,1 до 0,5 мм, тонкая (алевритовая) - от 0,05 до 0,1 мм. Обломки размером менее 0,05 мм были плохо различимы в связующей массе и подсчитывались вместе с ней. Соотношение фракций указывает на сходство с соотношением, которое наблюдается в отложениях мутевых потоков, сложенных терригенным материалом. И.В. Хворова и Т.Г. Елисеева (1963, стр. 92) отметили, что "многие породы в полевых условиях и при обычном просмотре шлифов, определявшиеся как грубозернистые туфы, при количественном подсчете оказались среднезернистыми, а некоторые среднезернистые - мелкозернистыми породами. Такое представление о гранулометрическом составе создается вследствие общей плохой сортировки материала и присутствия значительной примеси относительно крупных фрагментов, особенно резко бросающихся в глаза". Авторы приводят интересные данные по соотношению гранулометрического и вещественного состава пород. Ими установлено, что количество тех или иных компонентов различно в разных пластах, но направленность их изменения в соответствии с изменением структуры породы остается постоянной.

Туфы рассматриваемого подтипа бывают разной размерности, но всегда в более грубом материале присутствует тонкая связующая масса. Тонкая фракция чаще отсутствует. Породы имеют ритмичное строение, нижний контакт ритма ровный и резкий, вверху ритмов отмачается слой туффита (фиг. 35), который, очевидно,



Фиг. 35. Схема строения пластов туфовых турбидитов (по И.В. Хворовой, Т.Г. Елисеевой, 1965)

1 – туф, внизу грубый, вверху мелкий; 2 – туф тонкозернистый; 3 – туффит



Фиг. 36. Строение нижней части тефротурбидитового ритма (по И.В. Хворовой, М.Н. Ильинской, 1961)

1 – туф нижележащего ритма; 2 – грубообломочный агломерат; 3 – мелкообломочный агломерат с обильной туфовой связующей массой

образуется уже после выпадения в осадок основного материала мутевого течения (как результат нормальной морской седиментации в перерыве между двумя мутевыми потоками). Строение нижней, более грубозернистой, части ритмов показано на фиг. 36. Текстуры отложений этого генетического типа аналогичны текстурам, описанным в отложениях обычных мутевых потоков. Ритмично построенные толщи, сложенные более грубозернистым материалом, часто содержат пачки (мощностью до 20 – 30 м) сплошных агломератов или массивных туфов, иногда осадконакопление прерывается пластами порфирита (Хворова, Ильинская, 1961). Толщи с ритмами, сложенными более тонкозернистым туфом, содержат прослои (также до 20–30 м) илистых тонкослоистых туффитов или мощных пластов массивных туфов. Мощности ритмов измеряются метрами.

Появление ритмов разного типа, очевидно, обусловлено различным расстоянием от очагов вулканических извержений.

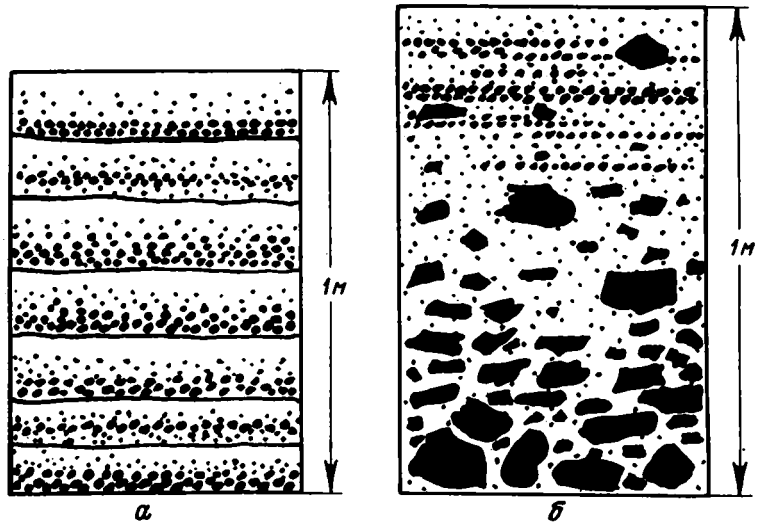
Для описанных отложений ирендыкской свиты установлен морской генезис. Приведенные признаки убедительно указывают на формирование их тефровыми мутевыми потоками, возникающими в результате подводного оползания тефры на крутых склонах вулканов и вулканических островов, и на отложение их в достаточно глубоких трогах и других углублениях, существовавших на дне моря.

Связь описанных отложений, с одной стороны, с эксплозивным вулканизмом, который не может широко проявляться на больших глубинах, а с другой стороны, с несомненно глубоководной седиментацией свидетельствует о существовании резко расчлененного рельефа дна моря с вулканическими архипелагами и довольно глубокими котловинами и трогами.

Ископаемые отложения тефровых мутевых потоков и их специфические текстуры (фиг. 37) были описаны Л.Н. Котовой (1972), О.Г. Эпштейном (1970) и др.

Отложения разновидности этого подтипа, образуемого мутевым течением, возникающим не в результате сейсмических толчков, а в итоге сползания самого разжиженного осадка (становящегося текучим), очевидно, будут отличаться отсутствием грубозернистой фракции и, следовательно, лучшей сортированностью, бо́льшим количеством оползневых текстур разного масштаба и меньшей протяженностью на площади. Возможно, что в них в меньшей степени будет выражена внутрислойная ритмическая сортировка.

Второй подтип. Отложения тефровых мутевых потоков, являющихся субмаринным продолжением лахар, в литературе не описаны, однако их надо иметь в виду,



Фиг. 37. Текстура отложений тефрового мутевого потока (девон, Тарбагатай). Рисунок Л. Н. Котовой.

а – характер слоистости и сортировка обломочного материала в нескольких мелких ритмах; б – то же, но в одном более крупном ритме; видна форма обломков.

если будут встречены отложения, сходные по своим признакам с лахаровыми, но захороненные среди морских. В этом случае кроме тефрового материала будет примесь терригенных обломков. Они, очевидно, будут иметь меньшую протяженность, чем отложения предыдущего подтипа, а вмещающие их морские осадки могут быть не только глубоководными, но и прибрежно-морскими. Кроме того, в них, возможно, не будет ритмического повторения слоев.

Третий подтип. Отложения тефровых мутевых потоков, возникших из коллювия суши (оползней и обвалов). Эти отложения, по-видимому, наиболее редкие в этом типе. На площади они тесно связаны с отложениями береговых обвалов и в зависимости от состава могут иметь постепенные переходы от отложений тефровых мутевых потоков к терригенным. В них всегда будет примесь обломочного вулканотерригенного, а иногда и чисто терригенного материала. Кроме того, такие потоки, надо полагать, будут все же менее насыщены взвесью и, таким образом, явятся как бы переходными между обычным течением, несущим взвесь, и типично мутевым. Следовательно, в отложениях этого генетического типа можно ожидать появления не только горизонтальной слоистости, но и иных внутренних текстур (косой, косоволнистой, волнистой асимметричной), причем всегда однонаправленных.

Четвертый подтип. Отложения мутевых потоков, являющихся субмаринным продолжением пирокластических потоков. Отложения этого генетического подтипа в строгом смысле слова нельзя считать тефровыми, но пока мы все же отнесли их к этому типу. Можно предположить, что они должны быть наиболее однородными по составу и структуре. Возможно, что по своим признакам они будут весьма сходны с отложениями переотложенной гиалокластики XII класса данной группы. Если такие отложения будут обнаружены и описаны их признаки, то, вероятно, в дальнейшем их можно будет выделить в самостоятельный тип.

2-й генетический тип. Субмаринные телепирокластические отложения

Термин "телепирокластические" был предложен Г. Н. Бровковым (1963) для обозначения отложений, насыщенных мелким пепловым материалом, но захороненным среди обычных осадочных пород, вдали от вулканов, в толще, не имеющей ни эффузивных, ни более грубообломочных пирокластических отложений. Телепироклас-

тические отложения формируются в результате массового поступления на дно моря тонкой пирокластики (переносимой по воздуху или поверхностными водными течениями) уже не в самой вулканической области, а в сопряженных с ней областях. Они свидетельствуют о наличии вулканизма, синхронного осадконакоплению, в областях, может быть, весьма отдаленных (до сотен километров) от области осадконакопления. Таким образом, телепирокластические отложения являются уже переходными к отложениям следующей группы. В ископаемом виде это слои туфов и туффитов, нормально залегающих среди терригенных и карбонатных пород.

Такого рода отложения описаны Г.Н.Бровковым (1963, 1964) в осадочно-телепирокластических формациях нижнего карбона межгорных прогибов Саяно-Алтайской области, а также М.Н.Ильинской и Р.А.Максумовой (1970, 1973) в отложениях курганской свиты Малого Каратау.

Г.Н.Бровков считает, что повышенная концентрация пеплов создавалась в водоемах межгорных прогибов в результате замкнутости бассейнов седиментации и обширной территории питающих областей (по Г.Н.Бровкову, телепирокластический материал поступал на Алтай от эксплозий вулканов, действовавших на территории Монголии). Он выделяет даже особый подтип вулканогенно-осадочного литогенеза: телепирокластически-осадочный, с которым связывает специфичность породных и минеральных ассоциаций и рудообразования. В частности, Г.Н. Бровков указывает, что с осадочно-телепирокластическими формациями Саяно-Алтайской области связан специфический набор полезных ископаемых - бентонитовых глин, флюорита и др. Признаки телепирокластических отложений, по Г.Н.Бровкову (1963), следующие: большие мощности отложений, полностью лишенных эффузивов и грубых туфов, но насыщенных пирокластическим материалом, часто дающим самостоятельные прослои туфов и туффитов, количество которых достигает в отдельных свитах 70-90% (но всегда больше 25%). Они дают разные сочетания с терригенными и карбонатными породами, причем в определенной последовательности. Пепловый материал (измененное вулканическое стекло, реже осколки кристаллов полевых шпатов) бывает преимущественно алевритовой и песчаной размерности, максимальная величина пепловых частиц достигает 0,3-0,4 мм.

Хорошим примером этого генетического типа являются также описанные М.Н.Ильинской и Р.А.Максумовой (1970, 1973) туфы курганской свиты (вендский комплекс), отложения которой представлены в основном обломочными породами (вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными). По внешнему виду все породы этой свиты выглядят как обычные терригенные или кремнистые породы. Однако детальное петрографическое их изучение позволило авторам установить наличие в этой свите многочисленных прослоев витрокластических и кристалловитрокластических (реже лито-кристаллокластических) туфов, тефроидов и туффитов.

Обломочные фрагменты туфов часто имеют характерную оскольчатую или шлаковую форму, нередко сохраняются очень хрупкие детали строения обломков. Цементирующая масса светло-зеленого или буро-малинового цвета состоит из раскристаллизованного вулканического стекла; представлена она кварцем, альбитом, гематитом, хлоритом и гидрослюдой. Иногда в цементе в небольшом количестве присутствует карбонатный материал. Тефроиды по составу сходны с туфами и отличаются преимущественно лишь степенью сортированности и окатанности обломочного материала.

Интересные данные авторы приводят по составу туффитов. Они выделяют две разности последних: в одной из них обломки представлены пирокластическим материалом, а цемент имеет кремнисто-карбонатно-глинистый состав; в другой разности наоборот - обломки представлены преимущественно терригенными компонентами, а цементирующая масса имеет облик кристалло-витрокластического туфа, сильно преобразованного в мелкозернистый агрегат кварц-полевошпатового состава, иногда с примесью хлорита, гидрослюды, гематита и окислов железа, но с отчетливо сохранившейся пепловой структурой. Пепловый материал претерпевает вторичные изменения, которые приводят к появлению специфических минеральных парагенезов, нетипичных для нормальных осадочных толщ.

Отложения этого генетического типа встречаются в ассоциации с отложениями различных фациальных обстановок, причем отмечается, что зависимость процессов аутигенного минералообразования от фациальных условий осадконакопления слабая,

но зато существует их связь с составом пеплового материала. Слои вулканических пород чередуются с обломочными терригенными отложениями (имеющими разный размер слагающих компонентов); мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 1-1,5 м. Чередование слоев ритмичное, начало ритмов представлено более грубозернистыми вулканокластическими и терригенными породами, в отдельных слоях видна косая слоистость; формирование таких отложений отвечало вспышке вулканической деятельности. Завершаются ритмы накоплением тонкозернистого материала с очень тонкой горизонтальной слоистостью, иногда линзовидной, с сингенетичными мелкими деформациями. Мощности ритмов колеблются в пределах обычно не более метра. Кроме того, появляются крупные ритмы иного порядка (мощностью до 100-150 м) там, где возрастает общая грубозернистость обломочного материала.

Указанные авторы считают, что источник вулканического материала находился от изученного района на расстоянии, исчисляемом первыми сотнями километров. На основании ряда признаков (находки строматолитов, преобладание тонкозернистых пород, тончайшая слоистость, прослеживаемая на большие расстояния, и др.) авторы приходят к выводу о том, что седиментация происходила в мелководном бассейне, имеющем спокойный гидродинамический режим и ограниченном со всех сторон сушей.

Обобщая приведенные описания конкретных отложений, очевидно, можно сделать вывод, что для телепирокластических образований характерны наличие туфов (преимущественно мелко- и тонкообломочных) среди явно осадочных пород, спокойное выдержанное залегание и тех, и других, горизонтальная слоистость, часто очень тонкая, и особый минеральный парагенез.

Телепирокластические отложения в описанном М.Н.Ильинской и Р.А.Максумовой районе формировались в мелководном бассейне, очевидно, типа внутреннего эпиконтинентального моря. Однако, возможно, что отложения этого генетического типа могут встретиться среди осадков, формирующихся на большей глубине. Такие условия встречаются в морях, более или менее изолированных от океана, если последние были окружены сушей с многочисленными вулканами, для которых характерна эксплозивная деятельность (например, типа Тирренского моря, в донных отложениях которого экспедициями были обнаружены прослои пеплов среди терригенных донных илов).

Отложения этого генетического типа по обстановке формирования сходны с отложениями морских равнин XVIII класса третьей группы, но отличаются от последних вулканогенной подачей материала, что и послужило основанием для отнесения их ко второй группе. Возможно, что в древних осадочных толщах в ряде случаев породы, относимые к осадочным, по существу являются вулканогенными данного генетического типа. Их истинная природа может быть обнаружена при детальном петрографическом исследовании.

ОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ И С НАЗЕМНОЙ, И С СУБМАРИННОЙ ОБСТАНОВКАМИ

Класс XVI. Субвулканические газо-гидротермальные образования

К этому классу отнесены образования (в частности, концентрации полезных ископаемых), которые формируются преимущественно на последнем этапе вулканической активности восходящими фумаролами и гидротермами, но не на земной поверхности, а не дойдя до нее, внутри толщи осадков, которые они пропитывают или замещают "по пути". Месторождения, сформировавшиеся таким образом, Г.С.Дзоценидзе (1969) называет субвулканическими. Этот термин мы и принимаем для наименования образований данного класса. Они имеют ряд признаков, присущих гидротермальным месторождениям, другие же признаки указывают на то, что их появление определяется вулканическими процессами. Месторождения таких руд являются переходными между вулканоосадочными и гидротермальными.

Образования этого класса по существу следовало бы отнести к первой группе, однако они столь тесно (и генетически, и пространственно) связаны с отложения-

ми различных классов второй группы, что мы вынуждены были (хотя в некоторой степени условно) поместить их также в эту последнюю группу. Кроме того, подаваемые гидротермами вещества мобилизуются не только в виде вкраплений и прожилок, но и в форме линз и даже пластов, располагающихся согласно с общим напластованием. Это происходит потому, что вещества, подаваемые в растворе, в какой-то мере избирательно приурочиваются к определенным пластам или к их контактам (в первую очередь к пластам рыхлых, более пористых осадков). Таким образом, они получают стратификацию, внешне сходную с осадочной.

Пространственно, генетически и по вещественному составу эти хемогенные образования тесно связаны с теми вулканоосадочными отложениями, которые формируются уже на седиментационной поверхности в результате газо-гидротермальной деятельности, особенно активной в области развития фумарольных полей.

Образования данного класса нельзя было отнести ни к первой, ни ко второй подгруппам данной группы (и пока они как бы "вынесены за скобки"), так как эти образования могут возникнуть и в комплексе морских и в комплексе наземных отложений (в последних они, очевидно, чаще будут связываться с комплексом озерных осадков). Однако условия для формирования отложений этого типа, по-видимому, все же чаще возникали в субмаринной обстановке. Г.С. Дзоценидзе (1969, стр. 305) указывает, что "в обоих случаях могут наблюдаться переходы от поверхностных и подводно-вулканогенных рудных образований к субвулканическим, и это будет лучший способ отличить эти два типа субвулканических образований друг от друга".

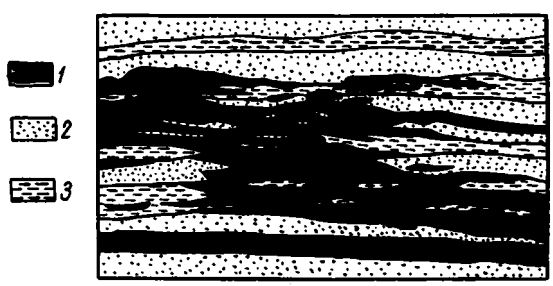
Очевидно, в данном классе можно наметить два генетических типа: 1-й тип - субвулканические газо-гидротермальные образования, связанные с морским комплексом отложений; 2-й тип - те же образования, связанные с наземным комплексом отложений.

Большее количество фактических данных, очевидно, позволит в дальнейшем отнести эти типы к различным подгруппам второй группы, связав их с комплексами образований наземных и субмаринных фумарольных полей. Ниже приводится описание конкретного примера 1-го генетического типа.

1-й генетический тип. Субвулканические газо-гидротермальные образования, связанные с морским комплексом

Примером образований такого генезиса могут служить марганцевые руды и кремнистые конкреции (байяты) формации Эль-Кобре (Куба), которые описаны Е.А. Соколовой и другими (1970), показавшими, что деятельность гидротерм, хотя и постседиментационная, происходила в том же интервале времени, что и седиментация вмещающих осадков. Растворы, обогащенные кремнеземом и марганцем, проникали в недавно отложившиеся морские осадки разной степени литификации и путем их замещения и цементации образовали кремнистые байяты и марганцевые руды. Часть таких растворов достигала поверхности, в результате чего сформировались вулканоосадочные конкреционные руды того же состава. Описанные отложения по своим признакам весьма сходны с гидротермальными (за которые их и принимали ранее).

Характерные признаки отложений этого рода следующие: состав, который указывает на эндогенное (вулканогенное) происхождение концентраций элементов, за-



Фиг. 38. Соотношение марганцевых руд и вмещающих их пород (по Е.А. Соколовой и другим, 1970)

1 - марганцевые руды; 2 - вулканокластические породы псаммитовой размерности; 3 - то же, алевритовой размерности

мещающих компоненты осадка (терригенного, карбонатного) или являющихся цементом; часто видные реликтовые текстуры первичного осадка; залегание в виде пластов и линз, вытянутых параллельно напластованию. При этом их залегание на первый взгляд производит впечатление нормального, согласного со вмещающими породами, однако детальное их рассмотрение на большем расстоянии выявляет, что ряд рудных горизонтов пересекает истинное напластование, рудные пласты вдаются карманами, образуют гнезда и развиваются по различным слоям (фиг. 38).

Е.А. Соколова и другие (1970) предлагают назвать руды такого рода вулканогенно-гидротермальными, чтобы подчеркнуть вулканогенный источник вещества. Однако отложения фумарольных полей и горячих источников также являются вулканогенно-гидротермальными. Поэтому, согласно Г.С. Дзоценидзе, мы называем этот генетический тип отложений "субвулканическими газо-гидротермальными образованиями", чтобы подчеркнуть их субвулканическую природу.

ТРЕТЬЯ ГРУППА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ. ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ

В эту группу входят отложения различных генетических типов, встречаемых также и во всех других областях, где вулканизм не действовал: аллювиальные, делювиальные, озерные, прибрежно-морские и т.д. (табл. III). Терригенные отложения этих генетических типов почти все изучены в большей или меньшей степени из различных областей седиментации, и их характерные черты в той или иной мере геологам известны. Эти черты в общем присущи также и отложениям соответствующих типов, формирующихся в областях активного вулканизма. Однако вулканические процессы накладывают свои дополнительные черты на все эти отложения, придавая им своеобразие. Здесь к известным генетическим признакам каждого типа добавляются еще свои, специфические, которые иногда даже как бы "затушевывают" то, так сказать, "классическое" представление об определенном генетическом типе, которое существует.

При кратком описании этих типов и их специфичности мы преследовали две цели: во-первых, дать материал для более точного проведения фациального анализа осадочных отложений в областях действия активного вулканизма; во-вторых, найти дополнительные критерии, по которым, изучая чисто осадочные отложения, мы можем судить о их формировании в вулканической области и наличии синхронного им вулканизма даже в том случае, если в рассматриваемой толще по тем или иным причинам не обнаружено собственно вулканических образований (эффузивов, туфов). Даже при наличии в породах примеси несомненно вулканогенного материала все же подчас трудно бывает решить, является ли примесь этих вулканических продуктов результатом вулканической деятельности, синхронной формированию данного горизонта, или же это результат размыва более древних эффузивов и туфов. С другой стороны, мы знаем, что пеплы, особенно тонкие, разносятся на очень большие расстояния, поэтому, если в ископаемых осадочных толщах даже и встречаются прослои туфов, область осаждения их исходного материала может быть весьма далекой от породившей их вулканической области.

Между тем специфические черты собственно осадочных образований разных генетических типов, которые они приобретают в вулканических областях, могут позволить нам более уверенно устанавливать, формировалась ли данная осадочная толща в области, где активно действовали вулканы, или нет.

Эта специфичность проявляется не только в примеси к осадкам вулканогенного материала (т.е. в исходном составе), но и в специфических текстурах горных пород, в строении осадочных толщ и соотношении их элементов, в особенностях аутигенного минералообразования, в характерной последовательности наслоения, в соотношении генетических типов и в ряде других признаков, особых для каждого генетического типа. Этим признакам и уделялось внимание при описании конкретных типов.

К сожалению, сведений об особенностях всех осадочных отложений, обусловленных принадлежностью последних к вулканическим областям, еще очень мало, их детальное изучение - дело будущего. Понятно, что данные о разных генетических типах далеко неравноценны и, конечно, далеко неполны. Один из основных источников знаний по этому вопросу - изучение современных и молодых (четвертичных, третичных) отложений в областях активного вулканизма (в отечественной литературе - в первую очередь по Камчатке). Ряд сведений получен из опубликованных работ вулканологов и океанологов. Совершенно несомненно, что для настоящей диагностической характеристики разных генетических типов этой группы должны проводиться специальные литологические работы и притом не одним, а рядом исследователей и на разных объектах. Изложенное же в данной главе следует рассматривать как самое начало этой большой и трудоемкой работы.

В приводимом ниже описании отдельных типов мы стремились дать в основном лишь те специфические признаки, которые отличают отложения рассматриваемого типа именно в вулканической области. Эти особенности связаны с общим режимом

Таблица III

III группа генетических типов: отложения преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы		
Подача материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования: положение относительно вулканов	Обстановка формирования: фациальная (палеогеографическая)	Подгруппы	Классы	Типы (в скобках – подтипы)
биохемогенные процессы[1]	Ветер	Вся вулканическая область и сопряженные с ней территории	Преимущественно низменности		I. Эоловые отложения	1. Перевеянные тефрогенные отложения пустынь
						2. Перевеянные тефрогенные отложения гумидных областей (внутри горных областей, прибрежно-морские)
	Лед		Горные области		II. Ледниковые отложения	1. Собственно ледниковые отложения морен (донных, насыпных, краевых)
	Лед и вода					2. Водно-ледниковые флювиогляциальные отложения (приледниковые, внутриледниковые)
	Текущая вода		Долины и равнины		III. Аллювиальные отложения	1. Аллювий равнинных (плоскодолинных) постоянных рек (русловой, пойменный, старичный)
						2. Аллювий горных постоянных рек (русловой, пойменный, старичный)
						3. Аллювий временных и пересыхающих водотоков (пересыхающих рек, временных потоков)

Разрушение суши + поступление вулканогенного материала +	Различные	Вся вулканическая область и сопряженные с ней территории	Понижения в рельефе	I. Наземные отложения	IV. Пролювий	1. Отложения сухих дельт крупных постоянных рек (вершинной зоны, периферийной зоны)	
						2. Выносы временных потоков	
					V. Делювий	1. Отложения делювиальных шлейфов	
						2. Делювий, заполняющий разрозненные понижения в рельефе	
	Гравитационные силы		Склоны возвышенностей и их подножия		VI. Коллювий	1. Коллювий обрушения (обвальный, осыпной)	
						2. Коллювий оползания (накопления: оползневые, солифлюкционные)	
			Различная		VII. Элювиальные образования	1. Обломочный элювий	
						2. Коры выветривания	
						3. Почвы, подпочвы	
	Текущая вода		Предгорные области		VIII. Болотные отложения	1. Отложения болот с кластогенным осадконакоплением (образовавшихся: при заболачивании суши, из заиливающихся водоемов)	
						2. Отложения торфяных болот	
					IX. Озерные отложения	1. Кластогенные отложения (центральных частей озер, прибрежных частей озер)	Подразделяются еще по фациальной обстановке и другим признакам
						2. Хемогенные отложения (подтипы по составу)	
						3. Биогенные отложения (подтипы по составу)	
						4. Отложения смешанные и переменного осадконакопления (подтипы по соотношению кластогенного, хемогенного и биогенного материала)	

Таблица III (продолжение)

Факторы формирования				Таксономические генетические единицы		
Подача материала	Основные агенты транспортировки	Обстановка формирования: Положение относительно вулканов	Обстановка формирования: Фациальная (палеогеографическая)	Подгруппы	Классы	Типы (в скобках подтипы)
биогенных осадков + принос вулканогенного материала	Слабые движения воды	Вулканическая область и территория под ее влиянием	Прибрежная обстановка (граница моря и суши)	II. Прибрежно-морские отложения	X. Лагунно-заливные отложения	1. Отложения прибрежных лагун (опресненных, осолоненных, нормальной солености)
						2. Отложения заливов и бухт
						3. Отложения приустьевых заливов (лиманов, эстуариев)
	Сильные течения и слабые волнения				XI. Отложения речных выносов – подводной части дельты (флювиоморинные)	1. Отложения речных выносов в лагуны и закрытые заливы (постоянных рек, временных потоков)
						2. Отложения речных выносов в море (постоянных рек, временных потоков)
	Волнения и течения				XII. Отложения прибрежных аккумулятивных образований	1. Отложения морского побережья и пляжей (пляжей, приливно-отливного побережья)
						2. Отложения аккумулятивных форм береговой зоны – "барового поля" (кос и пересыпей; баров, донных валов, отмелей)
	Течения		Различная		XIII. Отложения зоны волнений	1. Отложения прибрежной зоны волнений
						2. Отложения мелководья открытого моря
					XIV. Отложения зоны постоянных морских течений	1. Отложения течений в прибрежной зоне (поперечных к берегу, вдольбереговых)
						2. Отложения донных течений открытого моря

Разрушение суши (терригенный материал) + формирование хемогенных и	Гравитационные силы	Вулканическая область и территория под ее влиянием	Преимущественно поднятые участки дна моря или океана	III. Морские и океанические отложения	XV. Отложения подводного коллювия	1. Подводный коллювий обрушения литифицированных пород (прибрежный – "свал глубин", субмаринный коллювий обрушения)
						2. Подводный коллювий оползания
						3. Подводный коллювий оплывания рыхлых осадков
					XVI. Отложения на положительных элементах рельефа дна	1. Отложения на поднятых участках шельфа
						2. Отложения на вершинах подводных гор и их склонах
						3. Образования рифовых массивов и их склонов (тела рифа, пририфового шлейфа)
	Разнос течениями + гравитационные силы		Преимущественно пониженные участки дна моря или океана		XVII. Отложения в углублениях и впадинах поднятого донного рельефа	1. Отложения межрифовых лагун
						2. Отложения иловых впадин на шельфовом мелководье
						3. Отложения в депрессиях среди поднятий
						4. Отложения в трогах, глубоководных впадинах, желобах
						5. Отложения в подводных каньонах
					XVIII. Отложения морских и океанических аккумулятивных равнин и депрессий дна	1. Плащи мутевых потоков
						2. Отложения на морских равнинах
						3. Отложения океанических глубоководных равнин

[1] Биохемогенные процессы особенно характерны для VII VIII и IX классов.

рек и водоемов, с источниками их питания обломочным и растворенным материалом, с общей палеогеографической и тектонической обстановкой этих областей. Но при этом по мере необходимости все же приходится давать предельно кратко перечень и тех признаков, которые характеризуют данный генетический тип вообще.

Для отложений этой группы в отличие от предыдущих основными факторами, определяющими общность их генезиса, являются способ транспортировки и особенно обстановка их захоронения, т.е. те же факторы, что и для обычных осадочных отложений в невулканических областях. Поэтому генетические типы и их подгруппы в данной группе выделяются именно по этим признакам (см. табл. III).

Отложения данной группы делятся на три подгруппы: I - наземные[1], II - прибрежно-морские, III - морские и океанические отложения. При этом надо заметить, что наземные осадки в вулканических областях в ряде случаев имеют больше шансов сохраниться и перейти в ископаемое состояние, чем в областях невулканических. Это связано с возможностью их запечатывания лавовыми и пирокластическими потоками, которые образуют над осадочными отложениями плотную кровлю, препятствующую эрозии. Благодаря этому и другим причинам в вулканогенно-осадочных формациях мы можем чаще встретить такие генетические типы, которые в обычных континентальных осадочных толщах встречаются значительно реже (например, коллювий, делювий и т.п.).

ПЕРВАЯ ПОДГРУППА. НАЗЕМНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Класс I. Эоловые отложения

Эоловые отложения занимают относительно небольшую часть общей массы осадков, переходящих в ископаемое состояние, так как часто материал, отложенный ветром, в дальнейшем размывается и переотлагается водой. Крупные эоловые накопления, как известно, связаны с выровненными площадями и формируются преимущественно в пустынях, в меньшей степени - на низменных морских побережьях в виде дюн. В условиях горного рельефа и островного ландшафта они, как правило, не образуются. Однако специфика вулканических областей характерна тем, что здесь в круговорот осадков поступают одновременно огромные массы рыхлого то более, то менее мелкозернистого обломочного пеплового материала, покрывающего значительные пространства. Осевший пепел начинает подвергаться поверхностной обработке не только водой, но и ветром, причем передвижение материала эоловым путем возможно как в направлении от суши к морю, так и в обратном.

Чаще такие эоловые отложения, формирующиеся в вулканической области, в том числе и на вулканических островах, в дальнейшем довольно быстро разрушаются, размываются и еще раз переотлагаются уже водными потоками. Вследствие этого при гумидном климате условий для захоронения таких отложений сравнительно немного. Но все же в ряде случаев этот переработанный ветром на суше тонкий тефровый материал может быть перекрыт потоками лавы (или какими-либо еще) и, таким образом, перейти в ископаемое состояние в виде своеобразного эолового тефроида. В нем может быть типичная эоловая косая слоистость, чередующаяся с горизонтальной. В таких эоловых отложениях, которые как "бы запечатаны" между лавовыми потоками, трудно предположить наличие прослоя большой мощности и с многими косослоистыми сериями. Очевидно, это будут одна-две косослоистые серии в относительно маломощном прослое тефроида. Такие отложения действительно наблюдаются. В четвертичных наземных отложениях Камчатки, например, был отмечен лежащий между лавовыми потоками пепловый прослой мощностью около двух метров, представляющий одну косослоистую серию, причем с признаками, указывающими на его явно неаллювиальное происхождение (относительная тонкость частиц осадка, его отсортированность и т.д.). В.И.Федорченко (1965) на восточном побережье о. Парамушир обнаружил эоловые формы рельефа,

[1]Формирующиеся не только на континентах, но и на вулканических островах и полуостровах.

представленные небольшими дюнами, непосредственно связанными с песчаными пляжами. К сожалению, описания самих дюнных отложений он не привел. Дюны эти закреплены травянистой растительностью и в настоящее время уже не перемещаются.

При интенсивных эксплозиях пирокластический материал, перевеваемый ветром вместе с терригенным, может входить в комплекс эоловых отложений в виде самостоятельных прослоев или образовывать примесь к терригенному материалу. Пепловые прослои со следами эоловой переработки пепла были обнаружены в ряде мест на различном расстоянии от породивших их вулканов. Обычно они более светлого цвета, чем вмещающая порода, не вскипают от HCl, не размокают при погружении в воду, а после парафинирования всплывают в воде (Карлов, 1963). Кроме того, возможно различное количество примеси перевеянных вулканических стекол к терригенным отложениям эолового генезиса.

Такого рода породы в зависимости от количества обработанной ветром тефры могут быть названы эоловыми тефроидами или же тефроидо-песчаниками, тефроидо-алевролитами и т.д. (по Е.Ф.Малееву, терригенно-тефроидными песчаниками). В эоловые отложения примесь пирокластического обработанного материала может поступать и за счет выдувания и перевевания мелкой тефры из иных генетических типов - аллювия (в частности пойменного), делювия и др.

Таким образом, эоловые отложения в небольшом объеме мы можем зафиксировать в ряде случаев в наземном комплексе любой вулканической области и даже на вулканических островах. Кроме того, в результате вулканических извержений может временно возникать как бы совмещение двух типов ландшафта - горного и пустынного (или прибрежно-морского и пустынного) - так называемая вулканическая пустыня, возникающая после интенсивного пеплопада. Так, после извержения вулкана Агунг на о. Бали в 1963 г. пеплопад покрыл почти весь остров и даже достиг восточной части о. Ява. По словам очевидца, цветущий край после пеплопада стал напоминать однообразную серую пустыню (Славин, 1964). Сходную картину рисует Г.Тазиев (1961): описывая последствия извержения вулкана Парикутин в Мексике, он указывает, что после извержений этого вулкана в течение 1944-1953 гг. поля и леса на площади в несколько тысяч гектаров были засыпаны пеплом. После извержения вулкана Капелиньюш (около о.Фаял), длившегося 13 месяцев, появилась новая земля - сотни гектаров суши, примкнувшей к о.Фаял. Они представляли собой черную пустыню, покрытую толщей пепла, мощность которого достигала 11 м. Конечно, этот рыхлый материал в дальнейшем будет перевеваться, образуя эоловые накопления в виде прибрежных дюн, сложенных тефрогенным песком.

Само появление эоловых отложений в несвойственном им ландшафте (горном и островном) наводит на мысль о том, что это может быть результатом действия вулканизма.

Если вулканическая область находится в аридном климате и особенно по окраинам пустынь (таких, например, как пустыня Мохаве в США, некоторые пустынные области в Центральной Америке и др.), то здесь выпавшие пеплы, вулканическая пыль, мелкие осколки пемзы и другие мелкие пирокластические обломки более или менее сильными ветрами будут неизбежно частично подниматься в воздух в виде пыли, а частично (более тяжелые из них) передвигаться волочением, образуя, как и в гумидной зоне, эоловые отложения, которые могут накапливаться и переходить в ископаемое состояние.

Особенно это могло быть развито в древнейших наземных отложениях протерозоя и нижнего палеозоя, которые формировались на суше, не покрытой растительностью. В этих условиях достаточно наличия недалеко от действующих вулканов относительно выровненных пространств, может быть, даже типа межгорных котловин или крупных кальдер, чтобы в условиях засушливого климата на этих площадях из свежевыпавших пеплов стали бы формироваться эоловые тефрогенные пески. В ископаемое состояние они перейдут в виде эолового тефроида - своеобразной вулканогенно-осадочной породы, которая, с одной стороны (по составу), будет очень сходна с туфами, образовавшимися из пеплопадов, а с другой (по текстурным признакам) - напоминать типичные эоловые отложения. Структурные признаки этой породы будут иметь смешанные черты.

С учетом сказанного нами выделяются два генетических типа отложений, сходных по своим признакам и механизму образования, но резко отличных по обстановке их формирования, а следовательно, и по парагенетическим соотношениям с другими типами: 1-й тип – перевеянные тефрогенные отложения пустынь (в аридных зонах); 2-й тип – перевеянные тефрогенные отложения гумидных областей.

Из-за недостатка конкретного материала мы перечислим признаки, общие для класса в целом, и отметим очень кратко те черты, которые отличают один тип от другого.

Эоловые отложения вулканических областей должны содержать более или менее обработанный пирокластический материал, в первую очередь витрокластический, в меньшей степени вулканотерригенный, являющийся продуктом размыва вулканической суши, и в еще более незначительной степени – обломки и зерна чисто терригенного происхождения. По составу эти отложения в ископаемом виде с полным правом могли бы быть названы туффитами, тефроидами, а иногда даже туфами. Однако структурные и особенно текстурные черты отличают их от обычных туфов, являющихся продуктом пеплопадов. С другой стороны, они имеют ряд отличий от терригенных эоловых накоплений невулканических областей.

Кроме пирокластического материала в пустынных эоловых отложениях вулканических областей возможно наличие гипсового песка (возникающего от разрушения гипсовых пород, как, например, в штате Юта, США), а также продуктов разрушения других вулканохемогенных образований (кремнистых осадочных туфов и др.) и пород, разрушенных гидротермальным выщелачиванием. Таким образом, ограниченность минерального состава, столь характерная для эоловых терригенных отложений, по-видимому, менее типична для эоловых образований вулканических областей.

Среди слагающих их компонентов будут обнаруживаться фрагменты, хорошо окатанные (прошедшие многократную водно-эоловую обработку), хуже окатанные (только эоловая обработка) и почти совсем неокатанные (переносимые ветром в течение незначительного времени и на небольшие расстояния). При этом не исключаются очень мелкие рогульчатой формы стекла.

Сортировка фрагментов по размеру также, по-видимому, не столь совершенная, как в терригенных эоловых песках. Это связано с тем, что последние обычно имеют однородный (чаще кварцевый) состав, в то время как эоловые тефрогенные пески, как мы видели, могут слагаться компонентами разного состава, а следовательно, и разного удельного веса. А так как сортировка происходит главным образом в зависимости от веса компонентов, то понятно, что здесь будут встречаться совместно как крупные, но легкие, так и более мелкие, но тяжелые фрагменты. Таким образом, отложения этого типа отличаются от обычных эоловых и по структурным признакам.

Наиболее же характерная черта эоловых отложений – их текстура, в первую очередь косая слоистость, отличающая их и от продуктов пеплопадов (туфов), и от обычных эоловых. Для эоловых терригенных отложений типична косая слоистость с углами падения слойков в сравнительно узких пределах (30–33°), что соответствует углу естественного откоса кварцевого мелкозернистого песка на подветренном склоне эоловой дюны. Но для тефрогенных более разнозернистых и хуже окатанных песков возможны и несколько бо́льшие углы наклона. При этом наряду с косой может быть встречена горизонтальная или слабонаклонная пологая слоистость, приспосабливающаяся к рельефу. В терригенных эоловых отложениях серии косых слойков чаще крупные и даже очень крупные (от 10 см до 1 м и более). Соотношение границ косослоистых серий смещенное или перекрестное, направление падения косых слойков веерообразное (в пределах 180°) или же однонаправленное. Однако в эоловых отложениях вулканических областей косые слойки, кроме того, могут быть направлены в разные стороны и даже с резким изменением направления их падения на противоположное, особенно в отложениях 2-го генетического типа. Форма слойков может быть различной, соотношение их внутри одной серии параллельное или сходящееся, часто клиновидное, с изменением углов наклона слойков внутри одной серии. Очевидно, так же как и в терригенных отложениях, возможна обратная сортировка материала в слойках, когда более грубозернистый материал располагается вверху слойка.

В эоловых терригенных отложениях нарушенные текстуры (смятия, изгибы, оползания) довольно редки, в вулканогенных их можно встретить более часто. То же касается и посторонних включений. Здесь в довольно однородном эоловом осадке могут быть включения бомб, обломков и других продуктов последующих, более поздних и более сильных, извержений. Нарушения слоистости этими включениями можно использовать для определения кровли и подошвы пластов породы (Шрок, 1950).

Распространение на площади тефрогенных эоловых песков, по-видимому, различается в зависимости от типа: в пустынях оно может быть большим, в горных и приморских областях - невелико. Что же касается мощности, то она чаще небольшая, особенно для второго генетического типа. Эоловые отложения вулканических областей в разрезе могут быть обнаружены в верхней части достаточно мощных отложений пеплопадов второй группы (в ископаемом виде это туфы, кверху переходящие в эоловые тефроиды). В кровле эоловых отложений для их сохранения в наземном комплексе должны быть какие-либо образования, предохраняющие от разрушения (потоки лав или игнимбритов, отложения раскаленных лавин и т.п.).

Кроме непосредственной связи с отложениями пеплопадов для каждого генетического типа этого класса характерно участие в определенном фациальном (ландшафтном) комплексе. Породы 1-го генетического типа имеют парагенетические связи с другими образованиями пустынь. Что же касается пород 2-го типа, то они могут формироваться в двух фациальных обстановках гумидных зон: в горной и прибрежно-морской, каждая из которых характеризуется особым комплексом генетических типов осадочных отложений. Поэтому во 2-м типе можно выделить два подтипа - эоловые отложения внутри горных областей гумидных зон и прибрежно-морские эоловые отложения. Однако в вулканических областях эти две фациальные обстановки на площади часто очень тесно граничат и переходят одна в другую на относительно небольшом расстоянии (например, на вулканических островах).

Класс II. Ледниковые отложения

Ледниковые отложения присущи двум климатическим зонам - ледовой и гумидной. С первой связаны материковые льды, покрывающие плащом обширные территории преимущественно в высоких широтах или же развивающиеся в эпоху материковых оледенений. Со второй, гумидной, зоной связаны преимущественно горные, долинные ледники, которые могут существовать при наличии высоких абсолютных отметок не только в холодном, но и в жарком климате и даже в тропической зоне.

В вулканических областях с их типичным высокогорным рельефом наиболее развиты горные ледники, и следовательно, ледниковые отложения характерны для этих областей, причем специфичность окружающей обстановки сказывается на особенностях формирующихся отложений ледникового комплекса.

Горные ледники всегда существуют при низкой температуре, и их таяние связано с сезонными или климатическими изменениями температур. В вулканических областях они способны мгновенно разогреваться при вулканическом извержении.

Обычные ледники, спускающиеся с гор, разрушают скальные породы, слагающие гору. В вулканических областях они захватывают еще и лежащую плащом на склонах вулканов рыхлую тефру, обогащаясь таким образом мелкозернистым материалом (так же, как это присуще материковым льдам). С другой стороны, склоны вулканов часто бронируются лавовыми потоками, препятствующими разрушению склонов. Ледники, особенно выползающие из кратеров вулканов, в ряде случаев содержат еще и продукты разрушения стенок кратера.

Обычно горные ледники несут только тот материал, который они сорвали с поверхности "своей" горы. В вулканических областях к этому добавляется еще материал, извергнутый из недр, а также являющийся результатом разрушения горы вулканическим взрывом, причем часто не только "своего", но и соседнего или даже удаленного вулкана. Образно выражаясь, можно сказать, что если обычные ледниковые отложения создает только лед, то в вулканических областях их соз-

дают "и лед и пламень". Ледниковые отложения в современной вулканической области описаны И.В.Мелекесцевым (1965) и др.

Среди ледниковых отложений, как известно, выделяются две большие группы: моренные, связанные непосредственно с деятельностью ледника, и флювиогляциальные, сформированные потоками воды, образующимися в результате таяния льда. Е.В.Шанцер (1966) и некоторые другие исследователи выделяют среди водно-ледниковых отложений еще одну группу - ледниково-озерную (лимногляциальную). Однако последняя имеет значительно больше черт, сближающих ее с другими озерными отложениями, поэтому мы и считаем ее особой разновидностью класса озерных отложений.

Моренные отложения по месту образования, динамике накопления материала, составу и строению разделяются на основные, или донные, морены, конечные (краевые) морены и морены насыпные, или абляционные. В четвертичной геологии существуют еще более дробные деления, но мы не будем выделять их столь детально, так как их морфологические отличия, отчетливо видные в рельефе в современных и реже в четвертичных отложениях, с трудом обнаруживаются в более древних толщах. Кроме того, указанные нами три вида моренных отложении наиболее часто сохраняются и переходят в ископаемое состояние.

Флювиогляциальные отложения водно-ледчикового происхождения могут быть двух родов. Во-первых, приледниковые, возникающие по краю тающего ледника. Эти отложения наиболее характерны для материковых льдов. Другой тип флювиогляциальных отложений образуется деятельностью тающих вод в пределах самого ледника. По объему они имеют подчиненное значение в общем комплеске этих образований.

Итак, среди отложений данного генетического класса мы выделяем два типа: 1-й тип - собственно ледниковые моренные отложения с подтипами: 1) донные морены, 2) насыпные, или абляционные, морены, 3) конечные краевые морены; 2-й тип - водно-ледниковые флювиогляциальные отложения с подразделением на подтипы: 1) приледниковые флювиогляциальные отложения, или перигляциальные, 2) внутриледниковые отложения талых текучих вод, или интрагляциальные .

1-й генетический тип. Собственно ледниковые моренные отложения

Среди указанных подтипов этого генетического типа наиболее полно охарактеризованы отложения донной морены, многие признаки которых характерны и для других подтипов моренных образований. Поэтому мы начинаем с их описания, несмотря на то, что они больше развиты в областях материковых оледенений и менее типичны для отложений горных ледников в вулканических областях. Кроме того, не исключены и такие случаи, когда на территории вулканической области, если она находилась в высоких широтах, могли существовать и материковые ледники.

Первый подтип. Отложения донных морен. Как известно, стекающий с гор ледник производит большую механическую работу, срывая обломки горных пород ложа и перемещая их в виде донной морены. Механизм этой работы детально разобран Е.В.Шанцером (1966) и Ю.А.Лаврушиным (1970а, б), а также в ряде работ других исследователей. "Большая часть обломочного материала, срываемого ледником со своего ложа, так или иначе включается в нижнюю часть самой толщи льда, и поэтому донную морену нельзя представлять себе, как иногда думают, просто в виде слоя рыхлой обломочнои массы, зажатой между льдом и его коренным ложем. Валуны и мелкие обломочные частицы насыщают нижние горизонты ледника иногда до значительнои высоты над его постелью" (Шанцер, 1966, стр.215). Эта высота, например для гренландских ледников, может достигать первых десятков метров. Переход от насыщенной обломочным материалом нижней части ледника к его верхнеи части достаточно постепенен.

Отложения донных морен материковых льдов обычно отличаются крайним непостоянством минералого-петрографического состава и структуры. Горный ледник часто несет материал более однородный по вещественному составу, так как лед эродирует в основном породы только "своей" горы. В вулканической области отложения донной морены чаще будут представлять собой глыбы, обломки и более

мелкий раздробленный материал лавовых потоков и продуктов отложений камнепадов и пеплопадов (фиг. 39,40). Последние, кроме того, образуют прослои или перекрывают морену своеобразным "чехлом".

А.И.Москвитин (1957, стр.472) указывает, что "донные морены горных ледников отличаются от равнинных большей грубостью и пестротой состава. Часто они представлены накоплениями грубого щебневого, плотного утрамбованного материала". Однако в вулканической области донные морены могут иметь значительную примесь тонкозернистого вулканогенного материала за счет захвата со склонов вулкана продуктов пеплопадов. В ископаемом состоянии эти пеплы, изменившись, могут превратиться в глинистую массу, вследствие чего донная морена горного ледника в вулканической области может иметь черты, внешне сближающие ее с отложениями донных морен материковых льдов или же с моренами тех горных ледников, которые при движении захватывали продукты кор выветривания (как это, например, отмечал А.И.Москвитин для горных ледников Калбы и Рудного Алтая).

Общим признаком отложений донных морен остается то, что они сложены разнозернистыми несортированными обломками, всегда включающими то или иное количество щебня, гальки и валунов, беспорядочно распределенных в толще. Этот признак весьма сближает их по внешнему облику с отложениями иных генетических типов, в частности лахар и продуктов обрушения склонов. Это сходство усугубляется тем, что, как указывал Е.В.Шанцер, один из "классических" признаков ледниковых отложений - наличие ледниковой шлифовки и шрамов на поверхности валунов - встречается далеко на всегда, так как степень совершенства их обработки зависит от состава пород и длительности переноса без значительного дробления. В особенности это относится к горным ледникам, для которых, по мнению Е.В.Шанцера (1966, стр. 226), "наибольшая длительность переноса и большая роль материала внутренних и поверхностных морен вообще исключают хорошую обработку большинства валунов". В моренах, весьма удаленных от области питания ледника (материковых), хорошая шлифовка отмечается преимущественно на валунах очень твердых пород. Однако наряду с этим Е.В.Шанцер указывает, что при сравнительно небольшом переносе наиболее совершенную шлифовку и густую сеть тонких шрамов и штрихов приобретают тонкозернистые, более однородные породы и в том числе различные основные эффузивы. Существенно, что обнаруживание даже единичных валунов эффузивов со следами ледниковой обработки уже можно рассматривать как один из диагностических признаков этих отложений.

Характерна текстура отложений донных морен: обычно в области ледниковой аккумуляции обломочный материал донной морены ложится мертвым грузом на ложе ледника; вытаивание его из льда донной морены и уплотнение почти не сопровождаются механической дифференциацией компонентов по их размеру и весу. Следовательно, для этих отложений характерны отсутствие сортировки и неслоистая, весьма неоднородная текстура (см. фиг. 39). Лишь в некоторых случаях в отложениях донной морены местами может наблюдаться полосчатость за счет втягивания в ледник массы подстилающих рыхлых пород в виде наклоненных в сторону движения ледника языков, переходящих в горизонтальные полосы, которые, однако, быстро растаскиваются на отдельные гнезда и линзы и вскоре расплываются в основной массе морены (Шанцер, 1966). В интересующей нас обстановке эти полосы, очевидно, могут быть сложены рыхлыми продуктами пеплопадов (в ископаемом виде - туфами). Е.В.Шанцер считает, что эта полосчатость, если ее удается установить, может служить одним из основных диагностических признаков донной морены.

Необходимо подчеркнуть, что такую полосчатость ни в коем случае нельзя считать слоистостью породы, так как она является результатом послойного движения материала внутри морены. Полосы могут быть прослежены в обнажениях на десятки метров, но всегда постепенно расплываются и теряются. Ориентированность этих включенных масс отличает их от заворотов солифлюкционного типа.

Глинистым и суглинистым моренам присуща значительная уплотненность; например, в результате динамического воздействия массы движущегося льда уплотненность плейстоценовых суглинистых морен превышает уплотненность многих более древних глин, даже палеозойских. Песчаные и еще более грубозернистые по

составу морены, понятно, менее уплотнены, однако, по Е.В.Шанцеру, их строение должно быть все же более плотным, чем отложений аналогичного гранулометрического состава, но иных генетических типов. А.И.Москвитин (1957), описывая отложения донных морен горных ледников на Северном Кавказе, отметил, что моренный щебень, состоящий из черных сланцев с включением остроугольных глыб сланца и крепких темных изверженных пород размером до 2-4 м, так крепко спрессован, что держится в обнажениях отвесной стеной, высота которой достигает нескольких десятков метров.

В донных моренах материковых льдов отмечалась ориентировка длинных осей большинства валунов по направлению движения ледника. Кроме того, у всех валунов, приближающихся по форме к параллелепипеду, наиболее хорошо отшлифованы продольные грани, а торцовые почти не обработаны, лишь углы их несколько округлены (Шанцер, 1966). В углублениях заднего торца таких валунов, как правило, впрессованы пылевато-глинистые частицы, образующие корочку, очень плотно приставшую к валуну. Обычное расположение валунов - более широкой стороной вниз (утюгообразная форма). Есть основания предполагать также наличие ориентировки тонких, особенно глинистых, частиц в сторону движения ледника. Это может быть установлено путем изучения ориентированных шлифов. Возможно, ориентированность частиц, возникающая в условиях сравнительно медленного перемещения льда и под его давлением, действительно будет отличать моренные отложения от иных генетических типов, сходных с ними по другим признакам (например, от лахаровых). Однако в донной морене горного ледника на Северном Кавказе, как это отметил А.И.Москвитин (1957), длинные призматические валуны сланца были включены в моренные отложения беспорядочно, без заметной ориентировки их длинных осей.

Мощности отложений донных морен могут быть различными - от 1-2 м до нескольких десятков метров.

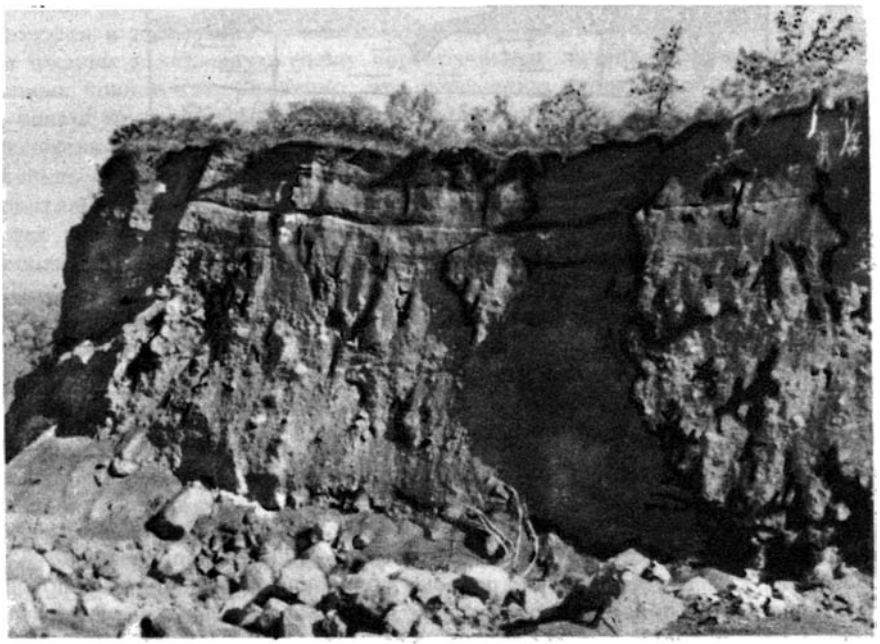
Не исключено, что в вулканических областях, где эндогенная подача выносит массу веществ, химически неустойчивых в поверхностных условиях, подледные диагенетические процессы, возможно, проходят здесь более активно, чем в моренах невулканических областей.

Второй подтип. Отложения насыпных (абляционных) морен. Абляционной мореной называют материал, заключенный в верхних частях ледника или же покрывающий его поверхность, который вытаивает при поверхностном стаивании льда. Этот материал ложится на поверхность донной морены, образуя с ней единый комплекс (фиг. 41). Абляционные морены особенно характерны для горных ледников.

"Абляционные морены состоят чаще всего из материала, частично промытого талыми водами, поэтому обеднены мелкозернистыми частицами и обладают относительно грубым супесчано-, песчано- и щебнисто-валунным составом. Они, как правило, несортированы и лишь в отдельных участках обнаруживают неправильную слоистость явно водного происхождения. В них уже не наблюдается ни четкой ориентированности валунов, ни других характерных структурных и текстурных признаков" (Шанцер, 1966, стр. 226), типичных для донной морены. В некоторых случаях отложения долинных горных ледников бывают представлены преимущественно абляционной мореной.

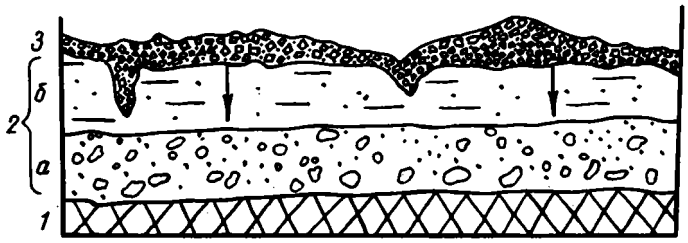
Понятно, что в вулканических областях, где в результате вулканических извержений очень много обломочных продуктов поступает на поверхность ледника сверху, морены абляционного типа должны иметь еще более широкое развитие. Очевидно, вещественный состав их здесь будет представлен в основном обломочным материалом камне- и пеплопадов, причем глыбы, а также мелкие обломки, попадая на лед и испытывая очень быстрое охлаждение, могут приобретать "оболочки закаливания".

Кроме того, поскольку горячий пирокластический материал частично расплавляет лед, здесь будут более отчетливо выражаться результаты перемыва, а может быть и некоторой водной сортировки. Таким образом, в вулканической области отложения абляционной морены по местоположению тесно связаны с основной мореной, но по механизму образования они в какой-то мере уже близки ко 2-му типу и, очевидно, также связаны с ним постепенными переходами. С другой стороны, отложения абляционных морен могут быть генетически и пространственно связаны с отложениями ледниковых лахар второй группы.



Фиг. 39. Морена верхнеплейстоценового оледенения, перекрытая почвенно-пирокластическим чехлом. Камчатка, долина р. Бильченок, Ключевская группа вулканов. Фото И. В. Мелекесцева

Фиг. 40. Почвенно-пирокластический чехол на поверхности морены верхнеплейстоценового оледенения в долине р. Бильченок, Камчатка. Фото И. В. Мелекесцева



Фиг. 41. Соотношение отложений донной и абляционной морен

1 – коренные породы; 2 – лед: а – нижняя часть ледника с донной мореной, б – верхняя его часть; 3 – обломочный материал на поверхности ледника (абляционная морена). Стрелками показано оседание обломочного материала при таянии ледника

Подача вулканогенного материала на поверхность ледника неравномерна и зависит от близости к месту эксплозии, поэтому, очевидно, отложения абляционной морены в вулканических областях должны иметь весьма невыдержанную мощность, образовывать линзы и отдельные скопления. Кроме того, если донная морена питается материалом "своего" вулкана, с которого сползает горный ледник, то в нагромождения обломков на поверхности ледника могут попадать продукты извержений разных вулканов и, следовательно, состав материала абляционной морены может сильно изменяться даже на относительно небольшом расстоянии.

Таким образом, в вулканической области в разрезе уже сформировавшегося комплекса моренных отложений при общей их несортированности по размеру вещественный состав может закономерно изменяться: от более однородного внизу до более разнородного в верхней части комплекса.

Третий подтип. Отложения краевых, конечных, морен. Под этими отложениями подразумевают скопления обломочного материала, перенесенного ледником и сгруженного у его окончания. Здесь выделяют группу насыпных морен, которые преобладают только среди краевых образований горных ледников, и группу напорных конечных морен, большей частью, а иногда и целиком сложенных смещенными и дислоцированными под напором ледника его флювиогляциальными отложениями и даже пачками перемытых пород ледникового ложа. Последние наиболее распространены в областях материковых оледенений.

В данном тексте под конечными моренами подразумеваются насыпные морены, состоящие из материала, транспортируемого льдом. Сложность механизма этих образований, а следовательно, и их внутреннего строения затрудняет диагностику. Отличие их от основных морен прежде всего в формах образуемого ими рельефа, однако в ископаемом состоянии этот признак уже почти исчезает. Вещественный состав отложений будет в общем мало отличаться от состава вышеописанных морен. Есть указания, что краевую морену отличают песчанистость, рыхлость и обилие валунов, в то время как донная морена более глинистая и плотная. В горных областях состав отложений краевых морен, очевидно, представляет смешение материала донной и абляционной морен. Краевая морена, образующая в рельефе холмы, в ископаемое состояние переходит в виде более или менее мощных линз. Мощность отложений конечных морен может достигать в горных районах сотен метров. Так, С. Бьенарт отметил, что в верховьях р.Хойт-Цэнэр-Гол, в средней части Монгольского Алтая, конечные и боковые морены имеют высоту до 300 м (при длине языков ледника 5 км). В других случаях, когда размеры ледника меньше, высота конечных и боковых морен не превышает 100 м.

Так как "любая насыпная конечная морена, даже целиком сложенная принесенным ледником моренным материалом, всегда в какой-то мере испытывает динамическое воздействие осциллирующего ледникового края" (Шанцер, 1966, стр. 211),

то признаки этого напора обнаруживаются во внутреннем строении морены. Они выражаются в нарушении правильности ориентировки валунов, в часто встречающихся вмятых в моренную толщу перекрученных линзах флювиогляциальных песков, ленточных глин и т.д. Очевидно, эти перемятые стратификационные текстуры являются одним из диагностических признаков этого подтипа.

Отложения конечных морен образуют тесную парагенетическую связь с флювиогляциальными отложениями 2-го типа. Они наиболее характерны для горных (а следовательно, для вулканических) областей и могут перейти в ископаемое состояние, так как формируются преимущественно в местах выхода ледников в область предгорий. В ряде случаев они частично перемываются талыми водами. Например, на о.Парамушир в конце почти всех троговых долин есть морены, в большинстве случаев перемытые (Федорченко, 1965).

2-й генетический тип. Водно-ледниковые флювиогляциальные отложения

В горных областях этот тип отложений развит слабо, он более характерен для материковых оледенений; однако вулканическая активность может вызывать дополнительное разогревание льда и, таким образом, в вулканической области этот тип отложений может быть встречен все же чаще, чем в других горных областях. Как мы уже говорили, в этом типе выделяются два подтипа - перигляциальные и интрагляциальные водно-ледниковые отложения.

Первый подтип. Перигляциальные (приледниковые) отложения. Флювиогляциальные отложения данного подтипа формируются текущими из-под тающего ледника водами, которые выносят на равнину переносимый ледником материал и отлагают его по периферии тающего ледника. Эти воды вначале образуют как бы сеть потоков, еще не имеющих оформленных долин и часто меняющих свое направление. Такие потоки формируют зандровые поля - своеобразные плаши флювиогляциальных отложений, имеющих свои структурно-текстурные особенности, которые отличают их от отложений иных генетических типов (Ботвинкина, 1962, 1965). Однако на каком-то расстоянии от края льда эти воды начинают оформляться в потоки типа речных, с уже достаточно выраженной долиной, и флювиогляциальные отложения переходят в аллювиальные, сначала еще нетипичные, а затем и в типичный аллювий.

В горных, в том числе и в большинстве вулканических областей, где ледники обычно заполняют межгорные или троговые долины, потоки, вытекающие из-под ледника, по существу почти сразу представляют собой реку, текущую в уже оформленной долине, но только с ледниковым питанием (что вообще характерно для многих горных рек). Здесь перигляциальные отложения образуют конусы выноса в области предгорий, где они будут иметь черты, весьма сходные с пролювиальными отложениями (Мелекесцев, 1969а; Мелекесцев, Краевая, 1964, 1966).

Второй подтип. Интрагляциальные (внутриледниковые) отложения образуются в результате переноса и отложения обломочного материала талыми водами, текущими по поверхности или внутри ледника. Они описаны для материковых льдов и, по-видимому, вообще менее характерны для горных ледников. Однако именно в вулканических областях они могут получить значительно большее развитие, так как при вулканических извержениях зачастую возможно частичное таяние ледника за счет его местного разогревания.

По составу эти отложения представляют переотложенный материал в основном абляционной морены, отличаясь от последней текстурой и большей сортированностью. Перенос текучей водой может создать в этих отложениях слоистость, прежде всего, очевидно, косую, неясно выраженную, со слабыми признаками сортировки, особенно, если текущие воды перегружены обломочным материалом. По-видимому, для вулканических областей типично включение интрагляциальных отложений в отложения абляционной морены в виде ее неотъемлемой составной части. При усилении таяния талые воды на поверхности ледника могут превратиться в ледниковый лахар. В этом случае интрагляциальные отложения переходят в лахаровые, являясь как бы связующим звеном между отложениями данного генетического типа и отложениями II генетического класса второй группы.

Кроме описанных двух типов к этому же генетическому классу надо, очевидно, отнести особый тип, возможный только в вулканических областях, - отложения ледников, заполняющих обширные кратеры потухших вулканов. Такие ледники не производят эродирующего действия на свое ложе, но сверху на них вперемежку со снегом неизменно поступают порции несортированного обломочного материала: продуктов разрушения стенок кратера, отложения камне- и пеплопадов соседних действующих вулканов. Все эти массы в дальнейшем в большинстве случаев так или иначе уничтожаются или переотлагаются, в ископаемое состояние переходят редко. Материалами по описанию конкретных отложений этого типа мы не располагаем.

Класс III. Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения широко развиты почти во всех вулканических областях, для которых характерен горный рельеф, и поэтому аллювий этих областей имеет черты, присущие вообще горному аллювию. Однако, кроме того, большое значение имеют особенности, связанные с деятельностью рек именно в области активного вулканизма, который оказывает разнообразное влияние на развитие речной сети, формирование и строение аллювия. Это и специфичность вулканического рельефа, и дополнительная подача кластического материала (тефрового и вулканотерригенного), температура и химизм речных вод и, наконец, парагенетические связи аллювия с отложениями генетических типов других групп, в особенности с отложениями лахар и раскаленных лавин, которые при транспортировке используют понижения речных долин.

Вулканический рельеф с его отдельными конусами вулканов, с его устойчивыми к размыву лавовыми и игнимбритовыми покровами и потоками, часто заполняющими речные долины, придает определенное своеобразие расположению речной сети. Речные долины часто радиально расходятся в стороны от вулканического конуса. Это в основном реки с ледовым питанием, в верховьях близкие к флювиогляциальным потокам, или же временные водотоки, а также барранкосы, присущие только вулканическим областям. В ряде случаев, особенно в высоких широтах, реки текут в троговых долинах, выработанных ледниками. Другой тип рек имеет линейное расположение, более или менее параллельное, вытянутое между хребтами и цепями вулканических гор. Мелкие реки обычно приспосабливаются к конфигурации лавовых потоков. Здесь часты внезапные подпруживания, в результате чего на некоторых участках речных долин седиментация приобретает черты озерной, пока река не восстановит свой нормальный режим. В таких случаях в ископаемом аллювии будут иметься прослои озерных отложений, сформированных в той же речной долине. Кроме этих типов рек в вулканических областях существуют также реки, текущие на значительном протяжении по равнинам (предгорным или межгорным), поэтому при построении палеогеографических карт для древних вулканических областей непригоден метод определения местоположения области сноса путем массовых замеров азимутов падения слойков косой слоистости речных отложений.

Дополнительный источник питания за счет вулканических взрывов, прерывисто, но мгновенно поставляющих огромные массы обломочных продуктов и воды, также накладывает особые черты на строение аллювиальной толщи. В частности, здесь наблюдаются реки, текущие в низовьях на значительном протяжении вдоль берега моря, отгороженные от последнего большим количеством выносимого и сгружаемого ими рыхлого обломочного материала. Примером таких рек могут служить малые реки низменного побережья Камчатки (Зенкович, 1953; и др.).

Содержание в водах рек как взвешенных, так и растворенных веществ резко меняется. После пеплопадов или даже после сильных ливней, смывающих пепловые накопления, реки (особенно мелкие) бывают столь перегружены взвесью, что превращаются почти в грязевые потоки типа селей или становятся близкими к лахарам. Изменчив и химический состав воды. Так, по наблюдениям А.С.Калугина (устное сообщение), вода в реках после ливней на Курильских островах становится кислее в результате сильного плоскостного смыва с вулканических пород. Изменчив и температурный режим речных вод.

Наконец, активный тектонический режим, характерный для этих областей, с частыми опусканиями участков земной поверхности по разломам и формированием вулканотектонических депрессий, естественно, нарушает режим рек. В результате здесь можно ожидать смену различных фаз аллювиальной аккумуляции, нетипичную для обычных рек; так, на каком-либо участке речной долины инстративный тип может сменяться констративным типом, выражающимся в усиленном заполнении долины осадками; последнее будет тем интенсивнее, чем больше река пергружена наносами.

Иногда реки, выходя в предгорья, не достигают моря, а образуют конусы выноса и сухие дельты или же растекаются в виде плащевых потоков, и, таким образом, аллювиальные отложения переходят в пролювиальные (т.е. становятся уже иным генетическим типом).

В пойменный аллювий вулканических областей часто включаются линзы пролювиальных конусов выноса притоков; иногда пойменная седиментация сменяется озерной. В мелкозернистых пойменных осадках нередки включения крупных обломков пемзы, плавающих в реке и заносимых на ее пойму (Кременецкая, 1973).

Горный аллювий вообще - это отложения, сравнительно редко сохраняющиеся от дальнейшего разрушения и, следовательно, редко переходящие в ископаемое состояние. Как правило, сохраняются преимущественно предгорные конусы выноса. В вулканической области больше условий для сохранения горного аллювия даже в горных долинах и ущельях, так как по последним устремляются потоки лавы, раскаленные лавины, игнимбритовые потоки, которые как бы "запечатывают" сверху рыхлые русловые отложения (конечно, частично вбирая в себя и видоизменяя их верхнюю часть).

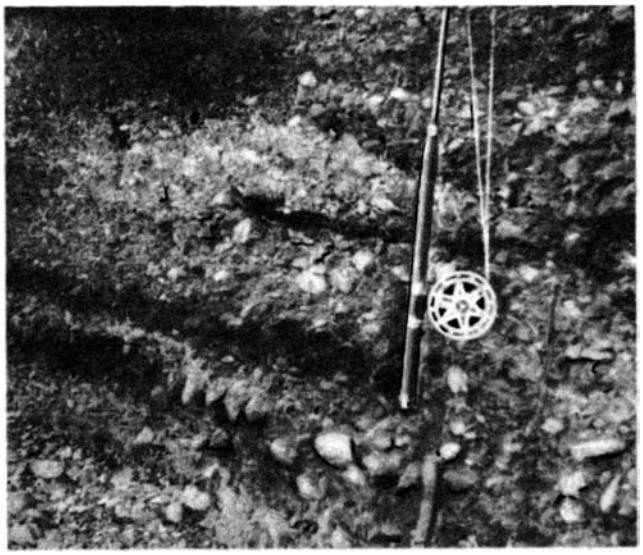
Многие исследователи относят к аллювию отложения только постоянно действующих рек с постоянными водотоками, но мы присоединяемся к мнению Е.В.Шанцера, который относит к аллювию отложения любых пересыхающих и временных водотоков. Это мотивируется двумя соображениями. Во-первых, в природе вообще редко встречаются водотоки с более или менее постоянными расходами в течение всего года. Как указывает Е.В.Шанцер, "подавляющее большинство даже постоянных рек характеризуется чередованием паводков и межени, при смене которых расходы изменяются иногда в десятки раз. Пересыхающие реки и ручьи аридных областей суши отличаются лишь более глубокой и длительной меженью, во время которой поверхностный ток воды на некоторое время может полностью прерваться..." (Шанцер, 1966, стр. 174). Если это длится большую часть года, то говорят уже не о пересыхающих, а о периодических реках или водотоках. "От них остается уже один шаг до эпизодических водотоков пустынь..." (там же). Добавим к этому, что в вулканических областях многие реки питаются водами ледников, тающих неравномерно. Еще более неравномерен режим питания рек в результате действия вулканизма. Таким образом, эта неравномерность режима питания рек вулканических областей делает почти невозможным проведение границы между аллювием постоянных рек, пересыхающих рек и временных потоков.

Во-вторых, механизм формирования аллювиальных осадков разных рек по существу одинаков. Как отмечает Е.В. Шанцер (там же), "динамика течения воды и общие закономерности ее эрозионной, транспортирующей и аккумулирующей деятельности остаются одинаковыми" для этих различных форм водотоков.

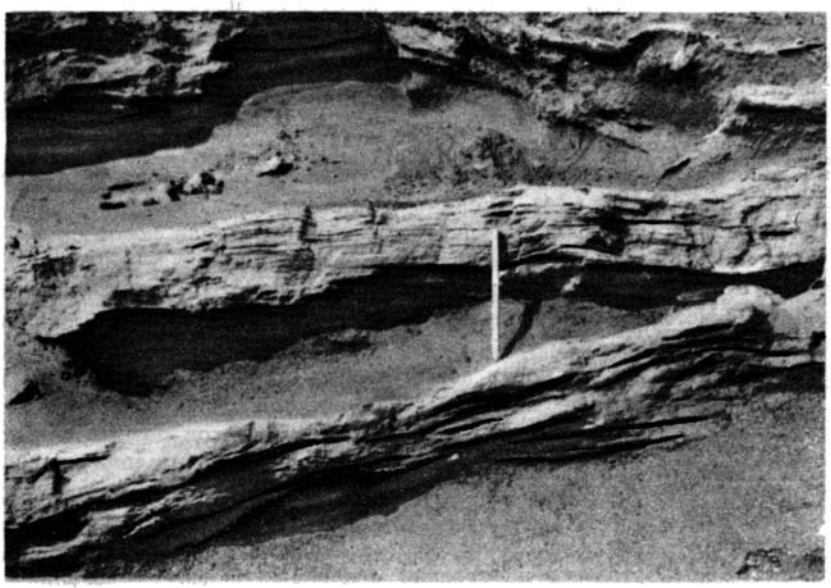
Однако аллювиальные отложения постоянных рек и временных водотоков, конечно, различаются и по составу, и по степени механической дифференциации слагающих осадков, и по деталям строения. При этом "наиболее хорошо дифференцированным и типично построенным является аллювий относительно крупных постоянных рек" (там же, стр. 175). Поэтому среди аллювиальных отложений и выделяются следующие три типа: 1-й тип - плоскодолинный (равнинный) аллювий постоянных рек; 2-й тип - аллювий горных рек (в том числе иногда пересыхающих); 3-й тип - аллювий временных пересыхающих водотоков.

Выделяемые обычно как фации аллювия русловые, пойменные и старичные отложения представляют подтипы каждого из перечисленных генетических типов.

Описание данного генетического класса начато нами с особенностей равнинного аллювия, потому что основные, так сказать, "классические" признаки аллювиальных отложений разработаны именно на этом, наиболее хорошо изученном типе.



Фиг. 42. Русловой аллювий р.Натана Матерая (голоцен), Камчатка, Срединный хребет. Фото Т.Н. Кременецкой



Фиг. 43. Пойменные голоценовые отложения. Чередование тонкослоистых суглинистых прослоев с неслоистыми тефрогенными гравийными песками. Камчатка, район вулкана Толбачик. Фото Т.Н. Кременецкой

Характеристика же других типов дается уже в сравнительном аспекте. Отложения третьего типа как по ряду признаков, так и по условиям образования являются переходными к отложениям следующих генетических классов - пролювиальным, делювиальным и коллювиальным.

1-й генетический тип. Аллювий равнинных (плоскодолинных) постоянных рек

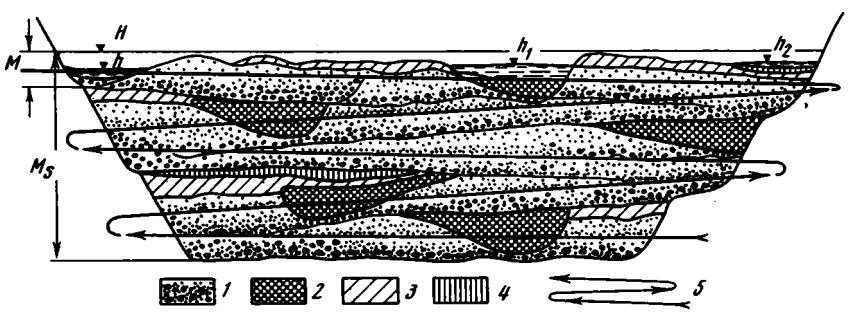
Этот аллювий формируется реками, текущими по дну более или менее широких и плоских долин или же на равнинах, расположенных у подножия вулканических гор. Его черты сходны с признаками аллювия рек равнинного типа, которые достаточно широко известны (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1963; Ботвинкина, 1962; Ламакин, 1950; и др.). Поэтому мы перечислим эти признаки очень кратко.

Отложения данного типа слагаются обломочным материалом, довольно разнообразным по гранулометрическому составу - от гравия и крупнозернистого песка (фиг. 42) до алеврита и глины; однако наиболее типичны все же песчаные отложения. Окатанность зерен различная, сортировка средняя. Вещественный состав обломочного материала определяется областью питания. В данном случае он в значительной степени будет вулканогенным и вулканотерригенным. Т.Н.Кременецкая (1973) наблюдала на пойме чередование тонкозернистых слоистых аллювиальных отложений с неслоистыми тефрогенными песками (фиг. 43).

Слоистость в русловых речных отложениях обычно косая, мелкая и крупная: мощность косослоистых серий от 10 см до первых единиц метров. Направления падения косых слойков для каждого пункта могут колебаться обычно в пределах не более 90°, т.е. косая слоистость однонаправленная. Однако от пункта к пункту (по течению реки) азимуты падения косых слойков могут весьма резко изменяться. Углы наклона слойков чаще 20-30° (до 35°). Характерна многостепенная ритмическая сортировка зерен: в каждом косом слойке, внутри серии слойков от ее нижней границы к верхней, а также иногда от серии к серии снизу вверх размер зерен постепенно уменьшается (Ботвинкина, 1962). Для отложений этого генетического типа весьма характерно двучленное строение всей аллювиальной толщи в целом: выделяются русловой и пойменный аллювий; каждый из них имеет свои особенности.

В равнинных реках повышенная против нормальной мощность аллювия и формирование аллювия констративного типа (фиг. 44) обычно связаны с прогибанием области и переходом речного русла в более верхние горизонты (Ламакин, 1950). Здесь же перегрузка потока вулканогенными наносами приводит, очевидно, к тому, что образуется аллювий повышенной мощности и констративного типа совершенно независимо от прогибания, особенно в глубоко врезанных долинах. Это подтвердили работы Т.Н.Кременецкой (1973).

В равнинном аллювии в связи с сезонными половодьями и последующим спадом вод периодически формируются прослои заиления, особенно на пойме. Здесь же



Фиг. 44. Схема строения толщи констративного аллювия (по Е.В. Шанцеру, 1966)

H - уровень полых вод; h - уровень межени в действующем русле реки; h_1, h_2 - меженный уровень стариц и вторичных водоемов поймы; M - нормальная мощность аллювия при перстративной аккумуляции; M_s - суммарная мощность констративной аллювиальной толщи; 1 - русловой аллювий; 2 - старичный аллювий; 3 - пойменный аллювий; 4 - отложения вторичных водоемов поймы; 5 - общее перемещение русла в ходе накопления констративно наслоенной аллювиальной толщи

мутность рек, время от времени (спазматически) повышающаяся за счет добавочного питания вулканокластикой, может создавать в отложениях значительно менее равномерные прослои заиления, чем сезонные.

Реки вулканических областей, даже равнинные, часто имеют ледниковое питание. В результате этого их половодья более длительны (в областях с умеренным климатом могут занимать почти весь летний сезон); кроме того, они постоянно перегружены обломочным материалом. Это приводит к выработке широких постоянных русел, способных пропускать большие массы воды и обломочного материала.

Наряду с этим не исключено, что заполнение речного русла в каком-то интервале в результате вулканического взрыва (или же перерезание части русла) может повлечь отчленение старых участков русла от новых и превращение их в своеобразные озера. Поэтому старично-озерный аллювий, вообще нетипичный для горных областей, в областях активного вулканизма иногда может быть развит даже в большей степени, чем в долинах типичных равнинных рек.

Таким образом, в этом типе выделяются три подтипа: русловой, пойменный и старичный аллювий постоянных долинных рек.

2-й генетический тип. Аллювий горных постоянных рек

Этот тип характерен для вулканических областей. Основные его признаки обусловливаются прежде всего горным рельефом. Как известно, осадки горного аллювия обычно значительно грубее: это преимущественно галечники с валунами и глыбами и с более мелкозернистым материалом, заполняющим пространства между более грубыми обломками. Окатанность материала различная в зависимости от состава породы; кроме того, поступление в горную реку все новых порций материала за счет боковых притоков приводит к смешению хорошо окатанных и почти неокатанных обломков. Поэтому сортировка компонентов осадка плохая.

Слоистость в галечном аллювии часто косая: направленность косых слойков различная: достаточно хорошо окатанные гальки в чистом галечнике образуют "черепитчатую" текстуру, причем они располагаются с наклоном под углом около 45° навстречу потоку (так как в этом положении гальки наиболее устойчивы и задерживаются на дне; гальки же, занимающие иную позицию, менее устойчивы и уносятся потоком дальше). Однако если имеется смешанный песчано-галечный материал, то гальки, как правило, приспосабливаются к косой слоистости донных песчаных валов и располагаются по направлению потока, еще более подчеркивая рисунок косой слоистости. Часто слоистость видна плохо, а на небольших участках может быть почти не видна.

В горном аллювии также могут быть выделены три подтипа - русловой, пойменный и старичный, но преимущественное развитие имеет русловой. Кроме того, здесь большую роль играют пролювиальные выносы и склоновые отложения, так что мы часто можем видеть латеральные переходы аллювия в отложения IV, V и VI генетических классов данной группы (в пролювиальные вниз по течению, а по направлению к бортам долины - в делювиальные и коллювиальные образования). По мере приближения к ледниковой области питания аллювий может переходить во флювиогляциальные отложения.

В поперечном сечении речных долин для аллювия горных рек характерно наличие как бы наложенных линз галечного и песчано-галечного материала, "достигающих нескольких метров мощности и десятков метров в поперечнике и протягивающихся иногда на значительное расстояние вниз по течению" (Шанцер, 1966, стр. 194). Плохая сортировка внутри таких линз еще более усиливается заполнением промежутков между гальками более мелким обломочным материалом. При этом Е.В. Шанцер указывает, что этот "заполнитель", во-первых, образуется не совсем одновременно: бо́льшая часть его приносится и оседает вместе с гальками и валунами, но часть поступает позже. Во-вторых, эта вторая часть "заполнителя" получает возможность некоторой гравитационной сортировки во время движения наносов, в результате чего грубогалечные аллювиальные накопления горных рек превращаются как бы в ловушки более тяжелых минералов, в том числе и рудных (благородных и редких металлов, олова и др.). Таким образом, наряду

с общей плохой сортировкой горного аллювия его мелкозернистая составная часть может оказаться отсортированной довольно хорошо.

Отложения горного аллювия вулканических областей теснейшим образом связаны с отложениями лахар (особенно ливневых), и часто отмечается чередование этих отложений в разрезе. Такой пример был приведен выше (см. описание IV класса второй группы).

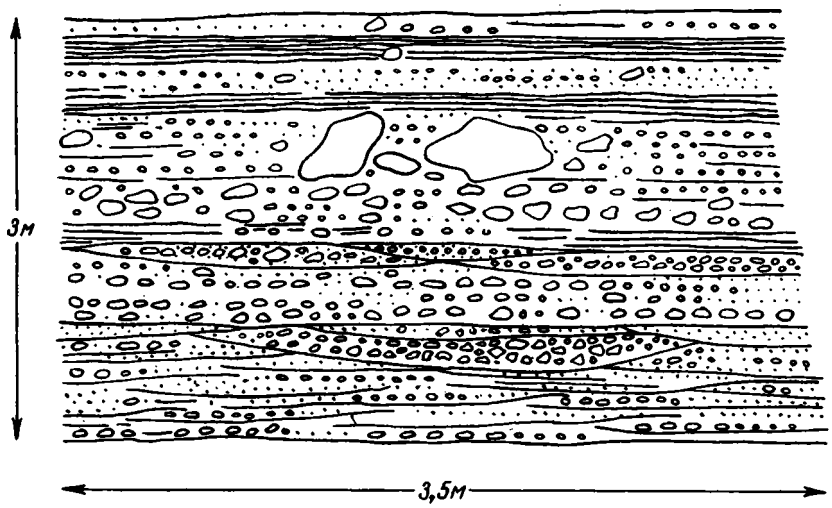
Устремляясь по речной долине, лахар как бы "сносит" верхнюю часть аллювия, включая его в себя. После отложения массы лахара и восстановления в долине нормального речного потока последний врезается в лахаровые отложения и частично перерабатывает их, а материал лахара включается в нижние горизонты аллювия. Понятно, что различить эти отложения, может быть, весьма затруднительно. Но делать это необходимо, так как если в речных отложениях горных рек мы можем ожидать присутствие ряда полезных ископаемых, то в отложениях лахар условий для их концентрации нет. Наконец, были отмечены пространственные переходы аллювия вверх по разрезу или же вверх по течению в отложения раскаленных лавин в том случае, если последние устремлялись по речной долине (см. выше).

М.Д.Гаврилов (1952), разбирая особенности развития горных речных долин, вводит понятие "относительная нагрузка потока" (или сокращено - ОНП), представляющее отношение фактически поступающих в реку наносов и ее транспортирующей способности. Для аллювия вулканических областей особенно характерны сильные эпизодические изменения ОНП, которые могут создавать большие мощности горного аллювия (для которого вообще более типичны небольшие мощности выстилающего "инстративного" аллювия). Благодаря большой величине ОНП река может начать аккумулировать даже при поднятиях горной страны, что также типично для вулканических областей. Таким образом, рост вулканов, изменяющий профиль равновесия рек, вместо того чтобы вызывать врезание речного русла, иногда может, наоборот, привести к аккумуляции в горной речной долине. Аккумуляции в низовьях речных долин способствует также состав пород в области сноса, особенно, если они рыхлые (как, например, свежая тефра).

3-й генетический тип. Аллювий временных водотоков (пересыхающих рек, временных потоков и сухих русел, барранкосов)

Временные потоки - частое явление в областях активного вулканизма. К ним относятся пересыхающие реки, русла которых заполняются водой в период половодья и пересыхают в межень (т.е. сезонно-действующие реки), а также временные потоки, возникающие эпизодически. Последние особенно характерны для вулканических областей. При описании лахар (см. вторую группу) мы разобрали особенности отложений таких потоков в случае, если они перегружены осадочным материалом и являются каменно-грязевыми потоками (типа селей), т.е. пролювиальными образованиями. Однако в этой обстановке еще более часто могут возникать временные потоки, несущие обычную для аллювиального потока (или же немного большую) нагрузку. Причиной их появления могут быть сильные ливни, часто сопровождающие вулканическую деятельность, эпизодическое таяние снега и льда в результате внезапного разогрева последних при вулканическом взрыве и, наконец, иногда за счет усиления деятельности гидротермальных источников (т.е. те же причины, которые вызывают появление трех подтипов лахар).

Об особенностях отложений временных потоков, в частности об их текстуре, существует определенное, "классическое" представление: из книги в книгу переходит рисунок, изображающий чередование более грубозернистых косослоистых серий с более тонкозернистыми горизонтальнослоистыми сериями. Однако, как показало наше исследование (Ботвинкина, 1962), это лишь один из частных случаев, а вообще текстура отложений временных потоков бывает чрезвычайно разнообразной. Более того, удалось установить, что текстуры отложений временных потоков ближе к текстурам аллювия, формировавшегося в той же обстановке, чем к текстурам отложений временных же потоков, но образовавшихся в иных фациальных условиях (Ботвинкина, 1962), что указывает на сходство механизма их формирования. Поэтому прав Е.В.Шанцер, отнесший эти образования к аллювию, а не к пролювию.



Фиг. 45. Параллельнолинзовая слоистость в валунно-галечно-песчаных отложениях сухой р.Апахончичской, восточное подножие Ключевской сопки (по И.В. Мелекесцеву, Т.С. Краевой, О.А. Брайцевой, 1970)

Очевидно, в отложениях временных и пересыхающих потоков областей активного вулканизма следует ожидать тот же грубозернистый материал, крупную, часто неясно выраженную косую однонаправленную слоистость, появление линз иного материала (часто за счет боковых притоков) и другие признаки речных отложений. Еще больше они будут сходны с последними по структурным признакам и составу. Специфичность их в том, что в периоды, отвечающие прекращению водотока, аллювиальные отложения могут быть перекрыты не только прослоем заиления, но и пирокластическим материалом, принесенным по воздуху от центра вулканического взрыва. Этот материал большей частью смывается при возобновлении водотока, но иногда его отдельные прослои или линзы могут частично сохраниться. В этом случае при переходе в ископаемое состояние мы обнаружим в осадочной толще с признаками аллювиального генезиса прослои или даже чаще линзы туфа без следов обработки его фрагментов при переносе. Последнее, таким образом, не должно являться основанием для отрицания аллювиального генезиса. Эти туфы будут указывать лишь на то, что мы имеем дело с аллювиальными отложениями не постоянного, а временного потока.

Отложения сухих рек вулканических областей описаны на Камчатке А.А.Былинкиной (1954), Е.Ф.Малеевым (1963б), Т.С.Краевой (1964), Т.С.Краевой, И.В.Мелекесцевым (1969) и другими исследователями. Для отложений этих рек характерны линзовидное строение, грубость кластического материала и частая смена его гранулометрического состава (фиг. 45). В низовьях сухая река расширяется, борта ее постепенно снижаются, и на пологих склонах вулкана она разливается на сотни метров, часто меняя русло. По мере удаления от вулкана крупность материала постепенно уменьшается и в 30-40 км от центров крупных стратовулканов временные потоки сухих рек отлагают более мелкий песчано-гравийный материал (Малеев, 1963б).

Мы видим из этой краткой характеристики, что отложения сухих рек имеют много сходства с пролювиальными отложениями следующего, IV, класса.

Кроме описанных временных потоков аллювиального типа в вулканической области возникают еще временные потоки, специфичные именно для этих областей, происхождение их обязано дождям, часто обильным. Это плащевые, или плоскостные, потоки, стекающие по твердой поверхности лавовых покровов почти без врезания ("распластанные"), а в других случаях - резко противоположные им по локализации в пространстве потоки, стекающие по барранкосам, работающие в основном

Фиг. 46. Пойменные голоценовые отложения. Вулканические пеплы (белые) с текстурами мерзлотных котлов. Камчатка, район вулкана Толбачик. Фото Т.Н.Кременецкой

на врезание и переходящие в иные виды потоков у подножия вулкана. Наконец, могут быть мелкие потоки, смывающие мелкими струями рыхлый пепловый покров, но отложения последних мы относим уже к типу делювиальных.

Плоскостные временные потоки, стекающие по поверхности лав, отличаются от плащевых временных потоков, формирующих осадки такыров, и от растекающихся по равнине грязекаменных потоков лахар. Они могут образовать небольшой мощности прослои вулканотерригенных пород между смежными лавовыми потоками. Признаки этих отложений имеют черты сходства с делювиальными.

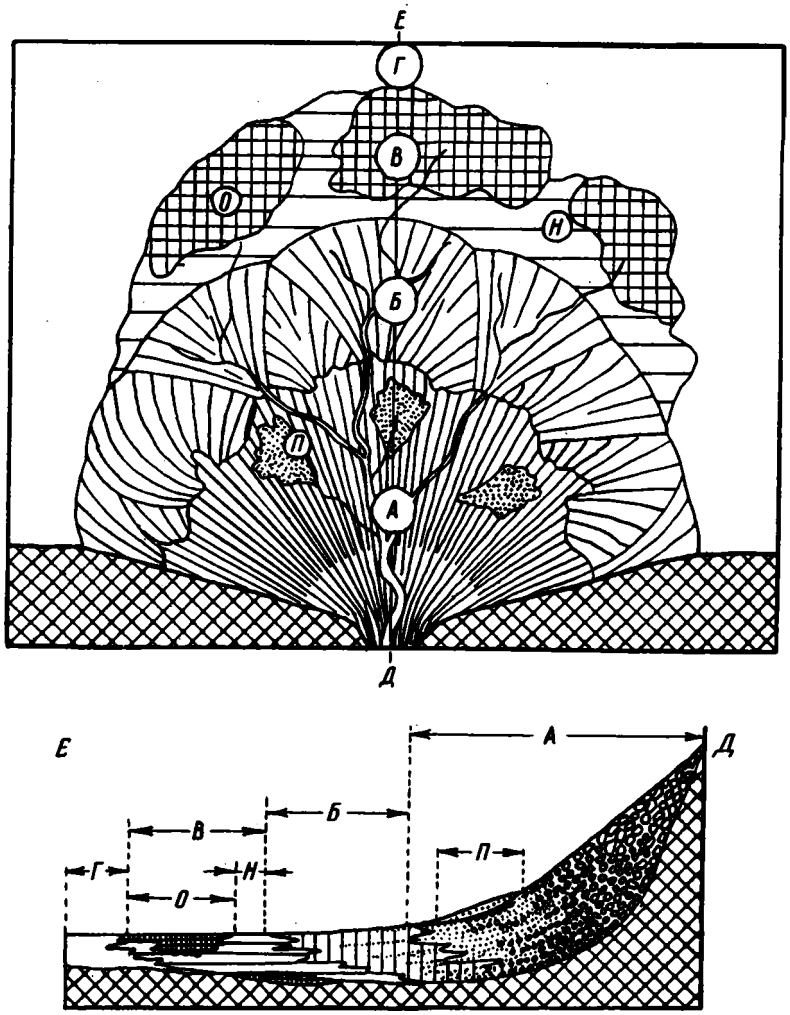
Отложения барранкосов сходны с отложениями коллювия и отчасти делювия. Отложения плащевых и барранкосовых потоков редко сохраняются.

Мы видим, что генетический тип отложений временных потоков как бы переходный от аллювия к другим генетическим типам: его отдельные разновидности несут черты то пролювия, то делювия, то коллювия. Отмечается также чередование отложений этих генетических типов с типичным аллювием.

Мы рассмотрели черты аллювиальных отложений разных типов и подтипов. Но можно наметить ряд признаков, которые, по-видимому, вообще типичны для аллювия вулканических областей. Это пестрота состава, специфичность формы фрагментов породы и их худшая сортировка по сравнению с аллювием иных областей (см. фиг. 42). Здесь часто в мелкозернистом материале могут быть встречены грубые включения и обломки. Установлена специфичность текстур: наряду с характерной для аллювия слоистостью здесь появляются многочисленные текстуры нарушений - оползания, взмучивания, разламывания, внедрения одного слоя в другой (фиг. 46), знаки нагрузки и другие, вообще нехарактерные для аллювиальных отложений. Наблюдаются неустойчивая мощность слоев, фациальная изменчивость и частое переслаивание аллювия с отложениями иных генетических типов, что создает сложное строение аллювиальных толщ. Характерно формирование констративного аллювия повышенной мощности, особенно в связи с эксплозивной вулканической деятельностью. Т.Н.Кременецкой (1973) было замечено при изучении молодого аллювия на Камчатке, что эксплозивный тип вулканизма способствует развитию пойменного аллювия, тогда как эффузивный вулканизм, напротив, способствует развитию аллювия руслового. Таким образом, преобладание того или иного подтипа здесь определяется не только режимом реки, но и вулканической деятельностью. Т.Н.Кременецкой была подмечена сопряженность изменения аллювиальных и дельтовых отложений, а также специфичность аутигенного минералообразования в аллювиальных толщах вулканических областей.

Класс IV. Пролювиальные отложения

К пролювию мы относим отложения наземных (субаэральных) сухих дельт, формируемых преимущественно постоянно действующими реками, иссякающими в нижнем течении, а также конусов выноса и предгорных шлейфов, образующихся в результате деятельности временных потоков (В.И. Попов относит их к "подгорно-веерному поясу"). По Е.В. Шанцеру (1966), пролювий - это конечный продукт аллювиального процесса. Он считает, что пролювий является как бы "заместителем" аллювия в засушливом климате, где он достигает большого развития. В гумидных зонах он обычно развит слабо, и черты его бывают столь неопределенные, что можно выделять только смешанные делювиально-пролювиальные отложения.



Фиг. 47. Схема строения крупного конуса выноса (наземной дельты) постоянной реки (план и радиальный разрез по Е.В. Шанцеру, 1966)

А - вершинная зона, сложенная русловыми (потоковыми) отложениями; Б - средняя зона накопления "веерной фации" по периферии конуса; В - фронтальная зона разливов и накопления осадков "застойноводной" фации; П - покровные пески и супеси частных вееров выноса в пределах вершинной зоны; О - озерные осадки; Н - наземные (болотно-солончаковые) осадки; Г - непролювиальные отложения предгорной равнины; косая клетка - породы ложа и горного склона

Однако в вулканических областях это положение справедливо в большей степени для отложений сухих дельт, формирование которых также определяется прежде всего климатическими условиями. Кроме того, здесь реки иссякают, уходя в свои же рыхлые наносы. Конусы выноса и предгорные пролювиальные шлейфы могут образовываться в вулканических областях временными потоками, несущими большую нагрузку, не только в аридном, но и в гумидном и даже в нивальном климате. Таким образом, формирование пролювия в вулканической области обусловливается не только климатом, но и рельефом и непосредственным действием самого вулканизма.

Пролювиальные отложения описывались многими исследователями (Ботвинкина, 1962, 1965; Елисеев, 1965; Курдюков, 1957; Наливкин, 1955, 1956; Попов, 1954; Шанцер, 1966; Blissenbach, 1954; McKee, 1957; и многие другие). Общей характерной чертой их является отмечаемая всеми исследователями довольно резкая зональная концентрическая дифференциация материала, выносимого из горной области в предгорья (фиг. 47). И в сухих дельтах, и в конусах выноса выделяется приустьевая часть конуса, называемая "вершинной", "внутренней зоной", "потоковой фацией" (Елисеев, 1965), "веерно-обломочной зоной" (Попов, 1954), "фангломератовой зоной". Мы будем далее называть ее вершинной зоной, так как она составляет вершину пролювиального конуса. Зона представлена обычно грубозернистыми осадками, которые по мере удаления от вершины конуса становятся все менее грубыми и далее переходят в окружающую ее полукольцом периферическую зону, сложенную значительно более мелкозернистым материалом. Эту зону называют также "краевой", "веерной фацией", "веерно-мелкоземистой зоной", "фаналевритовой зоной". Мы в дальнейшем будем называть ее периферической зоной. В последней иногда выделяется еще подзона, которую называют по-разному: "застойноводной", "отложений разливов", "озерно-болотных отложений", "веерно-застойной", "плейясовой". В разрезе указанные зоны выделяются достаточно отчетливо, хотя между ними и существуют постепенные фациальные переходы.

Признаки отложений сухих дельт и конусов выноса весьма сходны, так что многие исследователи вообще не делают между ними различия. Например, В.И. Елисеев (1965, стр. 36) пишет: "Термины "конус выноса" и "сухая дельта", с нашей точки зрения, являются синонимами". Поэтому он выделяет "пролювий крупных постоянных рек" и "пролювий временных водотоков". Это разделение вполне закономерно, так как механизм образования отложений постоянными или временными потоками все же несколько различен; поэтому и в осадках возникают не только черты сходства, но и черты различия. Нам представляется все же целесообразным разделить понятия "сухая дельта" и "конус выноса", отнеся первое только к постоянным рекам, а второе – к временным водотокам. Общим же, объединяющим их названием остается термин "пролювий".

Таким образом, среди пролювиальных отложений данного генетического класса мы выделяем два типа: 1-й тип – отложения сухих (наземных) дельт, формируемых постоянными реками (преимущественно тогда, когда вулканическая область находится в аридном климате); 2-й тип – отложения конусов выноса и предгорных шлейфов (образуемых временными потоками в вулканической области любой климатической зоны).

1-й генетический тип. Отложения сухих (наземных) дельт крупных постоянных рек

Эти отложения в плане имеют описанную выше отчетливо выраженную концентрическую зональность. Вершинная часть конуса слагается грубым, но окатанным обломочным материалом, хорошо отмытым и довольно хорошо отсортированным. Это в основном галечники с большей или меньшей примесью валунного материала и с линзами песков и суглинков. Основная часть конуса дельты образуется системой русел, мигрирующих по поверхности конуса. Некоторые более мелкие из этих русел кончаются, не достигая края зоны, и образуют наложенные более мелкие частные конусы выноса, обычно представленные и более мелкозернистым материалом (линзы песков). В лужах и углублениях русел после спада полых вод возникают заиливающиеся участки, дающие линзы суглинков.

Протяженность вершинной зоны бывает различной, достигая одного- двух десятков километров. На этом расстоянии крупность фрагментов, составляющих осадки, постепенно убывает и, наконец, галечники сменяются песками. Для галечных отложений вершинной части характерна облекающая слоистость (стратификация), параллельная поверхности конуса дельты. Она подчеркивается расположением линз иного материала, в основном более тонкозернистого. В то же время тонкая слойчатость внутри осадка наблюдается не всегда, но отмечается слоеватость, выраженная ориентированным расположением галек.

Характерно, что содержание примеси глинистого материала обычно уменьшается снизу вверх по разрезу дельты; это объясняется режимом потока, повторным перемыванием верхних накопившихся ранее осадков и выносом из них тонких глинистых частиц. Однако в вулканической области это соотношение, очевидно, не обязательно, так как появляющаяся временами повышенная мутность рек, вызываемая поступлением дополнительных порций тонкого пирокластического материала может создать прослои, обогащенные более тонкозернистым материалом в любом месте вершинной части конуса сухой дельты. Кроме того, за счет вулканических взрывов возможно появление в галечно-валунной массе обломков резко различной степени окатанности.

Мощности отложений этой части конуса могут быть довольно большими (от единиц и десятков метров до сотен метров). При этом повышенные мощности и относительно более крутые углы наклона слоев (до нескольких градусов) ближе к вершине конуса сухой дельты, к периферии они выполаживаются. Так же убывают к периферии и мощности. В.И. Елисеев для сухой дельты р. Джаманты отмечает уменьшение мощности отдельных пачек отложений от 30 до 3,5 м, т.е. почти в 10 раз.

Там, где большинство русел иссякает, образуется периферическая зона конуса сухой дельты, состоящая из многочисленных, сливающихся один с другим вееров выноса. Обычно они представлены песчаным или алевритовым материалом с линзами гравия, а в углублениях между веерами, в которых застаиваются полые воды, выпадают алеврито-глинистые осадки, имеющие тонкую параллельную слоистость, горизонтальную или же изогнутую параллельно поверхности впадины (слоистость заполнения). Кроме того, отмечается текстура нарушенной слоистости (как бы "перекопанной").

Очевидно, в ряде случаев в осадках обеих зон можно ожидать местами крупную косую веерообразно-разнонаправленную слоистость, характерную для обычных субаквальных дельт. Наличие такой слоистости в ископаемой осадочной толще явно континентального происхождения и в сочетании с другими соответствующими признаками отложений указывает на формирование их в виде сухой дельты. Мощности отложений этой зоны обычно меньше, чем предыдущей (единицы метров).

Таким образом, и по процессу седиментации, и по признакам осадков мы можем выделить два подтипа: отложения вершинной зоны сухих дельт и отложения периферийной зоны сухих дельт.

По окраине периферической зоны и за ее пределами располагается площадь, занимаемая разливами во время половодий. Здесь возникает система различных мелководных водоемов, часто пересыхающих: мелких озер и болот, а также (что особенно характерно для аридных областей) соров, солончаков и такыров. Эти водоемы питаются кроме поверхностного стока также и грунтовыми водами, насыщающими галечные выносы сухих дельт постоянных рек. Этот комплекс отложений В.И. Елисеев (1965) называет застойноводными, а В.И. Попов (1954) - вееро-застойной (или плейясовой) зоной. Здесь формируется комплекс тонкозернистых обломочных и хемогенных отложений - пески и алевриты, часто сильно загипсованные, алевритистые и карбонатные глины, мергели. Слоистость в них, как правило, тонкая, горизонтальная, иногда неясная. В.И. Попов указывает, что наиболее ровная горизонтальная слоистость образуется в отложениях такыров.

Нам представляется, что эту область нельзя относить собственно к пролювию как к определенному генетическому типу, так как здесь возникают осадки уже нескольких других генетических типов, хотя и тесно связанных в едином комплексе с пролювиальными отложениями сухих дельт. Бывают также реки, которые практически почти не создают вершинной и периферической зон, а выходя в предгорья,

образуют преимущественно отложения болотно-солончакового и озерно-болотного типов. Эти отложения также нельзя относить к пролювиальным, хотя по происхождению они и соответствуют таковым.

Более мощные реки могут продвигаться дальше в глубь равнинной предгорной области, образуя более распластанные веера, плоские и широкие "наземные дельты равнинного типа" (Курдюков, 1957). Эти отложения представлены преимущественно косослоистыми песками и по ряду признаков напоминают аллювиальные.

Таким образом, мы видим, что пролювиальные отложения сухих дельт и по признакам, и по занимаемому месту в пространстве являются переходными к аллювию. По ряду признаков они сходны с дельтовыми отложениями речных выносов в водный бассейн и, являясь конечной фазой речной деятельности, занимают то же место, что и подводные дельты, но только в наземных условиях. От отложений подводных дельт их отличают зональное строение толщи и ряд других признаков, в том числе парагенез с другими типами отложений. Будучи обнаруженными в ископаемых толщах, они служат показателем не только определенных фациальных условий седиментации, но и возможного существования засушливого аридного климата.

Е.В.Шанцер (1966), К.В.Курдюков (1957) и другие исследователи отмечают приуроченность отложений этого генетического типа к границе между поднимающейся горной страной и примыкающей к ней областью опускания предгорной или межгорной низменности. Такой тектонический режим приводит к тому, что в этой области накапливаются очень мощные (до сотен и даже тысяч метров) отложения предгорных моласс.

Понятно, что вулканическая область с ее активным тектоническим режимом, находящаяся на границе с равнинной территорией в условиях засушливого климата, вполне может создать мощную вулканогенную молассу, состоящую в значительной степени из вулканогенного или вулканогенно-осадочного пролювия. Последний от обычного пролювия сухих дельт отличается прежде всего вещественным составом, представленным в большом количестве вулканогенными продуктами (тефрогенными песчаниками и галечниками, а также разного рода вулканотерригенными отложениями).

Режим вулканической области, надо думать, создает и особенности строения сухих дельт: спазматическая подача дополнительных порций кластического материала и обогащение ими аллювия повлечет за собой более беспорядочное расположение и строение конусов дельты: то их выдвижение вперед, то отступание назад, что скажется в более частом и беспорядочном чередовании линз отложений разного гранулометрического состава. Кроме того, здесь не исключены прослои тонкозернистых туфов, формируемые за счет переноса ветром тонких пеплов. В ископаемых толщах эти тонкие пеплы в результате вторичных изменений могут превратиться в туфогенные глины или аргиллиты, одевающие тонким плащом более грубозернистые отложения сухой дельты.

2-й генетический тип. Отложения выносов временных потоков

В этих отложениях также выделяются вершинная и периферическая зоны. Для отложений вершинной зоны наиболее характерны грубость материала, его несортированность и весьма слабая степень обработки: наряду с плохо окатанными галькой и валунами могут присутствовать почти неокатанный материал, дресва и щебень. Вместе с тем отложения содержат больше глинистого материала, особенно, если они формировались потоками селевого или полуселевого типа.

Конусы выноса образуются рядом слоев, располагающихся примерно параллельно их поверхности и слабо наклоненных от вершины конуса к его периферии. Углы наклона слоев обычно невелики - от долей до нескольких градусов. Отложения плоскостных потоков дают более плоские слои, а линейных потоков имеют линзовидную форму (Blissenbach, 1954).

В отложениях бывает видна крупная неправильная линзовидная слоистость. Часто они вообще неслоисты, особенно в нижней части конуса. Иногда встречаются линзы лучше сортированных (хотя и плохо окатанных) гравия, дресвы, песка. В других случаях подчиненную роль играют совершенно несортированные валун-

но-щебнистые глинистые осадки грязекаменных (селевых) потоков. В линзах хорошо отмытых песков отмечается внутренняя косая слоистость с углами наклона слойков 10-20°.

Отложения такого рода А. Лоусон (Lowson, 1913) выделил под названием фангломератов. Несмотря на то, что этот часто употребляемый термин структурно-морфологический, по существу он обычно воспринимается как обозначающий особую генетическую разновидность пролювиальных отложений. В.И. Попов (1954) называет занимаемую ими область "фангломератовой зоной". Они могут образовать толщи большой мощности (до нескольких сотен метров).

Периферическая зона конусов выноса ("фаналевритовая зона", по В.И. Попову, 1954), представлена преимущественно алеврито-глинистым материалом, часто совершенно лишенным гравийных и даже песчаных частиц. Иногда здесь встречаются гнезда и линзы, обогащенные неокатанными угловатыми обломками (дресвяным материалом). Слоистость неясно выраженная, скрытая, тонкая. Эта зона характеризуется малой общей обводненностью, что вполне объясняется временным характером формирующих ее водотоков. Поэтому здесь часто отсутствуют отложения зоны разливов.

Меньшая интенсивность поверхностного стока приводит к его большему "распластыванию". Последнее влечет за собой слияние пролювиальных отложений в единый пролювиальный шлейф, представленный преимущественно алеврито-глинистыми отложениями. По мнению Е.В. Шанцера, распластывание потока во многом сближает динамику образования этого типа осадконакопления с таковой делювиальных шлейфов, причем сходство тем больше, чем мельче временные потоки. Мелкие конусы выноса, связанные со склоновыми оврагами, он также считает промежуточными между пролювиальными отложениями и горным делювием. Таким образом, образования данного типа в отличие от предыдущего являются переходными от аллювия к делювию. Особенно ярко это должно сказаться при формировании пролювиально-делювиальных шлейфов в горной области с активным вулканизмом.

В данном генетическом типе отличия отложений вершинной и периферической зон выражены слабее, чем в первом типе. С другой стороны, иногда более ярко выявляются различия в распределении этих отложений на площади в связи с типами образующих их водотоков. В этом случае можно выделить разновидности: 1) отложения конусов выноса, формируемые более четко выраженными водотоками, и 2) отложения пролювиальных шлейфов, образуемые серией обычно более мелких водотоков.

К данному классу следовало бы отнести еще один генетический тип - отложения временных грязевых потоков типа селей, заполняющих речные долины и создающих плащи и шлейфы несортированных отложений при выходе из горных долин. Однако выше мы отмечали, что в условиях вулканической области, а тем более при изучении ископаемых отложений, невозможно отделить отложения обычных селевых потоков от специфических грязевых потоков типа лахар, которые описаны во второй группе. Поэтому здесь мы не выделяем в самостоятельный генетический тип отложения грязевых потоков типа селей, относя их к подтипу ливневых лахар.

В области активного вулканизма пролювиальные отложения конуса выноса и шлейфов временных потоков могут образовываться не только в засушливом, но и в гумидном климате при возникновении как водных потоков, так и лахар в результате вулканических извержений. Очевидно, влияние выноса потоками типа лахар здесь будет иметь особенно важное значение. В настоящее время известны многие случаи, когда лахары, выходя за пределы возвышенностей, разливаются по прилегающей равнине, образуя плащи мощных отложений (см. IV класс второй группы). Таким образом, отложения, обязанные своим происхождением лахарам (т.е. связанные с вулканической деятельностью), мы можем ожидать встретить не только в виде II генетического класса второй группы в комплексе с отложениями первой и второй групп, но и среди осадочных отложений предгорных равнин в виде пролювиальных плащей, вышедших за пределы вулканической области на прилегающую к ней равнину.

Надо заметить, что пролювий временных потоков, несущих вулканогенный материал, может содержать не только угловатые обломки (фиг. 48), но иногда даже

Фиг. 48. Пролювиальные плейстоценовые отложения. Камчатка, район вулкана Большая Кетепана. Фото Т.Н. Кременецкой

несколько более окатанный материал, чем отложения обычных потоков. Структурные признаки отложений конусов выноса и сухих дельт в вулканических областях сходны между собой. Вследствие этого основным признаком различия двух типов пролювия, очевидно, остается текстура - стратификация толщи и особенно внутренняя слоистость, в том числе косая, присущая в большей степени сухим дельтам; конусам же выноса и пролювиальным шлейфам более присуща неслоистая, линзовидная или неправильно слоистая текстура.

Можно отметить два рода наиболее типичных образующих ландшафтные комплексы сочетаний типов данного класса с другими типами: а) аллювий постоянных рек - сухие дельты - болотно-озерные отложения; б) аллювий временных потоков - конусы выноса - делювиальные шлейфы.

Класс V. Делювиальные отложения

Делювиальные отложения формируются в результате склонового смыва дождевыми и талыми снеговыми водами. Этот смыв является преимущественно фактором денудации, а не седиментации, так как даже мощные делювиальные отложения большей частью подвергаются дальнейшему переотложению.

В окончательный осадок, переходящий в ископаемое состояние, их материал чаще поступает уже в составе других генетических типов; поэтому в ископаемых толщах делювиальные отложения встречаются реже других. Однако еще 80 лет назад А.П. Павлов (1888, 1890) при изучении европейской части России все же выделил делювий как особый генетический тип отложений. Описанные А.П. Павловым делювиальные отложения или вовсе не обнаруживали слоистости и сортировки материала или только участками имели неправильную слоистость и неполную сортировку, что резко отличало их от других осадочных образований (Павлов, 1888).

Делювиальные образования бывают очень мощными (до 20 м) и занимают большие площади.

Понятно, что чем больше рыхлый покров, одевающий верхние части склонов, и чем больше дождевых осадков, тем большее развитие и мощность получают делювиальные отложения. Таким образом, в вулканических областях вполне законо-

мерно относительно большее, чем обычно, развитие делювиальных отложений, которые могут быть представлены в значительной мере (иногда и целиком) тефровым материалом. Они образуют делювиальные шлейфы у подножий возвышенностей и вулканических гор.

Склоновому смыву способствуют сильные дожди, но препятствует растительный покров. Поэтому наибольшего развития обычный делювий достигает в областях с семиаридным климатом. В гумидном климате, согласно Е.В.Шанцеру, развитие его подавлено (несмотря на интенсивный сток), так же как и в холодном климате. Поэтому Е.В.Шанцер (1966, стр. 167) считает, что "мощное развитие делювиальных отложений в странах с гумидным климатом, где их накопления в настоящее время не происходит, является прежде всего свидетельством аридизации климата в прошлом". Очевидно, для вулканических областей это положение требует уточнения, так как обильные ливни и подача большого количества рыхлого материала тефры в результате вулканической деятельности создают дополнительные условия, при которых на склонах вулканов, часто лишенных растительности, даже в гумидных зонах могут возникать достаточно мощные делювиальные накопления.

Эти отложения представляют собой довольно разнозернистый материал, обычно не очень грубый, с весьма слабыми следами обработки, почти неокатанный и несортированный. Текстура делювиальных отложений чаще неслоистая или же неправильно линзовидно-слоистая, внутренняя слойчатость иногда совсем не видна. Форма наслоения делювиальных отложений в значительной степени зависит от рельефа и формы склона. Делювий, сносимый в пониженные участки рельефа, образует неправильную линзовидную слоистость заполнения. Делювий на склонах имеет неправильную наклонную слоистость, иногда с углами наклона слоев до 10-20° и даже значительно больше. Эта слоистость в ископаемых отложениях (особенно при их плохой обнаженности) может быть принята за косую. По данным Е.В.Рухиной (1956), в делювии наблюдалась облекающая слоистость с углами наклона слоев до 55-70°. В аридных областях крутизна склонов, а следовательно, и углы наклона слоев делювия больше, чем в гумидном климате. В вулканических областях на крутых склонах вулканов мы можем ожидать и большие углы наклона слоев.

В ряде случаев в делювии отмечается внутренняя ритмичность наслоения за счет чередования слоев валунно-галечного и песчаного материала, причем песчаные слои могут иметь даже хорошо выраженную слойчатость или слоеватость, выявляемую расположением единичных галечек (Рухина, 1956). Включения и гальки располагаются параллельно слоистости и склону. Мощность слоев, по Е.В.Рухиной, около 10 см, реже до 20-30 см. Для делювия характерно, что при таком чередовании более грубозернистых и более тонкозернистых слоев первые имеют лучшую сортировку. Е.В.Рухина (1956) связывает возникновение этой ритмичности с периодами таяния снегов: сначала материал сносится талыми и ливневыми водами, которые перемещают несортированный осадок; мелкозем из него уносится дальше, а на склоне оседают гальки. По мере уменьшения интенсивности снеготаяния или ливня на валунно-галечном слое откладывается несортированный песчаный материал.

И.Дылик (Dylik, 1955, 1956) также отмечал в делювиальных отложениях ритмическое переслаивание, но уже более тонкозернистого материала - илистых и песчаных слоев. Мощность слоев в среднем около 10 см, иногда они образуют вытянутые линзы длиной в несколько метров. Дылик заметил, так же как и ряд других авторов, что более грубозернистый материал более однороден, чем мелкозернистый. Очевидно, этот признак весьма характерен для делювиальных отложений. Основной текстуре делювия иногда сопутствуют участки с текстурами оползания. Гранулометрический состав фрагментов изменяется на протяжении слоя делювия, причем размер обломков обычно уменьшается вниз по склону.

В осадочных отложениях состав делювия обусловлен составом коренных пород, составляющих размываемый склон. В вулканической области в делювий добавляется еще ювенильный пирокластический материал, выброшенный при взрыве. Более того, в отличие от обычного делювий здесь далеко не всегда отражает характер пирокластики "своего" вулкана, на чьем склоне он развивается, так как на этот склон мог быть принесен пепловый материал извержений иных, даже удаленных вулканов. Таким образом, вулканогенно-осадочный делювий значительно

менее однороден, чем делювий чисто осадочный и особенно его мелкозернистая составляющая. Поэтому о характере выбросов данного вулкана можно судить лишь по более грубозернистой части делювиальных отложений, находящихся у его подножия. Если строго подходить к определению генетического типа, то делювий, имеющий примесь посторонней пирокластики, является смешанным эолово-делювиальным образованием, так как он формируется не только за счет размыва коренных пород склона, но и в результате приноса более мелкозернистого материала эоловым путем.

Как уже говорилось, делювий в горных областях нередко является составной частью смешанных делювиально-пролювиальных отложений предгорий в виде сложно построенных аккумулятивных шлейфов. С другой стороны, отложения барранкосов, отнесенные к отложениям временных потоков, по механизму образования могут быть отнесены и к делювию как результат особого типа рытвинного смыва (Шанцер, 1966). Следовательно, делювий - это тип отложений не только весьма неустойчивый, но и являющийся переходным к ряду других типов. В частности, он может быть связан и с элювием, и с пролювием.

Е.В.Шанцер указывает, что делювий несколько различается в зависимости от климата как цветом, так и составом (то более, то менее глинистым, наличием или отсутствием гипса и солей, различной степенью карбонатности и т. д.). Можно предположить, что в вулканических областях особенности делювиальных отложений будут сложнее и несколько отличны от признаков обычного осадочного делювия в результате приноса еще и эндогенных минеральных веществ.

В данном генетическом классе мы выделяем два типа: 1-й тип (основной) - отложения делювиальных шлейфов; 2-й тип - делювий, заполняющий разрозненные понижения в рельефе.

1-й генетический тип. Отложения делювиальных шлейфов

Эти отложения развиваются у подножий склонов возвышенностей и в предгорьях в виде аккумулятивных образований, прислоненных к основанию склона в форме шлейфа; они могут протягиваться на большие расстояния. В разрезах они прослеживаются в виде слоев переменной мощности. Степень развития делювиальных шлейфов зависит от климата и режима стока.

Е.В.Шанцер (1966) приводит следующую схему строения делювиального шлейфа. 1. Привершинная зона аккумуляции, которая располагается ближе всего к склону. Она формируется сливающимися элементарными конусами выноса мелких рытвин и оврагов. Здесь концентрируется наиболее грубый материал, плохо сортированный и часто почти неокатанный. Сток имеет устойчиво турбулентный характер. 2. Зона переменного режима осадконакопления, где турбулентный режим при спаде стока слабеет и даже сменяется субламинарным. Именно эта зона и характеризуется "ритмичной слоистостью, обусловленной правильным чередованием тонких прослоев разного гранулометрического состава и разной степени сортировки (Шанцер, 1966, стр. 166). 3. Периферическая зона делювиальных шлейфов с устойчивым субламинарным режимом стока, где поток как бы распластывается. Она располагается в наибольшем удалении от склона. Осадки здесь однородные, глинисто-алевритовой размерности, накапливаются медленно. Слоистость обычно не видна, так как даже если она и образуется, то в дальнейшем полностью перерабатывается при последующих процессах (субаэральный диагенез, зарастание растительностью и т.д.).

Относительная величина этих зон, их изменение и состав отложений могут быть различными в зависимости от крутизны, высоты и состава пород склона. У крутых и высоких склонов, сложенных твердыми породами, больше развиваются первая и вторая зоны. В делювиальных шлейфах у низких склонов, сложенных рыхлыми породами, преобладает третья зона, а в некоторых случаях и вторая. По мере накопления делювия и понижения склонов первая зона редуцируется, а вторая и третья все более поднимаются вверх по склону. Таким образом, изменение состава делювиального шлейфа в пространстве происходит однозначно как от склона к периферии, так и снизу вверх по разрезу. Е.В.Шанцер (1966) считает это одним из наиболее характерных диагностических признаков делювия.

мерно относительно большее, чем обычно, развитие делювиальных отложений, которые могут быть представлены в значительной мере (иногда и целиком) тефровым материалом. Они образуют делювиальные шлейфы у подножий возвышенностей и вулканических гор.

Склоновому смыву способствуют сильные дожди, но препятствует растительный покров. Поэтому наибольшего развития обычный делювий достигает в областях с семиаридным климатом. В гумидном климате, согласно Е.В.Шанцеру, развитие его подавлено (несмотря на интенсивный сток), так же как и в холодном климате. Поэтому Е.В.Шанцер (1966, стр. 167) считает, что "мощное развитие делювиальных отложений в странах с гумидным климатом, где их накопления в настоящее время не происходит, является прежде всего свидетельством аридизации климата в прошлом". Очевидно, для вулканических областей это положение требует уточнения, так как обильные ливни и подача большого количества рыхлого материала тефры в результате вулканической деятельности создают дополнительные условия, при которых на склонах вулканов, часто лишенных растительности, даже в гумидных зонах могут возникать достаточно мощные делювиальные накопления.

Эти отложения представляют собой довольно разнозернистый материал, обычно не очень грубый, с весьма слабыми следами обработки, почти неокатанный и несортированный. Текстура делювиальных отложений чаще неслоистая или же неправильно линзовидно-слоистая, внутренняя слойчатость иногда совсем не видна. Форма наслоения делювиальных отложений в значительной степени зависит от рельефа и формы склона. Делювий, сносимый в пониженные участки рельефа, образует неправильную линзовидную слоистость заполнения. Делювий на склонах имеет неправильную наклонную слоистость, иногда с углами наклона слоев до 10–20° и даже значительно больше. Эта слоистость в ископаемых отложениях (особенно при их плохой обнаженности) может быть принята за косую. По данным Е.В.Рухиной (1956), в делювии наблюдалась облекающая слоистость с углами наклона слоев до 55–70°. В аридных областях крутизна склонов, а следовательно, и углы наклона слоев делювия больше, чем в гумидном климате. В вулканических областях на крутых склонах вулканов мы можем ожидать и большие углы наклона слоев.

В ряде случаев в делювии отмечается внутренняя ритмичность наслоения за счет чередования слоев валунно-галечного и песчаного материала, причем песчаные слои могут иметь даже хорошо выраженную слойчатость или слоеватость, выявляемую расположением единичных галечек (Рухина, 1956). Включения и гальки располагаются параллельно слоистости и склону. Мощность слоев, по Е.В.Рухиной, около 10 см, реже до 20–30 см. Для делювия характерно, что при таком чередовании более грубозернистых и более тонкозернистых слоев первые имеют лучшую сортировку. Е.В.Рухина (1956) связывает возникновение этой ритмичности с периодами таяния снегов: сначала материал сносится талыми и ливневыми водами, которые перемещают несортированный осадок; мелкозем из него уносится дальше, а на склоне оседают гальки. По мере уменьшения интенсивности снеготаяния или ливня на валунно-галечном слое откладывается несортированный песчаный материал.

И.Дылик (Dylik, 1955, 1956) также отмечал в делювиальных отложениях ритмическое переслаивание, но уже более тонкозернистого материала – илистых и песчаных слоев. Мощность слоев в среднем около 10 см, иногда они образуют вытянутые линзы длиной в несколько метров. Дылик заметил, так же как и ряд других авторов, что более грубозернистый материал более однороден, чем мелкозернистый. Очевидно, этот признак весьма характерен для делювиальных отложений. Основной текстуре делювия иногда сопутствуют участки с текстурами оползания. Гранулометрический состав фрагментов изменяется на протяжении слоя делювия, причем размер обломков обычно уменьшается вниз по склону.

В осадочных отложениях состав делювия обусловлен составом коренных пород, составляющих размываемый склон. В вулканической области в делювий добавляется еще ювенильный пирокластический материал, выброшенный при взрыве. Более того, в отличие от обычного делювий здесь далеко не всегда отражает характер пирокластики "своего" вулкана, на чьем склоне он развивается, так как на этот склон мог быть принесен пепловый материал извержений иных, даже удаленных вулканов. Таким образом, вулканогенно-осадочный делювий значительно

менее однороден, чем делювий чисто осадочный и особенно его мелкозернистая составляющая. Поэтому о характере выбросов данного вулкана можно судить лишь по более грубозернистой части делювиальных отложений, находящихся у его подножия. Если строго подходить к определению генетического типа, то делювий, имеющий примесь посторонней пирокластики, является смешанным эолово-делювиальным образованием, так как он формируется не только за счет размыва коренных пород склона, но и в результате приноса более мелкозернистого материала эоловым путем.

Как уже говорилось, делювий в горных областях нередко является составной частью смешанных делювиально-пролювиальных отложений предгорий в виде сложно построенных аккумулятивных шлейфов. С другой стороны, отложения барранкосов, отнесенные к отложениям временных потоков, по механизму образования могут быть отнесены и к делювию как результат особого типа рытвинного смыва (Шанцер, 1966). Следовательно, делювий - это тип отложений не только весьма неустойчивый, но и являющийся переходным к ряду других типов. В частности, он может быть связан и с элювием, и с пролювием.

Е.В.Шанцер указывает, что делювий несколько различается в зависимости от климата как цветом, так и составом (то более, то менее глинистым, наличием или отсутствием гипса и солей, различной степенью карбонатности и т. д.). Можно предположить, что в вулканических областях особенности делювиальных отложений будут сложнее и несколько отличны от признаков обычного осадочного делювия в результате приноса еще и эндогенных минеральных веществ.

В данном генетическом классе мы выделяем два типа: 1-й тип (основной) - отложения делювиальных шлейфов; 2-й тип - делювий, заполняющий разрозненные понижения в рельефе.

1-й генетический тип. Отложения делювиальных шлейфов

Эти отложения развиваются у подножий склонов возвышенностей и в предгорьях в виде аккумулятивных образований, прислоненных к основанию склона в форме шлейфа; они могут протягиваться на большие расстояния. В разрезах они прослеживаются в виде слоев переменной мощности. Степень развития делювиальных шлейфов зависит от климата и режима стока.

Е.В.Шанцер (1966) приводит следующую схему строения делювиального шлейфа. 1. Привершинная зона аккумуляции, которая располагается ближе всего к склону. Она формируется сливающимися элементарными конусами выноса мелких рытвин и оврагов. Здесь концентрируется наиболее грубый материал, плохо сортированный и часто почти неокатанный. Сток имеет устойчиво турбулентный характер. 2. Зона переменного режима осадконакопления, где турбулентный режим при спаде стока слабеет и даже сменяется субламинарным. Именно эта зона и характеризуется "ритмичной слоистостью, обусловленной правильным чередованием тонких прослоев разного гранулометрического состава и разной степени сортировки (Шанцер, 1966, стр. 166). 3. Периферическая зона делювиальных шлейфов с устойчивым субламинарным режимом стока, где поток как бы распластывается. Она располагается в наибольшем удалении от склона. Осадки здесь однородные, глинисто-алевритовой размерности, накапливаются медленно. Слоистость обычно не видна, так как даже если она и образуется, то в дальнейшем полностью перерабатывается при последующих процессах (субаэральный диагенез, зарастание растительностью и т.д.).

Относительная величина этих зон, их изменение и состав отложений могут быть различными в зависимости от крутизны, высоты и состава пород склона. У крутых и высоких склонов, сложенных твердыми породами, больше развиваются первая и вторая зоны. В делювиальных шлейфах у низких склонов, сложенных рыхлыми породами, преобладает третья зона, а в некоторых случаях и вторая. По мере накопления делювия и понижения склонов первая зона редуцируется, а вторая и третья все более поднимаются вверх по склону. Таким образом, изменение состава делювиального шлейфа в пространстве происходит однозначно как от склона к периферии, так и снизу вверх по разрезу. Е.В.Шанцер (1966) считает это одним из наиболее характерных диагностических признаков делювия.

Надо сказать, что в делювии вулканической области эта закономерность, целиком обусловленная процессом склонового смыва, может быть нарушена в результате дополнительного поступления на склон материала, подаваемого вулканическим взрывом. При этом здесь не только состав делювиальных отложений, но и их внутреннее строение могут быть значительно беспорядочнее и разнороднее.

Мы видели, что по составу и строению делювиальные шлейфы напоминают в общих чертах пролювиальные выносы. Понятно поэтому, что в ряде случаев, не имея достаточно изученных признаков тех и других, мы не можем разделять эти типы достаточно уверенно и вынуждены ограничиваться отнесением отложений к делювиально-пролювиальным. Такое определение вполне правомочно еще и потому, что фактически в природе эти два типа отложений тесно связаны как генетически, так и пространственно и могут переходить один в другой.

2-й генетический тип. Делювий, заполняющий разрозненные понижения в рельефе

Отложения этого типа значительно менее развиты и занимают меньшие площади по сравнению с делювиальными шлейфами. В ископаемых толщах они могут быть обнаружены в виде линз, залегающих среди отложений других генетических типов. В вулканической области вполне возможно заполнение делювиальными осадками впадин и межгорных долин, которые в дальнейшем могут быть "запечатаны" лавовыми или игнимбритовыми потоками. Очевидно, эти отложения, формируемые склоновым смывом, направленным с разных сторон к центру понижения, будут еще более беспорядочно построенными как по чередованию обломочного материала различного размера и степени обработки, так и по его составу. В частности, здесь вряд ли можно ожидать закономерного уменьшения размера обломочного материала снизу вверх, что отмечается для делювиальных осадочных шлейфов.

Класс VI. Коллювиальные отложения

К этому классу относятся отложения склонов и их подножий, образовавшиеся в результате гравитационного перемещения под влиянием собственной силы тяжести в условиях неустойчивого равновесия. При этом перемещение рыхлого материала может быть двух родов: а) сухого материала в виде обвалов и осыпей и б) увлажненного материала путем сползания его в виде оползней и солифлюкционных перемещений.

Поэтому в данном генетическом классе выделяются два типа: 1-й тип – коллювий обрушения (с выделением подтипов обвальных и осыпных накоплений); 2-й тип – коллювий оползания (с выделением подтипов оползневых и солифлюкционных накоплений).

Названия и группировка этих осадочных отложений и их краткая характеристика даны по Е.В.Шанцеру (1966) с добавлением тех специфических особенностей, которые могут быть обусловлены синхронно действующим вулканизмом.

1-й генетический тип. Коллювий обрушения

К этим отложениям относятся те, которые образуются путем накопления рыхлого обломочного материала, перемещающегося по склону вниз от вершины к подножию вследствие нарушения его устойчивости (гравитационная транспортировка). Здесь выделяются два подтипа, близкие по своим признакам и часто совмещающиеся: коллювий обвальный и осыпной.

Первый подтип. Обвальный коллювий. Обваливание – внезапное обрушение блоков горных пород склона, дающее мощное нагромождение грубообломочных продуктов на дне долины или у подножия склона в виде отдельных скоплений. Этот процесс мгновенный и прерывистый. Мощности образующихся накоплений могут колебаться от нескольких до сотен метров, но внутреннее их строение однотипно –

Фиг. 49. Обвальные голоценовые отложения (1) вулкана Камень, облекаемые слоистым почвенно-пирокластическим чехлом (2); последний перекрыт отложениями пирокластического потока (3) вулкана Безымянного (1956 г.). Ниже обвальных отложений - осыпь. Камчатка, долина р.Сухой Капицы, восточное подножие вулкана Камень. Фото И.В. Мелекесцева

это беспорядочное нагромождение угловатых каменных глыб различного размера, в том числе и очень крупных. Некоторые глыбы бывают обтерты и изборождены шрамами. Пространства между глыбами заполняются тем же, но более мелким обломочным материалом вплоть до очень мелкого. Некоторые полости между крупными обломками при этом могут оставаться незаполненными, что отличает их от образований типа селей. В результате циркуляции воды поры заполняются минеральным цементом (кальцитом и др.) и порода превращается в плотную брекчию.

Е.В.Шанцер указывает, что обваливание в общем не приводит к решительной перестройке рельефа и не создает крупных скоплений. Последние образуются только при крутых и высоких склонах, т.е. в высокогорных областях, причем на склонах благоприятного геологического строения, а также в трещиноватых породах.

Однако в области активного вулканизма на склонах (и притом крутых) скапливаются большие массы рыхлого каменного материала вулканических выбросов (как пирокластического, так и резургентного); кроме того, здесь часты сейсмические толчки, нарушающие равновесие этой и без того слабо устойчивой рыхлой массы. Поэтому в вулканических областях есть все основания для большего развития данного подтипа коллювиальных отложений. Не исключено, что в ряде случаев грубые брекчии, относимые в ископаемых толщах к лахаровым, являются обвальным коллювием. Вопрос этот может быть решен преимущественно по форме залегания и занимаемому ими объему. Признаком отличия может служить также характер цементации. Отложения обвального коллювия могут облекаться почвенно-пирокластическим чехлом (фиг. 49).

Второй подтип. Осыпной коллювий. Осыпание – скатывание и скольжение вниз по склону отдельных обломков – процесс значительно более медленный, чем обваливание, но зато постоянно действующий; поэтому в итоге он дает намного больше осадочного материала. Последний образует у подножия склонов сначала обособленные конусы осыпания, которые сливаются затем в единую осыпь или осыпной шлейф. Состав и структура осыпных накоплений разнообразны и зависят от пород, слагающих склон. По структуре осыпи, а следовательно, и получающиеся из них породы, бывают глинистые, песчаные, галечные, щебнистые, глыбовые. В горных областях наиболее распространены щебнистые породы с добавлением более крупного и более мелкого обломочного материала. В случае примеси вулканогенного материала не исключены осыпи с преобладанием и более мелкой размерности.

"Внимательное изучение показывает, однако, что в теле осыпи имеются признаки некоторой сортировки, правда, очень грубой и примитивной. Они заключаются в сосредоточении более крупных и тяжелых обломков в основании шлейфа и уменьшении их количества и размеров вверх по склону, к вершине осыпи, где решительно преобладающим оказывается более мелкий щебнистый материал" (Шанцер, 1966, стр. 135). Это объясняется двумя причинами. Во-первых, вначале при более крутом склоне обрушения и обвалы крупных глыб более часты. (По-видимому, здесь к процессу осыпания добавляется и обваливание.) По мере выполаживания склона осыпь делается более однородной. Во-вторых, чем крупнее и массивнее обломок, тем больше его инерция и тем дальше он катится вниз по склону.

В конечном итоге строение осыпного шлейфа по вертикали аналогично строению шлейфа делювиального, но в горизонтальном направлении их строение различно. Пространства между обломками обычно заполняются замываемым в них мелкозернистым материалом, который переносится струями дождевых и талых вод. Таким образом, этот делювиальный материал здесь играет роль цемента.

В природе эти два подтипа коллювия обрушения часто совмещаются и переходят один в другой. Наиболее часты случаи, когда внизу имеется коллювий обваливания, кверху (по мере выполаживания склона) переходящий в коллювий осыпания. Кроме того, обваливание поставляет материал, который в дальнейшем переходит в тело осыпи как ее составная часть. Поэтому, несмотря на различие процессов их формирования, описанных Е.В.Шанцером, итог их часто получается единый, который мы и видим в ископаемых отложениях. Поэтому мы и объединили продукты обваливания и осыпания в один генетический тип.

2-й генетический тип. Коллювий оползания

Материал отложений этого типа перемещается по склону вследствие его увлажнения, в результате которого он приобретает пластичность и текучесть. Здесь выделяются два подтипа: оползневые и солифлюкционные накопления.

Первый подтип. Оползневые накопления. Оползание – процесс достаточно хорошо изученный и описанный в литературе. Оползни образуются при наличии следующих условий: сильного увлажнения осадочных пород на склоне, определенной

крутизне склона и, кроме того, при наличии водоупорного слоя, по которому обычно и происходит скольжение осадков. Мы не будем здесь разбирать подробно типы оползней и процессы их образования. Отметим только, что в зависимости от состава осадков и степени их размокания могут быть: а) смещение оползней в виде соскальзывания отдельных блоков; б) пластичное течение осадков по склону в виде оползней-потоков; в) вязкое течение осадков в виде оплывания при их сильном размокании (последнее уже приближается ко второму подтипу коллювиального процесса - солифлюкции). Естественно, что и образующаяся в результате оползания осадочная масса будет иметь несколько отличные черты в зависимости от типа оползня (особенно это относится к текстурному признаку). Соответственно могут быть выделены разновидности оползневого коллювия.

Соскальзывающие блоковые оползни переносят в виде блока часть склоновых накоплений почти без нарушения внутреннего строения: в каждом оползневом блоке сохраняются его структура, текстура и даже последовательность напластования. Е.В.Шанцер считает, что это скорее оползневые дислокации, чем оползневые отложения. Они могут быть достаточно крупными, вполне соизмеримыми с дислокациями тектонического происхождения. Известны блоковые смещения с амплитудой во много десятков метров и с поперечниками блоков, измеряемых сотнями метров.

Если происходит выжимание передвигающейся блоковой линзы, в частности, при продвижении ее у подошвы склона и даже с поднятием на противоположный склон (выталкивающий оползень), то слагающие блок слои сминаются в складки с опрокидыванием их в сторону, обратную движению оползня, и образованием крупных оползневых текстур. По масштабам эти нарушения также могут быть спутаны с тектоническими складками (особенно в ископаемых отложениях, где формы оползня мы не видим). Объемы накоплений такого рода также могут достигать значительных величин.

Блоковые оползни возникают при начальных уклонах не менее 25°. При соскальзывании блоков твердых пород образуются оползни-обвалы, когда блоки, почти мгновенно соскальзывающие по подстилающему их глинистому субстрату, дробятся подобно обваливающимся глыбам.

Оползни-потоки наиболее типичны для склонов, сложенных очень рыхлыми песчано-глинистыми породами, обладающими малой связностью (или легко оглиниваю-щимися при выветривании). Такие сорвавшиеся блоки не могут сохранять своего строения и "уже на начальных стадиях смещения превращаются в легко деформируемую раздробленную брекчиевидную массу" (Шанцер, 1966, стр. 146). Эта масса легко насыщается водой, становится пластичной и стекает по склону в виде потока типа глетчерного. Оползни этого рода развиваются при уклонах от 25-26 до 10-12°. Оползни-потоки продвигаются по понижениям и эрозионным ложбинам на сотни метров и даже на километры. Они могут достигать больших размеров, мощность их может доходить до 10-15 м.

Внутренняя текстура таких образований всегда нарушенная - от сильно перемятой до брекчиевидной. Обычно накопления этого рода представляют собой "несортированную глинистую брекчию, в которой неправильные куски горных пород, сохранивших свою первоначальную плотность, как бы плавают в бесструктурной основной массе, иногда включающей неправильные гнезда песка, гравия и подобных им рыхлых пород склона. Лишь в нижней части толщи, в зоне сдвига, наблюдается ориентировка этих обломков и гнезд в направлении движения и появляются отдельные притертые зеркала скольжения" (Шанцер, 1966, стр. 145). Очевидно, образования оползней этого рода весьма характерны для вулканогенно-осадочных рыхлых пепловых накоплений.

Оплывание - вязкое течение рыхлых и наименее связных поверхностных слоев склона (в частности, почвенно-элювиального покрова), находящихся в переувлажненном состоянии. Еще большее разжижение осадков, очевидно, приводит к солифлюкции или к течению рыхлой обломочной массы в виде грязевого или грязекаменного потока типа селя (или лахара в вулканической области).

Таким образом, в оползневых накоплениях разного рода мы видим как бы ряд переходов от соскальзывания целых блоков, дробящихся при обрушении (по результату этот процесс сходен с обваливанием крупных глыб - коллювием обрушения), через оползни с все большим разжижением и, наконец, до настоящего течения грунта в виде потока вязкой жидкости.

Заметим, что возникающие текстуры оползания большей частью характеризуются опрокидыванием складок навстречу движению оползня, в то время как в текстурах оплывания завороты слагающих слоев направлены по направлению движения массы.

В вулканических областях, где на крутых склонах чередуются плотные (эффузивные) и рыхлые (пирокластические) образования, где бывают периодические ливни (частично обязанные вулканическим взрывам) и существуют сейсмические толчки, есть все основания для развития оползневых накоплений всех родов в значительно большей степени, чем в областях невулканических.

В зависимости от соотношения указанных факторов ведущим будет либо тот, либо другой род оползневых процессов. Они могут сменять один другой и во времени. Однако здесь вряд ли можно ожидать той закономерной смены стадий оползневого процесса, который описан Е.В.Шанцером для развития нормального эрозионного склона: вулканическая деятельность будет все время "вмешиваться" в этот процесс и нарушать закономерный ход его развития. Не исключено, что в ряде случаев отложения, относимые исследователями к лахаровым, по существу являются накоплениями оползней-потоков.

Второй подтип. Солюфлюкционные накопления. Процесс солюфлюкции описан в основном в районах с холодным климатом и развитием вечной мерзлоты как явление перигляциальное. Однако Е.В.Шанцер (1966) справедливо понимает этот процесс более широко, считая, что под ним следует подразумевать всякие процессы течения переувлажненного грунта вниз по склону. Очевидно, этот процесс может протекать всюду, где рыхлый поверхностный покров во влажные сезоны года обильно увлажняется.

Течение грунта, лежащее в основе солифлюкции, может выражаться в различных формах: а) пластичное течение; б) медленное течение вязко-текучей массы; в) быстрые оплывания киселеобразного грунта. Соответственно могут быть выделены разновидности этого подтипа.

Пластичное течение происходит тогда, когда рыхлая осадочная масса увлажнена лишь до вязко-пластичной консистенции и еще не теряет своей связности. В этой массе возникают пластические деформации при наличии некоторой вертикальной нагрузки. Такое течение может возникнуть даже при относительно малой степени увлажненности слабо связанных песчано-глинистых грунтов, таких, например, как почвенно-элювиальные образования и слабо уплотненные делювиальные накопления склонов, а также языки оползней-потоков. Очевидно, сюда же следует отнести и рыхлые пирокластические накопления вулканических выбросов.

В случае переувлажнения массы грунта до вязко-текучей консистенции (но еще не разжиженного) он течет очень медленно, как вязкая очень густая жидкость. Движение это ламинарного характера, чаще оно неравномерное, так что на склонах образуются характерные натечные солифлюкционные языки или фестоны. Этого рода солифлюкционные процессы возникают на относительно крутых склонах, но обычно не круче 20–30° (при более крутых уклонах сток воды более интенсивный и переувлажнения грунта не происходит).

При разжижении грунта до киселеобразного состояния появляются быстрые сплывы или оплывины разжиженной грунтовой массы, образующей по мере высыхания натеки. Этот род солифлюкции развивается преимущественно на пологих склонах. В осадочных накоплениях он не играет большой роли.

Мы видим, что во втором подтипе как бы продолжается предыдущий ряд образований: от близких к оползневым до полностью разжиженной массы, уже приближающейся по консистенции к грязевому потоку.

Солифлюкция – одна из ведущих форм склоновой денудации там, где имеется вечная или долговременная мощная сезонная мерзлота (мерзлотная солифлюкция или криосолифлюкция), – описана во многих работах. С солифлюкцией этого рода связано широкое развитие текстур типа криотурбаций, а также клиновидных и текстур внедрения одного слоя в другой, в частности проседания грунта в нижележащие менее плотные слои. Эти текстуры весьма характерны для вулканогенно-осадочных отложений.

Кроме широко известной мерзлотной солифлюкции Е.В.Шанцер выделяет еще "тропическую солифлюкцию" на том основании, что в экваториальном и влажнотропическом поясе в результате обильных сезонных тропических ливней происходит сильное сезонное переувлажнение осадков на склонах возвышенностей, чему благоприятствует мощное развитие сильно оглиненной коры химического выветривания (плохо водопроницаемого элювия). В умеренном климате, где дожди не столь интенсивны, а влага распределяется более равномерно, процессы солифлюкции не получают существенного развития. Совершенно неблагоприятна для солифлюкции обстановка в семиаридных и тем более в аридных областях разных широт, так как здесь даже во влажные периоды увлажнение склонов слишком мало.

В вулканических областях временно возникающие ливни могут иногда переувлажнять лежащие на лавовых потоках осадки склонов. Возможно, что в этих областях явление солифлюкции связывается не с периодическими сезонными явлениями, а может носить эпизодический характер, обусловленный вулканизмом.

Вообще роль солифлюкции в вулканических областях недостаточно ясна. С одной стороны, некоторые факторы (наличие крутых склонов гор, отсутствие вечной мерзлоты и др.) препятствуют ее развитию. С другой стороны, эпизодические ливни, чередование слоев разной степени рыхлости и разрушение поверхности склонов поствулканическими процессами в фумарольно-гидротермальную стадию, а также сезонное промерзание почвы в холодном климате могут способствовать ее развитию. Не исключено, что некоторые образования вулканических областей, относимые к моренным, по существу солифлюкционные (в частности, если подобные образования встречаются в условиях, где трудно предположить формирование ледниковых отложений). Возможно, что солифлюкционные процессы "тропического типа" чаще могут возникать в поствулканическую стадию. Вопрос этот пока совершенно не исследован, и роль солифлюкционных процессов для осадконакопления в областях активного вулканизма пока неясна.

Из описания образований данного генетического класса в целом мы видим, что его первый тип (коллювий обрушения) является основным, определяющим класс. Что же касается второго типа - коллювия оползания, то его подтипы с их дальнейшими подразделениями (по мере все большего разжижения осадка) являются переходными от коллювия обрушения к грязевому потоку. Отложения VI класса вообще имеют относительно небольшое развитие, особенно в ископаемых толщах, однако в вулканических областях условия для их развития и захоронения более благоприятны, чем в областях невулканических.

Класс VII. Элювиальные образования

А.П. Павлов (1888) определил элювий как уцелевшие на месте происхождения продукты выветривания и выщелачивания поверхностных коренных пород атмосферными агентами. В настоящее время в понятие "элювий" разные авторы вкладывают несколько различное содержание.

Е.В. Шанцер (1966) относит к элювию как коры выветривания, так и почвы; он подробно разбирает взгляды разных авторов на условия их образования и связанные с ними процессы выветривания. Основным признаком элювия является формирование его на месте без перемещения материала. Для этого специфического класса подача и обстановка мобилизации материала как бы совмещаются, а транспортировка почти отсутствует. Все особенности элювиальных образований определяются в основном выносом веществ, их перераспределением и преобразованием в результате воздействия физико-механических, химических и биогенных процессов. Развитие этих образований является обычно показателем более или менее длительного перерыва в осадконакоплении, что весьма существенно для расшифровки палеогеографических условий формирования ископаемых отложений.

В этом классе выделены три генетических типа, отличающихся как основным процессом формирования, так и конечным его результатом: 1-й тип - обломочный ("кластогенный") элювий; 2-й тип - собственно кора выветривания ("хемогенный" элювий); 3-й тип - почвы и подпочвы ("биогенный" элювий).

Основной тип для данного класса 2-й. 1-й тип имеет ряд переходов к отложениям предыдущего класса, 3-й тип в ископаемом виде имеет ряд сходных признаков с болотными отложениями следующего класса и ряд переходных к ним форм. Для вулканических областей, по-видимому, более характерны 1-й и 3-й типы.

1-й генетический тип. Обломочный («кластогенный») элювий

Образования данного типа представляют собой щебнистые и глыбовые скопления остаточных продуктов преимущественно механического разрушения горных пород. По выражению Е.В. Шанцера, это "зачаточные формы элювия" - грубообломочная фаза его развития. Формирование их в значительной степени зависит от климата и резких перемен температуры: они характерны для пустынных аридных областей, где происходит термическое выветривание ("термофракционный элювий", по Е.В. Шанцеру), а также для горных областей и для зон с холодным климатом, где происходит морозное выветривание ("криогенный элювий", по Е.В. Шанцеру). Что же касается гумидного климата, то для него более характерен 2-й генетический тип ("хемогенный" элювий).

К основным признакам образований 1-го типа относятся: грубообломочная несортированная структура, резкая угловатость обломков, отсутствие слоистости (или реликты слоистости коренных пород), состав пород, в общем аналогичный подстилающим, в которые элювий постепенно переходит вниз по разрезу.

Этот тип элювия, вообще менее развитый, характерен для вулканических областей, так как в них обычно развиты именно те обстановки, в которых данный тип может сформироваться. Наконец, сейсмически неспокойный режим областей, очевидно, в какой-то степени также способствует растрескиванию и механическому разрушению пород.

Надо сказать, что абсолютно полное отсутствие перемещения грубообломочного материала элювия встречается не так уж часто. Чаще грубообломочные элювиальные продукты в той или иной мере перемещаются, особенно криогенный элювий, испытывающий периодическое увлажнение. Этому способствует также крутизна склонов вулканов. В результате получается ряд переходных форм между элювиальными образованиями и коллювиальными отложениями, в которые элювий переходит и на площади. Многие признаки образований данного типа также сходны с признаками коллювиальных отложений, и лишь постепенный переход вниз по разрезу в ненарушенные породы является надежным диагностическим признаком данного типа.

2-й генетический тип. Коры выветривания («хемогенный» элювий)

От описанного выше первого типа резко отличается элювий кор выветривания, в основе формирования которого лежат сложные и длительные химические процессы перераспределения и преобразования пород под действием химического выветривания. В основном это элювий химического разложения, развитие его зависит от количества влаги, так как количество осадков определяет темп выветривания.

По Е.В. Шанцеру (1966, стр. 74), "кора выветривания - это закономерно построенный элювиальный профиль, развивающийся на исходных (или "коренных") породах путем гипергенного преобразования их вещества". Для этого генетического типа характерны специфический вещественный состав, в значительной степени представленный глинистыми минералами конечных стадий преобразования (каолинит и др.), часто красный (или пестрый, пятнистый) цвет, особая структура породы и, кроме того, так же как и в 1-м типе, - постепенный переход в нижележащие коренные отложения.

Описанию кор выветривания посвящена огромная литература, а их изучение оформилось в особое направление, так как с ними связано множество полезных ископаемых (рудных, россыпей и др.). Выделены разные их генетические и морфологические типы в зависимости от условий формирования и того субстрата, на ко-

тором они возникают. Мы не будем касаться здесь этой сложной проблемы в целом, тем более, что формирование типичных мощных кор выветривания связано с периодами стабилизации, выравнивания и перерыва в осадконакоплении, т.е. с условиями, прямо противоположными тем, которые существуют в областях активного вулканизма с их неспокойной тектонической обстановкой, резким рельефом и частыми изменениями условий седиментации. Формирование коры выветривания – процесс, связанный со стабильностью суши, вулканизм же, наоборот, связан с ее мобильностью. Таким образом, кора выветривания – это один из тех генетических типов, который в своем типичном выражении не свойствен областям активного вулканизма. Она может появиться в них лишь в особых условиях, когда процесс выветривания протекает очень быстро, а породы таковы, что легко ему поддаются. Такие условия создаются в гумидном тропическом климате с его высокой температурой и влажностью, особенно, если подвергающиеся выветриванию породы представлены рыхлой тонкой пирокластикой – химически активными продуктами отложения наземных пеплопадов.

Примером может служить разобранный А.С. Калугиным (1967) случай формирования специфической коры выветривания на тонких пеплах с образованием залежей бокситов. По его мнению, изолированные от приноса терригенного материала зоны массового и длительного рифообразования часто в течение миллионов лет сопряжены с вулканическими цепями островных дуг с преобладающим эксплозивным типом извержений. Пепел вулканов разносится, и часть его многократно отлагается в зонах рифообразования (см. ниже описание XVI класса). На длительно поднятых рифовых плато в жарком морском климате пепел относительно быстро преобразуется в латеритные почвы. Быстрому разложению способствуют также состав и структура пеплов. В дальнейшем продукты глубокой латеритизации пепла частично сносятся в карстовые углубления (латеритно-пролювиальный тип), частично выносятся островными реками в океан, где поступают в состав донных осадков, образуя залежи морских бокситов. Наконец, при опусканиях рифовых плато ниже уровня моря окаймляющие их молодые рифы разрастаются и предохраняют затопляемое морем бокситоносное плато от абразии, причем в лагуне, образующейся на месте плато, происходит перемыв латеритно-пролювиальных бокситов. Разрастающиеся рифы могут затем полностью перекрыть рудоносный фундамент и образовать сплошной нерудный массив. Бокситы такого типа имеют парагенетическую связь с туфами, тефрогенными и вулканотерригенными породами. В самих бокситах отмечается присутствие обломков эффузивов и устойчивых минералов.

Кора выветривания, связанная с активной вулканической областью, может развиваться на заключительном этапе существования последней, когда вулканическая деятельность уже заканчивается и наступает длительный период покоя; вулканическая суша при этом подвергается размыву и химическому выветриванию, особенно в тропическом климате. Возникающие коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые в значительной степени зависят от того, на отложениях какого генетического типа вулканической области они развиваются. С одними из них связано рудообразование, с другими – россыпи и т.д. Так, специфические коры выветривания на кимберлитовых трубках взрыва бывают более богаты алмазами, чем сами трубки (Козлов, 1969). В верхних горизонтах коры выветривания, развивающейся на риолитовых лавах и туфах, образуются гематитовые руды. В некоторых случаях, как отмечает М.С. Каштанов, элювий, формирующийся на диатремах, заполненных кимберлитами, представляет собой бокситовую породу. Подобные примеры можно было бы продолжить. Однако все такие коры выветривания связаны уже не с активной вулканической областью, а с совершенно иными условиями, в которых вулканические образования предшествующего этапа играют такую же роль субстрата, как и все другие отложения. Для областей активного вулканизма генетический тип коры выветривания в своем типичном выражении нехарактерен и наличие его возможно лишь в особых случаях.

Некоторые исследователи (Калугин, 1967) считают возможным называть "фумарольно-сольфатарной корой выветривания" продукты разрушения суши гидротермальными растворами. Мы считаем неправильным относить такие

образования к генетическому типу коры выветривания (даже условно), так как они являются самостоятельным генетическим типом – "газо-гидротермальным псевдоэлювием", особенности которого определяются вулканическим процессом, почему он и рассмотрен нами во второй группе.

3-й генетический тип. Почвы и подпочвы («биогенный» элювий)

Почвообразование – результат изменения земной поверхности под влиянием активного биогенного воздействия, и в первую очередь биохимического преобразования как во время роста растений, так и при их разложении. Таким образом, в этом генетическом типе происходит не только вынос и перераспределение вещества, но и дополнительное его поступление за счет растительной массы. Кроме того, в почве развиваются и активно действуют многочисленные бактерии и низшие животные организмы. Изучение почв – задача почвоведов. Этой сложной проблемы мы касаться не будем, а рассмотрим только главные признаки, которые характерны для ископаемых почв вообще и, в частности, для почв вулканических областей. Наличие ископаемых почв в геологическом разрезе свидетельствует о некотором перерыве в осадконакоплении (об отсутствии сноса материала и больших масс его поступления), хотя и не таком значительном по времени, как отмечается для предыдущего генетического типа.

Почвенные процессы протекают значительно быстрее, чем формирование коры выветривания, поэтому почвы развиваются даже в такой неспокойной обстановке, какой является активная вулканическая область. Е.В. Шанцер (1966) приводит ряд цифр, указывающих на скорость формирования почвы от 100–500 до 1000–5000 лет. Очевидно, что в разные сроки формируются почвы, различные по характеру и условиям образования. По данным, приводимым Е.В. Шанцером по Аалтонену, в развитии почвы через 3–5 тысячелетий наступает состояние относительного динамического равновесия, когда морфология почвы по существу уже не изменяется, а наблюдается лишь биологический круговорот вещества в постоянных границах и темпе. Таким образом, с геологической точки зрения почвообразование – процесс кратковременный. Характер почвы зависит от того субстрата, на котором она развивается, от климата, обводненности, глубины залегания грунтовых вод и, наконец, от общего ландшафта местности.

Вместе с тем морфология почвенных образований имеет определяющие общие черты. Общеизвестно деление образовавшегося почвенного слоя (автоморфных почв) на горизонты (сверху вниз): А – элювиальный, который делится на A_1 – темный гумусовый (сверху) и A_2 – обеленный горизонт вымывания (ниже); В – иллювиальный горизонт ("вмывания"), где накапливаются гидроокислы железа в виде пятен, стяжений, конкреций. Мощность горизонтов и их соотношения могут быть весьма различными в зависимости от ландшафтного типа почвы.

Указанное деление особенно четко проявляется у почв умеренного климата и отчасти в семиаридных почвах тропиков. Для них характерно накопление различных минеральных веществ в иллювиальном горизонте, где образуются конкреции, зачастую развивающиеся по корневым остаткам растений в виде причудливых желваков, секущих слоистость. Иногда здесь наблюдается даже сплошная цементация. Формируются горизонты железистые, карбонатные, карбонатно-сульфатные и другие. Гидроморфные почвы, развивающиеся в условиях избыточного увлажнения за счет близкого залегания грунтовых вод и находящиеся в состоянии, близком к водонасыщенному, не имеют условий для развития нормального процесса почвообразования, так как здесь выпадает из участия в этом процессе значительная часть органических остатков вместе с входящими в их состав зольными элементами. Сюда относятся болотные торфяно-глеевые почвы – переходные к болотным отложениям следующего генетического класса. Отличается также процесс почвообразования и на солончаках степной зоны, где корневая система растений поверхностная, а биологический кругооборот вещества остается неполным и незавершенным из-за отсутствия влаги.

Замечено, что если меняются климат и состав растительности, то тип почвы очень быстро перестраивается, как бы приспосабливаясь к новым условиям. Каждый

из погребенных почвенных горизонтов отмечает перерыв в осадкообразовании. "Но тип почвы всегда соответствует при этом климатической обстановке, существовавшей в заключительную фазу этого перерыва, непосредственно предшествующую началу накопления вышележащих слоев" (Шанцер, 1966, стр. 99). Это обстоятельство делает данный генетический тип одним из важнейших показателей климатических условий прошлого.

Кроме климата и растительности на характер почвы в значительной степени влияет то, на каком субстрате, на каких коренных породах она развивается и во что переходит.

Ископаемые болотные почвы гумидного климата хорошо изучены на материале угленосных толщ (Ботвинкина, 1953, 1965; Жемчужников и др., 1959, 1960; и ряд других), где они часто подстилают угольные пласты, т.е. являются почвой и подпочвой торфяников, превратившихся в угли. Эти образования характеризуются большим количество растительных остатков, в частности корневых, в большей или меньшей степени разложенных, углефицированных или минерализованных. Текстура породы неслоистая, комковатая, часто пятнистая, "облачная". Иногда, преимущественно в нижней части почвенного горизонта, бывают реликты первичной слоистости пород, на которых почва развивается. Цвет почвы темный в результате обогащения породы рассеянным органическим материалом, иногда в нижней части слоя отмечается зеленоватый или буроватый оттенок.

Породы почвы обычно тонкозернисты - это большей частью аргиллиты, алевролиты, реже мелкозернистые песчаники. Часты конкреции сидерита, пирита, реже анкерита, доломита и кальцита (последние особенно в том случае, если почвы развиваются в прибрежно-морской обстановке). Конкреции бывают разнообразной формы, чаще неправильной. Ориентировка их обычно беспорядочная. Конкреции, развивающиеся по корневым остаткам, пересекают слоистость в виде удлиненных желваков.

Нижняя часть ископаемого почвенного горизонта - "ископаемая подпочва" - часто бывает обесцвечена, имеет зеленоватый или буроватый оттенок или же белесоватая. В ней отчетливо видны следы первичной текстуры субстрата, но слоистость его обычно бывает нарушена смещением, затеками, оползанием, взмучиванием. Здесь тоже встречаются корневые остатки или их следы. Переход подпочвы в почву обычно постепенный, иногда отчетливый, но всегда по неровной границе. В ряде случаев пятнистость окраски здесь выражена сильнее, чем в самой почве. Иногда в прослоях, обогащенных растительным детритом, наблюдается изогнутость слойков, принимаемая за волнистую слоистость. Однако такая изогнутость обусловливается вторичными процессами при уплотнении осадка и превращении его в породу.

Выделение почв такого рода кроме указания на перерыв в осадконакоплении и климатические условия является одним из поисковых признаков на уголь.

Интересно отметить, что в красноцветных отложениях аридных зон также были встречены прослои, текстурно и структурно очень похожие на углистые почвы гумидных областей. Но в отличие от последних они сильно ожелезнены, окрашены в бурый и красный цвета и содержат большое количество конкреций, также расположенных поперек наслоения, но известковых. Отмеченные признаки сближают их с современными бурыми и красно-бурыми почвами жарких и засушливых областей (Ботвинкина, 1963). По ряду признаков они напоминают коры выветривания, но от последних их отличают относительная кратковременность образования и частота появления в геологическом разрезе.

В областях активного вулканизма почвообразование наряду с общими для почв признаками приобретает еще и особые специфические черты. Прежде всего следует указать, что почти все почвы активной вулканической области с эксплозивным типом вулканизма имеют примесь пирокластического материала как в рассеянном виде, так и в виде прослоев (независимо от генезиса самих почв). Светлые прослои пеплов в ископаемом виде могут создать впечатление подзолистых горизонтов. Примесь пеплового материала разной размерности нарушает закономерный ход процесса почвообразования и обусловливает неоднородность механического состава почвы. С другой стороны, почвы различного происхождения часто оказываются весьма близкими по петрографическому составу за счет однотипной примеси пи-

рокластики. Примесь рыхлого пеплового материала вообще повышает водопроницаемость почв, способствуя фильтрации атмосферных осадков и вымыванию из почв гуминовых кислот. Поэтому для вулканической области более характерны дерновые и слабоподзолистые почвы, в меньшей степени болотные (Ливеровский, 1959). Дерновые почвы обладают недостаточно выраженной дифференциацией на указанные выше горизонты.

В ряде случаев в почвах Камчатки отмечалось несоответствие между маломощным гумусовым горизонтом (единицы сантиметров) и относительно мощным (десятки сантиметров) подстилающим сильножелезистым горизонтом. Почвы такого строения были описаны на пологих склонах и шлейфах гор. Однако Ю.А. Ливеровский считает этот охристый сильножелезистый супесчаный горизонт охристым элювием вулканических пеплов (тем более, что ниже залегают более тонкие суглинки, постепенно переходящие внизу в коренные породы).

Присутствие в почвах и подстилающих породах вулканической пыли способствует развитию травяной и кустарниковой растительности (что отмечается и на Камчатке, и в Исландии), так как вулканическая пыль обычно богата такими элементами питания растений, как фосфор, калий и др. Поэтому дерновые почвы развиваются на всей территории Камчатки на различных элементах ее рельефа. При этом хорошая фильтрационная способность таких почв препятствует развитию заболачивания (в отличие от других областей, где заболачивание сопутствует дерновому процессу). Лишь в районах, где принос вулканического пепла меньше, а увлажненность больше (например, на западном побережье Камчатки), появляется периодическое заболачивание и резче выражен иллювиальный процесс. Кроме того, в связи со стоком по каменистому склону сопок неглубоких и обильных почвенно-грунтовых вод ниже иллювиального горизонта появляется глеевый, как было отмечено И.П. Герасимовым и Л.П. Ильиной (1960) в районах, непосредственно прилегающих к действующим вулканам. Более того, в долине р.Авачи указанными авторами была встречена своеобразная торфяно-болотная железистая вулканическая почва, нижний горизонт которой представлен груборазложенным торфом полуметровой мощности (с повышенным содержанием фосфора), налегающим на слой вулканического песка.

Периодическое выпадение пепла погребает верхние почвенные горизонты и, таким образом, непрерывно осложняет, "омолаживает" почвообразование. В районах, где происходит такое систематическое обновление почвы, биологическая аккумуляция в почвах фосфора и калия выражена слабее. Вулканические продукты непрерывно вносят в почву щелочноземельные основания, окислы железа, кремнезем, силикаты и алюмосиликаты.

В вулканической области почвы развиваются на отложениях разнообразных генетических типов, в различных ландшафтных обстановках и, наконец, на свежих вулканических выбросах (главным образом пеплах) и на других вулканических продуктах. Специфика подстилающих вулканогенных пород придает почвам еще большее своеобразие.

Почвы, развивающиеся на вулканических пеплах, различны в зависимости от состава последних. В частности, растворимость основных пеплов больше, кислых меньше. Почвенный профиль различен также на разном расстоянии от вулкана; это может быть связано с тем, что между пеплопадами существуют перерывы и почва, расположенная ближе к вулканическому центру, может быть менее зрелой, чем более удаленная от него. Такие примеры приведены по Новой Гвинее и Папуа.

Почвы на пепловом субстрате отличаются от почв, возникающих на эффузивах, для которых вообще менее характерно развитие почвенного покрова. Особо специфичны почвы, развивающиеся на гидротермально измененных породах (т.е. связанных с образованиями "вулканогенного псевдоэлювия" и отложениями фумарольных полей второй группы).

По данным Уиллса (Wells, 1965; Wells, Whitton, 1966), почвы, сформированные на гидротермально измененных отложениях пемзы, отличаются более высоким содержанием в верхних горизонтах мышьяка, стронция, лития, бария, бора, титана, циркония, германия, меди, чем почвы, развивающиеся на неизмененных наносах пемзы.

В кислых почвах около активно действующих горячих источников повышается содержание лития, рубидия, бора, титана, циркония и мышьяка. Интересно отметить, что почвы, связанные с горячими источниками, иногда имеют в общем более низкое содержание рассеянных элементов по сравнению с обычными почвами. Но в растениях, связанных с ними, отмечается аномально высокое накопление лития, рубидия, бора, молибдена, цинка и меди (это следует учитывать при изучении древесных торфяников и угольных пластов в вулканических областях). В других случаях и сами почвы имеют аномальный состав минеральных примесей.

Кроме указанных особенностей данного генетического типа в вулканических областях выделяется особый тип почв и покровов рельефа, названный "почвенно-пирокластическим чехлом". Эти своеобразные отложения описаны нами как самостоятельный тип, который рассмотрен в VII классе второй группы.

Даже из приведенного предельно схематичного рассмотрения очевидно, что почвообразование в вулканических областях имеет свою специфику. Это надо учитывать при изучении ископаемых отложений вулканогенно-осадочных формаций, где почвенные горизонты могут не иметь "стандартного" облика. Вместе с тем выделение их может быть весьма существенным не только с точки зрения фациального анализа. Присутствие горизонтов погребенных почв в разрезе, несомненно, указывает на континентальный характер осадконакопления. Почвенные образования покрывают большие пространства суши, поэтому ископаемые почвенные горизонты могут быть иногда маркирующими, что особенно важно для континентальных отложений, в которых остатки фауны обычно отсутствуют.

Класс VIII. Болотные отложения

Болотные ландшафты присущи всем вулканическим областям, находящимся в гумидном климате, но болотные отложения сохраняются и переходят в ископаемое состояние далеко не всегда, а преимущественно в тех случаях, когда они принадлежат области опускания и захороняются налегающими выше осадками. Болотные отложения в значительной степени формируются без перемещения, за счет разложения и изменения подстилающего слоя и развития растительности. В отличие от VII класса здесь уже существует больший или меньший привнос извне терригенного материала, оседающего в болоте, что сближает этот класс со следующим генетическим классом. Отложения данного класса являются как бы переходными между VII и IX классами, однако их развитие не столь ограничено формами рельефа, как у предыдущего и последующего классов.

Мы выделяем в данном классе с точки зрения состава формирующихся в болотах отложений два генетических типа: 1-й тип – отложения болот преимущественно с кластогенным осадконакоплением; 2-й тип – отложения торфяных болот, т.е. преимущественно с биогенным осадконакоплением.

Отложения 1-го типа являются основными в данном классе, а 2-го типа – лишь частным случаем. Однако практическое значение последнего несравненно больше, так как с ним связаны все угольные месторождения и бассейны.

1-й генетический тип. Отложения болот преимущественно с кластогенным осадконакоплением

Признаки болотных отложений несколько различаются в зависимости от происхождения болота, того субстрата, на котором оно развивается, и общей фациальной обстановки. В соответствии с этим здесь выделяются два подтипа: отложения болот, развившихся в результате обводнения и заболачивания суши, и отложения болот, образовавшихся из заиливающегося водоема.

Отложения первого подтипа формируются в результате подъема уровня грунтовых вод или других причин, вызывающих обводнение и заболачивание суши. Привнос материала извне здесь невелик, генетические особенности определяются составом поверхностных отложений и их геохимическими преобразованиями в условиях повышенного увлажнения, т.е. не столько седиментогенезом, сколько ги-

пергенными и отчасти своеобразными диагенетическими процессами. Как правило, заболачивание сопровождается развитием растительности, в результате чего эти образования обычно имеют повышенное содержание органического вещества, часто большее или меньшее количество остатков и следов корневой системы растений. В ископаемом виде эти отложения часто связаны с образованиями почв и подпочв предыдущего класса столь постепенными переходами, что разделить их в разрезе зачастую не представляется возможным.

Отложения второго подтипа – основные для данного типа. Они возникают при заиливании и заболачивании открытых водоемов, вследствие чего имеют тесную генетическую связь с озерными отложениями. В этом подтипе уже отмечается привнос извне терригенного материала – обычно илистого тонкого осадка с примесью растительного детрита. Эти болотные отложения слагаются глинистым или мелкообломочным материалом и бывают представлены аргиллитами и алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Породы имеют плохую сортировку. Слоистость отсутствует или неясно выражена, по форме неправильно горизонтальная или слабоволнистая. Часто породы имеют комковатую, пятнистую текстуру.

Характерно большее или меньшее, но обязательное присутствие растительных остатков, в значительной степени разложенных, часто углистых, иногда минерализованных. Состав растений определяется типом болотной растительности, а также геологическим возрастом отложений. В некоторых случаях ориентированное расположение растительных остатков придает породе слоеватость.

Для описываемых отложений также весьма типично наличие остатков и следов корневой системы растений, по которым часто развиваются желваковидные конкреции, секущие слои. Образование конкреций вообще характерно для этих отложений. Остатков фауны обычно не обнаруживается. Включения грубых минеральных обломков здесь могут быть представлены только пирокластическими фрагментами, заброшенными в болото по воздуху силой вулканического взрыва. Часты текстуры нарушения слоистости, обусловленные разными причинами: текстуры протыкания (корнями растений), огибания и вдавливания (в связи с ростом конкреций или попаданием обломков), а также оползания и взмучивания.

В общем генетическом ряду отложения данного подтипа чаще всего завершают озерные (или других водоемов); вверху они могут сменяться почвами и подпочвами или же отложениями торфяных болот, но это далеко не всегда.

Отложения этого генетического типа в целом обычно маломощны, мощность их непостоянная и колеблется в пределах не более первых единиц метров. Они плохо сохраняются и имеют небольшую протяженность на площади, в ископаемом виде имеют "лоскутное" расположение.

Исключение составляют болотные отложения, подстилающие торфяники, т.е. переходящие вверх по разрезу в образования следующего генетического типа. Нижний их контакт чаще постепенный, верхний же определяется особенностями формирования лежащего выше слоя: он может быть постепенным, резким или же представлен размывом. В частности, резкий контакт иногда обусловливается налеганием слоя вулканогенных отложений, прекративших существование болота. В седиментационном цикле болотные отложения обычно занимают место в его нейтральной части, между концом регрессивного и началом трансгрессивного ряда фаций, однако в областях активного вулканизма эта закономерность не обязательна.

Специфическим отличием этих отложений в областях активного вулканизма является возможная примесь грубого кластического (пирокластического) материала к тонким илистым осадкам за счет воздушной транспортировки продуктов вулканических выбросов.

2-й генетический тип. Отложения торфяных болот

Отложения болот с биогенным осадконакоплением представляют собой торфяники, превращающиеся в ископаемом состоянии в угольные пласты. Поэтому их изучение имеет важное практическое значение. Торфяные болота вообще могут

развиваться в любых понижениях и даже на водоразделах. Однако большие скопления торфяной массы всегда связаны с определенными условиями: гумидным климатом, выровненной поверхностью рельефа, затрудненным стоком, пышным развитием растительности и обязательным медленным опусканием ложа торфяных отложений (Ботвинкина, Македонов и др., 1970). В процессе превращения торфа в бурый, а затем в каменный уголь мощность органической массы сокращается в 5-6 раз, а в случае дальнейшего уплотнения, углефикации и превращения в антрацит - в 7-10 раз (Волков, 1964; Приходько, 1963; и др.). Следовательно, для образования угольного пласта мощностью 1 м должна накопиться масса торфа мощностью около 6-10 м, что невозможно при стабильности ложа. Необходимым условием является погружение, скорость его должна быть приблизительно равной скорости нарастания торфяника, в противном случае рост последнего прекращается.

Такое ограничение благоприятных условий показывает, что место развития отложений этого генетического типа в вулканических областях совершенно определенное: это преимущественно предгорные и межгорные равнины, испытывающие медленное погружение, в меньшей степени - подножия склонов. Кроме того, существуют специфические торфяники, приуроченные к вулканическим кальдерам (они описаны выше, в VIII классе второй группы). Различная скорость погружения и зависящая от нее длительность пребывания растительной массы в поверхностных условиях вызывают различную степень разложения последней. На этом основаны генетическая классификация углей и выделение их генетических типов, что детально описано в ряде работ (Тимофеев, Боголюбова, Яблоков, 1962; Тимофеев, 1969; и др.).

Угольные пласты формируются главным образом из остатков древесной растительности. Между тем на пеллах в большей степени развивается травянистая растительность. Это тоже несколько ограничивает возможности угленакопления в вулканической области даже там, где существуют прочие благоприятные для этого условия. Однако торфяные болота все же возникают в областях активного вулканизма, причем последний оказывает различное влияние на свойства будущих угольных пластов.

Отложения данного генетического типа в ископаемом состоянии превращаются в угольные пласты, различные по составу, строению, мощности и степени углефикации. Влияние области активного вулканизма сказывается прежде всего в составе пласта, часто получающего примесь пирокластического материала, рассеянного в угольной массе или же сконцентрированного в виде самостоятельных прослоев туфов. В итоге угольные пласты становятся более зольными и (или) приобретают более сложное строение (Мокринский, 1965; и др.), а иногда становятся и менее выдержанными в пространстве и меньшей мощности. В этом заключается отрицательное влияние вулканизма на угленакопление. Однако есть и его положительное влияние. Многие продукты вулканической деятельности, в частности редкие элементы, сорбируются растительной массой торфяника и, таким образом, накапливаются в углях в количествах, представляющих промышленный интерес. Так могут образоваться, например, месторождения урана и других элементов. При этом наиболее обогащенными окажутся пласты сложного строения и более зольные, т.е. более "плохие" с точки зрения угольщиков. Н.Денсон и Дж. Гилл (Denson,Gill, 1965) описали ураносодержащие лигниты и углистые сланцы, причем источником урана и ряда иных редких металлов (селена, ванадия, германия, молибдена и др.), по-видимому, являются вышележащие туфы.

Обогащение редкими элементами часто происходит не при непосредственной подаче их вулканом, а в результате привноса в угольный пласт водами. Поэтому, строго говоря, торфообразование и минералообразование далеко не всегда синхронны. Тем не менее особенности минералообразования в отложениях этого генетического типа в области активного вулканизма придают углям черты отличающие их от углей (торфяников), формирующихся в невулканических областях.

Помимо добавочного источника минералообразования вулканические процессы, синхронные торфонакоплению, имеют еще и другое значение. Почти мгновенная подача больших масс пепла, засыпающего торфяное болото и прекращающего рост торфяника, выводит последний из-под влияния воздушной окислительной среды и,

таким образом, как бы сокращает стадию разложения органической массы. В результате торфяник, перекрытый слоем пепла, дает уголь (имеющий в кровле слой туфа) с бо́льшим количеством коллинита, чем обычно получается в сходных условиях. Быстрое захоронение способствует также лучшей сохранности растительных остатков.

С другой стороны, тяжесть слоя пирокластики, если она поступила в большом количестве, способствует уплотнению торфяника, в результате чего (особенно еще и при повышении температуры) угли под слоем туфа достаточно большой мощности могут оказаться более метаморфизованными по сравнению с соседними угольными пластами, не перекрытыми туфами. Наконец, погружение торфяника под давлением вышележащего слоя и приближение его к зоне грунтовых вод усиливают активность протекающих в нем химических процессов и аутигенного минералообразования.

Когда торфяники развиваются в активной вулканической области на углеобразование кроме непосредственного действия продуктов вулканизма, по-видимому, может оказывать влияние и сейсмическая активность, присущая этим областям. Так, по Н.А. Игнатченко (1968), повышенная сейсмичность вызывает более быстрое уплотнение осадков, выделение из них газов, выжимание воды, а как следствие этого – скачкообразное изменение геохимических условий и более активные процессы преобразования осадков и пород, причем за меньший промежуток времени. В частности, он приводит ряд примеров, из которых видно, что в сейсмически устойчивых зонах торф переходит в бурый уголь за весьма короткий срок: 6–20 тыс.лет, а степень метаморфизма углей повышается по сравнению с углями, формирующимися в аналогичных условиях, но в спокойных сейсмических областях. Это наводит на мысль о том, что в вулканических областях "созревание" углей идет быстрее, а степень их метаморфизма при прочих равных условиях будет выше, чем в невулканических областях.

Таким образом, мы видим, что если даже сам торфяник не изменяется в зависимости от вулканической активности, то наложенные вторичные процессы будут происходить в нем различно в зависимости от того, в какой ландшафтной области – вулканической или нет – он развивается.

Для того чтобы обычные торфяники сохранились и перешли в ископаемое состояние, обязательно их опускание и перекрытие осадками какого-либо водоема, предохраняющими их от разрушения. В вулканической области торфяник может быть перекрыт ("запечатан") не только осадочным, но и вулканогенным материалом – слоем пирокластики, лавовым потоком, отложениями раскаленных лавин и т.п. – и, таким образом, будет сохраняться от последующего разрушения, даже оставаясь на суше.

В ископаемых отложениях вулканических областей кровля угольного пласта далеко не всегда соответствует началу трансгрессивного ряда фаций, а лишь в том случае, если она представлена терригенными отложениями. Поэтому угольный пласт, сформированный в активной вулканической области, не всегда может служить "репером" при анализе циклического строения толщи, как это принято в угольной геологии.

Маломощные угольные пласты и линзы могут появляться среди отложений вулканической области не только за счет преобразования торфяников, но и в результате массового уничтожения древесной растительности вулканическим взрывом. Скопления этих деревьев также могут быть захоронены под вулканогенными образованиями (в частности, под отложениями направленных взрывов, раскаленных лавин и других пирокластических потоков). Однако эти угли всегда будут иметь небольшую мощность и быстро выклиниваться.

Класс IX. Озерные отложения

Данный генетический класс в сравнении с другими классами континентальных образований является, пожалуй, наиболее сложным и вместе с тем весьма важным для изучения. Последнее объясняется тем, что в наземных условиях озера – это те основные коллекторы, в которых происходит аккумуляция наземных осадков, причем не только кластических (как было в большинстве рассмотренных генети-

ческих типов), но и биогенных и, что особенно важно, хемогенных. Озерная седиментация, таким образом, представляет собой как бы наземный аналог морской седиментации.

Особенности озерных отложений определяются типом озера, подачей в него материала, механизмом самой озерной седиментации и теми преобразованиями, которые происходят в озерном осадке. Каждый из этих процессов вызывает свои специфические трудности при диагностике озерных отложений вообще и, в частности, в ископаемых отложениях вулканических областей.

Типизация озерных отложений возможна по разным признакам самих озер, а именно: 1) морфологии озер (форма озера, очертания его берегов, площадь, глубина, объем, рельеф дна); 2) величине, которая бывает весьма различной; 3) характеру окружающих водосборов и общему ландшафту (горное озеро, степное, приморское, пойменное, ледниковое, кратерное, кальдерное и др.); 4) характеру берегов (обрывистые, болотистые и др.); 5) гидрологическим особенностям (проточность, бессточность, характер внутреннего водообмена); 6) принадлежности озера к определенной климатической зоне (гумидной, аридной, ледовой); 7) степени солености (пресное, соленое); 8) солевому составу,особенно для соленых озер (карбонатное, сульфатное, хлоридное); 9) температурному режиму (холодное, теплое, горячее); 10) биологической продуктивности (как внутри самого озера, так и по развитию растительности на территории водосбора); 11) в связи с происхождением озер: тектонические, кратерные, обвальные, подпрудные, карстовые, озера бессточных котловин и целая группа реликтовых озер, возникающих на месте других, ранее существовавших фациальных обстановок. Таковы озера: гляциального генезиса (образовавшиеся за счет тающего ледника), озера - остатки древних морей, отшнурованных заливов и лагун, озера речных долин (остатки старых русел) и т.д.; 12) наконец, возможна типизация озер по преимущественному составу накапливающихся в них осадков, по этому признаку выделяются озера - аккумуляторы наносов, озера - концентраторы растворенных веществ и озера - накопители органического вещества (Россолимо, 1964). Однако в чистом виде накопления только одного типа осадка встречаются редко и, напротив, весьма часты озера со смешанным осадконакоплением. Поэтому грубо можно выделить типы озерного накопления только по преимущественному составу осадков: кластических, биогенных, хемогенных и смешанных. Специфичность их литогенеза (особенно для биогенных и хемогенных) в значительной степени определяется источниками питания и принадлежностью озера к той или иной климатической зоне.

Сочетание всех указанных особенностей создает большое многообразие типов озер, а следовательно, и накапливающихся в них осадков.

Какие же типы озер наиболее часты в областях активного вулканизма и что для них наиболее характерно? В вулканической области могут быть встречены самые разнообразные варианты. Рассмотрение озер в современных вулканических областях позволяет выявить некоторые специфические присущие им черты почти по каждому из указанных признаков. Очертания озер часто простые: они либо круглые (кратерные, кальдерные) или кольцевые (между кратерным конусом и его соммой), либо ограничиваются простыми ровными линиями, созданными тектоническими нарушениями. Такая форма присуща многим озерам Камчатки, мексиканской вулканической области и др. Кроме того, могут быть озера в поймах и долинах рек, а также на побережье, имеющие разнообразные очертания берегов, но они обычно небольшого размера. Глубина озер часто большая (десятки и сотни метров), особенно по сравнению с занимаемыми ими относительно небольшими площадями.

По характеру окружающих водосборов это преимущественно озера горного типа или же приморских равнин, берега их бывают обрывистые и очень крутые (пойменные и ледниковые озера играют подчиненную роль). Гидрологические особенности разнообразные. В зависимости от положения вулканической области в климатической зоне воды озера могут иметь повышенную соленость и разный солевой состав. (При этом надо заметить, что последний в значительной степени обусловливается эндогенным приносом веществ за счет высачивания гидротерм и фумарол на дне и по берегам озер либо активным растворением вулканических выбросов.)

Для вулканических областей характерны озера с повышенной температурой воды и горячие также за счет действия эндогенных процессов: либо вследствие близости

озера к действующему вулканическому очагу, либо из-за питания озера водами горячих источников.

Биологическая продуктивность в ряде случаев также связана с вулканизмом. Так, например, для вулканических областей характерно массовое накопление на дне озера остатков диатомовых, активно развивающихся за счет повышенного поступления в воды озера вулканогенного кремнезема.

Происхождение озер в вулканических областях разнообразное. Здесь часто встречаются озера тектонического происхождения (сбросовые) и реликтовые, особенно приморские. В частности, Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула (1965) описали на о.Харимкотан специфические реликтовые солоноватоводные озера, возникающие в результате отделения их от моря скоплениями вулканического агломератового материала; они распресняются весной поступающими талыми водами; кроме того, в них оседает железо, приносимое в результате промывания окружающего рыхлого вулканогенного материала. Состав донных осадков таких озер, очевидно, весьма своеобразен. В них можно ожидать тонкую ритмическую слоистость и формирование пород типа ритмитов. Выделяется особый тип "собственно вулканогенных озер": кратерных и кальдерных, осадки которых описаны выше (во II группе). Кроме того, здесь часто можно встретить озера подпрудные, в частности лавоподпрудные. Последние образуются в результате запруживания речного русла лавовым потоком, что специфично для областей активного вулканизма.

Состав озерных осадков здесь значительно разнообразнее, чем в озерах невулканических областей. Это объясняется, с одной стороны, добавочной подачей эндогенного материала, а с другой - более активным разрушением окружающих берегов и отложений в области водосборов. Состав осадков - наиболее существенный для нас признак, так как это основной признак, видимый нами в горных породах озерного генезиса. Кроме того, с ним теснейшим образом связано появление повышенных концентраций различных полезных ископаемых. Наконец, в нем отражены фациальная обстановка и другие вышеперечисленные признаки. Поэтому мы и выделяем далее генетические типы озерных отложений именно по преобладающему их составу.

Подача материала в озерные водоемы вулканических областей весьма специфична. В обычных озерах осадочный материал приносится текущей водой или же создается внутри (за счет биоса) и в ничтожной степени поступает по воздуху. Таким образом, принесенный в озеро осадок в большей или меньшей степени имеет следы сортировки и обработки при переносе.

Первое отличие озерной седиментации в областях активного вулканизма состоит в эпизодическом поступлении в озерный осадок большого количества обломочного материала по воздуху. Это преимущественно вулканический пепел и вулканическая пыль; кроме того, поступает, хотя в значительно меньшем количестве, и грубый материал - шлаки, пемза, вулканические бомбы и блоки (если озеро находится вблизи действующего вулкана).

Второе, еще более существенное отличие, - это активная дополнительная подача различных химических элементов фумаролами и гидротермами, часто действующими как по берегам озера, так и на его дне. Их деятельность создает предпосылки для накопления хемогенных осадков и образования рудных залежей, в частности железа, марганца, серы, бора и др. При этом для ископаемых отложений подчас трудно решить вопрос, является ли данный осадок результатом непосредственной подачи в озерный водоем ювенильных веществ (т.е. осадком вулканогенным) или же это результат разрушения, растворения, выщелачивания вулканитов (может быть, даже и более древних), окружающих озерную ванну (т.е. по существу обычным осадочным материалом). Признаками отличия иногда, очевидно, могут служить детали строения (текстура) всей осадочной озерной линзы, а также состав отложений.

Третья специфическая особенность подачи материала в озера в области активного вулканизма заключается в том, что осадочный материал приносится не только реками, но в ряде случаев и лахарами, а также поступает в результате интенсивного разрушения берегов озера под воздействием термальных и сильно минерализованных вод и фумарольных газов. Поэтому отложения береговых обвалов в краевых частях озер здесь приобретают значительно большее развитие, чем в

обычных озерах. Один из примеров этого мы рассмотрели выше при описании кальдерных и кратерных озер второй группы, однако такое явление характерно и для других озер вулканической области. С этим обстоятельством связана иногда трудность определения генетических типов ископаемых отложений: озерные отложения береговых обвалов, представляющие собой хаотические скопления глыб и обломков разного размера, сцементированных илистым "собственно озерным" осадком, в ископаемом виде легко могут быть приняты за отложения иных генетических типов сходной структуры и текстуры.

Механизм накопления осадков во всех типах озерных водоемов довольно прост. Для обломочного материала это выпадение из взвеси под действием силы тяжести, почти без влияния течений и волнений (особенно в центральных частях озер); для хемогенных осадков - выпадение из растворов, приносимых как поверхностными, так и подземными водами (последние часто сильно минерализованы).

Огромное значение для озерного осадконакопления имеет жизнедеятельность организмов, роль которых различна: это и непосредственное накопление органического вещества (сапропель), и скопление скелетов организмов (или их оболочек), построенных из веществ, растворенных в озерной воде (диатомеи и др.), и образование слойков (например, марганцевых) особыми бактериями.

Если структура и особенно состав озерных осадков могут быть весьма разнообразными, то текстуры их, определяющиеся механизмом формирования озерного осадка, как правило, наоборот, очень однотипны. Образование осадков гравитационным путем, обычное отсутствие донных течений (за исключением проточных озер), наличие узкой прибрежной полосы с волновыми движениями (а иногда и ее полное отсутствие) определяют формирование в озерных осадках преимущественно горизонтальной слоистости, довольно тонкой, правильной, выдержанной, часто с характерной прямой ритмической сортировкой слойков (особенно для кластических осадков). Однако в горных озерах и в озерах с крутыми берегами, в прибрежной их части, где накапливаются грубозернистые отложения береговых обвалов, последние обычно неслоисты. В прибрежной части крупных озер втекающие в них реки могут сформировать озерные дельты с наклонной слоистостью в осадке. Наконец при наличии донных, обычно слабых, течений (особенно в проточных озерах) на поверхности дна может возникнуть рябь течения, а в самом донном осадке - слоистость: чаще мелкая, по форме косая, косоволнистая или же волнистая асимметричная. Эти типы слоистости обычно имеют подчиненное значение.

Специфичны для озерных отложений сейсмически неспокойных вулканических областей текстуры оползания и разламывания, обычно нехарактерные для озерных осадков, а также текстуры вдавливания и облекания, образующиеся при попадании в тонкослоистый осадок крупных обломков (Шрок, 1950; Ботвинкина, 1962; Кременецкая, Жданов, 1972; и др.).

Многие черты накапливающихся осадков зависят от величины озера, его площади и глубины. Л.П. Россолимо (1964, стр. 35) указывает, что в крупном водоеме при большой величине отношения его водной поверхности к поверхности водосбора "черты режима формируются преимущественно под влиянием факторов, действующих в самом озере и свойственных большой и особенно глубокой водной массе, отличающейся большой устойчивостью и консервативностью всех свойств". Такие озера бывают азональными, т.е. климатические условия не оказывают на них большого влияния.

Благодаря сходству механизма придонной седиментации озерных водоемов (особенно крупных) с морской также создается трудность определения озерных отложений в ископаемых толщах и отличия их от морских. По существу мы знаем еще очень мало решающих признаков их различия (кроме, конечно, фауны, но последняя в озерных отложениях очень часто отсутствует). И здесь основные отличия - это текстура озерных отложений и их стратификационное соотношение со смежными. Определение же озерных осадков очень существенно, так как, во-первых, оно помогает уточнению генезиса многих рудных месторождений, а во-вторых, точное установление наличия озерных отложений позволяет с несомненностью считать вмещающую их толщу континентальной. Критерием для различия озерных и морских отложений является также характер их постседиментационных изменений. Особенности преобразований озерных осадков разобраны во многих работах Н.М. Страхова (1960) и др.

В отложениях данного класса можно выделять, как мы видели, генетические типы по разным принципам. Наиболее важным для нас является состав отложений, определяющийся комплексом разных процессов. Поэтому мы выделяем следующие генетические типы озерных отложений: 1-й тип – озерные отложения преимущественно кластогенные; 2-й тип – отложения преимущественно хемогенные; 3-й тип – отложения преимущественно биогенные; 4-й тип – озерные отложения смешанного состава.

Осадки каждого из этих типов имеют свои генетические особенности. В ископаемых отложениях их состав также позволяет наиболее уверенно определить генетический тип. Выделенные по этому принципу генетические типы озерных отложений наиболее легко сопоставлять с отложениями других генетических типов, в частности морских. И, наконец, каждый из этих генетических типов имеет свой комплекс полезных ископаемых, а это обстоятельство имеет уже и практическое значение. Подтипы выделяются по месту накопления в озере (отложения центральных и периферических частей озер) или по составу отложений.

Разделение каждого типа на разновидности может проводиться по фациальной обстановке, составу отложений, источникам питания и по другим принципам.

1-й генетический тип. Озерные отложения преимущественно кластогенные

Выше мы уже говорили о некоторых общих особенностях озерных отложений, сложенных преимущественно кластическим материалом. Основные факторы, вызывающие разнообразие этих озерных осадков, – это источники питания обломочным материалом и фациальные условия седиментации.

В областях активного вулканизма подача материала двойственная: наземными агентами и вулканизмом. Здесь, как и в других местах, питание озер осуществляется за счет приноса обломочного материала реками и ручьями, временными потоками и водами тающего ледника. Все эти агенты подачи несут и терригенный, и вулканический материал, смываемый с окружающей суши.

Кроме того, в питании озер вулканических областей, особенно расположенных вблизи вулканических центров, большую роль играет непосредственное поступление в них вулканического материала по воздуху. И, наконец, вулканогенный материал поступает в озера в составе отложений специфических генетических типов (пирокластических потоков, лахар и минерализованных источников, впадающих в озера, осыпей вулканогенного коллювия с бортов озера и др.).

Различия в способе подачи материала отражаются на структуре и текстуре осадков, на составе и строении всей толщи озерных отложений.

Мы привыкли при фациальном анализе осадочных образований относить к озерным отложения в общем тонкозернистые, обычно тонкогоризонтальнослоистые, часто с ритмичной сезонной слоистостью (т.е. отложения, характерные преимущественно для равнинных озер с нормальным терригенным питанием постоянными речными потоками).

В вулканической области кластические озерные осадки могут быть значительно разнообразнее как по структуре, так и по стратификации. Общая горизонтальная наслоенность обычно сохраняется, однако строение, состав и мощность слоевых элементов могут сильно варьировать. Это зависит и от источника питания, и от характера подачи материала (постоянная ли она, сезонная или спазматическая неравномерная), и от характера самого озера и его гидрологического режима. Например, могут быть два озера с одинаковым вулканическим питанием, но одно большое и глубокое, а другое мелкое и небольшое. В первом случае озерная ванна будет играть для неравномернозернистого материала, спазматически поступающего в озеро, роль отстойника. В результате этого на дне будут формироваться слои со сходной внутренней сортировкой. Такое наслоение носит характер ритмического. Но так как эта "ритмика" не сезонная, а вулканогенная, то слои могут иметь разную мощность, часто довольно большую (если объемы поступающего в бассейн материала велики), а время их образования и перерыв между "ритмами" могут быть различными. В мелком озере таких условий нет и заполняющий его принесенный обломочный материал будет оседать на дне в виде неслоистой разнозернистой массы.

Если озеро переменного режима, то в его осадках будут чередоваться слои более или менее однородные, тонкозернистые, с мелкой горизонтальной внутренней слойчастостью, и неслоистые (или же ритмически отсортированные) более разно- и грубозернистые слои. В верхней части повторяющихся сортированных слоев, формирующихся за счет вулканогенной подачи, в мелкозернистом материале могут появляться крупные включения - преимущественно бомб и лапиллей. Появление таких включений связано с новым вулканическим выбросом, причем вначале в озеро залетают единичные грубые фрагменты, которые опускаются в тонкий донный ил. Затем уже в озеро поступает основная масса пирокластического материала не только за счет переноса его по воздуху, но и в результате смыва поверхностными водами свежевыпавшего пепла, лапиллей и другого обломочного материала. Поэтому состав более грубых включений в верхней части сортированного слоя может отличаться от грубых компонентов нижней части того же слоя и в то же время быть сходным с обломочным материалом, составляющим нижнюю часть слоя последующего. Таким образом, внедрение грубых обломков в тонкозернистую верхнюю часть сортированного слоя является как бы воздушным "предвестником" массового поступления материала нового вулканического выброса.

Грубые включения могут быть и иного происхождения. Так, например, при втекании в озеро грязевого потока, несущего грубые обломки, последние выпадут в первую очередь и внедрятся в тонкий озерный ил. Затем будет оседать разжиженная водами озера основная масса внесенного материала, сортируясь по размеру и весу компонентов осадка. В результате этого грубые внедрения в тонкозернистом осадке будут значительно крупнее, чем в основании последующего сортированного слоя. В то же время включения, залетающие по воздуху (как и в предыдущем случае), могут быть мельче, чем обломочные фрагменты основания последующего слоя.

Понятно, что в озерных отложениях вулканических областей часто могут быть встречены нарушенные слоистые текстуры оползания, встряхивания, вдавливания, примыкания, огибания и захвата (Ботвинкина, 1965), а также завороты отдельных слоев, сходные с оползневыми.

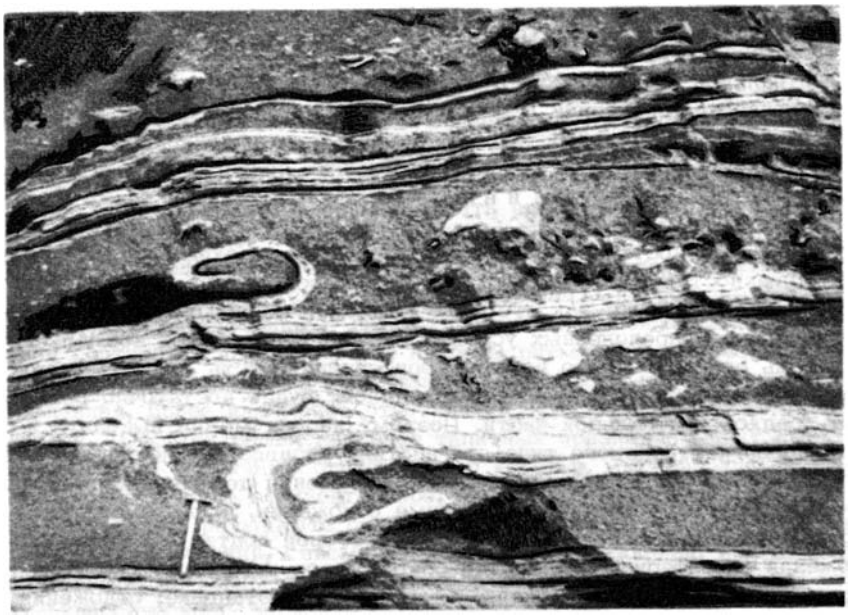
Т.Н. Кременецкой (1972в) описаны в Тигильском районе Камчатки неогеновые озерные отложения, формировавшиеся на разных расстояниях от действовавших вулканов и имевшие различные источники питания. Здесь отмечено характерное для озер вулканического района сочетание двух типов седиментации: собственно озерной (фоновой) и импульсной, вулканогенной, что проявляется в сложной периодичности озерной седиментации. Для таких озерных отложений характерны резко различный гранулометрический состав отложений и резкая их изменчивость в вертикальном и латеральном направлениях. Наряду с типичной для озер горизонтальной слоистостью были установлены текстуры нарушений различного масштаба (фиг. 50-52). Т.Н. Кременецкой было замечено, что различия поступавших в озеро вулканических продуктов влияют на различия в характере минералообразования в озерных отложениях, находящихся в одинаковых климатических условиях. Аутигенное минералообразование приобретает здесь специфичность в зависимости от состава, агрегатного состояния и температуры подаваемого в озеро вулканогенного материала.

Указанные Т.Н. Кременецкой особенности озерного осадконакопления, по-видимому, типичны для относительно небольших и неглубоких озер, располагающихся в речных долинах. Однако в других озерах вулканических областей ход седиментации может быть и несколько иным в зависимости от размера и глубины озера, от крутизны окружающих его склонов, рельефа дна и т.д.

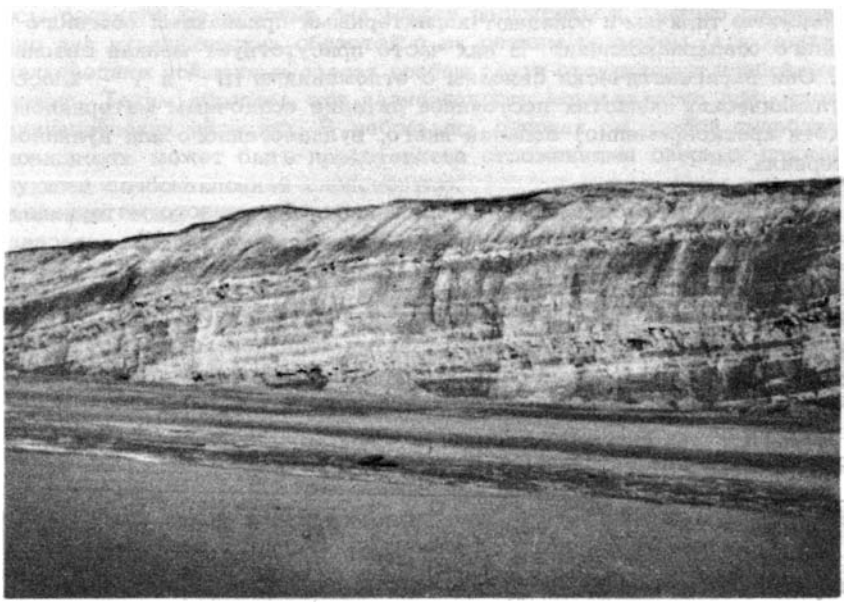
В крупных озерах невулканических областей обычно наблюдается различие осадконакопления в центральной, глубоководной части озера и на его периферии, в прибрежной части. В вулканических областях такое различие часто может отсутствовать; особенно это относится к озерам, где глубины резко нарастают (например, в озерах кратерных, тектонического происхождения и в некоторых других), а площадь озера невелика, так что масса поступающего материала может сразу распространяться по всей площади озера. Кроме того, воздушная транспортировка обломочного материала обусловливает возможность осаждения довольно грубого кластического осадка в центральных частях озер.

Фиг. 50. Озерные плейстоценовые отложения. Чередование туффитов (белые слои) и алевролитов (темные слои). Слоистость горизонтальная, пачечная, ритмическая. Камчатка, район вулкана Толбачик. Фото Т.Н.Кременецкой

Фиг. 51. Озерные плейстоценовые отложения. Чередование пепловых (белые) и алевритовых (темные) слойков. Слоистость горизонтальная пачечная, ритмическая, осложненная мелкими текстурами встряхивания и внедрения одного слоя в другой. Камчатка, район вулкана Толбачик. Фото Т.Н. Кременецкой



Фиг. 52. Озерные плейстоценовые отложения. Чередование пепловоалеврито-песчаных пачек (белые) с грубообломочными полигенными конгломерато-брекчиями (темные). Видны оползневые текстуры и текстуры захвата (белые изогнутые слои). Камчатка, район вулкана Толбачик. Фото Т.Н. Кременецкой



Фиг. 53. Лагунные плиоценовые отложения. Камчатка, устье р.Этолоны. Фото Т.Н. Кременецкой

Но при ином режиме озера с нормальным питанием, имеющего достаточно большую площадь и крутые, быстро разрушающиеся берега, периферийная часть его, представленная грубым обломочным материалом, будет резко отличаться от осадков центральной части. Такие отложения береговых обвалов в озерном комплексе в ископаемом состоянии легко спутать с коллювиальными, с отложениями временных потоков и с другими, сходными с ними по гранулометрическому составу. Отличие их прежде всего в парагенетических соотношениях в пространстве с другими генетическими типами и в их взаимных переходах, а также в минеральном составе грубых обломков.

Указанные особенности озерных отложений вулканических областей не только затрудняют диагностику, но и далеко не всегда позволяют выделить зоны донного озерного осадконакопления, как это намечается для крупных озер равнинных областей. Однако при определенных условиях, когда озеро имеет нормальное питание, а площадь его достаточно велика, периферийная часть озерных осадков, представленная более грубым осадочным материалом, будет достаточно резко отличаться от осадков центральной части. Поэтому иногда можно выделить в отложениях данного генетического типа два подтипа в зависимости от фациальной обстановки их формирования: первый подтип - отложения центральных более глубоководных частей озер; это собственно озерные отложения, в них выделяются разновидности по составу, строению и текстуре; второй подтип - прибрежные озерные отложения (периферических частей озер). Здесь выделяются разновидности по особенностям подаваемого материала и фациальной обстановке: отложения зоны волновой ряби и зоны пляжей, зоны береговых обвалов, зоны озерных дельт, отложения втекающих в озеро лахар и пролювиальных выносов.

Мы видим, что здесь (как и в предыдущих типах) первый подтип является основным, определяющим данный тип. Он формируется режимом самого озера. Отложения второго подтипа, хотя и возникают в озерном водоеме, но по своим признакам, способу формирования осадка и месту, занимаемому в пространстве, они являются переходными к другим генетическим типам - коллювию, аллювию и пролювию.

По источникам питания могут быть выделены разновидности озерных отложений.

1. Озерные отложения с речным (или аллювиально-делювиальным) питанием, которые наиболее типичны и обладают характерными признаками обычного кластогенного озерного осадконакопления. В них часто присутствует мелкая сезонная ритмичность. Они парагенетически связаны с отложениями III и V классов. Однако в вулканических областях постоянное питание осадочным материалом прерывается (хотя кратковременно) подачей иного, вулканогенного или вулканоосадочного материала.

2. Отложения озер с периодическим привносом обломочного материала временными потоками (в том числе лахарами), связанные с отложениями IV класса.

3. Озерные отложения с ледниковым питанием. Эта разновидность встречается в комплексе отложений горных подножий и ледников. По Т.С. Краевой (1969), описавшей их на Камчатке в пределах развития ледников, они представлены образованиями типа камов, которые сложены чередующимися пачками (мощностью до 2 м) неслоистого щебнисто-дресвянисто-песчаного и тонкослоистого песчано-алевритового материала. Общая мощность этих отложений до 10 м; внутренняя слоистость в них четко выраженная, параллельная, ленточная, сортированная. Обогащение крупнообломочным материалом бывает неравномерное. Среди терригенного материала отмечаются многочисленные прослои вулканических пеплов мощностью от нескольких до первых десятков сантиметров. Имеются нарушения первичных текстур типа микросбросов, знаков нагрузки и ледяных клиньев. Эта разновидность связана с ледниковым комплексом II генетического класса.

4. Озерные отложения преимущественно с вулканогенной подачей материала, имеющей спазматический характер. Они представлены более или менее тонкими пеплами (в ископаемых толщах - туфами), чередующимися с терригенными отложениями; текстурные признаки их близки к текстурам первой разновидности; одно из отличий их в том, что в них реже можно ожидать следы течения, но зато мо-

гут встречаться грубые пирокластические включения. Основное же их отличие в вещественном составе. Наконец, может быть подача в озеро шлаков и более грубой тефры (Сатиан, Степанян, Жамагорцян, 1968).

Все перечисленные разновидности могут иметь циклическое строение, обусловленное периодичностью подачи материала разной природы (сезонной, климатической, вулканогенной и смешанной). Таким образом, характер цикличности озерных отложений может помочь выявлению их разновидностей (Кременецкая, 1972в). Очевидно, дальнейшие исследования позволят наметить еще и другие разновидности кластогенных отложений озер и, в частности, их центральных частей.

Первый подтип. Отложения центральных и глубоководных частей озер. Отложения этого подтипа являются основными для типа. Они обычно относительно тонкозернисты (хотя возможны и грубые включения пирокластики). Характерна ритмическая сортировка или же разной природы ритмическое переслаивание (позволяющее называть эти отложения ритмитами). Слоистость пород чаще горизонтальная, выдержанная, более или менее отчетливая. Вещественный состав обломков разнообразный. (От этих общих наиболее типичных признаков могут быть обусловленные вулканизмом различные отклонения, о которых мы говорили выше.)

Залегание, как правило горизонтальное, может быть нарушено под влиянием различных факторов: в результате синхронных седиментации и постседиментационных тектонических движений, сейсмических толчков и, наконец, под действием фумарол и гидротерм. Таким образом, выделение кластических озерных отложений даже в их "классическом" варианте в теле вулканогенно-осадочной формации значительно труднее, чем в осадочных формациях. Озерные отложения данного подтипа могут разделяться, как мы указали выше, на разновидности.

Второй подтип. Отложения прибрежных частей озера. Отложения данного подтипа накапливаются в периферической части озер. Здесь могут быть выделены разновидности по динамическим агентам, подающим кластический материал и формирующим его в прибрежной части. По этому признаку намечаются следующие четыре разновидности.

1. Отложения зоны волновой ряби, формируемые прибоем и волновыми движениями. Эта разновидность наиболее характерна для периферических озерных осадков вообще, но ширина, занимаемая ими, обычно невелика и только в случае увеличения полосы озерного мелководья она может расширяться. Однако последнее нехарактерно для вулканических областей с их резким рельефом, а в мелких по размеру и мелководных пойменных озерах вообще почти отсутствуют прибойные и волновые движения. Таким образом, эта разновидность нехарактерна для отложений озер в вулканических областях. В небольших озерках со слабой гидродинамикой эта разновидность может быть представлена отложениями озерных пляжей с соответствующей слабонаклонной слоистостью.

2. Отложения зоны береговых обвалов, образующиеся при поступлении в озерные осадки с крутых берегов продуктов разрушения последних, в частности в результате выщелачивания и изменений их фумаролами и гидротермами. Эти отложения сходны по составу, структуре и текстуре с коллювием, в который они переходят на площади. Поэтому в ископаемых толщах такие отложения с трудом поддаются диагностике и могут быть выделены как озерные в основном лишь в комплексе с типичными озерными образованиями при прослеживании их соотношений в пространстве. Помогают диагностике также минеральный состав и структурные особенности грубых обломков, поступающих с бортов.

3. Отложения озерных дельт и выносов временных потоков. Эти отложения обычно внедряются в отложения первого подтипа в виде линз более грубозернистого материала. Как по своим признакам (составу, структуре, текстуре), так и пространственно они являются переходными от озерных к пролювиальным и аллювиальным образованиям. Выделяются они по парагенетическим соотношениям с указанными генетическими типами и по их взаимным переходам.

4. Отложения втекающих в озеро лахар и пролювиальных выносов, образующие линзы, конусы, выклинивающиеся к центральной части озера.

2-й генетический тип. Озерные отложения преимущественно хемогенные

Хемогенные озерные отложения весьма характерны для вулканических областей, причем они формируются не только в озерах вулканических котловин, но и в ряде других озер. Как следует из работ многочисленных исследователей, в том числе из обобщающих работ Н.М. Страхова, наиболее благоприятной обстановкой для накопления озерных хемогенных осадков является наличие бессточных впадин в аридном сухом климате. Такие впадины существуют не только на равнинах, но и в значительно поднятых межгорных долинах и на плато, т.е. в условиях, которые присущи и вулканическим областям. При этом малое количество осадков может быть обусловлено не только принадлежностью озер к аридной зоне, но и положением их среди горных цепей, задерживающих поступление влаги. Таковы, например, соленые озера Центральной Азии, многие озера Центральной долины Кордильер Южной Америки, часть которых являются бороносными (Орлова, 1962), и ряд других.

Вообще преобладание испарения над поступлением влаги в указанных условиях способствует концентрации солей и их выпадению. Однако в указанных выше озерах, расположенных в горных областях (в том числе и вулканических), хемогенные отложения почти никогда не формируются в чистом виде, так как с окружающих горных цепей временными потоками в них приносится обломочный и глинистый материал, образующий конусы выноса и веера по периферии озера, а частично разносимый по всей его территории.

Таким образом, хемогенные отложения в толще озерного генезиса обычно сочетаются с большим или меньшим количеством терригенного материала - от глинистого до грубообломочного. Характерен парагенез хемогенных линз с грубозернистыми кластическими. Иногда в период усиления притока вод в дождливые сезоны приносимый обломочный аллювиальный материал может распространяться по всему озеру, сформировав в озерных осадках терригенный песчаный слой.

В вулканических областях или областях, смежных с ними, в озерные впадины заносится кроме терригенного материала еще и пирокластический, в частности тонкий пепел, дающий самостоятельные прослои туфов.

Источники хемогенного озерного накопления в вулканической области разнообразны, поэтому здесь концентрация солей более интенсивна, чем в невулканической области. Источником дополнительного поступления вещества кроме продуктов выщелачивания окружающих горных пород являются пепловые частицы, несущие на своей поверхности ряд элементов (см. описание I класса второй группы), которые, растворяясь в воде озера, переходят затем в его осадки и формируют повышенные концентрации различных солей.

Наконец, фумаролы и гидротермы разного состава часто выходят как по периферии озера, так и на его дне, в результате чего в воды озера поступает непосредственно ювенильный материал, создающий обогащение разнообразными элементами вплоть до промышленных концентраций. К данному генетическому типу относятся отложения боратов в саларах и озерах (Орлова, 1962), лития, серы и др. В некоторых случаях в озерных отложениях этого типа формируются промышленные скопления марганца.

Из сказанного ясны большое значение отложений данного генетического типа и особая необходимость их правильной диагностики. Об их структурных особенностях мы уже говорили Текстурные признаки озерных хемогенных отложений просты - преобладает горизонтальная, довольно правильная слоистость, часто с ритмическим повторением слойков резко разного состава (т.е. породы типа ритмитов). Характерны также линзовидное залегание и линзовидная или петельчатая текстура внутри породы. Кроме того, часто могут быть обнаружены текстуры нарушений: брекчиевидная, изогнутая, знаки заполнения промоин, текстуры внедрения и др. Весьма характерно развитие различных конкреций - пластовых, желваковых и др. Однако перечисленные признаки присущи озерным хемогенным отложениям вообще, а не только имеющим вулканогенное питание.

Свидетельством вулканического происхождения озерных хемогенных осадков является прежде всего определенное сочетание элементов, нехарактерное или даже

"запрещенное" для обычного осадочного процесса, на что указывал Н.М. Страхов (1963). Дополнительный источник питания за счет вулканической деятельности и непосредственной подачи вещества в озеро фумаролами может повысить концентрацию солей в озере даже в гумидном климате. Таким образом, сочетание определенного парагенеза отложений при отсутствии признаков аридности может также служить указанием на вулканогенный источник хемогенной садки солей.

В отложениях данного генетического типа возможно появление периодичности разной природы - сезонной, климатической, вулканической, как бы накладывающихся одна на другую. Из анализа условий хемогенного озерного осадконаколления очевидно, что для вулканических областей характерны прерывистость озерной седиментации и чередование хемогенных отложений с обломочными. Это отражено в названии генетического типа: отложения преимущественно хемогенные (а не просто хемогенные).

В заключение необходимо отметить, что хемогенные озерные отложения обычно бывают связаны не с эруптивной вулканической деятельностью, а с постэруптивной, фумарольно-сольфатарной стадией вулканизма, продолжающейся весьма длительное время. Поэтому отложения данного генетического типа приурочиваются в большей степени к осадочному комплексу отложений, а не к вулканическому (что характерно для отложений озер вулканических котловин) или же располагаются по периферии последнего. Что касается пепловых прослоев, встречающихся среди вулканохемогенных, то они, во-первых, появляются далеко не всегда, во-вторых, часто бывают изменены и превращены в глинистые и, наконец, в-третьих, такие прослои могут быть результатом эрупций уже новых извержений и даже других, удаленных вулканов, а не тех, затухающая деятельность которых выражается в фумарольно-сольфатарной подаче хемогенного материала в озерный осадок. Поступление такого пепла играет скорее отрицательную роль, прерывая хемогенную садку в озере и добавляя к отложениям солей кластический материал. Таким образом, вулканическое происхождение различных хемогенных озерных залежей далеко не обязательно определяется по их парагенезу с эффузивами или туфами. Наоборот, более типичен их парагенез с пролювиальными конусами выноса, с аллювием временных потоков и с "вулканогенным псевдоэлювием".

Подразделять отложения этого типа на подтипы практически наиболее рационально по вещественному составу отложений (бороносные, серные, марганцевые, железистые и др.).

3-й генетический тип. Озерные отложения преимущественно биогенные

Озерные отложения биогенного происхождения, связанные с вулканическими областями, часто бывают представлены диатомитами. Это обусловливается повышенным поступлением вулканогенного кремнезема как подаваемого в результате газо-гидротермальной деятельности, так и за счет разложения пеплов. Выше мы уже описывали подобные отложения в кальдерном оз.Тоба (см. вторую группу), однако они формируются не только в кальдерных, но и в обычных озерах вулканических областей.

Существует мнение, что развитие диатомовых водорослей является показателем холодного климата, однако их развитие в озерах вулканических областей не связано с холодным климатом, так как это явление отмечается даже в озерах тропиков. Не исключено, что в ископаемых толщах парагенез озерных диатомитов с осадками, несущими черты формирования в жарком климате и не связанными с холодными течениями, является одним из указаний на их вулканическое происхождение. Достаточно большие скопления диатомовых могут дать промышленные залежи озерных диатомитов.

Другой тип биогенного осадконакопления в озерах - это скопление растительного материала. В большей степени оно характерно для мелководных зарастающих озер, превращающихся затем в торфяные болота (см. описание предыдущего класса) и, таким образом, связанных с углеобразованием.

Биогенное осадконакопление может происходить в озерах почти без примеси постороннего материала, но в других случаях последний играет заметную роль.

В озерных отложениях этого типа можно ожидать наложения сезонной, климатической и вулканогенной ритмичности разных порядков.

В данном генетическом типе, так же как и в предыдущих, подтипы отложений выделяются по вещественному составу: диатомовые, сапропелевые и др.

4-й генетический тип. Озерные отложения смешанного состава

Отложения этого генетического типа, по-видимому, распространены значительно больше, чем предыдущих. Они представляют собой переслаивание (или смешение) в озерных отложениях кластогенного, хемогенного и биогенного материала в разных соотношениях. Кроме того, здесь часто могут быть встречены прослои других генетических типов, особенно близких, в частности отложения торфяных болот. Так, Н.В. Ренгартен и Н.П. Куприной (1968) были описаны в четвертичных отложениях Камчатки озерные диатомовые глины с подчиненными прослоями песков и пеплов. В других разрезах в этих глинах присутствуют прослои торфа, содержащие в свою очередь постоянную значительную примесь пирокластического материала (обломков эффузивов, кристаллов плагиоклазов, реже пироксена) и пелитоморфного глинистого вещества, а также небольшое количество скелетов диатомей (эта примесь обусловливает высокую зольность торфяной массы). Естественно, что в зависимости от преобладания той или иной составляющей отложения данного генетического типа по своим особенностям будут приближаться к какому-либо из трех первых.

Из приведенного краткого обзора особенностей озерных отложений в вулканических областях мы видим, что каждый из генетических типов по-своему испытывает влияние вулканизма, которое сказывается на признаках, отличающих эти отложения от отложений озер невулканических областей. Отложения здесь значительно разнообразнее по составу, структуре и текстуре. Богаче набор пород, значительно больше грубость осадочного материала. Характерно, что наряду с тонкозернистыми и даже хемогенными отложениями могут присутствовать и грубые фрагменты, причем в ряде случаев резко иного состава. В результате импульсной подачи значительно хуже сортировка (особенно в мелких озерах).

Наряду с характерной для озерных отложений тонкой горизонтальной слоистостью широко развиты обычно несвойственные озерным отложениям разнообразные текстуры нарушений.

Биогенное и хемогенное осадконакопление приобретает черты, несвойственные обычным озерным отложениям при данных климатических условиях.

Надо заметить, что специфичность озерного осадконакопления, зависящая от вулканизма, изучена еще далеко недостаточно. В то время как седиментация в кратерных и отчасти кальдерных озерах изучалась специально, особенностям осадконакопления в обычных озерах разных типов уделено пока мало внимания. Между тем в ископаемое состояние их отложения переходят чаще, чем наземные отложения других классов. Особый интерес они представляют еще и потому, что преимущественно с ними связано континентальное рудообразование. Поэтому совершенно необходимо дальнейшее специальное и разностороннее изучение разных типов и разновидностей озерных отложений данного класса.

ВТОРАЯ ПОДГРУППА. ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отличительной особенностью фациальной обстановки отложений данной подгруппы является приуроченность их к границе моря и суши. Поэтому хотя эти отложения и формируются в морской среде, на дне моря, но влияние суши, к которой они примыкают, здесь еще достаточно ощутимо.

Во-первых, в этой зоне смешивается осадочный материал различного происхождения: с одной стороны он поступает непосредственно с суши (во взвеси, воло-

чением или в растворе), а с другой, подается морем в виде либо уже переработанного им кластического осадка, либо рождаемого самим морем биогенного или хемогенного материала. Естественно, что в вулканической области появляется еще и третий источник поступления материала – синхронный вулканизм, в результате деятельности которого в осадки поступают тефра (преимущественно пепел) либо хемогенные продукты фумарольно-гидротермальной деятельности.

Во-вторых, процессы, формирующие осадки этой подгруппы, часто имеют двойственный характер (продолжение речного течения и волноприбойная деятельность моря; чередование осушения и обводнения территории при приливах и отливах и т.д.).

В-третьих, химический состав водной среды осаждения здесь также специфичен: зачастую вода бывает либо опресненной, либо осолоненной по сравнению с нормальной морской водой.

Изучению отложений данной подгруппы уделяется очень большое внимание, и они описаны в многочисленных работах наших и зарубежных исследователей (Зенкович, 1956, 1962; Логвиненко, Ремезов, 1963, 1967; Ботвинкина, 1962; Ботвинкина, Яблоков, 1963; Дельтовые ..., 1963; Кинг, 1963; Лымарев, 1955; Мурдмаа, 1963; Невесский, 1965, 1967; Павлидис, 1968; Шепард, 1964, 1969а; Щербаков, 1971; Щербаков, Павлидис, 1964; Thompson, 1937; Trask, 1939; и многие другие).

Отложения этой подгруппы связаны преимущественно с аккумулятивными берегами, поэтому для вулканической области они менее типичны. Здесь они развиваются на побережьях предгорных равнин, по периферии областей активного вулканизма и вокруг вулканических островов; таким образом, они все же вполне закономерно могут входить в состав вулканогенно-осадочных формаций.

В данной подгруппе выделены три класса, каждый из которых определяется своим характером отложений, особенностями процесса их формирования и местом по отношению к береговой линии. Отложения всех трех классов очень тесно связаны между собой пространственно и парагенетически, а некоторые отдельные их типы существуют совместно, образуя палеогеографические комплексы (например, лагуна и пересыпь, дельта и мелкие заливы, пляжи и береговые валы и т.д.).

В этой подгруппе выделяются следующие классы отложений: X класс – лагунно-заливные отложения; XI класс – отложения речных выносов подводной части дельты ("флювио-маринные"); XII класс – отложения прибрежных аккумулятивных образований.

Класс X. Лагунно-заливные отложения

Отложения данного класса формируются при наличии извилистой, сильно изрезанной береговой линии в участках, почти изолированных от моря, с которым они бывают связаны узкими протоками, проливами и т.п. Таким образом, область их формирования почти со всех сторон окружается сушей, в результате чего отложения данного класса встречаются в переслаивании с наземными образованиями, с которыми они образуют сложный полигенетический комплекс.

По обстановке формирования, степени глубоководности и генетическим связям с другими типами здесь выделены три генетических типа: 1-й тип – отложения прибрежных лагун; 2-й тип – отложения заливов и бухт; 3-й тип – отложения приустьевых заливов (лиманов и эстуариев).

Гидродинамические условия, в которых формируются отложения данного класса, различны для разных типов. Спокойное выпадение на дно осадочного материала различного состава, характерное для 1-го типа, может нарушаться при формировании 2-го типа; для 3-го типа наиболее обычна эпизодическая или даже постоянная активность гидродинамических факторов.

Первый генетический тип этого класса связан постепенными переходами и парагенетически с озерными отложениями предыдущего класса, а 3-й тип – с отложениями речных выносов следующего класса. Основной тип здесь 2-й, который характерен для вулканических областей с их резким рельефом и перепадом высот и глубин; такие особенности ландшафта не способствуют формированию аккумулятивного берега, поэтому отложения первого типа формируются в основном по периферии областей активного вулканизма.

1-й генетический тип. Отложения прибрежных лагун

Особенности лагунных отложений многократно описаны, в том числе детальная характеристика их дана Д.В. Наливкиным (1955, 1956), поэтому здесь мы не будем ее повторять.

К этому генетическому типу отнесены отложения прибрежных лагун, обычно мелководных, образующихся в результате отшнуровывания сравнительно небольшого участка моря пересыпями, барами и другими аккумулятивными формами (отложениями XII класса). Развитие этого процесса в дальнейшем может привести к полной изоляции лагуны от открытого моря и превращению ее в озеро. В других случаях лагуны могут возникать при подтоплении прибрежной части суши в результате заполнения понижений в ее рельефе водами моря или же вследствие образования протоков и сообщения приморских озер с морем. В условиях чередования морских регрессий и трансгрессий лагунная форма ландшафта сменяется озерной, и наоборот. Поэтому, отложения данного генетического типа могут быть теснейшим образом связаны в разрезе с озерными отложениями предыдущего класса. При этом зачастую нелегко отличить лагунные отложения от озерных, так как они обладают и рядом сходных признаков.

Для отложений лагун характерны слоистое горизонтальное залегание, тонкая ровная слоистость преимущественно ритмического характера (фиг. 53, см. стр. 223) преобладание тонкозернистого алеврито-глинистого материала; здесь также осуществляется хемогенная и реже биогенная седиментация.

Обычно солевой состав лагунных вод отличается от состава нормальной морской воды, в чем основную роль играет гидрохимический режим лагуны: если приток пресных вод преобладает над испарением, то лагуна опресняется; изолированная от притока речных вод лагуна, питаемая водами моря, в условиях засушливого климата, наоборот, осолоняется. Могут быть условия и смешанные, как бы противодействующие, когда воды лагуны по составу примерно отвечают водам основного бассейна.

В соответствии с основным общепринятым делением лагун на опресненные, осолоненные и нормальной солености в данном типе мы можем выделить три подтипа. С опресненными лагунами в случае их обмеления и заболачивания связано образование приморских торфяников и, следовательно, широко распространенное паралическое углеобразование. В лагунах повышенной солености формируются залежи различных солей: галита, калиевых солей, мирабилита и др. Поэтому в каждом из подтипов могут быть выделены разновидности по составу отложений.

В лагунах вулканической области может осуществляться еще и специфическая седиментация.

Во-первых, активная подача водным и воздушным путем масс пирокластического материала, сгружаемого у пологого берега и перемещаемого волнами и вдольбереговыми течениями, создает условия для усиленного образования аккумулятивных форм (пересыпей, кос, береговых валов) и, таким образом, способствует формированию лагунного ландшафта.

Во-вторых, эпизодическое поступление пирокластического материала в лагуну прерывает спокойную и непрерывную лагунную седиментацию, создавая в ее осадках прослои пеплов. При этом в лагуну попадает преимущественно тонкий пепел, так как вулканы обычно находятся на некотором удалении от аккумулятивного берега. Тонкий пепел, оседающий на дно лагуны, может преобразовываться в туфогенные глины, увеличивая таким образом наличие глинистой фракции в лагунных осадках.

В-третьих, поступление в лагуны сильно минерализованных вод с суши и продуктов фумарольно-гидротермальной деятельности по ее берегам и на дне обогащают лагунные отложения, так же как и озерные, различными минеральными веществами, которые могут в соответствующих условиях реализовываться в залежи полезных ископаемых. Их отличительная особенность кроме специфичности состава (о чем мы говорили выше, при описании озерных отложений) еще и в том, что хемогенная или смешанная хемогенно-кластогенная садка может осуществляться в лагуне даже в гумидном климате, при отсутствии признаков аридизации и усыхания лагуны, так как здесь соли концентрируются за счет дополнительной вулканогенной минерализации.

Из генетических типов второй группы в парагенезе с лагунными отложениями можно ожидать также появление прослоев пеплового града.

Кроме лагунных отложений указанных генетических подтипов существуют еще образования, формирующиеся в лагунах особого рода. Во-первых, в лагунах, непосредственно возникающих в результате вулканической деятельности, в том числе его внутрикальдерных лагунах (чаще глубоководных), отложения которых отнесены ко второй группе из-за их специфичности. Во-вторых, во внутририфовых лагунах открытых морей и океанов, которые рассматриваются нами ниже, в XVII, классе; в эти лагуны также часто поступает вулканогенный материал.

2-й генетический тип. Отложения заливов и бухт

Обстановки формирования отложений этого генетического типа достаточно характерны для изрезанных берегов вулканических областей с их резким рельефом; поэтому здесь заливы и бухты чаще глубоководны либо их дно быстро углубляется по направлению к морю. Что же касается мелководных бухт и замкнутых заливов, то характер осадконакопления в них очень близок к лагунному и практически они в ископаемых толщах почти неразличимы. Среди глубоководных мы выделяет два подтипа отложений: 1) замкнутых заливов и бухт, имеющих ограниченную связь с открытым морем через проливы, горловины и т.д., и 2) открытых заливов, обычно крупных, сообщающихся с морем и даже с океаном.

По составу отложения данного генетического типа могут быть различными: кластическими, глинистыми, биогенными, реже хемогенными; часто наблюдается определенная их последовательность. Близ берегов более грубозернистые, почти несортированные отложения, переходящие иногда в береговой "свал глубин" (первый тип XV класса). Тонкие илистые осадки формируются в наиболее глубоких, обычно центральных частях заливов. Биогенное осадконакопление может осуществляться по всей территории залива. Седиментация в открытых заливах практически очень близка к морской, и отложения второго подтипа могут быть установлены при отчетливом пространственном парагенезе с наземными отложениями. Конкретных наблюдений этих отложений и выявления их специфических особенностей и признаков не проводилось.

3-й генетический тип. Отложения приустьевых заливов — лиманов и эстуариев

Лиманы и эстуарии представляют собой заливы, образующиеся в результате затопления морем расширенных частей устьев рек, обычно они связаны с берегами аккумулятивного типа. В соответствии с особенностями процесса формирования отложений и признаками последних в этом типе выделяются два подтипа: 1) отложения лиманов; 2) отложения эстуариев.

Первый подтип. Отложения лиманов. Лиманы - это узкие глубокие заливы моря, не имеющего приливов и отливов. Они могут быть открытыми, непосредственно связанными с морем, и закрытыми, отделенными от моря косой или пересыпью. Последняя, нарастая, может нацело отделить лиман от моря. Как видим, эта форма очень близка к заливу или лагуне. Однако осадкообразование здесь имеет значительные отличия, связанные с тем, что лиман - это залив, являющийся продолжением речного русла. Поэтому в основании осадков обычно имеется типичный аллювий со свойственными ему признаками (см. выше), а в отложениях собственно лиманных будут периодически появляться более грубозернистые прослои с признаками аллювиального генезиса, образующиеся при усилении речного стока. Этот подтип, очевидно, можно разделить на разновидности отложений открытого лимана и отшнурованного лимана.

Второй подтип. Отложения эстуариев. Эстуарий - расширенное устье речной долины, по которой прилив заходит далеко вверх по течению (Геологический словарь, 1955, т. 2)[1]. Эта территория попеременно то подвергается действию прилива,

[1] Иногда эстуарием неправильно называют затопленные приустьевые участки речных долин; в других случаях типичные эстуарии называют лиманами.

причем происходит течение от моря на сушу, то, наоборот, при отливе – течение реки с суши в море.

По В.П. Зенковичу, во время прилива происходит размыв берегов, приводящий к расширению долины и последующему меандрированию реки. Прилив несет далеко вверх по речной долине относительно тонкозернистый материал. Илы отлагаются во всех защищенных участках (в излучинах, старицах, за косами и т.д.), песок же остается на открытых пространствах. Долина реки расширяется в пределах верхней границы прилива, ложе ее становится плоским и участками осадконакопление происходит аналогично ваттовому побережью (см. описание XII класса). Эти отложения в пространстве замещают пойменные, но генетически они иные, хотя ряд признаков, в частности слоистость, имеет сходные черты.

Во время отлива стекающие воды моря и собственное течение реки производят большую работу по перемещению наносов, но преимущественно в пределах речного русла. Осадконакопление здесь, по-видимому, в общем незначительное: основная масса осадков выносится обратно в море, так как интенсивное суммарное гидродинамическое воздействие отлива и речного течения позволяет осесть в пределах русла лишь наиболее грубым компонентам осадка.

Нам не удалось найти детального описания всех конкретных диагностических признаков этих отложений. Можно полагать, что в этом грубозернистом осадке, формируемом преимущественно волочением, следует ожидать крупную косую слоистость (слойчатость), причем косые слойки попеременно будут направлены в прямо противоположные стороны с преобладанием уклона в сторону моря. Это правильное чередование разных направлений слойчатости может нарушаться в результате размыва части уже сформированных косослоистых серий при каком-либо эпизодическом усилении течения.

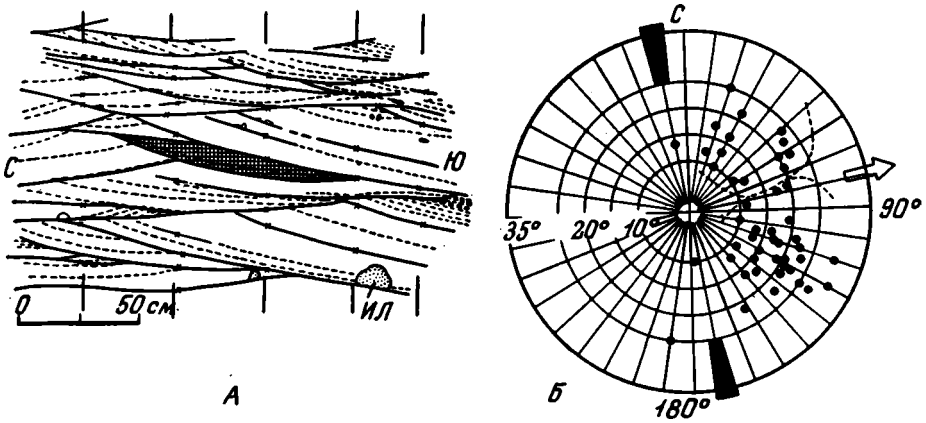
Попеременно разнонаправленная косая слоистость этих отложений при фациальном анализе ископаемых толщ может быть спутана со слоистостью отложений зоны донных течений (XIV класс), однако грубозернистый состав, наклоны косых слойков, направленные почти перпендикулярно к береговой линии, а также парагенез с другими типами (в частности, с аллювием и отложениями приливно-отливного побережья) позволяют отличить отложения эстуария от морских.

Формирование осадков в приустьевой части реки, но под влиянием процессов, свойственных морской седиментации, генетически сближает отложения 3-го типа в целом с отложениями следующего класса – речных выносов подводной части дельты. Кстати, последние в ряде случаев начинают формироваться в лиманах и, таким образом, они могут быть связаны парагенетически и переходить один в другой в геологических разрезах.

Мы привели очень краткую характеристику отложений, так как она общеизвестна. Что же касается их специфичности в связи с принадлежностью их вулканической области, то конкретного материала по этому вопросу пока нет. Можно только полагать, что она будет выражаться не только в составе отложений, но и в текстурных признаках, и в строении толщ.

Класс XI. Отложения речных выносов подводной части дельты

Отложения этого класса весьма распространены в ископаемых толщах и вместе с тем изучены еще далеко недостаточно, несмотря на их очень большое практическое значение, так как с ними связаны многие полезные ископаемые (россыпи, угли, различные руды, нефтяные залежи и др.). Прежде чем освещать признаки этих отложений, необходимо подчеркнуть различие между дельтовыми отложениями вообще и отложениями дельтовых речных выносов. Под общим понятием "дельтовые отложения" обычно подразумевается комплекс различных фаций преимущественно наземной части дельты, включающей аллювиальные, озерные, болотные, лагунные и другие отложения в переслаивании (или в определенной последовательности) с прибрежно-морскими, а также с отложениями речных выносов в море.



Фиг. 54. Косая слоистость в третичных дельтовых отложениях Японии (по Канэко Сиро)

А – зарисовка отложения с разбивкой ее по сетке. Сплошные линии – границы серий, пунктир – косые слойки. Одна косослоистая серия заштрихована. Крестики – точки замеров углов наклона косых слойков; Б – полярная диаграмма замеров углов наклона слойков. Видно, как направления падения косых слойков образуют как бы "веер", что характерно для отложений подводных частей дельт. Стрелка – направление от суши к морю

К данному генетическому классу мы относим только те отложения, которые выносятся речными потоками в море или лагуну и сгружаются в прибрежной части на дне ниже уровня моря, подвергаясь воздействию также и его гидродинамики, т.е. отложения собственно подводной части дельты. Мы считаем возможным кратко называть эти отложения флювио-маринными, что подчеркивает сложные условия их формирования.

Общие основные признаки отложений речных выносов подводной части дельты сводятся к следующему. Материал, слагающий подводные дельты крупных равнинных рек, обычно песчаный или алеврито-песчаный, реже глинистый. Однако флювиомаринные отложения горных рек могут быть сложены и значительно более грубозернистым материалом – гравием, гальками и даже валунами. В вулканической области они часто будут представлены тефроидами разной размерности, а также смешанными туфо-осадочными породами.

Флювио-маринные отложения формируются в сложных гидродинамических условиях: на взморье по инерции продолжается течение речного потока, который при этом растекается, как бы разбиваясь на ряд струй. Кроме того, речное течение периодически то усиливается, то ослабевает. Часто при новом усилении интенсивности потока отдельные струи резко изменяют направление. На этот процесс накладывается сложная гидродинамика моря. По мере удаления от устья скорость речного течения все более падает и все большее значение приобретают волновые движения воды, встречный прибойный поток и вдольбереговые течения. Комбинации этих накладывающихся одно на другое движений среды отложения в конечном итоге формируют во флювио-маринном осадке косую слоистость, обычно крупную, в разрезе, поперечном к направлению течения, – резко перекрестную, с направлением падения слойков в косослоистых сериях в разные стороны (фиг. 54). Азимуты их наклона могут изменяться примерно в пределах 180°, образуя веерообразно-направленную слоистость (Ботвинкина, 1965).

Углы наклона слойков могут быть разнообразными, изменяясь в пределах от 0 до 30°. Встречается пучковидная слоистость. Мощность косослоистых серий различная: от 10 см и менее до десятков сантиметров и даже до первых единиц метров. Текстурные особенности отложений подводной части дельты, а также их отличия от других генетических типов детально охарактеризованы в работах автора

(Ботвинкина, 1962, 1965). Эти отложения часто ложатся с резким контактом, а иногда и с размывом, причем подстилающие уже уплотнившиеся осадки переотлагаются и остаются тут же, образуя включения галек во флювио-маринной толще. При этом линия размыва обычно бывает более ровной, чем в основании аллювия.

Для отложений подводной части дельты весьма типично то, что наряду с косой слоистостью, являющейся текстурой собственно флювио-маринных осадков, обычно встречаются прослои с мелкой, косоволнистой и волнистой слоистостью ряби (фиг. 55, 56, 57), характерной для лагунных или прибрежно- морских отложений зоны волнений (XIII класс). Иногда же при продвижении наземной дельты от моря на сушу, а затем обратно в море среди флювио-маринных отложений появляются прослои с чертами типичного аллювия. Последовательность появления прослоев морских и наземных генетических типов указывает на общую обстановку формирования дельты, а также на место, занимаемое данным разрезом относительно береговой линии. На особенности стратификации всей дельтовой толщи оказывают влияние палеогеографическая обстановка (климат, колебания уровня моря, особенности области сноса) и тектонический режим. Мощность всей толщи подводной части дельты может быть весьма различной: от сотен метров у крупных рек, устья которых находятся в областях прогибания земной коры, до единиц метров у дельт небольших рек и временных потоков.

В вулканической области дельтовые отложения могут быть широко развиты. Примером такой дельты может служить дельта р.Камчатки. Наземная часть дельты описана довольно подробно, но о признаках осадков ее подводной части имеется мало сведений. Исходя из процессов формирования осадки подводных дельт вулканических областей, очевидно, должны иметь следующие особенности. Прежде всего материал в них будет значительно менее сортированный. Возможны прослои почти неслоистого осадка с большой примесью пирокластики, импульсно подаваемой рекой в область дельты после вулканического извержения. Одновременно они могут содержать крупные включения (вплоть до валунов и глыб), а также грубые растительные остатки - стволы и обломки деревьев. Во флювио-маринной толще могут появиться прослои - лагунные или же морские, в ряде случаев с соответствующей фауной. Дельтовые отложения могут быть обогащены железом, в том числе в виде обильных железистых конкреций.

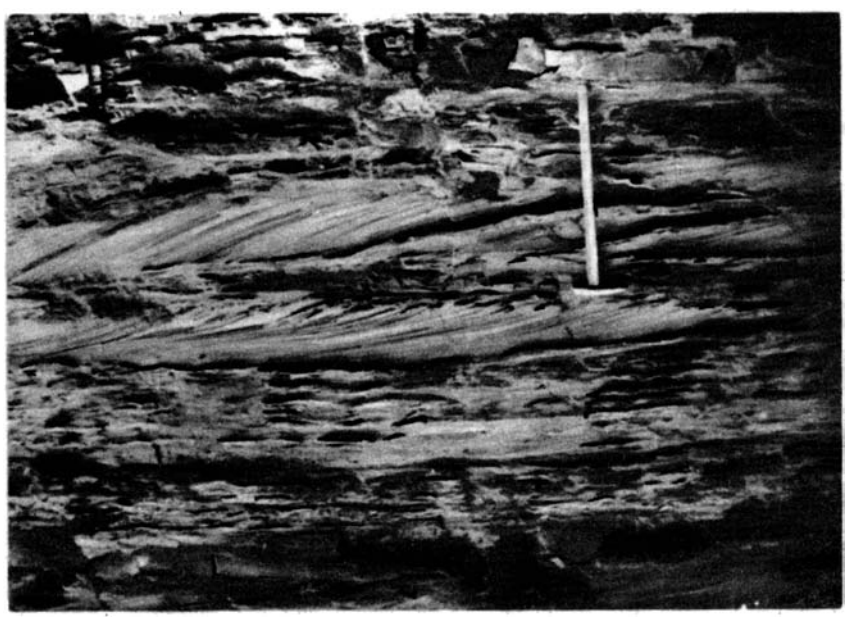
В дельтовых отложениях разного возраста были отмечены повышенная медоносность и присутствие медистых песчаников (Ботвинкина, 1963; Ботвинкина и др., 1963). Не исключено, что в областях активного вулканизма дополнительная подача различных элементов может создать не только медное, но и иное рудное обогащение (в том числе редкими элементами). Вопрос этот требует проверки и изучения.

Т.Н. Кременецкой (1972б) изучались отложения палеодельты р.Ичи в Тигильском районе на Камчатке. Отложения речных выносов здесь представлены в основном туфо-песчаниками и туфо-алевролитами (см. фиг. 57), реже туффитами и терригенным материалом. Эти отложения имеют характерную косую перекрестную слоистость (см. фиг. 55) с прослоями пологоволнисто- и горизонтальнослоистыми. Кроме того, наблюдались текстуры нарушенной слоистости, особенно частые в прослоях, обогащенных пирокластическим материалом.

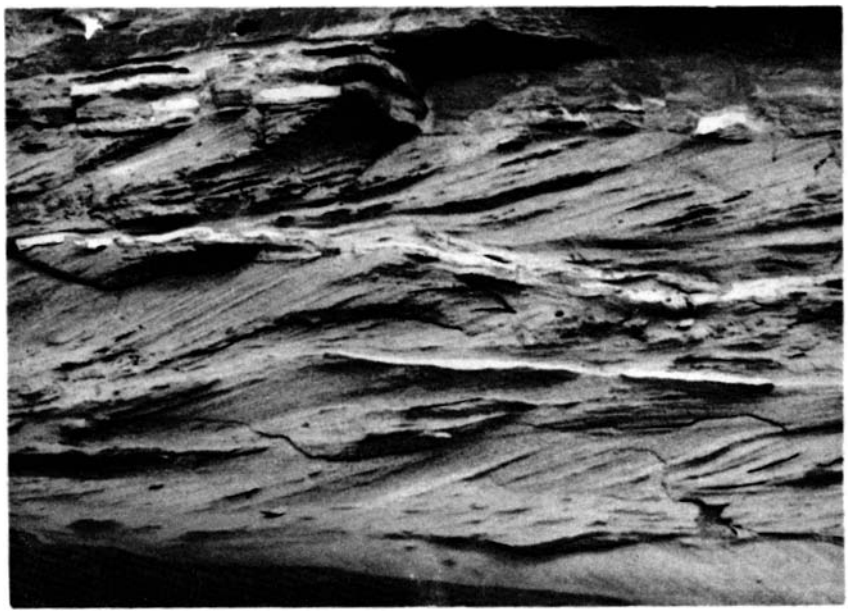
Т.Н. Кременецкой были подмечены также особенности строения и изменения мощности отложений подводной части дельты. Роль их в дельтовом комплексе возрастает с увеличением подачи вулканогенного материала; последний создает в дельтовых осадках сложную ритмичность, выражающуюся в чередовании слоев, разных по составу, гранулометрии и степени сортированности. Ею было отмечено, что когда в долинах при эксплозивном типе вулканизма накапливался аллювий повышенной мощности, мощность подводнодельтовых отложений была меньше, когда же в речных долинах при эффузивном типе вулканизма накапливался аллювий нормальной мощности, мощность флювио-маринных отложений возрастала и они начинали преобладать в дельтовом комплексе. Таким образом, на мощности флювио-маринных отложений косвенным образом влияет даже тип вулканизма.

Избыточная аккумуляция за счет дополнительной подачи вулканогенного материала способствует более быстрому формированию подводной части дельты и переходу

Фиг. 55. Отложения речных выносов в палеодельте. Слоистость косая, мульдообразная, перекрестная, с прослоями косоволнистой. Плиоцен, западное побережье Камчатки, р. Ича, разрез поперек направления течения реки. Фото Т.Н. Кременецкой



Фиг. 56. Отложения речных выносов в палеодельте. Чередование серий слоистости: косой однонаправленной, горизонтальноволнистой и косоволнистой. Верхняя часть дельтового комплекса. Плиоцен, западное побережье Камчатки, р. Ича. Разрез вдоль течения реки. Фото Т.Н. Кременецкой



Фиг. 57. Отложения речных выносов в палеодельте. Чередование косослоистых серий (туфо-песчаники) с горизонтальнослоистыми (туфо-алевролиты). Плиоцен, Камчатка, устье р. Сопочной. Разрез по направлению течения реки. Фото Т.Н. Кременецкой

ее в надводную дельту. Это характерно для дельт, формирующихся в отделенных от открытого моря лагунах и заливах.

Двойственность процессов формирования под влиянием наземных агентов, подающих материал, и субмаринных, связанных с обстановкой захоронения, позволяет нам наметить две линии выделения флювио-маринных отложений разного генезиса:

1. По подающему агенту, связанному с сушей: 1) отложения выносов более или менее крупных дельт постоянных рек; 2) отложения подводных частей мелких дельт, формируемых эпизодическими выносами временных потоков и мелкими реками.

2. По особенностям водного бассейна, в котором формируются отложения подводной части дельты: 1) флювио-маринные отложения в затишных условиях спокойных заливов и лагун; 2) флювио-маринные отложения, формирующиеся на взморье открытого моря с его активной гидродинамикой.

Мы считаем, что практически более правильно выделить типы по той обстановке, в которой формируются подводные выносы, так как при этом с каждым генетическим типом связан особый парагенез других типов и соответственно свой комплекс полезных ископаемых. Поэтому мы выделяем в данном классе два генетических типа: 1-й тип – отложения речных выносов в лагуны и закрытые заливы; 2-й тип – отложения речных выносов в море. Особенности наземных потоков положены в основу выделения подтипов в каждом типе.

1-й генетический тип. Отложения речных выносов в лагуны и закрытые заливы

Особенность этого типа прежде всего в его парагенезе с лагунными отложениями. Здесь намечаются два подтипа: 1) отложения выносов в лагуну постоянных рек; 2) отложения выносов в лагуну временных потоков. Эти подтипы в свою очередь имеют парагенетические связи: первый – с речным аллювием, второй – с пролювиальными отложениями.

В отложениях первого подтипа, если реки небольшие, возможно формирование наклонной пологой слоистости и отсутствие типичной разнонаправленной перекрестной слоистости, описанной выше.

Во втором подтипе можно ожидать отсутствие слоистости и ряд признаков сходства с отложениями мутевых потоков, но в значительно более мелком масштабе (в том числе меньше общая мощность и протяженность как всей толщи, так и отдельных ее слоев).

Для этого типа в целом, очевидно, более характерны небольшая величина всей линзы отложений речных выносов и преобладание 2-го подтипа; это объясняется тем, что длительное существование лагуны невозможно при наличии постоянной крупной реки, несущей много осадков, которые быстро заполнили бы лагуну, превратив ее в наземную часть дельты.

Можно полагать, что в этом типе в условиях вулканических областей создаются максимальные возможности для формирования полезных ископаемых, связанных как с лагунами, так и с речными выносами.

2-й генетический тип. Отложения речных выносов в море

Эти отложения - собственно флювио-маринные - парагенетически связаны с морскими. Здесь, как и в первом типе, могут быть выделены два подтипа: 1) отложения выносов постоянных рек в море; 2) отложения выносов в море временных потоков и эпизодических.

В отличие от предыдущего типа отложения подводных дельт здесь в большей степени связаны с устьями крупных рек и преобладанием первого подтипа. Это и понятно, так как небольшое количество осадков, выносимых мелкими реками (или эпизодическими потоками), быстро перерабатывается морем и переотлагается в составе иных генетических типов (в первую очередь в виде баров, кос и других образований следующего класса), так что только мощные выносы больших рек могут противостоять этому разносу.

Для отложений 2-го генетического типа наиболее характерны те общие признаки, которые мы перечислили выше при описании класса. Надо заметить, что мощные отложения крупных субмаринных дельт, часто формирующиеся в областях прогибания, имеют весьма сложную стратификацию и представляют собой уже скорее комплекс генетических типов, в который флювио-маринные отложения данного генетического типа входят лишь как один из слагающих компонентов.

Отложения второго подтипа вообще, по-видимому, имеют резко подчиненное значение. Однако в областях активного вулканизма спазматические подачи временным потоком (в том числе лахаром) большой массы осадочного разнородного материала, очевидно, могут сформировать линзу флювио-маринных отложений в виде своеобразных подводных дельт. Признаки таких отложений и частота их встречаемости еще не изучены.

Класс XII. Отложения прибрежных аккумулятивных образований

К данному генетическому классу отнесены отложения, которые объединяет их близость к берегу, обычно аккумулятивному (общая обстановка формирования), и то, что осадочный материал поступает с расположенной вблизи суши и подвергается переработке в прибрежной зоне моря, многократно подаваясь им опять на сушу.

В данном классе выделены два генетических типа: 1-й тип - отложения морского побережья и пляжей; 2-й тип - отложения береговых валов, баров, кос, пересыпей.

Надо заметить, что отложения этого класса вообще тесно связаны в пространстве и обладают рядом сходных признаков, так что некоторые исследователи (Щербаков, Павлидис, 1964) высказывали мнение о нецелесообразности их разделения на самостоятельные генетические типы. Однако поскольку процесс их формирования и морфология все же различны, а присущие им признаки (в частности, слоистость) позволяют разделить их в ископаемых толщах, мы сочли целесообразным выделить их как два самостоятельных генетических типа.

Отложения этого типа формируются при смене субаквальных и субаэральных условий на морском побережье, подвергающемся действию прибоя, штормов, приливов и отливов. Сюда относятся отложения зоны побережья, заливаемой только во время шторма, пляжей, регулярно затопляемых прибойной волной, и отложения зоны, затопляемой при приливах и осушающейся во время отлива.

Две первые зоны тесно связаны одна с другой в пространстве и генетически, а в ископаемом виде их отложения образуют единую толщу, поэтому последние и объединены в один генетический тип. В каждый данный момент они образуют сравнительно узкую полосу (шириной от единиц до десятков метров), вытянутую вдоль береговой линии моря. Расширение этой полосы, отмечаемое в ископаемых отложениях, возможно в результате миграции береговой линии, а следовательно, и "привязанных" к ней фаций (при трансгрессиях и особенно при регрессиях моря).

Отложения приливно-отливной зоны при отмелом низменном береге формируются в значительно более широкой полосе, распространяющейся на километры, а при ее миграции могут занимать довольно большие пространства, выявляемые при палеогеографических реконструкциях.

Выделение отложений этого типа весьма существенно, так как, во-первых, они точно фиксируют положение береговой линии и, следовательно, помогают при палеогеографических реконструкциях, указывая границу моря и суши; во-вторых, с этими отложениями связано формирование пляжевых россыпей, что представляет уже непосредственный практический интерес.

В этом типе выделены два генетических подтипа: 1-й подтип - отложения пляжей; 2-й подтип - отложения приливно-отливного побережья.

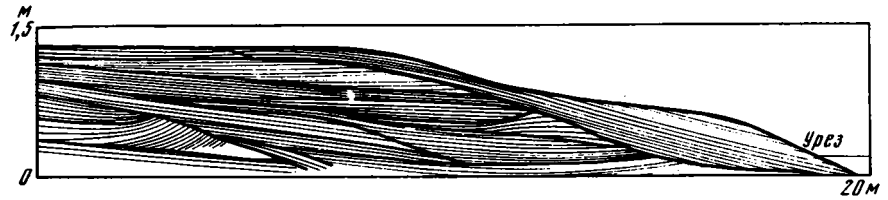
Первый подтип. Отложения пляжей. Пляж представляет собой скопление обломочного (и органогенного) материала в прибрежной зоне, рельеф которой сформирован действием прибойного потока. Механизм формирования пляжевых отложений, а также присущие им признаки подробно описаны во многих работах (Зенкович, 1962; Ботвинкина, 1962, 1965; Логвиненко, Ремезов, 1963; Трофимов, 1963; Щербаков, Павлидис, 1964; Невесский, 1965; и др.).

В результате действия прибойного потока на пляже происходит непрерывное переотложение материала и его сортировка по крупности и удельному весу в зависимости от силы волнения. Аккумуляция осадков в спокойных условиях сменяется размывом и уносом их во время штормов. При обильном поступлении обломочного материала на данный участок пляжа аккумуляция может преобладать; тогда пляж нарастает и выдвигается в сторону моря. Механизм формирования осадков на пляже определяет их диагностические признаки.

Состав осадков может быть различным и в ряде случаев весьма пестрым, так как он определяется составом пород, являющихся источником подаваемого на пляж материала. Пляжевые отложения могут быть представлены обломками пород, минералов, скелетов организмов и другими элементами. Кроме обычных пляжей, сложенных кластогенными осадками, встречаются ракушечные пляжи; известны также пляжи из оолитов, кристаллов гипса и мирабилита и другие (Зенкович, 1962).

Размер обломочных частиц, аккумулирующихся на пляжах, может варьировать в широких пределах: от мелкопесчаного до галечного и даже до валунов и глыб. Но в каждом конкретном случае преобладает какой-либо один материал (обычно пляжи бывают либо песчаные, либо галечные и валунные). Илистых пляжей не бывает, а чисто гравийные (и ракушечные) редки (хотя примесь этого материала отмечается в осадках песчаных пляжей), так как эти пляжи связаны с механическим выветриванием приморских склонов, когда обломки пород попадают непосредственно в море, минуя транспортировку и сортировку речными потоками. В.П. Зенкович (1962) указывает, что такие пляжи известны на берегах Западной Камчатки. Возможно, это одна из черт пляжевых накоплений вулканических областей, где кроме обломков пород непосредственно поступать в прибрежную зону моря воздушным путем может еще и пирокластический материал.

Грубому пляжевому материалу свойственна хорошая окатанность. Сортировка, по-видимому, может быть различной. Так, В.П. Зенкович (1962, стр. 253) отмечает:



Фиг. 58. Характер косой слоистости пляжевых отложений в разрезе, перпендикулярном береговой линии моря (по Ф.А. Щербакову и Ю.А.Павлидису, 1964)

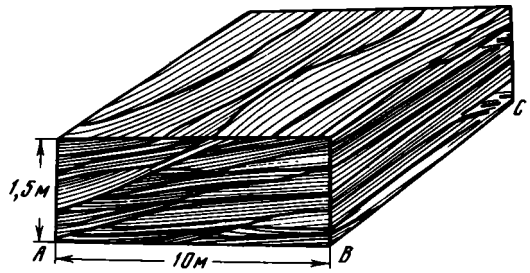
"Характерным признаком, позволяющим всегда определить данное накопление как пляжевый материал является его весьма совершенная сортировка по гидравлической крупности. Она очень строго выдерживается по отдельным зонам и слоям,вытянутым параллельно простиранию основных морфологических элементов". Из наших наблюдений также следует, что для песчаных пляжевых отложений характерна хорошая сортировка. Другие исследователи, в частности Ф.А. Щербаков и Ю.А. Павлидис (1964), приводят описание, гистограммы гранулометрического состава и зарисовки пляжевых отложений, из которых видно, что гранулометрический состав их колеблется в значительных пределах, а гистограммы могут быть двухвершинными.

Очевидно, сортировка внутри каждого отдельного слойка всегда хорошая. Часто и вся косослоистая серия может быть представлена однородным материалом. Но могут чередоваться слойки, а тем более серии слойков, весьма различные по размеру слагающих частиц, в этом случае общая проба песка покажет разнозернистость, особенно для более грубозернистых осадков. Чем мельче осадок, тем совершеннее его сортировка. Песчаные отложения в ряде случаев обнаруживают весьма совершенную сортировку с явным преобладанием частиц осадка в пределах двух смежных фракций. Сортировка ухудшается при наличии примесей органогенного детрита и др.

На примере изучения современных пляжей Азовского моря (Логвиненко, Ремезов, 1963) было замечено, что от нижней части пляжа к его верхней части песчаный материал становится все более мелким и более сортированным. Параллельно с этим возрастает концентрация тяжелых минералов, достигая максимума в отложениях штормового вала. В самой нижней части пляжа, на границе с зоной волнений, сортировка часто ухудшается.

Текстура пляжевых отложений весьма специфична и вместе с тем однотипна для различных пляжей; поэтому она является хорошим диагностическим признаком этих отложений, различных по составу и структуре и сформированных в разных районах, что видно из описаний различных авторов (Thompson, 1937; McKee, 1957; Ботвинкина, 1962; Логвиненко, Ремезов, 1963; Трофимов, 1963; Щербаков, Павлидис, 1964; и др.).

Преобладающая текстура песчаных пляжевых осадков - косая слоистость с очень пологими углами наклона косых слойков и границ косослоистых серий (от единиц градусов до 10, максимум 15°). Косослоистые серии представляют собой вытянутые наложенные одна на другую линзы. Высота их обычно измеряется первыми десятками сантиметров. Преобладает наклон слойков и границ серий в сторону моря, характеризующий отложения переднего пляжа. Однако встречаются серии с обратным наклоном в сторону суши и обычно с более крутыми углами - они формируются в условиях заднего пляжа (Логвиненко, Ремезов, 1963; Ботвинкина, 1965). Отмечается изменение углов наклона косых слойков от серии к серии, а иногда даже внутри серии - тогда слоистость может становиться пучковидной. Угол наклона границ серий отвечает углу наклона поверхности пляжа. Он обычно тем круче, чем крупнее материал, слагающий пляж. В разреза, параллельном береговой линии, слоистость имеет вид горизонтального наслоения, прерываемого пологонаклонными слойками. Это связано с тем, что береговая линия неровная и в обнажении видны не только продольные срезы, но и срезы, расположенные под углом к берегу. Некоторые примеры типичной слоистости пляжей приведены на фиг. 58 и 59.



Фиг. 59. Пространственное расположение косых серий толщи пляжевых отложений (по Ф.А.Щербакову, Ю.А. Павлидису, 1964)

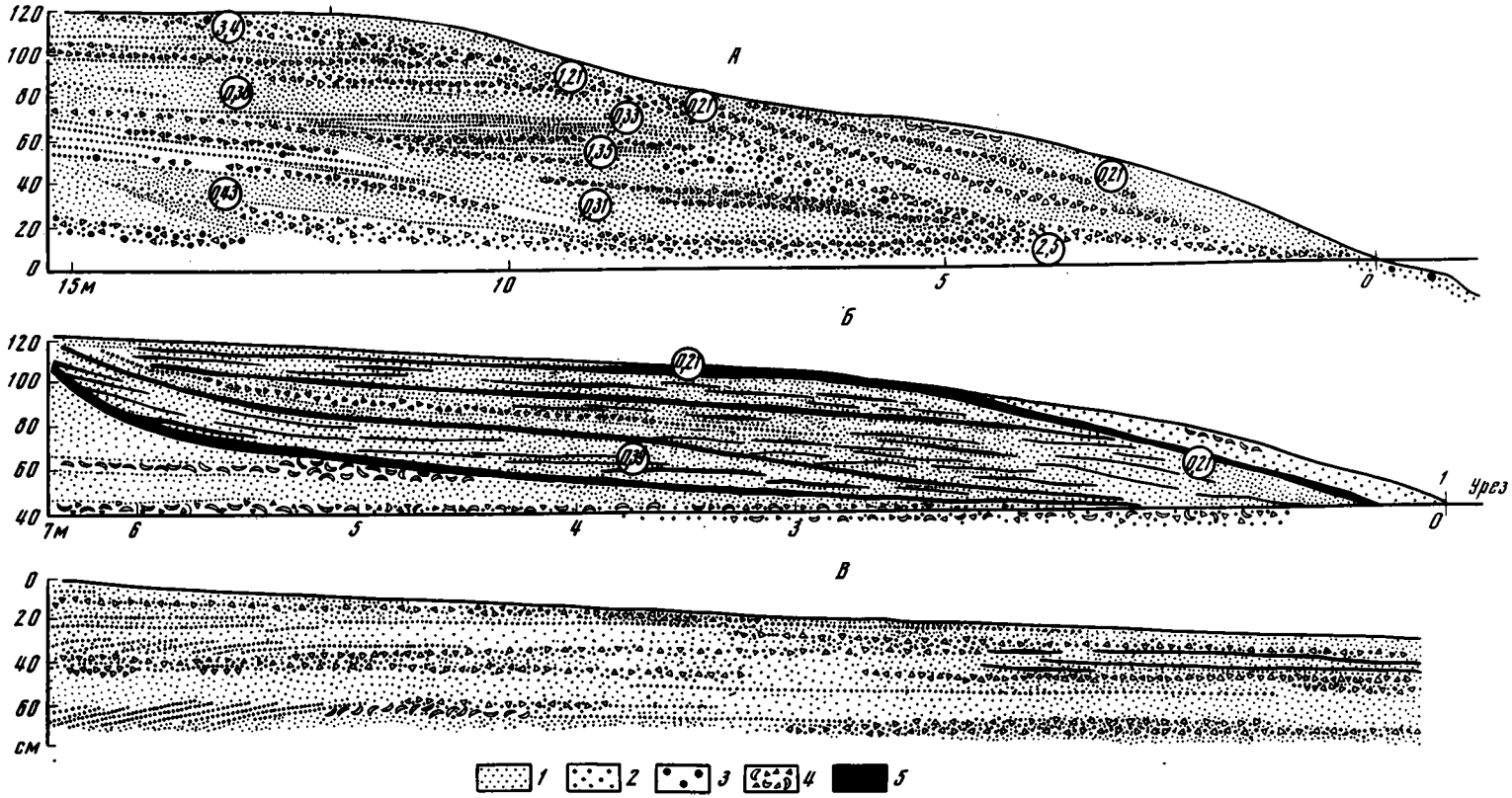
А–В – в плоскости, перпендикулярной береговой линии; В–С – в плоскости, ей параллельной (море слева)

Для отложений пляжей (особенно закрытых побережий) весьма характерны нарушения правильной слоистости прорывами "воздушных карманов" – скоплений воздуха, остающегося в песке при заливании водой поверхности пляжа. Эти нарушения обычно невелики и всегда направлены вертикально вверх (Ботвинкина, 1962). На поверхности пляжевых отложений бывают видны небольшие желоба размыва стекающей водой, знаки струй и следы органической жизни: норки крабов, рачков бокоплавов и других зарывающихся животных, отпечатки следов птиц и животных, а также органические остатки (животных и водорослей). При быстром захоронении, особенно более тонкозернистым осадком, эти знаки как бы "запечатываются" и могут перейти в ископаемое состояние в виде знаков на поверхности наслоения.

Сортирующее действие прибойных волн приводит к естественному шлихованию. В результате этого слоистость часто подчеркивается примесью темноцветных или тяжелых минералов (роговой обманки, магнетита), более крупнозернистым материалом, скоплением битой ракушки, остатками водорослей и др. (фиг. 60). При увеличении количества темноцветных минералов образуется чередование слойков темных (обычно более тонких – 0,1–0,2 см) и светлых (обычно более толстых – 1–2 см). Еще большее скопление тяжелых минералов и обогащение ими серий образуют пляжевые россыпи. Они могут содержать концентрации ильменита, циркона, рутила, монацита, а также золота и алмазов. Хрупкие минералы (вольфрамит, шеелит, касситерит) в прибрежно-морских отложениях не образуют россыпей (за исключением областей развития мощных кор выветривания; Трофимов, 1963). Специфической особенностью прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов является присутствие в них остатков морских раковин и раковинного детрита. Формирование россыпей связано с песчаными пляжами и нетипично для грубых пляжей.

Пляжи протягиваются вдоль всех аккумулятивных берегов, но широко распространены и у абразионных. При наличии бухт пляжи чаще всего располагаются в их вершинах, где достигают мощного развития. Они бывают широко развиты на лагунных побережьях. При трансгрессиях моря пляжевые отложения могут перекрываться лагунными или морскими, с которыми бывают парагенетически связаны в ископаемых толщах, образуя единый комплекс. При нарастании (при выдвижении) пляжа или при регрессии моря часть пляжа, обращенная к суше, может превратиться в аккумулятивную террасу и перекрываться эоловыми отложениями. Таким образом, в ископаемое состояние пляжевые отложения могут переходить и при регрессиях, и при трансгрессиях моря, причем они всегда фиксируют положение береговой линии и обычно могут указывать границу континентального и морского осадконакопления. Однако при этом следует помнить и иметь в виду при палеогеографических реконструкциях, что поверхность морских отмелей и низких песчаных островов, периодически заливаемых водой и периодически осушающихся, по существу также представляет собой своеобразные пляжи, осадки которых могут иметь слоистость, сходную с типично пляжевой. Вместе с тем в ископаемых толщах они будут входить в комплекс чисто морских отложений; к таким отложениям иногда бывают приурочены россыпи, которые имеют черты прибрежно-морских, но во вмещающей их толще отсутствуют наземные отложения.

Можно полагать, что в активной вулканической области дополнительная подача масс пирокластического материала как в виде пепла, так и в виде обработанной тефры создает условия для более интенсивной аккумуляции пляжевых отложений



Фиг. 60. Строение толщи плажа на различных участках побережья Азовского моря (по Ф.А. Щербакову, Ю.А. Павлидису, 1964)

А – поперечный разрез отложений пляжа, сложенного грубозернистым материалом; Б – поперечный разрез пляжа, сложенного сравнительно мелкозернистым, хорошо отсортированным песком, слоистость подчеркивается концентрацией тяжелых минералов; В – разрез пляжевых отложений (длина 18 м), параллельный линии уреза; 1 – мелкий песок; 2 – крупный песок и гравий; 3 – галька; 4 – ракуша и ракушечный детрит; 5 – концентрат тяжелых минералов. В кружках – средняя крупность материала (в мм)

и увеличения ширины пляжа. В частности, В.П. Зенкович (1962) указывает, что на гравийно-песчаных берегах Западной Камчатки ширина области, захватываемой прибойным потоком, бывает более 150 м. Сортировка обломочного материала пляжа здесь, очевидно, ухудшается за счет этого дополнительного источника, вследствие чего диаграммы гранулометрического состава будут более сложными и менее определенными. Другой особенностью пляжей вулканической области является развитие грубогалечных и валунных пляжей, питаемых обвалами абразионного берега, как, например, на Камчатке (Зенкович, 1962).

Второй подтип. Отложения приливно-отливного побережья. Особенности этих отложений определяются типом берега, стадией его развития, высотой прилива и рядом других факторов. Приливно-отливный механизм детально описан в ряде работ В.П. Зенковича (1962). Приливно-отливная полоса побережья может достигать весьма большой ширины, измеряемой десятками километров, а при миграции берега и значительно большей. Действие этого механизма различно для абразионных и аккумулятивных берегов.

На абразионных берегах регулярно сменяющиеся условия увлажнения и высыхания пород вызывают особый тип выветривания и образования широких плоских бенчей. Однако это формы развивающиеся и в ископаемое состояние они переходят редко. Наиболее важный для нас результат воздействия приливов - создание на аккумулятивном побережье обширных илистых и песчаных отмелей, характеризующих особые типы берегов (ваттовых, лайденных, маршевых). На этих берегах, обычно почти плоских, приливные волны заходят далеко внутрь побережья. При этом они несут большое количество взвешенной "мути" - илистых и песчаных частиц, значительная часть которых оседает на поверхности приливно-отливной зоны - ватта или лайды . Ватт - низменный илистый морской берег - занимает пространства, простирающиеся в ширину на десятки, а в длину даже на сотни километров. Так как приливное течение более сильное, оно отлагает более грубозернистый материал, а отливное - более тонкий, илистый. Это создает в осадке частое и тонкое чередование песчаных и илистых (глинисто-алевритовых) прослоев толщиной от долей миллиметра до 1-2 см. Установлено, что вблизи верхней линии прилива обычно преобладают глинистые осадки, вблизи нижней линии (границы отлива) - песчаные, а между ними оба эти компонента находятся примерно в одинаковых соотношениях. Пески приливных отмелей обычно мельче, чем пески окружающих их отложений баров, кос, эстуариев.

Эти осадки накапливаются с большой скоростью и могли бы образовывать толщи значительной мощности, если бы не то обстоятельство, что при штормах значительная их часть смывается и уносится в море. Обычно толщи ваттовых отложений достигают мощности в несколько десятков метров.

Признаки отложений данного подтипа (в частности, характерная текстура) описаны во многих работах, в том числе и автором (Ботвинкина, 1962, 1965; и др.). Для этих отложений типична мелкая косоволнистая, пологоволнистая и волнистая слоистость, часто неправильной формы, прерывистая и невыдержанная. Волнистая слоистость может быть от мульдообразной перекрестной до весьма пологой, почти горизонтальной. Чередование материала разного гранулометрического состава придает породе этого генезиса специфический "полосатый" облик. Для ваттовых отложений характерна сложная слоистость, при которой каждая "полоска" по существу представляет собой серию очень тонких слойков, часто различной формы в смежных слоях. В светлых песчаных слоях может быть внутренняя тонкая очень мелкая косая или косоволнистая слоистость, а в темных глинисто-алевритовых - очень тонкая пологоволнистая. В отложениях ваттов встречаются прослои, обогащенные органическими остатками: ракуши (целой и детритом), водорослей и частично наземных травянистых растений. В этих отложениях многочисленны следы зарывания животных, в том числе пескожилов и илоедов, причем последние иногда сильно перерабатывают осадок, почти нацело уничтожая первоначальную слоистую текстуру. На побережье этого типа отмечаются многочисленные желоба стока и оползания по их краям, знаки струй стекания и следы птиц. Специфические текстурные особенности этих отложений позволяют выделять их довольно уверенно в ископаемых толщах.

Однако при фациальном анализе отложений вулканогенно-осадочных формаций следует иметь в виду, что среди отложений собственно вулканической области с ее резким рельефом данный подтип (приуроченный к низким отмелым выровненным побережьям) может быть встречен скорее как исключение, он может сформироваться лишь по периферии вулканических областей и встречаться в парагенезе с морскими отложениями (особенно при регрессивном развитии фаций). Эти "полосатые" отложения надо отчетливо отличать от (на первый взгляд) сходных с ними) также "полосатых" пород типа ритмитов, характерных для морских, часто довольно глубоководных осадков области активного вулканизма.

Приливно-отливное побережье может переходить в пляжевое, и следовательно, отложения 1 и 2-го подтипов этого типа образуют парагенез в ископаемых отложениях. Надо заметить, что пляжевые отложения приливных побережий более грубозернисты по составу, а так как поверхности их имеют более крутые углы наклона, то, очевидно, и углы наклона косой слоистости будут тоже более крутыми, чем у типичной слоистости пляжей. Как было отмечено, действие приливов сказывается на образовании эстуариев, поэтому осадки последних включают элементы приливно-отливных отложений (см. описание X класса).

Весьма существенно эрозионное действие приливных течений в бухтах и проливах, где они могут прорывать бары и даже значительно переуглублять дно, обнажая коренные породы. В ископаемых толщах это может создавать ложное впечатление крупных размывов и даже перерывов в отложении.

Приливы, заходящие в лагуны, где действие волн резко ослаблено, часто могут образовывать в последних так называемые приливные дельты , конфигурация которых очень похожа на речные (Зенкович, 1962), но направлены они бывают от моря в сторону суши. Приливная дельта обычно подводная; исходя из механизма ее формирования, можно полагать, что и признаки ее осадков также будут похожи на признаки отложений речных выносов; при переходе в ископаемое состояние в отличие от обычной дельты отложения приливной дельты будут заключены не между континентальными и морскими, а между морскими и лагунными фациями.

В вулканической области есть еще одно явление, оказывающее существенное отрицательное влияние на осадкообразование на побережье. Это волны цунами, часто возникающие в этих областях в связи с землетрясениями и подводными извержениями. Они обладают большой разрушительной силой и, налетая на берег, способны разрушить и унести огромные массы отложений, особенно рыхлых. Очевидно, в ископаемых отложениях их действие может быть зафиксировано в виде значительных размывов, вызывающих представление о длительном перерыве в осадкообразовании. Поэтому возможность уноса прибрежно-морских отложений волнами цунами надо иметь в виду при рассмотрении вулканогенно-осадочных толщи и их корреляции.

2-й генетический тип. Отложения аккумулятивных форм береговой зоны

К этому генетическому типу относятся осадки, слагающие положительные формы рельефа в прибрежной зоне моря. Поверхности этих форм могут лежать и выше, и ниже уровня моря, но в последнем случае всегда на небольшой глубине. Они образуются перемещением наносов морского дна под действием волн и течений (прибойных, сгонно-нагонных, приливно-отливных, вдольбереговых и др.). В.П. Зенковичем (1962) дана дробная классификация этих форм.

Мы выделяем здесь два основных подтипа: 1) отложения, слагающие аккумулятивные формы, причлененные к берегу, - косы, пересыпи, стрелки и другие образования, формируемые преимущественно вдольбереговыми течениями; 2) отложения аккумулятивных форм, отчлененных от берега и обычно ему параллельных,- баров, донных валов, прибрежно-морских отмелей, аккумулятивных островов и т.п., формирующиеся преимущественно течениями, направленными от моря к берегу.

Различие в подаче и способе транспортировки материала сказывается на внутреннем строении этих отложений, а следовательно, и на различии диагностических признаков выделенных двух подтипов, особенно их внутренней текстуры.

Первый подтип. Отложения причлененных к берегу аккумулятивных форм: кос, пересыпей и др. Питающий материал подается в основном с суши, преимущественно за счет выносов реками, и затем разносится вдольбереговыми течениями. Поэтому состав этих отложений может быть весьма пестрым и изменчивым. В качестве диагностического признака он может быть использован только в конкретных случаях, когда известен состав материала в области питания. Размер компонентов может быть различным - от песчаного до галечного, примесь более мелкого материала редка или вовсе отсутствует. Однако в ископаемой толще могут быть прослои более тонкозернистого материала лагун и лиманов. В ряде случаев отложения этого подтипа могут быть представлены почти целиком органогенным материалом (ракушей целой или битой). Часто встречается довольно хорошая окатанность обломочных компонентов осадка.

Косы и пересыпи формируются сначала под водой, а затем наращиваются на поверхности и в длину. Поэтому у них в основании может быть один тип слоистости (косая), а сверху - другой (облекающая, пологонаклонная, почти горизонтальная в средней части и более наклонная по периферии). Бывает и обратное явление: внизу слоистость почти горизонтальная, иногда слабо волнистая, а сверху пологая косая или наклонная. В ряде случаев слоистость верхней части пересыпи может быть аналогична слоистости пляжа, но без такой однородной ориентировки, как на пляже. Так как с течением времени пересыпи и косы растут и могут сливаться одна с другой, их ископаемые отложения в этом случае будут представлены в виде пласта, в котором чередуются разные типы слоистости - от горизонтальной до косой. В большинстве случаев слоистость мелкая.

Поверхность кос и пересыпей бывает покрыта песками, перевеваемыми ветрами, поэтому в верхней их части можно встретить косую слоистость эолового типа. Слоистая текстура слабо выявляется по различию гранулометрического, а иногда и минерального состава слойков. Отдельные слойки бывают обогащены полевыми шпатами, тяжелыми или какими-либо другими минералами. Можно полагать, что в вулканической области концентрация отдельных минералов в слойках будет выражена отчетливее при наличии поступления в осадок пирокластического (лито- и кристаллокластического) материала вулканических эксплозий. Отмечаются включения различных обломков и чередование линз и прослоев несколько различного минерального состава. Падение слойков может быть различным и по-разному ориентированным. Так как материал в основном подается с суши, здесь встречаются растительные остатки (детрит). Фауна морская, но может быть и смешанной, если коса или пересыпь отделяют от моря лагуну.

Отложения этого подтипа часто граничат на площади с пляжевыми и дельтовыми, а также с лагунными и заливными, а также с типично морскими, в особенности с отложениями зоны волнений следующего класса.

Второй подтип. Отложения отчлененных аккумулятивных форм, наращиваемых параллельно берегу (баров, донных валов, прибрежно-морских отмелей и др.). Подача материала в этом подтипе происходит в основном со дна моря, поэтому он в какой-то мере уже смешан, отсортирован и по составу более однороден, чем в первом подтипе. По размеру компонентов отложения могут быть от песчаных до галечных, но преобладают первые. Известны ракушечные и оолитовые бары, наиболее распространены песчаные (Зенкович, 1962). Характерна хорошая окатанность песчаных зерен, часто уплощенная форма галек. Сортировка осадка бывает неоднородной, при наличии разнозернистого материала более грубый обычно залегает в основании отложений.

Для баровых отложений характерна слоистость, промежуточная по размеру между крупной и мелкой (мощности серий от единиц до первых десятков сантиметров), что обусловлено различием гранулометрического состава слойков и их серий. Наклонены слойки преимущественно к берегу, реже в обратную сторону. Таким образом, роза-диаграмма, построенная по замерам азимутов косых слойков, по типу будет сходна с пляжевой, но большой луч здесь будет направлен в сторону суши (а не моря, как у пляжевых). Углы наклона слойков колеблются в пределах от 20 до 25 , причем для этих отложений характерны нарастание углов наклона и образование пучковидной слоистости (Ботвинкина, 1962, 1965). Растительные остатки здесь редки, так как материал подается на бар в основном за счет донных морских осадков, зато фауна может быть весьма обильной.

Замечено, что особенности баров зависят от степени солености воды. Опытами установлено, что в пресной воде бар шире, ниже и длиннее, чем в соленой, а слагающий его материал более равномерный. Отсюда можно предположить, что более пологие углы наклона слойков в баровых отложениях указывают на формирование их в воде пониженной солености. Характерно, что косая слоистость в отложениях этого подтипа почти всегда чередуется с прослоями иной текстуры: волнистослоистыми и косоволнистыми, а также с неправильно горизонтальнослоистыми. Слоистость неправильная, часто прерывистая.

Аккумулятивные формы этого подтипа мигрируют в пространстве, оставляя за собой как бы "след" в виде баровых отложений. В итоге в ископаемых толщах мы видим не изолированные формы, наблюдаемые в современной прибрежно-морской обстановке, а пласт отложений "барового поля". Мощность последних может достигать первых десятков метров. Преобладает движение баров от моря в сторону суши, поэтому типично налегание баровых отложений на лагунные. Перекрываются они морскими (при трансгрессии моря) или же континентальными (эоловыми, болотными) при регрессии моря, при причленении бара к берегу и осушении его поверхности.

По условиям формирования отложений этого генетического типа существует большая литература (Зенкович, 1962; и др.), однако внутренние признаки их осадков еще далеко не полностью изучены. Формирование отложений этого типа широко развито особенно там, где в прибрежную зону поступает много наносов. Развиваются они и на берегах вулканических областей (например, Камчатки). Поэтому есть все основания встретить отложения "барового поля" в теле вулканогенно-осадочных формаций.

С этим генетическим типом отложений могут быть связаны россыпи, так как тяжелые концентраты формируются на гребнях подводных валов (Невесский, 1961; Щербаков, 1971); концентрация минералов происходит также на концах кос. Известны прибрежно-морские россыпи на берегах такой активной вулканической области, как Новая Зеландия (Зенкович, 1962). Можно полагать, что наиболее благоприятными в этом отношении окажутся отложения первого подтипа. Однако конкретных материалов по этому вопросу пока недостаточно.

ТРЕТЬЯ ПОДГРУППА. МОРСКИЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эта подгруппа включает все морские отложения, сформированные действием процессов, свойственных чисто морской седиментации: гидродинамикой водной среды, действием гравитационных сил, а также химическими и биохимическими процессами в самой водной среде. Субмарионные фациальные обстановки весьма различные; по распространению на площади они значительно больше, чем описанные наземные и прибрежно-морские, а часто и значительно сложнее.

В связи с этим намеченные в данной подгруппе генетические классы и типы по объему также больше, чем выделенные в наземных и прибрежно-морских обстановках.

Изучение осадков дна морей и океанов особенно усилилось в последние десятилетия, и по этому вопросу уже существует большая литература (Менард, 1966; Безруков, 1956, 1960, 1970, 1971; Безруков, Лисицын, 1960, 1961; Бонатти, 1966; Леонтьев, 1968; Шепард, 1951, 1964; 1969а,б; Страатен ван, 1969; Москаленко, 1967; Кюнен, 1969; Тихий океан, 1970; Морская геология, 1960; Геология и геофизика морского дна, 1969; Bonatti, 1965; Coustean, 1958; Hersey, 1965; Kuenen, 1950, 1952, 1953, 1959; Kuenen, Migliorini, 1950; Murrey, Renard, 1891; Mutti, 1965; Trask, 1939; Ryan, Workum, Hersey, 1965; Straaten van, 1967; Turbidites, 1964; и многие другие). Однако, несмотря на столь большие океанологические исследования, еще нет обобщающей классификации генетических типов морских и океанических отложений, а сведения о таких диагностических признаках морских осадков разного генезиса, которые позволили бы определять их в ископаемых толщах, еще далеко недостаточны.

Поэтому выделение нами генетических подразделений морских отложений носит известную долю условности. Несомненно, что дальнейшие исследования позволят

уточнить и детализировать (а в чем-то и изменить) предлагаемую нами типизацию, которую следует рассматривать лишь как первоначальный вариант, отвечающий уровню существующих сведений.

Естественно, что и описание признаков этих отложений вообще, а также их связей с вулканизмом в частности, значительно схематичнее и беднее, чем предыдущих. Выделение здесь областей влияния активного вулканизма в свою очередь в какой-то степени условно, так как влияние вулканических процессов на седиментацию в субмаринных условиях сказывается далеко за пределами собственно активной вулканической области. Это влияние проявляется прежде всего в разносе по воздуху и морскими течениями далеко за ее пределы пирокластического материала (вулканического пепла и пемзы), а отчасти и дополнительных химических веществ, подаваемых фумаролами или сорбированных на пепловых частицах. Этот вулканогенный материал в большей или меньшей степени поступает в осадок почти всех генетических типов морских отложений вулканической области. При описании ископаемых толщ зачастую трудно бывает решить вопрос, принесены ли эти продукты издалека или они являются результатом поступления из действующих вулканов данного региона. Основным критерием обычно является масса пирокластического материала: если его много, то считается, что вулканизм был присущ данной области. Однако в результате изучения современных отложений мы знаем, что, например, в район действия фумарольно-сольфатарной стадии вулканизма или даже после прекращения его действия может заноситься в довольно большом количестве пепел из смежной, но все же удаленной области с эксплозивным вулканизмом.

Поэтому на данном этапе наших знаний очень трудно дать достаточно четкую и полную классификацию и характеристику генетических типов морских отложений, позволяющую узнавать их в ископаемых толщах. Мы пока не располагаем достаточно определенными диагностическими признаками для выделенных нами генетических типов (а иногда и классов), не говоря уже об их более дробных подразделениях.

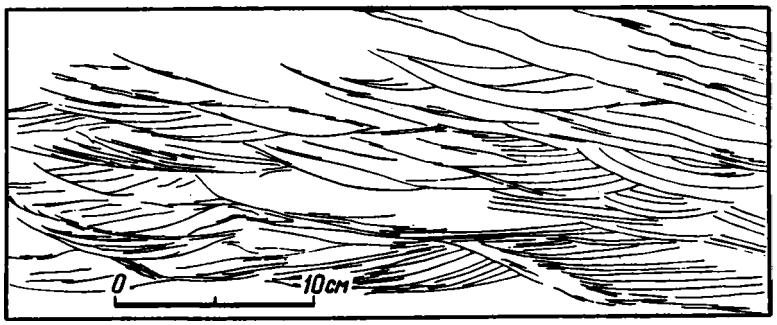
По механизму формирования, обстановке формирования и по действующим в ней процессам, влияющим на седиментацию, мы можем выделить седиментационные области, находящиеся под воздействием: волновых процессов; постоянных течений; преобладающего действия гравитационных сил; спокойного выпадения кластического, биогенного и хемогенного материала из толщи морской (и океанической) воды. При этом процесс донной седиментации протекает различно в зависимости от особенностей донного рельефа: происходит ли седиментация на поднятиях рельефа, в понижениях между поднятиями или же на широких морских и океанических аккумулятивных равнинах.

В зависимости от указанных факторов в данной подгруппе выделены шесть генетических классов, с подразделением их на генетические типы (см. табл. III).

Класс XIII. Отложения зоны волнений

Отложения этого класса с одной стороны примыкают к побережью, в частности к отложениям пляжей, а с другой – спускаются до глубин, на которые еще может проникать воздействие волновых движений. Глубина доходит примерно до 150–200 м. Кроме активной волновой деятельности в этой зоне обычно действуют еще и течения. Отложения областей седиментации, где существуют постоянные сильные донные течения, выделены в особый следующий класс. Однако воздействие даже непостоянных и слабых течений все же накладывает свои черты на особенности осадка, формирующегося в зоне волнений. Так, волновые ряби перестраиваются и приобретают асимметричность, что сказывается на смене волнистой слоистости осадка косоволнистой (фиг. 61).

Гранулометрический состав отложений этого класса чаще всего песчаный, реже более крупнозернистый (гравийный и галечный). Преобладание тонкоилистых, глинистых осадков, так же как и хемогенных, для этой зоны нехарактерно. Однако глинисто-алевритовые прослои весьма типичны для зоны мелководья, особенно для донных осадков, продолжающих ваттовые накопления. Весьма характерна слоистость волнистая (симметричная и асимметричная) и косоволнистая. Размер волн в осадке может быть различным в зависимости от силы волнений и глубины дна.



Фиг. 61. Косоволнистая и волнистая слоистость в верхней части прибрежно-морских четвертичных отложений (зона волнений) у с.Маныч

Наибольшая величина волн возникает в некотором удалении от берега. С приближением к берегу длина и амплитуда волн в осадке уменьшаются в связи с уменьшением силы волнений на мелководье. В противоположном же направлении величина волн также уменьшается, но уже из-за возрастания глубины дна и затухания в связи с этим амплитуды колебания крупных морских волн (Ботвинкина, 1962, 1965). Таким образом, слоистость в осадке становится пологоволнистой и горизонтальной.

Мощность волнистослоистых серий большей частью равна нескольким сантиметрам, но иногда достигает 10-20 см, редко больше. При этом в каждом слое размер волн довольно постоянный, что отличает волнистую слоистость, наблюдающуюся в породах, от изогнутой плойчатой, образовавшейся в результате деформаций первоначально горизонтальных слойков. Признаки волнистой слоистости этого генетического типа подробно описаны в работе автора (Ботвинкина, 1965). Надо заметить, что среди отложений с волнистой слоистостью встречаются прослои пологоволнистослоистые и горизонтальнослоистые. Часто наблюдается сложная слоистость. Описанная текстура встречается не только в кластогенных терригенных осадках, но и в обломочных известняках. Очевидно, она же будет и в осадках вулканокластических.

Сортировка осадков в слойках и четкость слоистости в прибрежных осадках открытого морского мелководья лучше, чем в прибрежной части заливов и лагун. Это объясняется тем, что в последних сортирующее действие волн слабее, но зато сильнее проявляются волнения и взмучивания осадков под воздействием ветра. Поэтому и слоистость их более неправильная, как бы "растрепанная".

В отложениях зоны волнений встречается фауна, различная в зависимости от характера дна, глубины и силы волнений. Часто она представлена толстостенными и зарывающимися видами. Скопления раковин обычно подчеркивают слоистость, так же как и растительные остатки (главным образом водоросли). В осадках этого типа очень часто видны нарушения первичной слоистости: следы взмучивания и зарывания, а в более спокойных условиях седиментации - следы ползания донных животных. Могут быть и брекчиевидные текстуры взламывания уже уплотнившихся преимущественно глинистых слойков и их переотложения почти тут же на месте, а также текстуры оползания. Последние, очевидно, будут особенно развиты в областях вулканических или смежных с ними. Иногда на поверхности слойков отмечаются трещины усыхания, свидетельствующие о крайней мелководности отложений и их временном осушении (возможно, о переходе в отложения предыдущего класса).

Среди отложений этого типа могут быть встречены прослои с косой слоистостью, сформированной донными течениями, или же с текстурами донных валов и баров; иногда здесь могут быть встречены правильные горизонтальнослоистые прослои с пачечным ритмичным строением, отвечающие периодам затухания волновой деятельности по тем или иным причинам (иногда в результате увеличения глубины и выхода данного участка седиментации из сферы волнений).

Отложения мелководья зоны волнений типичны для прибрежной части шельфа, поэтому они как на площади, так и в геологическом разрезе являются погранич-

ными между континентальными (наземными) и отложениями открытого моря, причем последовательность наслоения определяется трансгрессивным или регрессивным характером смены фаций. Однако мелководные участки, попадающие в сферу действия волнений, могут существовать и в открытом море (отмели, бары). На них накапливаются отложения, аналогичные описанным, но в комплексе только с морскими, более глубоководными.

Таким образом, в отложениях данного генетического класса мы можем выделить два генетических типа: 1-й тип - отложения прибрежной зоны волнений; 2-й тип - отложения мелководья открытого моря. Как видим, они отличаются парагенезом; признаки же самих формирующихся осадков, по-видимому, будут весьма близкими. Поэтому обнаружение в осадках признаков этого класса свидетельствует только о глубине их формирования, но не является несомненным признаком близости к берегу (эту ошибку часто допускают при восстановлении палеогеографических условий). О близости или удаленности от берега мелководных осадков можно судить лишь по последовательности отложений как ниже-, так и вышележащих.

Влияние вулканизма, очевидно, чаще сказывается на первом типе, в отложениях которого возможны целые прослои, сложенные вулканогенным материалом. Что же касается второго типа, то он получает тефровый материал большей частью издалека в уже разбавленном и обработанном виде. Поэтому в отложениях первого типа возможно появление туффитов, туфо-осадочных пород и тефроидов; во втором типе более вероятно появление среди осадочных пород туфо-осадочных пород и тефрогенных песчаников. Настоящие туфы здесь вряд ли могут сформироваться, так как кластический материал (в том числе и пирокластический) подвергается многократной обработке, переотложению и смешиванию с терригенным и гидрогенным. Высказанные соображения об особенностях отложений этого класса требуют проверки на разнообразном фактическом материале из отложений вулканических областей.

Класс XIV. Отложения зоны постоянных морских течений

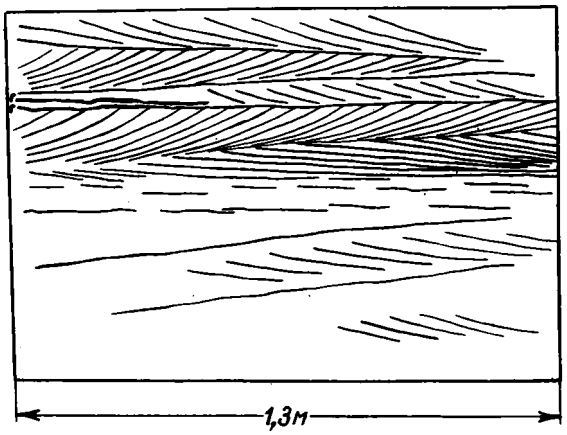
К этому классу относятся осадки, формируемые течениями, которые достигают дна и, таким образом, передвигают осадок не только во взвеси, но и волочением по дну. Как уже подтверждено многочисленными исследованиями, донные течения могут действовать на разных глубинах, в том числе достаточно больших, и в различных областях морей и океанов, а не только в их прибрежной части.

Материал, перемещаемый течениями, преимущественно кластогенный или же обломочный органогенный. Обломочные частицы чаще всего песчаной или крупноалевритовой размерности. Понятно, что в вулканических областях перемещаемый течениями материал может быть представлен более или менее обработанным вулканическим пеплом или содержать примесь последнего. Следовательно, в этой зоне чаще всего встречаются песчаники (реже гравелиты), алевролиты, туфо-песчаники и туфо-алевролиты, тефро-песчаники и тефроиды. Чистые туфы для этой зоны не характерны, так как активная гидродинамика среды сказывается здесь в обработке кластического материала и в достаточно хорошей окатанности и сортировке фрагментов осадка.

В данном классе выделяются два генетических типа отложений: 1-й тип - отложения морских течений в прибрежной зоне; 2-й тип - отложения донных течений открытого моря.

1-й генетический тип. Отложения морских течений в прибрежной зоне

Осадочные отложения этого генетического типа обычно представлены хорошо сортированными песками, крупнозернистым алевритом, реже - гравием и галькой, но могут быть сложены еще и оолитами, раковинным детритом, копрогенным и другим материалом. Для них характерна косая слоистость (как мелкая, так и крупная), реже очень крупная (мощность косослоистых серий до 2-3 м). Среди более мелких серий (мощностью, например, 20-30 см) может появиться крупная (мощностью до



Фиг. 62. Попеременно-разнонаправленная (перистая) косая слоистость, характерная для зоны морских течений; Г – прослои глауконита в основании косослоистой серии

1-2 м), причем гранулометрический состав осадка и мощность слойков при этом не изменяются. Форма косослоистых серий чаще пологоклиновидная. Форма слойков часто бывает S-образная или пологовогнутая. В ряде случаев косые слойки внутри серии образуют отчетливо видные пачки, которые в обнажении иногда могут быть ошибочно приняты за очень толстые слойки. Отдельные косые слойки могут быть нарушены донными животными, поселяющимися на склоне донного вала при остановке его перемещения. Подчеркивается рисунок слоистости более тонкозернистым глинисто-алевритовым налетом на границах слойков, слюдой и другими пластинчатыми минералами, органическими остатками и темноцветными минералами. Углы наклона слойков пологие, обычно 20-25°. По направленности косых слойков в смежных сериях слоистость бывает либо однонаправленной, либо попеременно разнонаправленной (образуя в срезе "перистый" рисунок, фиг. 62), но не бывает беспорядочно разнонаправленный и веерообразной. Это объясняется тем, что морское течение в общем имеет устойчиво выдержанное направление или же периодически его изменяет, но не "мечется в разные стороны" и не растекается веерообразно. Многие другие детали слоистости отложений этого типа описаны раньше автором (Ботвинкина, 1962, 1965). В прибрежной зоне могут действовать течения двух родов: направленные от берега (или же попеременно к берегу и обратно) и вдольбереговые (направленные параллельно или под каким-либо углом к берегу). В соответствии с этим мы в данном типе выделяем два подтипа: 1) отложения течений, направленных от берега и к берегу (поперечных берегу); 2) отложения вдольбереговых течений.

Очевидно, что для первого подтипа будет более характерна попеременно разнонаправленная перистая слоистость, а для второго – однонаправленная косая слоистость.

При наличии течений переменных скоростей или при периодическом их появлении в осадке может возникать диагональная слоистость, представленная чередованием косослоистых и горизонтальнослоистых серий, причем первые обычно сложены более грубозернистым материалом.

Нарушения рисунка в отложениях слоистости этого типа вообще редки, лишь иногда отмечалось, что основания косых слойков усложняются волнистостью. Однако в вулканической области систематические "встряхивания" дна могут приводить к образованию большого количества оползневых текстур, взмучивания и взламывания.

Отложения этого типа могут быть встречены в комплексе с отложениями описанных выше классов, поэтому весьма типично чередование в ископаемых толщах косослоистых отложений зоны морских течений с волнистослоистыми прослоями прибрежно-морских отложений иных генетических типов.

2-й генетический тип. Отложения донных течений открытого моря

В ряде случаев при появлении в морских отложениях косой слоистости геологи делают выводы о принадлежности их к прибрежной зоне моря или о приближении данной области седиментации к береговой линии. Такая трактовка ошибочна: донные морские течения, формирующие косую слоистость, имеются на разных глубинах и в

достаточно большом удалении от берега. Они действуют на самых различных участках морского и океанического дна. Океанологическими исследованиями установлено, что на дне океанов и морей на глубинах до нескольких километров многократно отмечалась асимметричная рябь (то более, то менее крупная). Следовательно, текстура таких осадков будет косая (либо косоволнистая).

К сожалению, нам неизвестны описания косой слоистости таких глубоководных морских отложений в современных осадках. Но, исходя из процесса формирования последних, надо думать, что их текстурные признаки будут весьма сходны с признаками 1-го типа (особенно второго подтипа). Однако в отличие от них здесь нельзя ожидать прослоев с волнистой симметричной слоистостью зоны волновой ряби. Последние могут быть только в том случае, если течение открытого моря пересекают мелководную зону. Вряд ли здесь будет образовываться и волнистая изогнутость слойков у основания.

Косая слоистость в отложениях данного типа, очевидно, будет однонаправленной, с довольно выдержанным не только направлением падения слойков, но и углами их наклона. Судя по величине рябей на поверхности осадков, это слоистость мелкая.

Ряби на поверхностях отложений (а, следовательно и косая слоистость) формируются не только в терригенных песках. На больших глубинах они образуются в широко распространенных на дне океана фораминиферовых песках, а также в глобигериновых, коралловых и других отложениях (Зенкевич, 1970). На поверхности рябей видны следы передвижения и ползания различных донных животных. Фауна в области действия течений в значительной мере представлена прикрепляющимися и зарывающимися видами. При сравнительно медленном накоплении осадков активная деятельность донных животных может сильно нарушать и затемнять его первичную текстуру.

Для поверхности наслоения в зоне донных глубоководных течений кроме рябей характерны промоины около отдельных валунов, галек и обломков, а также знаки течения, ориентированные в одном направлении. Для области действия донных течений весьма характерны также размывы и выходы коренных пород. В ископаемых толщах это будет проявляться в виде перерывов, связанных не с отсутствием осадконакопления вообще, а с уносом течениями образующегося осадка.

Отложения зоны течений и следы их действия были обнаружены океанологами буквально во всех областях морского и океанического дна. Однако в зависимости от обстановки признаки этих осадков, по-видимому, несколько различны. Так, Н.Л. Зенкевич (1970) отмечает, что конфигурация рябей, наблюдаемых в осадках на вершинах подводных гор, где существует интенсивная деятельность течений, в ряде случаев изменчива. В пониженных частях дна донные течения, видимо, более слабые. Отложения 2-го генетического типа в соответствии с общей обстановкой их формирования могут образовывать парагенезы с различными типами морских и океанических отложений, в частности с отложениями вулканогенного материала, перемещаемого течением (вторая группа).

По мере накопления сведений о составе, структуре и текстуре морских и океанических осадков в данном генетическом типе, очевидно, можно будет выделить ряд подтипов (скорее всего, в зависимости от той донной обстановки, в которой эти течения действуют). Пока же материала для этого недостаточно.

Влияние вулканической области на отложения рассматриваемого генетического типа сказывается в обогащении донных осадков обработанной тефрой и в развитии текстур оползания, взмучивания и взламывания. Кроме того, здесь могут встречаться не только однородный песок, но и включения более грубых фрагментов: обломков, галек, валунов и т.д., что вообще нетипично для хорошо отсортированных обычных морских косослоистых песков. Наконец, донные течения создают в области субмаринного эффузивного вулканизма особый генетический тип переотложенной гиалокластики, описанный во второй группе.

Класс XV. Отложения подводного коллювия

На склонах подводных гор в большом количестве накапливаются как обломочный материал, являющийся продуктом разрушения склонов, так и массы тонкозернистых рыхлых терригенных и биогенных осадков и пирокластического материала (результат

надводных и подводных эксплозий). Эти отложения, насыщенные водой, находятся в неустойчивом равновесии; при нарушении его (в частности, при сейсмических толчках) они устремляются вниз по склону аналогично наземному коллювию. Таким образом, процесс гравитационного перемещения весьма характерен для субмаринной обстановки в областях активного вулканизма.

Однако в отличие от наземных субаэральных условий в водной среде, где существуют различные течения, часть перемещаемой массы (особенно более тонкозернистые осадки) может уноситься течением дальше уже в виде взвеси. В ряде случаев перемещающаяся масса может так насыщать течение, что оно превращается в грязевое и масса осадков уносится вдаль, уже в виде мутевого потока. Вместе с тем в ископаемых толщах вулканогенно-осадочных формаций все же достаточно часто наблюдаются образования именно данного генетического типа. О его формировании свидетельствуют и наблюдения над современными осадками (Хольтедаль, 1969), и экспериментальные исследования (Кюнен, 1969), и многочисленные описания ископаемых отложений (Геология и геофизика..., 1970). Выделяемые в разрезах олистостромовые толщи часто представляют собой результат подводного коллювиального процесса.

В.Т. Фролов (1968, стр. 33) выделил подводно-коллювиальную группу отложений, представляющую, по его мнению, "начальную стадию мобилизации вещества на коренных берегах или переотложение осадков на склонах возвышенностей главным образом гравитационным путем". Аналогично наземным отложениям он намечает следующие генетические типы: подводно-обвальные, подводно-осыпные, подводно-оползневые и, возможно, подводно-солифлюкционные.

По нашему мнению, нельзя проводить полную аналогию между процессами седиментации в субаэральных и субаквальных условиях. Кроме того, исходные массы подводного коллювия в подавляющем большинстве случаев не являются "начальной стадией мобилизации вещества". Наконец, в ископаемых отложениях мы не имеем достаточно четких диагностических признаков, чтобы отличить обвальные и осыпные субмаринные отложения. С другой стороны, ряд признаков отложений, особенно текстурных, указывает нам, в каком состоянии был перемещаемый материал: уже литифицированным и дробился на куски, или еще пластичным и сминался в складки, или же, наконец, рыхлым и насыщенным водой, спускающимся в виде грязевого потока разной плотности или "облака мути".

В соответствии со сказанным мы выделяем в данном классе три генетических типа: 1-й тип – отложения подводного коллювия обрушения (обломков литифицированных, ранее отложенных пород); 2-й тип – отложения подводного коллювия оползания (субмаринных оползней); 3-й тип – отложения подводного коллювия оплывания рыхлых осадков.

В ископаемых толщах наиболее известны отложения 1-го и 2-го типов. Образования 3-го типа чаще трансформируются в мутевые потоки, давая в окончательном виде отложения иного генетического типа (см. описание XVIII класса).

1-й генетический тип. Отложения подводного коллювия обрушения

Отложения этого типа представлены хаотическим скоплением глыб и обломков разной величины, угловатых и неокатанных. В отличие от коллювия наземного связующей массой здесь будет не тонкозернистый материал того же склона, а морские осадки, выпадающие из взвеси, в частности органогенный ил, заполняющий пространство между обломками. Подобные отложения в ряде случаев обнаруживаются на дне морей и океанов; наличие в донном морском иле грубых обломков часто объясняют ледовым разносом. Нам кажется, что такие отложения на склонах у подножия подводных гор могут возникать и как подводный коллювий обрушения. Отличие от него ледово-морских осадков прежде всего в составе их грубых обломков, чуждых составу коренных пород того подводного склона, на котором они обнаруживаются.

Рассматривая отложения коллювия обрушения, накапливающегося на морском дне, надо иметь в виду, что они могут сформироваться не только за счет разрушения подводных склонов, но даже чаще – за счет обрушения в море абразионных

берегов. Поэтому мы здесь выделяем два подтипа: первый подтип – прибрежный коллювий обрушения ("свал глубин"); второй подтип – субмаринный коллювий обрушения.

Отличаются эти подтипы поставщиком материала, но обстановка их захоронения и парагенез с другими морскими отложениями сходны. Они, по-видимому, обладают близкими структурно-текстурными признаками, что и позволяет объединить их в один генетический тип.

Первый подтип. Прибрежный коллювий обрушения ("свал глубин"). Отложения этого подтипа вообще мало изучены, поэтому мы ограничимся предельно краткой их характеристикой. Обычно материал, попадающий в море в результате разрушения абразионного берега, поступает в общий баланс морских осадков и, в частности, рассмотренных выше прибрежно-морских отложений.

Однако в вулканической области (для которой характерна резкость рельефа как надводного, так и подводного) горные склоны могут переходить в крутые подводные обрывы и зачастую к береговой линии примыкают не отлогий шельф, а достаточно глубоководные впадины (например, в районе Курильских островов). Повышенная сейсмичность этих областей способствует разрушению берегов. В результате абразии, береговых обвалов и оползней с суши в прибрежную часть моря в большом количестве поступает обломочный материал в виде глыб, грубых обломков и целых массивов оползневых блоков; иногда он не будет перераспределяться волновыми движениями, а может быть захоронен как своеобразный "свал глубин" на дне прилегающих впадин. Этот генетический подтип слагается смесью несортированного грубообломочного материала, почти совершенно необработанного, связующей массой которого служат морские осадки с морской фауной.

Формирование подобных отложений особенно интенсивно в том случае, если берег сложен породами различной устойчивости, что также характерно для вулканической области. Судя по описаниям В.П. Зенковича (1962), такого типа отложения могут формироваться у зубчатых берегов, существование которых, как он отмечает, достаточно долговечно. Такие берега часты в областях развития вулканогенных толщ, например на берегах Японского и Берингова морей и восточной Камчатки.

Нам неизвестны конкретные примеры описания признаков этого подтипа, но при фациальном анализе морских отложений его необходимо иметь в виду. По местоположению вблизи береговой линии он сходен с отложениями прибрежных аккумулятивных образований (XII класс), но резко отличается от последних процессом формирования. Основной механизм формирования отложений этого подтипа – действие сил гравитации, а не движения водных масс. Поэтому он и отнесен к данному генетическому классу.

Второй подтип. Отложения субмаринного коллювия обрушения. Отложения этого подтипа представлены в основном продуктами разрушения подводных склонов. Структурно-текстурные признаки этого подтипа, по-видимому, должны быть близкими к таковым отложений прибрежного "свала глубин". Отличие их лишь в составе обломков: в данном подтипе грубые обломки будут близкого состава, соответствующего составу коренных пород подводного склона, у подножия которого они формируются.

Иногда процессы обрушения и гравитационного перемещения могут принимать столь большие масштабы, что образуются целые толщи, сложенные обломками и глыбами различных пород.

Наблюдения над современным осадконакоплением на дне морей и океанов указывают на имеющиеся иногда у подножий подводных склонов скопления грубозернистого материала, накапливающиеся здесь, в то время как более мелкие фрагманты уносятся течениями.

Специфическим типом коллювия обрушения, характерным для областей подводного вулканизма, является особый генетический тип подводного подушечнолавового коллювия, описанный во второй группе.

2-й генетический тип. Отложения подводного коллювия оползания (субмаринных оползней)

Образования этого типа были отмечены давно, еще в работах А.Д. Архангельского (1930), Д.В. Наливкина (1955, 1956) и многих других. Изучение современных осадков морей и океанов подтверждает широкое развитие процессов подводного оползания-

ния, особенно на крутых склонах донного рельефа при сейсмических толчках, что характерно для вулканических областей.

По масштабу субмаринные оползни бывают весьма различными - от мелких до гигантских (Наливкин, 1955, 1956). В ископаемых толщах последние иногда принимают за тектонические структуры.

Для оползневых масс данного типа хорошим генетическим признаком является их характерная "оползневая" текстура. Особенности ее зависят от состояния оползающей массы(степени ее литификации, разнородности состава слоев и пластичности последних), а также от характера передвижения и степени смещения. В результате образуются оползневые текстуры разного рода:1) изогнутые в разной степени (плойчатые, гофрированные, волнообразноизогнутые); 2) смятые в складки ("складчатые"); 3) разорванные, угловатые, образующие раздробленные складки и брекчии сползания. Они часто связаны со значительными перемещениями. Отложения с этими текстурами, очевидно, не всегда можно отличить в ископаемом виде от отложений первого типа - коллювия обрушения; 4) искривленные и частично разорванные, характерные для не полностью литифицированных и полужидких осадков. Они представляют собой как бы натечные образования, спиральнозакрученные, округлые и т.п. Отложения с подобной текстурой являются переходными к следующему генетическому типу.

Спускаясь вниз, оползни расползаются по дну моря, образуя оползневые покровы, длина и ширина которых достигает нескольких сотен метров: мощность их от десятков сантиметров до единиц метров. В ряде случаев такие оползневые покровы налегают один на другой или непосредственно, или же разделяясь слоем нормально залегающих отложений, сформировавшихся в перерыве между оползаниями. Как указывает Д.В. Наливкин (1955, 1956), нижняя поверхность слоя, перекрывающего оползневой покров, обычно бывает неровной, соответствующей неровной поверхности покрова. При больших оползаниях нарушения захватывают толщи в десятки и сотни метров, перемещая их на расстояние до десятков километров даже по слабо наклоненной поверхности. Так, по данным Ямасаки (цит. по Д.В. Наливкину, 1955, 1956), в 1923 г. во время землетрясения в Японии оползшая масса достигла 230 м и почти заполнила глубокую подводную долину.

Крупные оползневые явления, как указывал Д.В. Наливкин, весьма сходны с шарьяжами и по своим результатам: это перемещение крупных масс, перенесение мелководных отложений на большие глубины, залегание более древних отложений на более молодых, появление местных несогласий, образование брекчий и зеркал скольжения, перемешивание различных слоев. Есть все основания выделять образования данного генетического типа среди морских отложений в теле вулканогенно-осадочных формаций.

3-й генетический тип. Отложения подводного коллювия оплывания рыхлых осадков

Возникновение этого типа чрезвычайно характерно для рыхлых осадков, покрывающих неровный рельеф дна начиная от склонов отдельных мелких донных возвышенностей и до материкового склона. Насыщенные водой рыхлые осадки, находящиеся в неустойчивом равновесии, легко устремляются вниз по склону. Так как это происходит в водной среде, то по пути их масса, по-видимому, большей частью разжижается настолько, что продвигается дальше в виде мутевых течений, т.е. переходит в другой тип (см. описание XVIII класса). Если же оплывшая масса все-таки остановится у подножия склона, то, очевидно, она будет представлять собой перемешанную неслоистую массу осадков. Ив Кусто, описывая свое погружение на дно Средиземного моря, рассказывает, как задетый при этом рыхлый донный ил, лежащий на склоне подводного каньона, легко взметнулся в воду в виде облака мути, которое опустилось вниз по склону каньона, образовав весьма толстый слой осадка.

В ископаемых толщах нам неизвестны конкретные описания данного генетического типа. Очевидно, одним из его признаков является достаточно большая мощность слоя с внутренней текстурой - неслоистой (при однородных перемещаемых осадках) или грубосортированной (при осадках резко разнозернистых). Однако в областях активного эксплозивного вулканизма есть условия

для формирования такого типа отложений. Кроме того, спазматически подающиеся большие массы рыхлых пирокластических осадков часто находятся в неустойчивом равновесии и легко могут устремиться вниз по подводному склону в виде коллювия оплывания тефрового состава, который мы описали во второй группе.

Класс XVI. Отложения на положительных элементах рельефа дна — на поднятиях и их склонах

К данному классу отнесены отложения трех генетических типов: 1-й тип - отложения на поднятых участках шельфа; 2-й тип - отложения на вершинах подводных гор и их склонах; 3-й тип - образования рифовых массивов и их склонов.

Каждый из этих генетических типов весьма специфичен, и в один генетический класс они объединены довольно формально, прежде всего по связи с положительными формами донного рельефа. Кроме того, общими для них являются: формирование осадка относительно более грубого, чем в понижениях дна, поступление в осадок кроме терригенного также и органогенного материала и значительная роль, которую играют в их формировании морские течения. Таким образом, они, с одной стороны, связаны с отложениями XIII и XIV классов, с другой стороны, они теснейшим образом связаны пространственно в определенных ландшафтных комплексах с отложениями следующего (XVII) класса.

К отложениям на положительных элементах рельефа дна относится также генетический тип субмаринных отложений на склонах и вершинах вулканических гор, формирующийся в результате подводных эксплозий (субмаринных эруптивных камнепадов и пеплопадов). Эти отложения непосредственно связаны с вулканической деятельностью и пространственно приурочены к вулканическим постройкам. Поэтому они были выделены в качестве самостоятельного генетического типа "продуктов субмаринных эксплозий", отнесенного ко второй группе.

1-й генетический тип. Отложения на поднятых участках шельфа

Эти отложения являются непосредственным продолжением дальше в глубь моря отложений зоны волнений. Они формируются различными течениями, сносящими осадочный материал из прибрежной, более мелководной области вниз по подводному склону шельфа. Здесь преобладают осадки песчаной размерности (в особенности в областях активного эксплозивного вулканизма). В последних на шельф поступают огромные объемы вулканогенного обломочного материала за счет как непосредственного выпадения в воду пеплов из эруптивных туч, так и разрушения легко поддающихся ему вулканогенных пород (туфов, пемзовых потоков и др.). Кроме того, в осадках этого типа обычно присутствует большая или меньшая примесь органических остатков. Здесь ближе к берегу идет зона мелкозернистого, хорошо отсортированного и окатанного песка, которая ниже по склону иногда сменяется зоной хуже отсортированного и более грубозернистого песчаного материала с примесью гравия и гальки.

Отложения шельфа и подводного склона вулканических островов описаны Ю.А.Павлидисом (1968). Он отмечает, что в среднюю часть склона более мелкие частицы осадка поступают с берега и с больших глубин моря. В нижней части склона песок становится более крупнозернистым (это обнаружено в ряде районов) за счет обеднения его мелкой фракцией. Плохая его сортировка, по Ю.М. Павлидису, объясняется, по-видимому, слабыми движениями воды у дна, а следовательно, и слабой дифференциацией наносов по крупности. Ухудшение сортировки усугубляется увеличением в осадке количества крупного раковинного материала. В связи с этим возрастает карбонатность осадка в целом. С другой стороны, здесь происходит иногда как бы "заиление" песчаного материала, еще более ухудшающее сортировку осадка в целом.

Как отмечает Ю.А. Павлидис (1968), в нижней части подводного склона одного из открытых заливов на Курильских островах наблюдается область развития разнозернистых плохо отсортированных песков с примесью ракуши и легкого пемзо-

вого гравия. Содержание тяжелых минералов здесь резко падает, но зато повышается содержание вулканического стекла. Иногда в этой зоне вообще не происходит аккумуляции наносов. Дальше в морские глубины уходят от берега мелкообломочная и растворенная часть сносимых в море продуктов. Надо заметить, что наличие больших масс речных выносов может несколько усложнять эту типичную картину распределения осадочных масс. Имеют значение также и уклон шельфа, и характер береговой зоны (залива, открытого моря, океана), от которого зависит интенсивность волновых процессов. Отложения шельфа и подводного склона плавно переходят друг в друга.

В отложениях этого генетического типа очень трудно отличить обработанную тефру от вулканотерригенных осадков: они сходны как по составу, так и по размерам частиц. Критерием отличия является форма частиц осадка в более мелкой фракции (крупнозернистого алеврита) – угловатая, кристаллокластическая для вулканогенных отложений. В более крупных фракциях это различие меньше, так как сравнительно "мягкие" пироксены и плагиоклазы легко теряют свои остроугольные очертания (Павлидис, 1968). Тогда единственным критерием отличия остается минеральный состав отложений.

М.Н. Щербакова (1968) описала отложения вулканического шельфа в составе среднепалеозойских толщ Северного Прибалхашья. Она отмечает как характерные черты этих отложений отсутствие отложений тефротурбидитов и разнообразие слагающих пород: терригенных (песчаники и даже конгломераты) и вулканогенных (туфы, туффиты, туфо-песчаники). При этом пелитоморфные вулканогенные породы отсутствуют. Обломочный материал в общем слабо окатан и отсортирован (что, по-видимому, характерно именно для шельфа вулканической области, где перерабатываются рыхлые продукты вулканических эксплозий). Характерно обилие связующей массы (по-видимому, за счет преобладания пеплового материала); для диаграммы гранулометрического состава пород характерна двухвершинность. М.Н. Щербакова дала интересное сравнение отложений вулканического шельфа с отложениями континентального склона вулканической области. В изученных разрезах она отметила частую смену условий седиментации.

Надо сказать, что рельеф подводного склона шельфа неоднороден, в нем имеются углубленные участки – "иловые впадины", куда заносится более тонкозернистый материал. Их осадки, хотя и принадлежат шельфу, рассмотрены нами как второй генетический тип следующего класса.

2-й генетический тип. Отложения на вершинах подводных гор и их склонах

Материалов по признакам отложений этого генетического типа пока еще недостаточно. В последнее время работами океанологов установлено, что на вершинах подводных гор и на других положительных формах донного рельефа отлагаются осадки, как правило, более грубозернистые, чем в окружающих котловинах, так как над донными поднятиями часто проходят придонные течения. Глинистый материал иногда заменяется мергелистым, иногда и органогенным.

На одном из изучаемых полигонов Н.В. Скорняковой (1970) везде на поверхности осадков были встречены железисто-марганцевые конкреции: на вершинах сплошные, на склонах в меньшем количестве и разбитые, у подножия склонов рассредоточенные. На склонах и вершинах глубоководных поднятий также встречаются фосфориты (Безруков, 1970), которые внизу, в котловинах, находятся уже во вторичном залегании.

В некоторых случаях на поднятиях дна концентрируются рудные минералы – гидроокислы железа и марганца, сульфидные руды, медь, цинк, серебро и другие. Многие из них, возможно, обязаны своим происхождением высачиванию гидротерм на дне моря, о чем свидетельствуют однотипный набор элементов, приуроченность к зонам разломов (рифтовые зоны), следы сейсмичности района и конкретные проявления субмаринного вулканизма. В этих отложениях встречается примесь остатков планктонных организмов. И.О. Мурдмаа и Т.В. Розанова отмечали, что возвышенности срединно-океанических хребтов покрыты тонким, но непрерывным слоем осадков. На вершинах хребтов обнаружены пелагические фораминиферовые пески

с примесью пелитоморфного материала, на всех хребтах – нормальные карбонатные осадки. Здесь наблюдается послойная отсортированность материала.

Однако часто на поверхностях положительных форм донного рельефа образования осадков или не происходит, или же они соскальзывают вниз в виде коллювия. В таких случаях в ископаемом состоянии мы можем обнаружить перерывы в осадконакоплении, отнюдь не связанные с настоящим перерывом, а обусловленные лишь уносом выпадавших осадков.

3-й генетический тип. Образования рифовых массивов и их склонов

В ландшафтной рифовой области различаются: 1) органогенные образования, слагающие собственно тела рифов и их склоны, и 2) отложения, формирующиеся в межрифовых лагунах. Они образуют единый ландшафтный комплекс отложений, но резко отличаются по составу, структурно-текстурным признакам, механизму формирования и т.д. Поэтому мы относим их к разным генетическим классам.

К данному генетическому классу мы относим образования рифовых массивов, которые, как известно, представляют собой обособленные тела, состоящие из известковых скелетов колониальных организмов. Строение рифовых массивов и их склонов уже достаточно хорошо изучено как в современных морях и океанах, так и в ископаемых толщах. По этим образованиям имеется обширная литература.

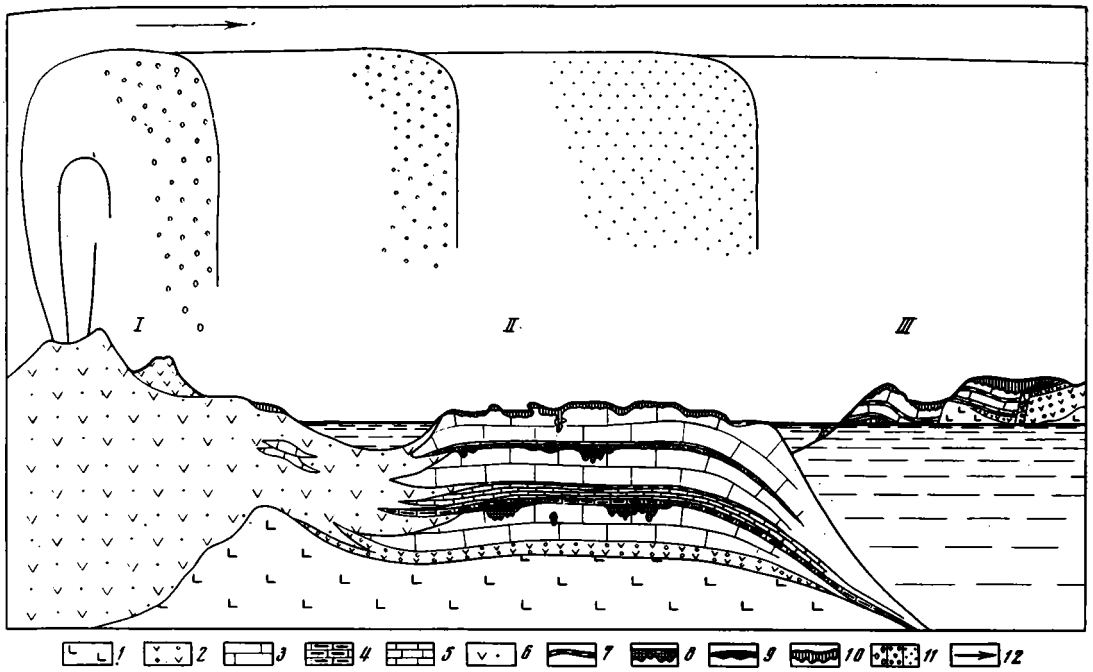
В этом генетическом типе намечаются два подтипа, неразрывно связанных в пространстве, но характеризующихся различными признаками: первый подтип – образования собственно тела рифа; второй подтип – субмаринные отложения пририфового шлейфа.

Первый подтип. Образования собственно тела рифа. Рифовые тела строятся рифообразующими организмами: кораллами, мшанками, известковыми водорослями, криноидеями, с участием другой разнообразной фауны. Форма и величина рифов бывают различными и в значительной степени зависят от их положения в морском ландшафте.

В поперечном резрезе рифы представляют собой линзовидные тела то почти изометричные (биогермы), то сильно растянутые в виде пласта (биостромы). Мощности рифовых массивов могут достигать десятков и даже сотен метров (но не более); ширина их – до десятков и сотен километров, протяженность – до сотен и даже тысяч километров (барьерные рифы). Атолловые и островные рифы занимают значительно меньшие площади, образуя тела в несколько километров в поперечнике и мощностью до первых десятков метров. Формируются рифы обычно на глубинах не более 40–50 м и преимущественно там, где в водный бассейн не поступает большого количества речных выносов, губящих кораллы (т.е. вдоль островов или пустынных берегов), в водах нормальной солености и теплых. Однако Ф.Шепард (1969а) считает, что рифы могут образовываться и в холодных водах, и на глубинах более 60 м. Он также указывает на наличие рифов на о-вах Фиджи в устье реки, несмотря на громадное количество ила, поступающего в море в этом районе.

Ископаемые рифовые массивы большей частью слагаются известняками, образовавшимися из собственно тела рифа с прослоями обломочных неяснослоистых известняков. Собственно рифовые известняки неслоистые, часто кавернозные или пористые, слабо уплотненные, могут быть доломитизированными, а в вулканической области – окремненными. Слагающие их различные остатки организмов находятся как в их прижизненном положении, так и в виде обломков; кроме того, имеется примесь свободнолежащих организмов и планктона (фораминифер) в различных соотношениях. Склоны рифовых массивов имеют различный уклон, чаще они крутые (от единиц градусов до 30–40° и более). Д.В. Наливкин (1955, 1956) указывает, что практически все атоллы до глубины 200 м частично окружены склонами круче 45°. Продолжительность существования рифов различна в зависимости от палеогеографических и тектонических условий, поэтому и мощность их бывает весьма различной.

Подводные вулканы нередко служат той основой, на которой развиваются коралловые острова. Для рифов, формирующихся в вулканических областях, характерно



Фиг. 63. Схема географического ландшафта и геологического разреза района образования латеритов и бокситов в рифовой области, связанной с вулканами (по А.С. Калугину, 1967)

I – вулканы центрального смешанного или эксплозивного типа; II – рифовый массив типа барьера или атолла, слабо и недавно поднятый, с маломощной латеритной почвой. В недрах рифа погребены древние горизонты наземных и морских бокситов; III – океанический остров типа Ямайки, с давно поднятым рифовым плато, с мощными покровными латеритно-пролювиальными бокситами, окаймленный молодым рифом.

1 – древние вулканогенные и другие породы; 2 – конгломераты, песчаники вулканотерригенные и смешанные; 3 – известняки массивные, рифогенные; 4 – карбонатно-глинистые, глинистые, углистые, вулканотерригенные и тефрогенные породы; 5 – известняки слоистые, мергелистые, углистые; 6 – туфы, туффиты, эффузивы; 7 – пепловые бентониты; 8 – боксит, обычно красный, наземный, латеритно-пролювиальный, развивающийся по вулканическому пеплу; 9 – боксит, обычно серый, слоистый, морской, латеритноосадочный, образующийся за счет перемыва латеритно-пролювиального боксита; 10 – латеритная почва и новейшие латеритно-пролювиальные бокситы, возникающие за счет пепла и на выходах древних вулканогенных пород; 11 – бомбы, лапилли, вулканический пепел разной размерности; 12 – господствующее направление ветра

периодическое прекращение их роста в результате перекрытия продуктами пепелопадов (фиг. 63). Таким образом, образуется переслаивание пластов рифовых известняков с вулканокластическими осадками (туфами, тефроидами). Так, например, "рифы, возникавшие на склонах Кракатау после его извержения, представляют собой небольшие массивы диаметром от нескольких метров до немногих десятков метров; они то появляются из-под покрова туфогенного материала, то исчезают под ним" (Наливкин, 1955, стр. 420). Здесь же могут образовываться бокситы (см. фиг. 63).

Пористые тела рифовых массивов в ряде случаев являются коллекторами нефти, поэтому их выделение в ископаемых толщах представляет практический интерес.

Второй подтип. Отложения пририфового шлейфа. Отложения этого подтипа представляют собой продукты разрушения тела рифа, переотложенные на его склоне и главным образом у подножия последнего. Они представлены слоистыми детритовыми известняками; органические остатки в них частично обработаны и отсортированы; слоистость наклонная и облекающая; характерны текстуры оползания. Эти известняки могут содержать примеси и прослои терригенного материала (песчано-глинистого). Естественно, что в областях активного вулканизма (или находящихся под его влиянием) известняки этого подтипа будут содержать прослои пирокластического материала, а иногда и примесь хемогенных минералов, появление которых связано с вулканической деятельностью, - кремнезема, цеолитов, некоторых рудных и др. Здесь будут типичны, например, кремнистые известняки, содержащие примесь пеплового материала, с разными соотношениями этих трех слагающих компонентов. При цепочечном расположении рифов отложения этого подтипа располагаются пятнами между отложениями первого подтипа, образуя единый рифовый массив. Иногда на пологом склоне поверхности рифа образуется пляж с присущими его осадкам структурно-текстурными особенностями, но сложенный известковым песком и гравием, образующимися из раздробленных и окатанных остатков фауны рифа.

Класс XVII. Отложения в углублениях и впадинах поднятого донного рельефа

Отложения данного класса в отличие от предыдущего формируются в понижениях среди поднятого донного рельефа; здесь преобладает процесс выпадения осадка из взвеси, причем преимущественно тонкого материала. Вместе с тем тесная пространственная их связь с отложениями предыдущего класса и сравнительно неширокие, часто вытянутые площади формирования отличают их от следующего (XVIII) класса.

Роль вулканизма здесь проявляется в основном в поставке продуктов эксплозий как подводных, так и надводных (особенно островных), фиксирующихся в отложениях в виде примеси или прослоев пирокластического материала - вулканического пепла и пемзы. Признаки некоторых типов частично освещены в работах океанологов, в частности на материале исследований современных донных осадков в области андезитового вулканизма островных дуг в северной и западной частях Тихого океана и прилегающих к нему морей (Мурдмаа, 1961; Петелин,1965; Мурдмаа, Петелин, Скорнякова, 1970; Безруков, 1956, 1960, 1970; и др.). Однако достаточно полной характеристики их пока еще нет. Отложения генетических типов этого класса могут быть встречены в ряде формаций, в том числе геосинклинальных.

Всего выделяются пять генетических типов отложений: 1-й тип - отложения межрифовых лагун; 2-й тип - отложения "иловых впадин" на шельфовом мелководье; 3-й тип - отложения в депрессиях среди поднятий подводных хребтов и на их склонах; 4-й тип - отложения в трогах, желобах, глубоководных впадинах; 5-й тип - отложения в подводных каньонах.

Первые два типа тесно связаны с типами предыдущего класса в парагенетических комплексах, определяемых ландшафтом ("рифовая область" и "шельф"). Наиболее характерны для класса 3-й и 4-й типы. 5-й тип генетически и пространственно связан с отложениями мутевых потоков следующего класса.

Обстановки формирования в субмаринных депрессиях, конечно, далеко не исчерпываются перечисленными выше. Несомненно, что в дальнейшем по мере накопления фактического материала в этот класс добавятся еще новые генетические типы и, возможно, что некоторые из типов перейдут в ранг классов. Но имеющийся материал сейчас не позволяет этого сделать.

1-й генетический тип. Отложения межрифовых лагун

Отложения межрифовых и внутририфовых лагун выявляются прежде всего по их парагенетической связи с телом рифа (см. предыдущий класс).

В лагунах, отделенных от моря или океана рифами, в отличие от прибрежно-морских лагун, описанных выше, большей частью почти отсутствует тонкозернистый

материал – глинистый и даже алевритовый. Так, например, как показали И.Старк и Е.Деппле (Stark, Dapples, 1941), в лагуне между вулканическими островами и барьерным рифом средний диаметр компонентов осадка колеблется в пределах 0,13 – 7,2 мм, причем наиболее распространены компоненты размером 0,2–0,4 мм, т.е. среднезернистый песок. Это связано с обычно небольшими глубинами и действием волн, течений и прибоя, поставляющих в лагуны продукты разрушения рифа. Поэтому в ископаемых отложениях межрифовых лагун могут быть встречены средне- и грубообломочные известняки с целой ракушей или с обломками скелетов организмов и ракуши. Тонкозернистые осадки встречаются реже и только в глубоких, полностью обособленных лагунах. Здесь в осадках отмечается большое количество примеси органического материала (Наливкин, 1955, 1956).

Текстуры этих лагунных отложений обычно горизонтальнослоистые, или линзовиднослоистые, могут быть ритмичнослоистыми. Может отмечаться слоеватость, выражающаяся в ориентировке компонентов осадка; по-видимому, характерно развитие диагенетических текстур перераспределения и замещения вещества (Ботвинкина, 1965).

Как известно, рифообразование, особенно в океанах, часто приурочено к вулканическим островам. В этом случае во внутририфовые лагуны (глубина которых может весьма сильно варьировать и быть достаточно большой) поступает еще дополнительный вулканогенный материал: пепел, продукты их разложения, а также вещества, поступающие в результате гидротермально-фумарольной деятельности. Попадая в лагуны и межрифовые углубления как в ловушки, эти вещества не рассеиваются в водах моря или океана, а выпадают на дно, создавая своеобразные минеральные ассоциации, в том числе рудные. Отложения, формируемые фумаролами и гидротермами, описаны во второй группе, в генетическом классе "субмаринных фумарольных полей". Отложения межрифовых лагун могут содержать также бокситы (см. фиг. 63), которые являются продуктом переотложения элювия, формирующегося на пеплах, покрывающих тело рифа (см. описание VII класса).

Если же в межрифовую лагуну вулканической области заносятся только вулканические пепел и пыль, то они образуют примесь или прослои пирокластического материала среди преимущественно карбонатных илов. При этом часто может быть тефра не "своего" вулкана, а занесенная воздушными или водными течениями с других вулканов, возможно даже достаточно далеко расположенных.

2-й генетический тип. Отложения иловых впадин на шельфовом мелководье

Выше мы охарактеризовали отложения поднятых частей шельфа (XVI класс). Однако на нем существуют углубления дна – так называемые иловые впадины, куда поступает только тонкозернистый – иловый материал. Такие впадины на пологом плоском шельфе могут достигать значительной протяженности при небольшой глубине (обычно единицы или десятки метров). На узком шельфе размеры впадин меньше и они более узкие, чаще их размеры достигают десятков километров. В ряде случаев на закрытом шельфе такие впадины располагаются вблизи берега, на открытом шельфе – большей частью в удалении от берега. Осадки иловых впадин в основном глинистые, но содержат примесь алеврита, песка, органического вещества, кремнезема и карбонатов. Здесь в большом количестве скапливаются одноклеточные водоросли. Кроме того, в этих впадинах в большом количестве оседает планктон, поэтому здесь образуются битуминозные и горючие сланцы.

Концентрация глинистого и органического вещества происходит в результате того, что на поверхности шельфа донные течения уносят эти вещества, в иловых же впадинах действие течений значительно слабее или отсутствует. Одним из примеров этого генетического типа могут служить некоторые месторождения горючих сланцев (Наливкин, 1955). Слоистость этих отложений обычно горизонтальная, правильная, часто тонкая. По простиранию отложения этого типа переходят в обычные песчано-алевритовые отложения шельфа.

В иловых впадинах вулканической области, очевидно, будет задерживаться тонкий пепел, при разложении обогащающий осадки глинистым веществом и кремнеземом.

3-й генетический тип. Отложения в депрессиях среди поднятий донного рельефа

Отложения этого генетического типа присущи участкам поднятий островных дуг, срединных океанических хребтов, рифтовых зон и др. Пониженные участки пространственно чередуются с возвышенностями, осадконакопление в которых было описано в предыдущем классе. Осадки, отложенные на возвышенностях, синхронные осадкам депрессий (или даже более древние, чем последние), позже могут быть снесены в депрессию и образовать там слой, перекрывающий ее наиболее молодые осадки. Таким образом, в древних седиментационных областях этого типа (даже при нормальной последовательности отложений, видимой в разрезах) отложения более молодые могут быть перекрыты более древними без какого-либо участия в этом тектонических движений, а лишь в ходе седиментации. Особенно это характерно для сейсмически неспокойных областей.

Отложения морских и океанических депрессий еще только начинают изучаться океанологами (Безруков, 1970; Мурдмаа, Петелин, Скорнякова, 1970; и др.). Пока в какой-то мере охарактеризованы лишь их состав и структура, текстурные же особенности почти не описаны. Исходя из условий седиментации, очевидно, здесь должна преобладать горизонтальная слоистость, часто нарушаемая текстурами оползания. Отложения этого генетического типа могут достигать очень больших мощностей. В них преобладает глинистый материал со значительной примесью биогенного, а также с прослоями вулканогенных пород – туфов, туффитов и тефроидов; типичны для них также кремнистые илы. В этих же осадках могут быть встречены железо-марганцевые конкреции, снесенные с поверхности смежных возвышенностей дна.

По структурным чертам и по составу эти отложения, видимо, сходны с отложениями морских аккумулятивных равнин, но отличаются от последних прежде всего парагенезом с другими генетическими типами, а также меньшей площадью распространения (последняя имеет здесь более неправильную удлиненную форму). Можно также предположить, что и текстурные черты их различны (что особенно существенно для их диагностики в ископаемых толщах). В ряде случаев они сходны с отложениями следующего генетического типа, формирующегося в сходных условиях донного ландшафта. Диагностические признаки их различия пока недостаточно ясны, тем не менее мы сочли необходимым все же разделить их, хотя и в значительной степени условно. К этому же типу отнесены отложения впадин между хребтами в рифтовых зонах на дне океанов (рифтовые долины). В последних была описана турбидная аккумуляция с ритмической сортировкой материала, причем в верхних частях ритмов отмечены пелитовые карбонатные илы. Специфический состав глинистой фракции этих отложений свидетельствует об изоляции рифтовых долин от континентального сноса.

Очевидно, в дальнейшем отложения данного генетического типа можно будет уверенно разделить на подтипы, а может быть, даже выделить из него самостоятельные типы (например, отложения рифтовых долин). Пока же для этого нет достаточных данных.

4-й генетический тип. Отложения в трогах, глубоководных впадинах, желобах

Обстановки формирования данного генетического типа отличаются от таковых предыдущего типа преимущественно большими глубинами и большой крутизной склонов. Они, как правило, занимают относительно узкие вытянутые площади. Глубоководные впадины островных дуг по гидродинамическому режиму резко отличаются от морей, окружающих острова, и представляют собой особую область седиментации.

Ранее существовало мнение, что в этих областях или медленно накапливаются тонкие глинистые осадки, или же они спазматически заполняются отложениями течений, формирующих флишевые или флишеподобные толщи. Действительно, по данным П.Л.Безрукова (1960), на дне и нижних частях склонов желобов преобладают тонкозернистые осадки, в том числе кремнистые. Там, где предполагается глубоко-

водный вулканизм, отмечаются изменение химического состава воды и обилие морской жизни.

Однако работы океанологов последних лет выявили несколько иную, значительно более сложную картину осадконакопления. Наряду с глинистыми и глинисто-туффитовыми осадками в современных донных осадках трогов, по данным И.О.Мурдмаа (1961), встречаются и грубозернистые отложения алеврито-песчано-гравийные, скопления растительных остатков, в том числе грубых (древесных стволов, ветвей и др.), а также куски пемзы и остатки разнообразной фауны. Очевидно, весь этот материал в основном приносится сильными донными течениями или же поступает со склонов желобов. Таким образом, многие черты отложений, ранее считавшиеся несомненными признаками их близости к берегу, сейчас в значительной степени должны быть пересмотрены (это особенно существенно для изучения геосинклинальных формаций).

По составу отложения этого типа могут быть различными: терригенными, кластическими, карбонатными (в том числе рифогенными), кремнистыми, пирокластическими и вулканотерригенными, в зависимости от окружающей суши, глубины желоба и стадии его развития. Тип отложений может быть близким к турбидитам, и тогда они сходны с отложениями 1-го типа следующего класса. В других случаях в желобах накапливаются пелагические осадки.

Мощности отложений данного генетического типа, как показали исследования океанологов, различны: в центре желобов они могут быть относительно невелики, но у бортов и в карманах склонов желобов достигают большой мощности в значительной степени за счет осадков, сползающих со склонов желобов. В глубоких океанических желобах мощность отложений достигает тысяч метров.

5-й генетический тип. Отложения в подводных каньонах

Подводные каньоны представляют собой донные долины, существующие на шельфе и континентальном склоне. Они являются теми артериями, по которым происходит транспортировка осадков мутевыми потоками из зоны мелководья, с шельфа, в батиальную область. Причины возникновения этих каньонов весьма дискуссионны (возможно, что их несколько), но установлено, что благоприятными условиями для их возникновения являются: 1) существование источника, создающего избыток рыхлого осадочного материала; 2) крутой подводный склон относительно близко от берега; 3) скорость седиментации; 4) ослабление мощности прибереговых течений, разносящих осадочный материал. Как мы видим, первые три условия характерны для вулканических областей, поэтому вполне естественно, что подводные каньоны могли возникать в этих областях в различные геологические эпохи, если только не было разноса вдольбереговыми течениями поступивших на шельф масс пирокластического материала. Каньоны заполняются весьма разнозернистыми осадками, часто илистыми; как показали наблюдения над седиментацией в современных каньонах, большинство осадков локализуется в их вершинах (Сафьянов, 1968). Однако эти отложения очень неустойчивые и систематически стекают вниз в виде грязевых потоков или "облаков мути" при малейшем нарушении их равновесия. Поэтому отложения данного типа генетически непосредственно связаны с отложениями плащей мутевых потоков следующего класса.

У нас нет достаточных данных о том, насколько часто переходят в ископаемое состояние отложения внутри самих каньонов (несмотря на то, что современные подводные каньоны изучаются очень активно, особенно американскими океанологами). Можно только полагать, что именно в вулканической области они имеют больше шансов перейти в ископаемое состояние.

Класс XVIII. Отложения морских и океанических аккумулятивных равнин и депрессий дна

Отложения этого класса формируются на аккумулятивных равнинах и депрессиях морского (или океанического) дна, занимающих значительные площади. Это центральные части котловинных морей, относительно плоские донные равнины на

разных (но все же достаточно больших) глубинах в центральных частях морей и, наконец, океанические абиссальные территории, более или менее "равнинные". Механизм подачи терригенного материала здесь разного рода. Во-первых, это мутевые потоки, образующие площадное распространение при выходе на морскую (океаническую) равнину; во-вторых, это подача материала из взвеси в морской (или океанической) воде.

В соответствии с этим здесь выделяются три генетических типа отложений: 1-й тип - плащи мутевых потоков; 2-й тип - отложения спокойной седиментации на морских равнинах; 3-й тип - осадочные отложения океанических глубоководных равнин.

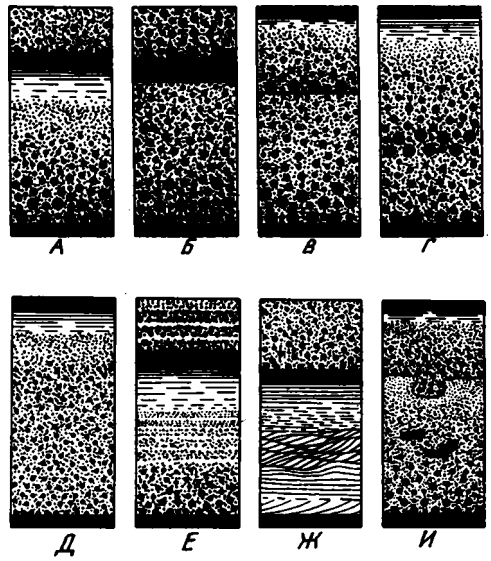
Отложения 2-й и 3-го генетических типов во многом весьма сходны. Однако в то время как второй тип еще испытывает влияние окружающей море суши, в 3-м типе оно минимально. Скорость накопления отложений 2-го типа, так же как и их мощности, значительно больше, чем 3-го. Не исключено, что в ходе дальнейших исследований генетические типы океанических отложений будут выделены в самостоятельный класс (а может быть, даже и в самостоятельную подгруппу).

1-й генетический тип. Плащи мутевых потоков

Как известно, главной причиной мутевых течений является оползание осадка, отложившегося на континентальном склоне при быстрой седиментации и особенно в сейсмически неустойчивых областях. Специфика мутевых течений состоит в том, что количество несомой ими взвеси (суспензии) очень велико. Поэтому они имеют очень большую плотность и перемещаются по дну по законам течения вязкой жидкости (при отсутствии турбулентного движения частиц внутри потока). Транспортируется этот материал по подводным каньонам и, таким образом, эти генетические типы тесно связаны и пространственно, и генетически. Расстояния, на которые передвигаются такие течения, очень велики (до сотен километров). Разгрузка обычно происходит на дне глубоких котловин или же в каньонах и трогах.

Масса грязевого (суспензионного) течения растекается по дну, образуя плащи осадков с характерной ритмической сортировкой внутри каждого слоя. Типичное строение каждого ритма - постепенное изменение от грубозернистого кластического осадка до тонкого ила и резкая граница между последним и новой порцией грубозернистого осадка следующего ритма, указывающая на некоторый перерыв в седиментации (Kuenen, 1953). Внутри осадочного ритма слоистость видна только в верхней, тонкозернистой, его части. Однако в каждом конкретном случае могут быть отклонения от этой общей схемы (фиг. 64). Так, верхняя глинистая часть может отсутствовать, и налегающие один на другой ритмы будут представлены только зернистым кластическим материалом с сортировкой последнего внутри ритма. В других случаях нижняя часть может быть довольно однородной, если грубая фракция осадка уже была предварительно отсортирована до попадания ее в мутевой поток. При большем разжижении мутевого потока в средней части ритма (а иногда и в нижней, но более тонкозернистой его части) может появляться не только горизонтальная слоистость, но и слоистость ряби течения, т.е. волнистая асимметричная, косоволнистая и мелкая косая, но всегда однонаправленная.

Для отложений мутевых потоков характерно, что горизонтальная слоистость сочетается с грубозернистостью осадка, причем в последнем могут быть довольно крупные обломки; отмечается плохая окатанность или даже неокатанность обломков. В целом существует смешение нескольких фракций, причем на этом общем фоне отмечается послойная ритмическая сортированность: постепенное изменение от более грубозернистого материала внизу до более тонкозернистого вверху в пределах ритма. Примесь тонкой илистой фракции ко всем остальным фракциям довольно устойчивая. Косая слоистость отсутствует в осадках с обломками такой размерности, при передвижении которых обычное течение обязательно создало бы косую слоистость. Нижний контакт сортированных слоев обычно резкий, иногда с карманами и знаками нагрузки. Грубозернистый материал ложится на



Фиг. 64. Различные типы сортированной слоистости, характерной для мутевых течений (по Kuenen, 1953)

Черное - глубоководные тонкозернистые осадки. Точками разного размера показаны осадки разной зернистости и их изменение снизу вверх. А - идеальный случай; Б - тонкозернистая верхушка сортированного слоя отсутствует; В - отсутствуют глубоководные тонкозернистые осадки (возможно смыты); Г - повторяющаяся сортировка в одном слое; Д - нижняя часть слоя несортирована; Е - сортированный слой имеет тонкую слойчатость; Ж - иногда возникающая косая и косоволнистая слоистость течения (штриховка) в тонкозернистом осадке; И - знаки нагрузки верхнего слоя на нижний, в последнем - глинистые гальки

рыхлую кровлю тонкозернистого подстилающего осадка, но на поверхности последнего отсутствуют следы волочения, царапины и прочие знаки, свидетельствующие о передвижении грубозернистого материала волочением (что подтверждает его передвижение во взвеси).

Для отложений этого типа характерны также текстуры "знаков нагрузки", мелкие оползневые (внутри отдельных слоев) и изогнутая слоистость (по-видимому, тоже оползневого происхождения). Ф.Кюнен (Kuenen, 1952) считает, что в зависимости от крутизны склонов, по которым стекают мутевые потоки, их отложения на дне моря приобретают различные черты. При большей крутизне отложения более грубозернисты, верхние илистые части ритмов отсутствуют, залегание более неправильное, крупными линзами. Встречаются прослои несортированных осадков, развиты оползневые текстуры. При небольших уклонах или при отложении на горизонтальном дне бассейна отмечаются бо́льшая правильность слоистости, отсутствие крупных оползневых текстур, хорошая полная сортировка внутри ритма вплоть до тонкого илистого материала, ненарушенность поверхности наслоения тонкого осадка, наличие пелитоморфных собственно глубоководных отложений между сортированными слоями.

Мутевой поток переносит не только кластический материал, но и органогенный, поэтому в плаще этих отложений на достаточно большие глубины могут попадать остатки мелководной и прибрежной фауны.

Надо иметь в виду, что мощности сортированных ритмов этого генетического типа различны, но все же достаточно велики: большей частью это десятки сантиметров и даже метры. (Таким образом, нельзя считать результатом действия мутевого потока отложения с ритмически сортированной слоистостью, с мощностью ритмов, измеряемой миллиметрами и даже единицами сантиметров.) Ритмически сортированные слои могут чередоваться с горизонтальнослоистыми, обычно тонкозернистыми глубоководными отложениями (образование которых отвечает времени перерыва между двумя мутевыми потоками).

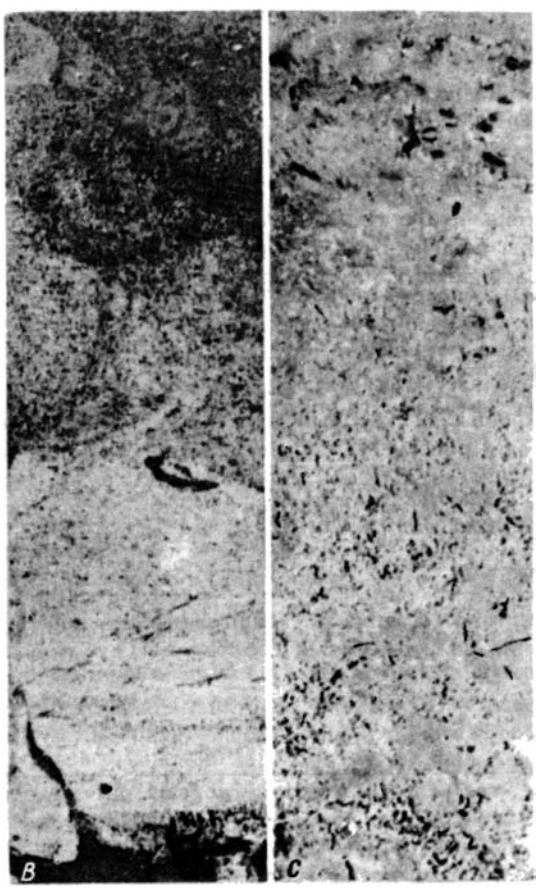
Отложения этого генетического типа с присущими им признаками могут быть встречены среди отложений вулканической области, как сформированные непосред-

ственно в ней, так и за счет материала, принесенного извне. В последнем случае они могут не содержать вулканических продуктов. Если же мутевые потоки сносят материал вулканической области, то такая примесь будет обязательно как в виде тефроидов, так и особенно в виде вулканотерригенных осадков.

Для этих областей, по-видимому, весьма типичны отложения особых, тефровых, мутевых потоков (тефротурбидиты), описанные как самостоятельный генетический тип второй группы.

2-й генетический тип. Отложения на морских равнинах

К обстановкам формирования этого генетического типа относятся преимущественно центральные (котловинные) части морей, а также иногда и подножия континентальных склонов. На этих отложениях еще сказывается влияние окружающей море суши, поставляющей терригенный материал. В зависимости от глубины осадконакопления к терригенному материалу примешивается биогенный - карбонатный (до глубины около 4,5 км) или кремнистый, не связанный с глубинами. Если море окружено вулканической областью, в морских осадках имеется значительная примесь (или прослои) тонкого пирокластического материала, большей частью в той или иной степени обработанного (фиг. 65). Примерами такой области могут



Фиг. 65. Пепловые слои на дне Адриатического моря (батиальная зона)

В - пепловый слой с нарушенной текстурой в верхней части, глубина 929 м; С - пепловый слой, глубина 1207 м (по L.M. Straaten van, 1967)

служить Тирренское море, дно которого представляет собой довольно плоские равнины, Охотское море и ряд других. Окружающие их действующие (и действовавшие раньше) вулканы поставляют в них тонкий пепловый материал.

Признаки отложений этого генетического типа – однородный, преимущественно тонкозернистый состав осадков, их большая выдержанность и протяженность в пространстве, относительно небольшая мощность в результате малой скорости осадконакопления (за исключением областей у подножий континентальных склонов). Здесь же могут быть встречены включения пемзы, которая после извержения довольно долго может плавать в воде, пока не осядет. Характерен определенный состав фауны, представленный глубоководными видами и планктоном. Слоистость преимущественно горизонтальная. Однако не исключено появление и мелкой косой слоистости, формируемой волочением материала по дну донными течениями. Но при этом кластический материал, слагающий косослоистые серии, очевидно, должен быть все же однородным, хорошо сортированным и окатанным. Для развития оползневых текстур здесь нет благоприятных условий, из текстур нарушений можно ожидать развитие "знаков нагрузки" при импульсной подаче вулканогенного материала.

3-й генетический тип. Отложения глубоководных океанических равнин

Отложения этого генетического типа известны по наблюдениям в современных океанах. Однако материалы исследований (как океанологических, так и геологических) позволяют предположить возможность нахождения глубоководных океанических пород в теле древних формаций. Поэтому мы и выделяем их как особый тип, "завершающий" генетический ряд отложений от суши в глубь океана.

Обстановка накопления этих отложений – глубоководные океанические котловины, занимающие огромные площади на дне современных океанов. Агентами перемещения материала в эту область являются: суспензионные (мутевые) течения, постоянные течения в океанах (донные и поверхностные), воздушные течения, плавающие льды. Эти агенты действуют на огромных расстояниях. Система экваториальных течений разносит материал на тысячи километров, а ветер, например, доносит пыль из пустыни Сахары до Антильских островов и т.д. Однако механизм подачи в донный осадок – это преимущественно спокойное выпадение из взвеси в огромной толще воды. За счет различных источников поступления материала отложения этого типа имеют смешанный состав. Здесь присутствует материал: 1) терригенный, заносимый водой и ветром (главным образом глинистый) и плавающими льдами (грубый обломочный); 2) хемогенный (в том числе конкреции, покрывающие дно океана); 3) биогенный (преимущественно планктонный) – глобигериновые и птероподовые илы, диатомовые и радиоляриевые илы, рифогенные осадки, остатки позвоночных животных – зубы акул и др.; 4) вулканогенный – в виде пеплов, заносимых сюда водой и по воздуху, и обломков плавающей пемзы, заносимой течениями; 5) космический, обнаруживаемый здесь благодаря низким скоростям осадконакопления и малым мощностям осадков (он составляет доли процента). Минеральный состав глубоководных океанических осадков охарактеризован В.П.Петелиным (1965).

В области действия вулканизма кроме осадочного материала на больших глубинах в океане, как было показано Н.С.Скорняковой (1970), отмечается присутствие палагонитовых слоистых туфов, туфобрекчий, шаровых лав, гиалокластитов и других образований, представляющих собой модификации типов первой группы.

К данному генетическому типу мы условно будем относить лишь маломощные, преимущественно пелитовые осадки смешанного состава, имеющие большую пространственную протяженность и выдержанность. По различному соотношению в нем слагающих компонентов могут быть выделены его подтипы и разновидности. Эти осадочные образования вместе с указанными различными генетическими типами первой группы образуют субмаринный вулканогенно-осадочный парагенез, свойственный вулканическим областям океанов.

Таким образом, глубоководные морские и океанические "равнины" являются крупными субмаринными ландшафтными областями, в которых формируются отложения различного генезиса.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

ГЛАВА I

КОМПЛЕКСЫ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

При рассмотрении генетических типов и других генетических единиц мы неоднократно указывали на разного рода сочетания (комплексы), которые образуют в природе генетические типы разных классов и даже групп.

Комплексом генетических типов отложений (или других генетических единиц) мы называем их пространственное объединение, естественно возникшее под влиянием двух различных факторов: ландшафта, в котором они формируются (или, иначе говоря, фациальной обстановки) и особенностей вулканической деятельности (типов эрупций). Генетические типы внутри комплекса образуют латеральные переходы и имеют определенную последовательность формирования во времени. В зависимости от преобладающего воздействия того или иного фактора выделяются комплексы ландшафтные (в том числе вулканоландшафтные) и вулканогенные. Их сочетание может создавать сложные вулканогенно-ландшафтные комплексы.

Связи отложений разных типов внутри комплекса преимущественно генетические, причем в одних случаях совместное появление разных генетических типов может зависеть от одного общего фактора, а в иных наличие одного генетического типа может вызывать появление другого.

Кроме генетических связей внутри комплексов возможны и такие соотношения (особенно между осадочной и вулканической их составляющими), которые обусловлены лишь общим местом формирования различных образований, возникающих независимо одно от другого.

Ландшафтные комплексы отложений разных генетических типов определяются тем ландшафтом, в котором они формируются (отчасти это отражено в левой части классификационных табл. I, II и III). Намечаются ландшафтные комплексы разного объема; например, наземные: речных долин, горных склонов и их подножий, ледниковый, межгорных депрессий, побережья, дельтовый и др.; прибрежно-морские: заливно-лагунного побережья, подводной дельты и др.; морские и океанические: шельфовой области, архипелага, морских котловин, рифовой области и т.д.

Комплексы такого рода намечались и ранее для осадочных отложений в разных вариантах и под разными названиями. Д.В.Наливкин (1955, 1956) называет их нимиями, считая более крупными единицами, объединяющими фации. Действительно, по существу осадочные отложения таких ландшафтных комплексов можно считать отложениями крупных фациальных обстановок, включающих различные фации, среди которых намечаются основные, наиболее типичные для данной обстановки, и дополнительные, которые могут быть, но могут и отсутствовать.

В одной из предыдущих работ автора (Ботвинкина, 1965) был выделен ряд таких фациальных (ландшафтных) обстановок, для которых были показаны основные фации и их связи с другими фациями. Сравнительно простое сочетание генетических типов в осадочных ландшафтных комплексах значительно усложняется в вулканических областях (в каждой из ее обстановок) добавлением генетических типов вулканогенно-осадочных и вулканических образований. Однако и здесь ландшафтные комплексы определяются прежде всего ландшафтом, обстановкой формирования отложений. Вулканизм же в основном играет роль поставщика дополнительного материала в виде примеси к осадкам либо влияет на особенности последних, либо, наконец, обусловливает появление в данной ландшафтной обстановке специ-

фических типов (преимущественно второй группы). Например, для комплекса отложений речных долин характерно формирование русловых и пойменных отложений. Кроме того, здесь могут быть встречены озерные отложения, почвенные образования, а в осадочный комплекс низовьев речных долин включаются еще и подводно-дельтовые отложения речных выносов. Это типичный ландшафтный комплекс, сложенный генетическими типами третьей группы. В вулканической области помимо всех упомянутых генетических типов мы можем встретить в комплексе отложений речной долины еще и прослои лахаровых отложений (второй группы), так как потоки лахар устремляются в первую очередь по речным долинам. А при эксплозивном вулканизме с возникновением пирокластических потоков здесь могут встретиться и слои, образованные раскаленными лавинами. Так, наблюдалось, что раскаленная лавина на о.Сен Винцент (Hay,1959) прошла по долинам речек, заполнив их. Далее появились грязевые потоки, частично переотложившие материал раскаленной лавины. Следовательно, в этом случае комплекс отложений речной долины представлен внизу аллювием, а выше по разрезу - материалом раскаленной лавины; ниже по течению аллювий кверху переходит в отложения лахар, латерально замещающие раскаленную лавину. Такая последовательность может быть неоднократной.

Для комплекса межгорных депрессий вообще характерны озерные и болотные отложения. В вулканической области здесь, кроме того, могут накапливаться также продукты пеплопадов, перенесенные по воздуху, а в определенных условиях - еще и отложения гидротерм и фумарол. Комплекс отложений, формирующихся в глубоководных морских котловинах, слагающийся биогенными и терригенными осадочными образованиями с эпизодически появляющимися отложениями донных течений, под влиянием вулканизма включает еще дополнительно телепирокластические отложения (поставляемые более удаленными вулканами) и тефротурбидиты, подаваемые с вулканов, более близко расположенных к этой области седиментации (а иногда и внутри нее). Примером такого ландшафтного комплекса могут служить осадки Тирренского моря, описанные рядом авторов.

В рифовом комплексе вулканической области продукты разрушения рифов, окружающих островной вулкан, смешиваются с вулканическими продуктами. Так возникает своеобразный ландшафтный комплекс отложений, представляющий собой переслаивание и перемешивание рифогенных образований с засыпающими риф вулканокластическими отложениями пеплопадов и камнепадов. Примером молодых отложений такого комплекса могут служить осадки, формирующиеся у берегов вулкана Кракатау (Наливкин, 1955, 1956). Отложения такого рода были выделены Е.Ф.Малеевым (1963 а) под названием "известково-агломератовая фация" (которое указывает на состав породы, но не на ее генезис).

Мы видим, что в области активного вулканизма большинство ландшафтных комплексов слагается образованиями генетических типов третьей и второй групп. Образования первой группы обычно не имеют генетической связи с отложениями этих комплексов, хотя и могут внедряться в них, образуя парагенетические сочетания.

Особенности ландшафта (фациальной обстановки) в свою очередь придают специфичность формирующимся в них генетическим типам отложений. В ряде случаев это служит основанием для разделения какого-либо генетического типа на разновидности, а иногда и на подтипы в зависимости от принадлежности его к тому или иному ландшафту. Так, генетический тип кластогенных отложений озер имеет особенности, определяющиеся разными источниками их питания, существующими в разных комплексах (ледниковом, речной долины, дельтовом, у подножия вулкана и т.д.), что и может быть основанием для выделения в данном типе соответствующих разновидностей. Другой пример: тип субмаринных отложений фумарольных полей в зависимости от принадлежности их к тому или иному ландшафту морского дна разделяется на подтипы: 1) прибрежных и 2) открытого моря.

В ископаемых толщах ландшафтные комплексы отложений разных генетических типов могут быть названы палеогеографическими.

Вулканоландшафтные комплексы связаны с таким ландшафтом (в частности с рельефом), само появление которого обусловливается вулканической деятельностью. Это комплекс вулканической постройки, кальдерный комплекс и т.п.

Комплекс генетических типов образований, слагающих вулканическую постройку, формируется на склонах вулкана и у его подножия. Большой объем в нем занимают лавовые потоки разного рода и грубые эксплозивные образования первой группы, а также отложения пеплопадов, вулканогенные коллювий и делювий, а часто еще и отложения горячих источников; в ряде случаев в этот же комплекс включаются отложения кратерных озер. Таким образом, такой вулканоландшафтный комплекс слагается образованиями первой и второй групп с возможным подчиненным значением отложений III группы (ледниковых, делювиальных и др.).

Кальдерный комплекс может быть представлен чередованием отложений пирокластических потоков (в частности, пемзовых) с отложениями кальдерных озер, гидротерм и с пролювиальными конусами выноса по периферии кальдеры. Иногда в этот комплекс включаются болотные отложения, в том числе кальдерные торфяники. В данном вулканоландшафтном комплексе могут встретиться отложения всех трех генетических групп. Например, в кальдере вулкана Медвежьего геологами отмечены образования первой группы – экструзивные купола, лавовые потоки разных генераций и игнимбритовые потоки; образования второй группы – коллювий и элювий; образования третьей группы – озерно-аллювиальные отложения; кроме того, с ними граничат прибрежно-морские отложения. В кальдере Крид горы Сан-Хуан в Колорадо Стевенсом (Stevens, 1964) описан сложный комплекс, представленный чередованием отложений речных потоков, озер, травертинов горячих источников с толщами кварцевых латитов. При этом с трещинами, образовавшимися в последний этап формирования кальдеры, связаны концентрации галенита, барита, окислов марганца и кремнезема (т.е. отложения фумарольных полей).

При выделении ландшафтных (и вулканоландшафтных) комплексов следует строго разграничивать понятие "комплекс" от понятия "генетический тип", названия их иногда звучат сходно. Генетический тип – это отложения, признаки которых определяются общностью процесса формирования в каких-либо условиях; последние для ряда типов определяются ландшафтом. Ландшафтный комплекс – отложения, формируемые в определенном ландшафте, но в большинстве случаев разными процессами, которые там могут происходить. Например, нельзя говорить о "генетическом типе кальдерных отложений", так как в обстановке кальдеры формируются разнообразные генетические типы, или о генетическом типе отложений речной долины, так как там в вулканической области формируется комплекс различных отложений, а не только речных, и т.д. Генетический тип отложений мутевых потоков выделяется по способу транспортировки материала, поскольку именно последний создает специфические черты этих отложений. По месту же захоронения они могут быть встречены и на морских равнинах, и у подножия континентального склона, и в отдельных впадинах, т.е. войти в состав различных ландшафтных комплексов.

Разделение на генетические типы, с одной стороны, и сочетания их в определенном ландшафте, с другой, были предложены также В.Т.Фроловым (1970б), который назвал последние "парагенетическими ассоциациями". Однако в его работе, принципиально правильной и содержащей ряд интересных соображений, к сожалению, не всегда четко разграничены эти два подразделения, в результате чего некоторые отложения попадают и в разряд типов, и в разряд ассоциаций (например, рифовые, донных течений и др.), а выделенные ассоциации слишком неравномерны по объему. Кроме того, нельзя согласиться с положениями указанного автора о том, что все генетические типы определяются динамическими факторами их формирования; это особенно резко выявляется при рассмотрении группы вулканогенных образований. Нельзя считать, как делает В.Т.Фролов, туфы и туффиты генетическими типами, так как это породы, которые могут формироваться в разных условиях, в том числе в весьма разнообразных и динамических, и ландшафтных. В.Т.Фролов (1970б, стр. 241) высказывает соображение о том, что близкие по динамике генетические типы обычно не образуют тесных и постоянных ассоциаций, "гораздо чаще и более закономерно сочетаются разнородные типы, в том числе и далеко отстоящие друг от друга в классификации". Это соображение весьма существенно для понимания группировок отложений разного происхождения.

Вулканогенные комплексы образований разных генетических типов определяются характером вулканизма, составом и свойствами расплава, глубиной залегания вулканического очага и другими эндогенными факторами, определяющими

тип вулканического взрыва, а в зависимости от этого - характер и последовательность формирующихся вулканогенных образований.

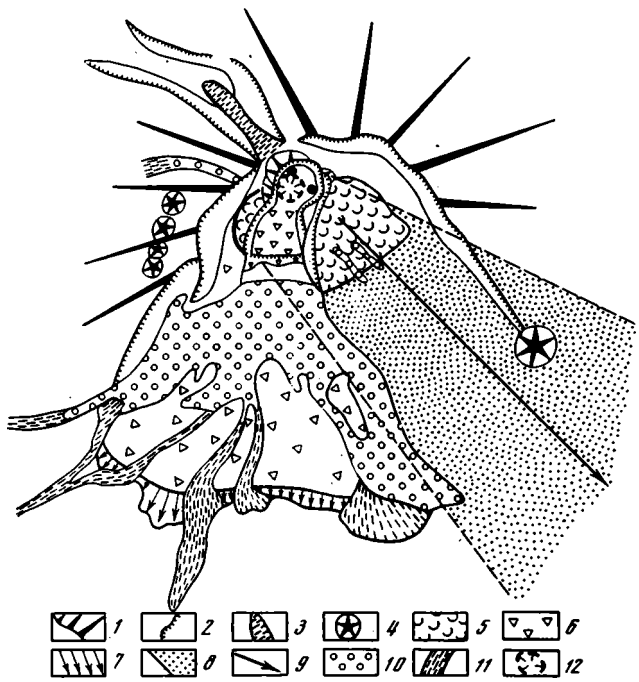
По типам вулканических взрывов, устанавливаемым более или менее однозначно разными исследователями, могут быть выделены комплексы, образуемые взрывами типа стромболианского, пелейского, направленных взрывов, трещинного и т.д., что хорошо показано в работах Е.Ф.Малеева (1963а, 1966) и др. Каждый из таких комплексов характеризуется не только обычно отмечаемым соотношением эффузивного и эксплозивного материала, но и определенным набором генетических типов и их классов.

Отложения вулканогенного комплекса могут иметь генетические связи разного рода. Например, экструзивные купола и связанные с ними образования раскаленных лавин могут рассматриваться как единый вулканогенный комплекс извержения пелейского типа, формирующего и те, и другие вулканические образования (так сказать, "параллельно"). Другой вулканогенный комплекс может быть представлен связанными на площади и в разрезе потоками подушечных лав, подушечными брекчиями, гиалокластитами и переотложенной гиалокластикой. В этом случае образования одного генетического типа являются "материалом" для формирования другого типа. Следовательно, здесь связь также генетическая, но иного рода, чем в предыдущем примере.

Вулканогенные комплексы слагаются преимущественно генетическими типами образований первой и второй групп. Осадочные же отложения третьей группы для этих комплексов как бы "нейтральны". Один из многочисленных примеров вулканогенного комплекса показан на фиг. 66.

При выделении вулканогенных комплексов следует четко разграничивать понятия "генетический тип отложений" и "отложения определенного типа вулканического взрыва". Вулканический взрыв какого-либо типа чаще всего представляет собой сложный процесс, обусловливающий появление не одного, а нескольких различных генетических типов, часто формирующихся один за другим в определенной последовательности, что и дает основание для объединения этих типов в единый вулканогенный комплекс.

К вулканогенному можно отнести также комплекс отложений, обусловливаемый этапностью вулканической деятельности (например, смена отложений камнепадов отложениями пеплопадов, а затем отложениями гидротермальных источников). Од-



Фиг. 66. Пример вулканического комплекса отложений. Схема распространения отложений извержений вулкана Шивелуч (по Г.С.Горшкову, Ю.М. Дубик, 1969)

1 - склоны вулканических построек; 2 - обрывы; 3 - ледник Тюшева; 4 - экструзивные купола; 5 - эффузивные купола; 6 - отложения направленного взрыва; 7 - перемещенные участки взрывных отложений; 8 - пемза и пепел, выпавшие из эруптивного облака; 9 - ось пеплопада; 10 - пирокластические потоки; 11 - грязевые потоки; 12 - куполообразное возвышение на дне кратера

нако такие комплексы в значительной степени связаны с явлениями периодичности и поэтому будут нами рассмотрены в следующей главе.

Понятно, что вулканогенные комплексы совмещаются с ландшафтными, образуя сложные сочетания генетических типов, которые мы видим в составе вулканогенно-осадочных формаций. Так, например, осадочные отложения речных долин (ландшафтный комплекс) будут ассоциировать с различными генетическими типами первой группы в зависимости от того, происходят ли вблизи них извержения, например, пелейского или стромболианского типа. В первом случае наложение вулканического комплекса может выразиться в появлении среди аллювия отложений пирокластических потоков; во втором случае - в увеличении грубообломочного материала, представленного отложениями эруптивных камнепадов, а возможно и прослоев лавовых потоков.

Комплексы могут включать разные генетические единицы в различных сочетаниях: разные классы, генетические типы разных классов, их подтипы и варианты всех этих единиц. Характерно, что типы одного и того же класса (а иногда даже и подтипы одного типа) часто входят в разные комплексы. Например, из класса "отложения озер вулканических котловин" тип "отложения кратерных озер" входит в комплекс вулканической постройки, а "кальдерных озер" - в кальдерный комплекс. В других случаях один и тот же тип (или даже подтип) может включаться в разные комплексы.

Для ландшафтных комплексов это связано с тем, что в одном ландшафте отложения обычно формируются несколькими процессами, часть которых может действовать и в других ландшафтных обстановках. Для вулканогенных комплексов это также обусловлено тем, что процессы, происходящие при извержениях разного рода, имеют не только черты различия, но и черты сходства, что вызывает появление одинаковых генетических типов в различных вулканогенных комплексах. С другой стороны, при каждом вулканическом взрыве протекают (одновременно или последовательно) различные процессы, что влечет за собой формирование нескольких генетических типов, относящихся к одному и тому же вулканогенному комплексу. Различные генетические единицы формируют комплексы разной степени сложности - от совсем простых до очень сложных.

Из приведенных выше примеров видно, что вулканогенные комплексы объединяют большей частью отложения первой и второй групп; ландшафтные комплексы - преимущественно отложения второй и третьей групп (за исключением ландшафтов, созданных непосредственно вулканической деятельностью). Таким образом, и здесь очевиден переходный характер образований второй группы, участвующей в обоих видах комплексов. И в тех, и в других комплексах преобладают генетические связи между генетическими единицами; при формировании же сложного комплекса, возникающего в результате наложения вулканогенного комплекса на ландшафтный, характерно появление связей, определяемых только общим местом формирования отложений. В вулканических областях существуют варианты пространственных объединений различных типов генетически не связанных между собой отложений всех трех групп; при этом могут объединяться и генетически чуждые образования первой и третьей групп. Так, чередование глубоководных отложений морских равнин с потоками подушечных лав является сонахождением резко различных генетических типов первой и третьей групп, не обусловленным какой-либо единой общей причиной их появления. Другой пример: пепловые прослои, встреченные в осадках лагун, удаленных от активных вулканов, являются в значительной степени случайными, чуждыми лагунной седиментации.

Так как ландшафт (палеоландшафт) может пониматься и более широко, и более узко, то и выделяемые ландшафтные комплексы отложений могут быть разного масштаба (разного объема) - и более дробные, и более крупные, обобщенные, в зависимости от большей или меньшей степени детализации. Так, комплекс рифовой области (включающий генетические типы образований рифовых массивов и отложений внутририфовых лагун) в свою очередь может входить как составная часть в комплекс отложений архипелага и т.д. При выделении более крупных комплексов (макрокомплексов) одни и те же комплексы могут входить в состав различных макрокомплексов. Последние по своему объему в ряде случаев соответствуют уже целой формации. Более широко и более узко могут пониматься также и вулкано-

генные комплексы. С этих позиций вулканогенно-осадочная формация - это геологическое тело, сложенное сочетанием комплексов отложений различных генетических типов, находящихся в определенных соотношениях и последовательности, обусловленных существовавшей палеогеографической обстановкой (включающей и ландшафт, и климатические условия), тектоническим режимом и типом действующего вулканизма. Но мы не будем здесь разбирать сложные и до сих пор дискуссионные вопросы, связанные с формационным анализом.

ГЛАВА II

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА. ТИПЫ ЦИКЛОВ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

Общие замечания

Выше мы разобрали комплексы, образуемые различными генетическими типами связанных пространственно отложений, которые формируются в зависимости от ландшафта и вулканической деятельности. Однако возникают комплексы и иного рода. Они образуются отложениями различных генетических типов, закономерно сменяющими друг друга с течением времени. Эти отложения образуют вертикальную последовательность в геологическом разрезе. Поэтому такие комплексы можно назвать стратификационными. Вызывающими их факторами могут быть различные явления, в том числе и вулканическая активность. Если они обусловлены какой-либо направленностью изменения и периодичностью осадконакопления, то образуют ритмы или же циклы разных порядков, которые отражают определенные этапы седиментации.

Математическая регулярность отмечается в целом ряде явлений как космических, так и земных, причем последние в значительной степени зависят от первых (изменения циклов солнечной радиации, годовое и суточное вращение Земли, приливы и отливы и т.д.). "Ритмическое или циклическое повторение многих земных явлений есть хорошо установленный основной принцип в геологии" (Bullard, 1963, стр. 257). А.В.Пейве (1962, стр. 5) подчеркнул, что "задача изучения глобальной ритмики геологических явлений и хронологических закономерностей развития Земли вообще представляет огромный интерес".

В осадочных толщах периодичность осадконакопления обнаружена давно; пожалуй, можно сказать, что она является одним из основных законов седиментации. Периодическая смена разнообразных отложений имеет различные причины и проявляется в весьма различных масштабах. Прежде чем говорить о причинах этого явления, остановимся на некоторых общих определениях и понятиях.

Для обозначения периодического повторения пород в разрезе в литературе используются два термина: "ритм" и "цикл", которые часто употребляются как синонимы: одним авторам больше нравится термин "ритм", другие предпочитают термин "цикл" применительно даже к одному и тому же объекту. Отчасти это объясняется тем, что в течение ряда лет термин "цикл" неправильно понимали как замкнутый круг, а цикличность - как однообразное повторение одних и тех же элементов.

Между тем цикл - это понятие, обозначающее сложное явление; он слагается из ряда элементов (следующих один за другим в определенной последовательности) и отвечает какому-либо этапу развития. Такие этапы могут повторяться, но при этом обычно подчиняются одной общей направленности. В то же время именно ритм обычно обозначает простую повторяемость небольшого количества сходных элементов. Это становится очевидным, если сравнить с применением данных терминов в других областях знания (например, цикл производства, цикл лекций; ритм пульса, ритм музыкальный и т.п.). Проанализировав сущность каждого из этих терминов в геологии, увидим что и здесь они имеют различные оттенки.

Термин "ритм" был предложен Н.Б.Вассоевичем (1948, 1949) для обозначения сочетания двух или трех простых элементов - слоев, довольно однотипно повторяющихся во флишевых толщах. Термин "цикл " широко используется в угольной геологии как обозначающий закономерную последовательную смену отложений различных фаций. Фациально-циклический анализ угленосных отложений Донецкого бассейна был проведен геологами Геологического института АН СССР под руководством Ю.А.Жемчужникова (Жемчужников и др., 1959-1960). Автором ранее детально разбирались закономерности периодичности осадконакопления и вопросы связанной с ней терминологии (Ботвинкина, 1952, 1953, 1954, 1963, 1965). Поэто-

му здесь приводится только очень краткое изложение полученных результатов предыдущих исследований.

Мы считаем необходимым разграничивать понятия "ритм" и "цикл" и предлагаем следующие их определения применительно к литологии.

Ритм – относительно просто построенный ряд отложений, идущих друг за другом в определенной последовательности, которая неоднократно повторяется. Чем проще построены ритмы, тем обычно они более сходны в образуемой ими единой ритмически построенной толще. Они могут состоять из слойков или слоев, сформировавшихся внутри единой фациальной обстановки (ландшафта). По объему ритмы могут быть весьма различными.

Ритм является стратификационной единицей; возникает он в результате периодичности осадконакопления, обусловленной преимущественно процессами, непосредственно связанными с механизмом седиментации, а также зависящими от сезонных и климатических изменений условий образования осадка (Ботвинкина, 1963).

В области активного вулканизма ритмичность седиментации может возникать, кроме того, в результате многократного частого наложения на обычное, постоянно идущее осадконакопление подачи продуктов вулканической деятельности, в том числе пульсационного характера. Таким путем могут образовываться и гетерогенные породы типа ритмитов.

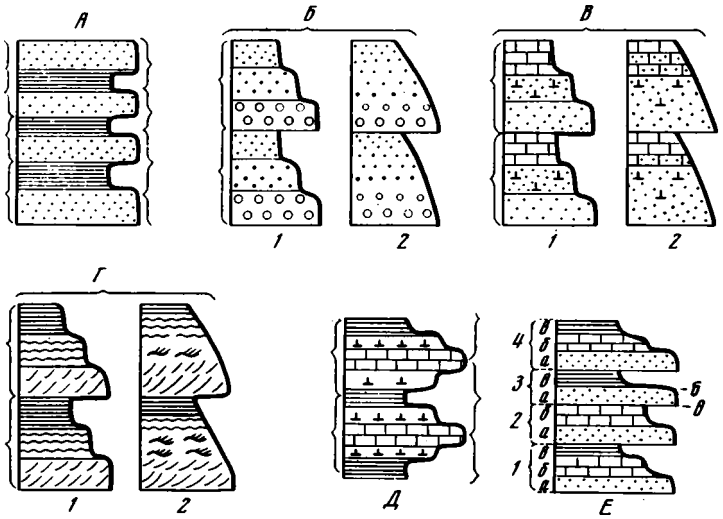
Цикл[1] – комплекс отложений, связанных определенной направленностью их изменения в зависимости от смены фациальных условий осадконакопления, которые определяются обычно региональными причинами (миграцией береговой линии, изменениями климата, тектонической жизнью региона, синхронной осадконакоплению, изменением во времени области сноса и области седиментации и др.). Каждый седиментационный цикл соответствует определенному этапу осадконакопления. Циклы повторяются в разрезе, но не полностью однотипно: смежные циклы обычно сходны, но нетождественны, их различия отражают эволюцию осадконакопления во времени для данного района. Обычно это происходит на фоне цикличности следующих, более крупных порядков. Седиментационные циклы в осадочных толщах состоят из смены отложений различных фаций, закономерно направленно изменяющихся; они в отличие от ритмов выявляют более сложную периодичность седиментации.

Оба термина – "ритм" и "цикл" – обладают общим недостатком: ими означают одновременно и процесс, и результат процесса, выраженный в виде единиц геологических разрезов. Поэтому для последних в американской литературе был предложен термин "циклотема", который, однако, у нас не принят. Мы оставляем за термином "цикл" его двойное значение: и как этапа развития седиментации, и как комплекса отложений, соответствующих этому этапу.

Периодическая повторяемость слоевых элементов может быть разного рода (фиг. 67): 1) простая повторяемость (чередование) без какой-либо отчетливо выраженной тенденции и 2) направленное изменение элементов, слагающих ритм или цикл. И то и другое может выражаться как в смене пород, формирующихся в пределах одной фациальной обстановки, так и в смене отложений разных фаций. Первое более характерно для ритмичности, второе – для цикличности. Направленное изменение в разных случаях может выражаться различно: в постепенном изменении признаков породы – ее состава, структуры и текстуры – порознь или всех вместе (фиг. 67, Б,В,Г). Это изменение может быть выражено постепенными переходами одного слоя в другой или же определенной повторяющейся последовательностью слоев с отчетливо выраженными границами (см. фиг. 67).

Закономерно-направленная смена слоевых элементов может быть в свою очередь непрерывной ("маятниковой") или прерывистой, скачкообразной. Для циклической седиментации последняя более характерна. При маятниковой периодичности седиментации границы циклов (или ритмов) могут выделяться в разных вариантах

[1] Это определение было сформулировано для циклов осадочных отложений. Для периодического осадконакопления в вулканических областях это понятие будет уточнено ниже.



Фиг. 67. Типы периодической повторяемости слоевых элементов и их направленного изменения

А - простое чередование; Б,В,Г,Е - направленное скачкообразное изменение: Б - структуры, В - состава, Г - текстуры (1 - резкая смена слоев с разными признаками, 2 - постепенное изменение признаков породы), Е - скачкообразная повторяемость с выпадением отдельных элементов; Д - маятниковая повторяемость

(см. фиг. 67,Д); при скачкообразной смене элементов границы циклов (и ритмов) более определенные. При анализе конкретных разрезов следует иметь в виду, что на фоне общего закономерного изменения отдельные элементы ритмов (и циклов) часто могут "выпадать". Появление таких "неполных" ритмов (фиг. 67, Е) и циклов затрудняет выявление закономерностей периодической повторяемости в конкретных разрезах.

Количество повторяющихся элементов в ритмах обычно невелико (редко более трех). Ритмы могут быть разного масштаба. В одних случаях они образуют текстуру пород типа ритмитов, в других создают специфическую стратификационную текстуру осадочных толщ (например, флишевые ритмы).

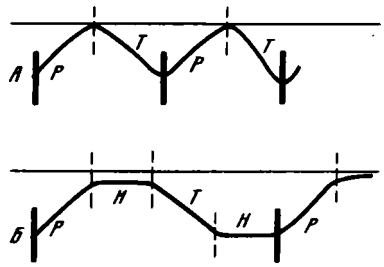
Циклы седиментации имеют более сложное строение и чаще состоят из ряда слоев или пластов (а циклы высших порядков - даже из горизонтов и толщ). Далее мы будем в основном касаться явления цикличности и связанных с ним вопросов.

Типы циклов, формирующихся в областях активного вулканизма

Периодичность накопления отложений в вулканических областях может возникнуть по разным причинам, быть весьма различных масштабов и проявляться в разнообразном чередовании пород. Здесь намечаются три основные группы циклов: осадочные, вулканогенные (вулканические) и осадочно-вулканические (или вулканогенно-осадочные)[1], которые являются результатом совместного действия осадочных и вулканических процессов, причем часто с наложением вулканической цикличности на осадочную.

[1] Последовательность составных частей в названии цикла отражает их смену снизу вверх по разрезу.

Закономерности седиментационных циклов, сложенных осадочными породами, в основном сохраняются и в областях активного вулканизма. Полные осадочные циклы, представленные закономерной сменой фаций, состоят из двух основных частей - трансгрессивной и регрессивной в зависимости от направленного изменения фаций либо в сторону все более и более мористых (или в связи с усилением влияния водного бассейна), либо же, наоборот, в сторону все большего влияния континентальной обстановки осадконакопления и увеличения роли наземных фаций. Однако в ряде случаев возникают как бы "растянутые" переходы между этими двумя основными частями цикла, когда изменения фаций невелики и колеблются около какого-то уровня, без отчетливо выраженной тенденции к изменению (т.е. фации занимают более или менее стабильное положение относительно береговой линии или уровня моря). В таком случае выделяются переходные "нейтральные" части цикла, которых может быть две: одна завершает регрессивную, другая - трангрессивную части цикла (фиг. 68).



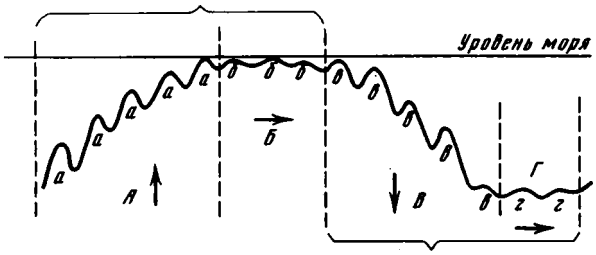
Фиг. 68. Регрессивная (Р), трансгрессивная (Т) и нейтральная (Н) части циклов

Пунктирные линии - границы частей цикла, жирные - границы цикла; А - симметричные циклы из двух частей (Р и Т); Б - цикл с растянутой нейтральной частью (Н)

Надо заметить, что обе основные части цикла (трансгрессивная и регрессивная) чаще неравны по набору фаций или по мощности осадков; какая-либо из них преобладает. В зависимости от этого выделяются циклы трансгрессивные и регрессивные. В тех случаях, когда нет резкой разницы между составом трансгрессивной и регрессивной частей цикла и они находятся в более или менее равномерном соотношении по мощности, цикл относится к типу "нейтральных" (Ботвинкина, 1963).

Типы элементарных циклов (или циклов первого порядка) в значительной степени определяются цикличностью высших порядков, на фоне которой они развиваются. Замечено, что седиментационные циклы первого порядка в геологических разрезах обычно следуют один за другим в определенной последовательности, образуя ряды: регрессивный, нейтральный и трансгрессивный. Эти ряды образуют цикл следующего, второго порядка - мезоцикл (фиг. 69). Регрессивная часть мезоцикла слагается элементарными циклами регрессивного типа, в которых тенденция к все большей регрессии нарастает от цикла к циклу; нейтральная часть - нейтральными циклами; трансгрессивная часть мезоцикла состоит из нескольких циклов трансгрессивного типа, у которых тенденция к "трансгрессивности" все более нарастает. По такому же принципу мезоциклы образуют циклы следующего, третьего порядка (макроциклы), те в свою очередь циклы четвертого порядка и т.д. Таким образом, мы получаем изменение объема понятия от элементарного цикла первого порядка, имеющего мощность, измеряемую единицами и десятками метров, до крупных циклов n-го порядка, соответствующих по масштабам свитам и даже ярусам. Протяженность циклов разных порядков также различна. Элементарные циклы первого порядка прослеживаются на площади на расстояния, измеряемые километрами и десятками километров (реже - сотнями километров), а крупные циклы высших порядков - на сотни и даже тысячи километров.

Попутно надо заметить, что нумерацию порядков удобнее вести от меньших к более крупным (а не наоборот, как это часто делают), так как по мере охвата все большей мощности разреза и большего обобщения могут намечаться все более крупные циклы. При обратной системе нумерации мы сразу должны опреде-

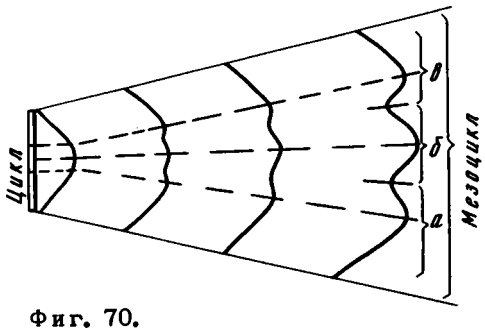


Фиг. 69.

Фиг. 69. Кривая, отражающая цикличность разных порядков (по Л.Н. Ботвинкиной, 1965)

а,б,в,г – элементарные циклы первого порядка: а – регрессивные, в – трансгрессивные, б и г – нейтральные;

А – регрессивная часть мезоцикла (цикла второго порядка); В – его трансгрессивная часть; Б и Г – нейтральные части мезоцикла, завершающие регрессивную и трансгрессивную его части



Фиг. 70.

Фиг. 70. Схема расщепления элементарного цикла и превращения его в цикл следующего порядка (мезоцикл), состоящий из трех самостоятельных циклов (а,б,в) разного типа

лить масштаб самого крупного цикла, что практически почти невозможно, – элемент, названный циклом первого порядка для одного района или толщи, при дальнейшем расширении наблюдений может оказаться подчиненным еще более крупному циклу, для которого номера уже не окажется. Для трансгрессивной линии развития осадконакопления более характерны морские фации, однако это не значит, что трансгрессивные циклы представлены только ими. Здесь важен не столько "набор" фаций, сколько тенденция к их изменению. То же касается циклов регрессивного и нейтрального типов.

Циклический характер седиментации обладает некоторыми общими закономерностями, отмечаемыми в разнообразных осадочных толщах. Прежде всего это отсутствие однообразной повторяемости, и, наоборот, то нарастание, то убывание различных элементов цикла. Характерно несимметричное строение седиментационных циклов: отложения трансгрессивной части обычно отличаются от регрессивной. Но и в, казалось бы, симметрично построенном цикле признаки отложений даже одинаковых фаций имеют свои особенности в зависимости от того, к какому ряду (трансгрессивному или регрессивному) они относятся (Ботвинкина, 1956). Таким образом, даже в симметричном цикле симметричность его строения не бывает полной.

Для циклической седиментации более характерен "скачкообразный" ход осадконакопления, причем "скачок" чаще приходится на переход от трансгрессивного развития к регрессивному (т.е. на начало регрессии). Как показали наблюдения ряда исследователей, признаки регрессии выявляются более отчетливо, она распространяется быстрее, чем трансгрессия, и сказывается в осадконакоплении на большей площади. В разрезах это часто фиксируется в виде более или менее заметных размывов. Поэтому в большинстве случаев за начало седиментационного цикла мы принимаем начало регрессии. Особенно это относится к толщам с регрессивной (или нейтральной) направленностью накопления осадков. Однако при общем устойчиво трансгрессивном характере седиментации цикличность (особенно первых порядков) вообще выявляется хуже и в ряде случаев "скачок" в осадконакоплении здесь приходится на начало трансгрессии. В связи с этим в толщах такого рода, особенно сложенных отложениями морских фаций, геологам "легче" за начало цикла принимать начало трансгрессивного ряда отложений. В результате скачко-

образного характера развития какая-либо часть цикла часто выпадает и последний бывает представлен по существу только одной половиной (либо трансгрессивной, либо регрессивной, иногда с добавлением нейтральной), т.е. цикл получает резко асимметричное строение.

В некоторых толщах, особенно формировавшихся в условиях неодинаковой тектонической активности (например, в краевых прогибах), прослеживание циклов на площади выявило тенденцию к расщеплению циклов, причем преимущественно за счет средней, "нейтральной", части. В результате расщепления элементарный осадочный цикл на значительном расстоянии постепенно превращается в цикл следующего, более высшего порядка, который в свою очередь состоит из нескольких элементарных циклов (фиг. 70). Это было отчетливо прослежено на материале угленосных толщ (Ботвинкина, 1955).

Для каждого структурного региона черты, присущие циклам низших порядков, обычно остаются характерными для циклов следующих порядков (это обстоятельство важно для прогнозирования полезных ископаемых).

Формирование осадочных толщ циклического строения может быть обусловлено периодичностью различных явлений, влияющих на седиментацию: 1) климатическими изменениями (сменой засушливых и влажных или холодных и теплых периодов); 2) эволюцией ландшафта в связи с разными причинами (изменения в области сноса, заполнение бассейна осадками, пенепленизация и др.); 3) тектоническими движениями, синхронными седиментации, которые вызывают миграцию береговой линии или (и) углубление и обмеление дна бассейна, в котором происходит осадконакопление (а на суше - изменение резкости рельефа); 4) наконец, весьма вероятно влияние космических факторов: изменение активности солнечной радиации, связь с галактическими годами и др. (Жемчужников, 1963; Балуховский, 1966).

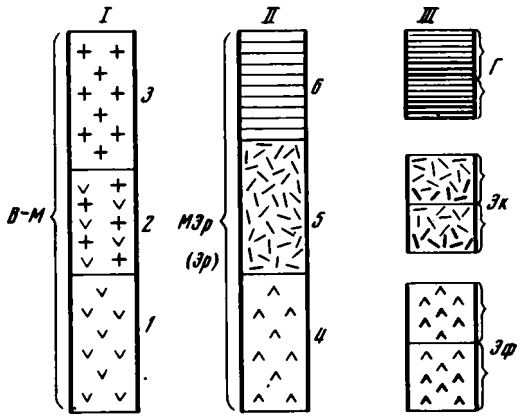
Возможно наложение периодичности разного происхождения, которое усложняет циклическое строение осадочных толщ и поэтому затрудняет выявление особенностей и причин появления циклической седиментации. Было замечено, что на циклы, формирующиеся в зависимости от синхронных тектонических движений, накладывается периодичность, возникающая в результате климатических изменений. Однако последняя проявляется тогда, когда тектонические движения (более активный фактор) затухают и их действие мало сказывается на седиментации. Так, на фоне нейтральных частей циклов меденосных отложений, сформировавшихся в аридной обстановке, довольно отчетливо наблюдается появление более мелких циклов или ритмов, обусловленных изменением климата или эволюцией ландшафта (Ботвинкина, 1963).

В областях активного вулканизма осадочные циклы приобретают еще и некоторые дополнительные черты. Это сказывается прежде всего на составе отложений. Здесь осадочные циклы слагаются не только осадочными, но и вулканоосадочными, и вулканогенно-осадочными отложениями. При этом даже некоторые осадочные породы могут иметь цикличность или ритмичность, косвенно обусловленную вулканической деятельностью. Так, в озерных илах периодически могут появляться прослои диатомей, расцвет которых обусловливается периодическим поступлением в воды озера вулканического кремнезема. В других случаях цикличность осадочного процесса осложняется наложением периодического поступления переработанного обломочного вулканического материала и т.д.

Осадочные циклы в вулканических областях (так же как и в других районах) по направленности изменения отложений могут быть трансгрессивными, регрессивными и нейтральными. Они образуют циклы разных порядков и подчиняются рассмотренным выше закономерностям. По строению они могут быть и симметричными, и несимметричными, но последние преобладают даже больше, чем в толщах чисто осадочных; характерно формирование асимметричных циклов, так как здесь чаще происходит нарушение эволюционного процесса осадконакопления.

Вулканогенные циклы

Формирование вулканогенных (вулканических) циклов целиком обусловливается вулканическими процессами, в разрезах эти циклы проявляются в разнохарактерном чередовании вулканогенных пород (и генетических типов последних).



Фиг. 71. Схематическое строение вулканических циклов разного типа

I – вулкано-магматический (В-М): 1-3 – вулканические продукты разного химического состава; II – мегаэруптивный (МЭр) или эруптивный (Эр) цикл: 4 – эффузивные образования, 5 – эксплозивные отложения, 6 – газо-гидротермальные образования; III – циклы или ритмы: Эф – эффузивные, Эк – эксплозивные, Г – газо-гидротермальные (вулканохемогенные); знаками разной толщины показано изменение компонентов цикла

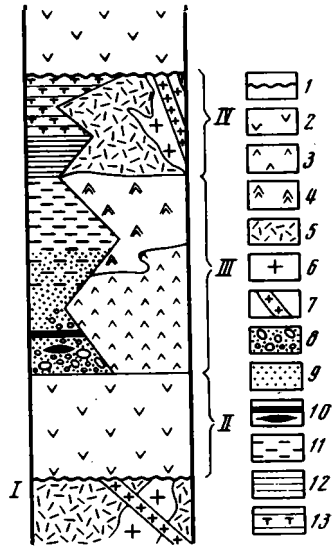
Термин "вулканический цикл", как показал Е.Е.Миллер (1966), несмотря на его частое употребление в литературе, не имеет точного определения, и разные авторы вкладывают в это понятие разный смысл. Вместе с тем Е.Е.Миллер, так же как и ряд других исследователей (Максимов, 1968; Стратула, 1969; Святловский, 1967а; Власов, 1967; и многие другие), считает несомненным существование в природе "повторяемости проявлений вулканизма, которая выражается в близком сходстве как условий извержений древних вулканов, так и продуктов их извержений" (Миллер, 1966, стр. 178). Е.Е.Миллер определяет вулканический цикл как "период зарождения, развития и завершения вулканической деятельности в течение одного тектоно-магматического этапа. Развитие цикла в целом характеризуется изменением состава магмы от основного к кислому" (там же, стр. 182). Но в вулканогенно-осадочных толщах выделялась, кроме того, цикличность и иного рода. Так, А.Е.Святловский (1967а) рассматривает крупную цикличность вулканизма в двух аспектах: во-первых, проявление периодичности вулканической деятельности в пределах одного тектонического геосинклинального цикла; во-вторых, периодическое изменение химического состава вулканических продуктов в связи с различием вулканических очагов или с дифференциацией магмы в очагах. Он показывает связь тектогенеза и вулканизма, а также фациальных условий седиментации.

Вулканогенные циклы, обнаруживаемые в вулканогенно-осадочных толщах, бывают весьма различных масштабов, и появление их обусловливается разными причинами (табл. 24, фиг. 71).

Наиболее крупные вулканогенные циклы выражаются в разрезе сменой вулканитов разного химического состава (от основных до кислых или наоборот). Такие циклы связаны с этапами дифференциации магмы или с поступлением материала из разноглубинных магматических очагов. Поэтому они могут быть названы "вулкано-магматическими". Эти региональные вулканогенные циклы описаны в многочисленных работах, посвященных геологии вулканических областей. Обычно они имеют большие мощности – до сотен и тысяч метров и тесно связаны с тектоно-магматическими циклами.

Также крупного масштаба бывают циклы, представляющие собой последовательную смену преимущественно эффузивных толщ эксплозивными образованиями, а затем отложениями продуктов газо-гидротермальной вулканической деятельности. Такие вулканогенные мегациклы, внутри которых последовательная смена отложений сходна с последовательностью внутри эруптивного цикла, могут быть названы также "мегаэруптивными циклами". Эти мегациклы часто завершаются формированием осадочных пород (или включают последние), входя в качестве составной части в еще более крупный вулканогенно-осадочный цикл (см. ниже).

Мегаэруптивные циклы могут иметь и обратную последовательность отложений. Например, по данным А.Т.Вегуни (1964), вулканизм Армянского нагорья в олигоцене был преимущественно эксплозивным, миоценовый – эксплозивно-эффузивным,



Фиг. 72. Схема вулканического цикла (по Г.М.Власову, 1967)

I-IV – этапы формирования цикла; 1 – межцикловая поверхность выравнивания; 2–5 – вулканические породы; 2 – базальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – липаритодациты и липариты; 6 – гранитоидные интрузии; 7 – дайки лампрофировых пород; 8 – конгломераты; 9 – песчаники; 10 – угли; 11 – алевролиты; 12 – аргиллиты; 13 – пепловые туфы

а в плиоцене имел уже почти целиком эффузивный характер. Эту последовательность можно рассматривать как мегаэруптивный цикл, на фоне которого, безусловно, развиваются циклы более низших порядков.

Выделяя вулкано-магматические и мегаэруптивные циклы, мы имеем в виду не столько возможность их периодического повторения, сколько соответствие определенному этапу развития. Когда в литературе мы встречаем упоминание о вулканических циклах, то чаще имеются в виду именно эти: либо вулкано-магматические, либо мегаэруптивные циклы, тесно связанные один с другим, так как типы эрупций связаны с составом расплава.

Формированию этих циклов отнюдь не противоречат сложность и полифациальность вулканогенных формаций. Возражения на этом основании против выделения цикличности в вулканогенно-осадочных образованиях вообще (например, Г.М.Фремд, 1963б; и др.) обычно основаны на упрощенном понимании существа явления цикличности (о чем мы уже говорили в первом разделе). Как справедливо отметил Г.М.Власов (1967), для таких наблюдений необходимы бо́льшая детализация геологических исследований, проведение более крупномасштабных работ, районирование вулканических поясов и умение отделить главное от многочисленных частностей, обсуловленных фациальной пестротой вулканических образований.

Вулканогенные мегациклы были показаны Г.М.Власовым (1967). Так, в Южном Приморье им были выделены четыре крупных цикла с мощностями, измеряемыми сотнями метров. Эти циклы сопоставляются на расстоянии 300–500 км с циклами в толщах Сихотэ-Алиня. Каждый из циклов содержит последовательное изменение состава лав от сравнительно основного к кислому. Схема такого цикла показана на фиг. 72. Был также отмечен его переход на площади в цикл осадочный. Выделенные макроциклы Г.М.Власов называет элементарными, но мы элементарными называем циклы самого низшего, первого, порядка; по нашей номенклатуре, это вулканогенные мегациклы. Г.М.Власов подчеркивает совпадение таких циклов с тектоно-магматическими. Выделение циклов этого типа весьма существенно, так как с их завершением связаны формирование больших масс кислых вулканических пород и интенсивность гидротермальных рудообразующих процессов. Поэтому верхние части таких циклов являются потенциальными рудоносными зонами. Часто формирование циклов этого типа завершается складкообразовательными движениями. Затем при окончании последних возникает поверхность выравнивания, которая может быть вновь перекрыта покровами лав, начинается новый цикл. Такую последовательность Г.М.Власов связывает с тем, что следующие за складчатостью эпейрогенические поднятия сопровождаются глубокими расколами земной коры и излияниями по образовавшимся трещинам базальтовых лав из глубинных очагов. Далее, "по-видимому, за счет той же базальтовой магмы в более высоких частях земной

коры образуются периферические магматические очаги, дающие при дифференциации и других процессах все более и более кислые вулканические продукты" (Власов, 1967, стр. 34).

Г.М.Власов (1967, стр. 37) отметил весьма интересные явления: во-первых, что "вулканические циклы становятся мельче в поздние этапы развития складчатой области", и, во-вторых, что "после окончательной стабилизации области границы циклов стали неопределенными и частные циклы сливались в более крупные" (там же).

Д.С.Стратула (1969) на основе изучения четвертичного вулканизма в пределах Курильской островной дуги также показал уменьшение интенсивности вулканизма каждого конкретного центра во времени, что выражается в уменьшении вверх по разрезу объемов продуктов циклов. Очевидно, это является свидетельством направленного изменения вулканогенной цикличности, ее эволюции на фоне формирования более крупных циклов высшего порядка. Это в какой-то степени аналогично тому, как в осадочных толщах более мелкие циклы, развивающиеся на фоне более крупного, становятся мельче по мере приближения к концу регрессивной части последнего; циклы же, развивающиеся на фоне нейтральной части крупного осадочного цикла, обычно бывают неотчетливы и часто как бы сливаются в один более крупный цикл сложного строения (Ботвинкина, 1965). Можно полагать, что появление более мелких циклов, а также неопределенность границ между циклами и для вулканических, и для осадочных циклов связаны с затуханием тектонической активности региона.

Другого рода циклы - те, внутри которых последовательность формирования слагающих элементов является результатом последовательности стадий в эруптивном цикле, поэтому такие циклы осадконакопления тоже могут быть названы эруптивными (см. табл. 24). Полные циклы такого типа представлены разными вариантами смены эффузивных образований, эксплозивных отложений и вулканохемогенных продуктов газо-гидротермальной деятельности. Такие циклы могут сформироваться в результате действия одного вулкана (для одной, сравнительно небольшой территории), но чаще они являются суммарным результатом активности ряда вулканов с одним типом вулканической деятельности. При этом, в отличие от вулкано-магматических циклов здесь тип вулканизма по химической характеристике для всех частей цикла остается в общем одинаковым (средним, кислым и т.д.).

Эруптивные циклы часто бывают неполными, представленными последовательными отложениями лишь двух стадий вулканизма: эффузивно-эксплозивными, эксплозивно-гидротермальными и эффузивно-гидротермальными (если эксплозивная и эффузивная деятельность одновременны, то, очевидно, циклов не возникает).

Эруптивные седиментационные циклы могут быть разных масштабов, чаще мощности слагающих их элементов измеряются десятками и сотнями метров. При этом мощность продуктов газо-гидротермальной деятельности обычно значительно меньше других, хотя их накопление соответствует большему интервалу времени.

Понятно, что несколько циклов этого типа могут слагать один вулканогенный мегацикл (или его часть) либо являться вулканической составляющей крупного осадочно-вулканического цикла. Таким образом, циклы этого типа можно рассматривать как циклы более низшего порядка по отношению к вулканогенным мегациклам.

Следующие типы циклов представлены отложениями, формирующимися в какую-либо одну стадию эруптивного цикла. Это циклы эксплозивные, газо-гидротермальные и эффузивные. По масштабу повторения элементов это могут быть и циклы, и ритмы.

Эксплозивные циклы представляют собой многократное повторение в разрезе отложений эксплозивного материала разного рода - от грубого до тонкого. Они могут являться элементами эксплозивной части эруптивных циклов.

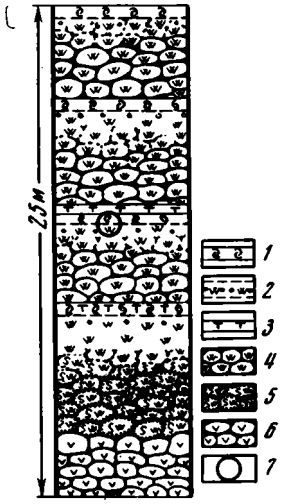
Известно, что газо-гидротермальная деятельность вулканов неоднородна, и вынос элементов происходит в определенной последовательности. Если эта последовательность более или менее повторяется, возникают газо-гидротермальные циклы; кроме того, пульсация газо-гидротермальной деятельности может создать ритмичность отложений. Циклы этого типа могут быть составными элементами хемогенной части эруптивных (или осадочно-вулканических) циклов.

Типы осадочных и вулканогенных циклов, формирующихся в областях активного вулканизма

Таблица 24

Характер циклов		Типы циклов	Состав пород	Чем выявляются циклы	Причины появления	Порядки циклов и их мощности
Осадочные циклы	Могут быть разных порядков	Регрессивные. Трансгрессивные. Нейтральные	Различные осадочные породы	Сменой отложений разных фаций	1. Палеогеографические (смена фаций в результате миграции береговой линии; изменение глубин водного бассейна и др.) 2. Изменение климата. 3. Тектонические движения, синхронные седиментации	Элементарные циклы имеют мощности метры и десятки метров, циклы высших порядков – до сотен и тысяч метров. Климатические циклы могут возникать на фоне палеогеографических и наоборот
Вулканические циклы	Мега- и макроциклы	Вулкано-магматические	Вулканиты разного состава	Сменой толщ вулканитов разного химического состава (основных пород средними, средних – кислыми или наоборот)	1. Дифференциация магмы. 2. Поступление материала из разноглубинных магматических очагов	Циклы высшего порядка. Крупные циклы, отвечающие тектоно-магматическим циклам. Мощности их – сотни метров (могут быть до тысяч метров)
		Мегаэруптивные	Эффузивные, эксплозивные и газо-гидротермальные образования одного или разного химического состава	Сменой горизонтов вулканитов разного агрегатного состояния и состава	Изменение агрегатного состояния продуктов вулканизма	То же
	Мезоциклы и циклы	Эруптивные, чаще неполные: а) эффузивно-эксплозивные; б) эксплозивно-гидротермальные; в) эффузивно-гидротермальные	Лавы, туфы, вулканохемогенные образования	Сменой пластов вулканитов разного агрегатного состояния в одном эруптивном цикле	Изменение рода вулканической деятельности	Могут быть разных порядков (чаще среднего порядка – мезоциклы). Мощности измеряются десятками и сотнями метров
	Циклы (и ритмы)	а) Эксплозивные. б) Вулканохемогенные (газо-гидротермальные). в) Эффузивные	Лавы, вулканокластические и вулканохемогенные породы	Сменой состава отложений одной стадии вулканической деятельности. Изменением: а) грубости тефры; б) состава вулканохемогенных отложений; в) особенностей лав	Изменение материала, подаваемого в течение одной стадии эруптивного цикла	Чаще циклы первых порядков (элементарные вулканические циклы). Мощности могут сильно варьировать (преимущественно десятки метров и метры). Смена отложений может проявляться также в виде ритмов

Примечание. Названия типов вулканогенных циклов впоследствии могут быть заменены.



Фиг. 73. Пример повторяемости элементов в пачке основных эффузивов спилитовой толщи. Силур, р.Сарлыбай (по Г.Э.Нарвайт, Б.М.Руденко, 1964)

1 – вулканическое стекло основного состава на поверхности потока; 2 – прикровельная часть горизонта шаровых лав, насыщенная вариолями и миндалинами без шаровой текстуры; 3 – витрокластический туф основного состава; 4 – шаровые лавы с простыми подушками вариолитового типа; 5 – шаровые лавы с зональными подушками вариолито-спилитового типа; 6 – шаровые лавы с простыми подушками диабазового типа; 7 – местонахождение в разрезе свежих стекол базальтового состава

Эффузивные циклы формируются при наложении лавовых излияний, представленных разными типами этих образований (лавами разного состава и строения). В отличие от вулкано-магматических они имеют значительно более простое строение, меньшие мощности образований и представлены преимущественно эффузивными продуктами вулканической деятельности. При этом причина изменения последних может быть и экзогенной. Так, например, лавовая толща, состоящая из чередующихся в разрезе плотных основных лав с переходом их вверх в подушечные лавы, представляет собой ряд эффузивных циклов или ритмов. Пример эффузивных ритмов показан на фиг. 73. Пример эксплозивных ритмов был приведен на фиг. 6.

Причина появления циклов или ритмов такого строения – повторяемость излияний лав или эксплозий, а в ряде случаев – влияние внешней среды на поверхность лавового потока, периодически поступающего из вулканического очага. Мы видим, что такие циклы в общем являются циклами более низшего порядка, чем эруптивные, и в ряде случаев представляют собой элементарные вулканические циклы первого порядка. По отношению к ним эруптивные циклы являются циклами более высшего порядка, а вулкано-магматические и мегаэруптивные – циклами следующего, еще более крупного порядка. Однако многочисленны случаи, когда формируются разных порядков и эруптивные, и подчиненные им циклы (особенно если они сочетаются с осадочной составляющей в сложных осадочно-вулканических циклах). С другой стороны, на фоне эксплозивных, эффузивных и газо-гидротермальных циклов может развиваться мелкая пульсационная ритмичность (особенно в газогидротермальных и отчасти в эксплозивных циклах).

Вулканические циклы всех указанных типов слагаются отложениями генетических типов преимущественно первой и второй групп.

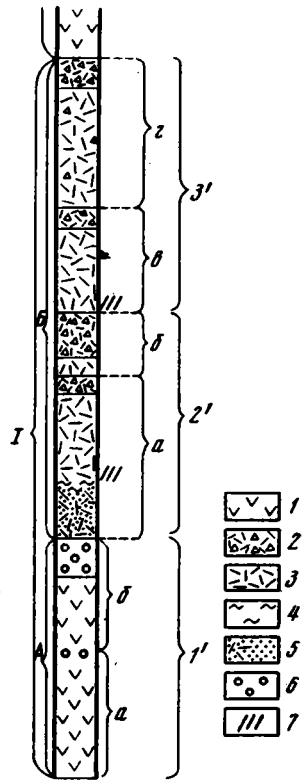
Примером эффузивных и эксплозивных циклов разных порядков может служить разрез (фиг. 74), составленный автором по материалам, приведенным в работе А.Трендалла (Trendall, 1965). Анализ этого детально описанного разреза позволил выявить несколько циклов разных порядков. Прежде всего крупный эруптивный цикл (I) мощностью около 70 м, состоящий из двух частей: эффузивной (А) и эксплозивной (Б).

Часть "А" представлена двумя эффузивными циклами (а, б), каждый из которых завершается прослоем амигдалоидной лавы, причем в верхнем цикле последний значительно больше. Эта направленность указывает на то, что часть "А" является своеобразным эффузивным циклом второго порядка (1′) по отношению к циклам "а" и "б".

Часть "Б" представлена четырьмя эксплозивными циклами (а, б, в, г), сходно построенными: внизу – слой тонкого туфа, вверху – слой туфа с большим количеством лавовых фрагментов разного размера. Эти циклы попарно образуют два цикла следующего порядка (2′, 3′), характеризующиеся определенной направленностью изменения. В цикле "а" в нижней части отмечены примесь терригенного

Фиг. 74. Цикличность нескольких порядков в разрезе вулканических отложений Магоро. Составлено по материалам Трендалла (Trendall, 1965). Объяснение в тексте

1 – лавовые потоки; 2 – туф с фрагментами лавы; 3 – тонкий туф; 4 – туф глинистый; 5 – тонкий туф с примесью кварцевого песка; 6 – амигдалоидная лава; 7 – косая слоистость в туфе



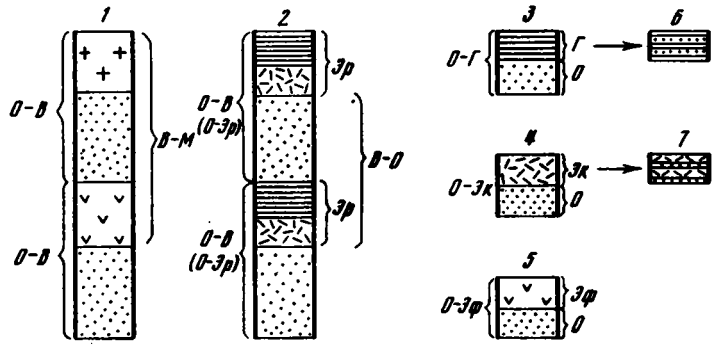
материала и косая слоистость. Мощность слоя с фрагментами лавы мала. В цикле "б" мощность такого слоя возрастает (размер фрагментов около 1 дюйма), зато мощность слоя чистого туфа значительно меньше, чем в цикле "а". В цикле "в" внизу опять отмечена косая слоистость, мощность чистого тонкого туфа увеличивается, слой с лавовыми фрагментами невелик, величина фрагментов уменьшается (до 1/2 дюйма). В цикле "г" количество лавовых фрагментов вновь увеличивается; чистого туфа нет совсем, нижняя часть цикла содержит рассеянные мелкие лавовые фрагменты (до 1/2 дюйма), верхняя часть представлена вулканическим агломератом с фрагментами лавы размером уже до $2^1/2$ дюймов, мощность этого слоя больше, чем в цикле "в". Мы видим, что эксплозивная часть (Б) крупного цикла I представлена эксплозивными циклами двух порядков. Завершается приведенный разрез лавовыми излияниями, очевидно начинающими новый эруптивный цикл.

Наложение вулканической цикличности на седиментационную. Осадочно-вулканические циклы

Мы рассмотрели осадочные и вулканические циклы разных типов как самостоятельные стратификационные единицы. Однако в вулканических областях, где идут параллельно процессы формирования осадочных и вулканических образований, вулканические и осадочные циклы, естественно, накладываются один на другой, создавая весьма сложную картину последовательности отложений, в которой бывает трудно уловить закономерности периодического формирования. Может быть, поэтому имеется еще мало работ, посвященных анализу гетерогенной цикличности отложений вулканических областей. Тем не менее целеустремленный и внимательный анализ фактического материала с учетом генезиса отложений позволяет выявить сложный характер циклического накопления вулканогенно-осадочных толщ (Галдобина, 1966; Власов, 1967; Павлидис, 1968; Ботвинкина, 1968; Щербакова, 1970а, б; Таранушич, Щибрик, 1971; Свет, Соколов, Галдобина, 1971; Кременецкая, 1972в; Фролов, 1964; Шанцер, Челебаева, Гептнер, 1966; Челебаева, Синельникова, Мчедлишвили, 1967; Асратян, Мовсесян, 1972; и др.).

Сложные осадочно-вулканические (или вулканогенно-осадочные) циклы[1] образуются чередованием осадочных пород с вулканитами. Такие циклы могут быть весьма различного масштаба и порядка: от циклов, отвечающих крупным этапам

[1] Расположение составных частей в названии цикла (например, осадочно-вулканический или вулканогенно-осадочный) отражает их последовательную смену снизу вверх по разрезу.



Фиг. 75. Схема наложения вулканической цикличности на осадочную составляющую с образованием осадочно-вулканических циклов

1 – крупные осадочно-вулканические (О–В) циклы, В–М – наложенный вулкано-магматический цикл; 2 – наложение эруптивных (Эр) циклов и образование осадочно-вулканических (О–В), в частности осадочно-эруптивных (О–Эр) циклов; 3,4,5 – наложение на седиментацию продуктов одной стадии вулканизма: 3 – осадочно-гидротермальный (О–Г) цикл, 4 – осадочно-эксплозивный (О–Эк) цикл (может быть осадочно-тефровым), 5 – осадочно-эффузивный (О–Эф) цикл; 6,7 – ритмы: 6 – осадочно-гидротермальные, 7 – осадочно-тефровые (вплоть до образования ритмитов)

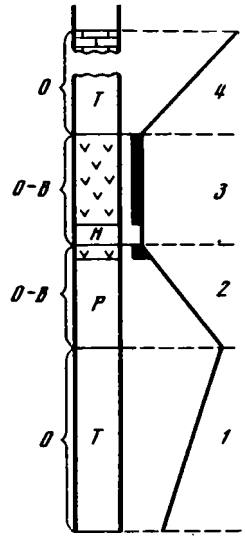
в развитии региона (части которых соответствуют свитам и ярусам), до более мелких, представленных чередованием вулканитов с осадочными породами (возникающими в результате периодических вспышек вулканической активности, сменяющихся периодами ее затухания), и, наконец, до мелкого ритмического переслаивания вулканогенного и осадочного материала.

Самые крупные осадочно-вулканические циклы образуются наложением вулкано-магматической цикличности на осадочный процесс. При этом, как видно на схеме (фиг. 75), границы вулкано-магматического цикла могут не совпадать с границами циклов осадочно-вулканических. На осадочный процесс могут накладываться и эруптивные вулканические циклы (фиг. 75, 2) или образование осадков может прерываться периодическим (или даже одноактным) поступлением вулканических продуктов какой-либо одной стадии вулканизма (фиг. 75, 3, 4, 5).

Осадочная составляющая сложно построенных крупных циклов в свою очередь может иметь циклическое (или ритмическое) строение. Так, Л.П.Галдобиной (1966) в докембрийских отложениях ятулия Карелии в районе Сегозеро – Елмозеро были выделены четыре крупных цикла второго порядка с мощностями, измеряемыми сотнями метров ; эти циклы отвечают толщам нижнего, среднего и верхнего ятулия, причем два средних цикла здесь осадочно-вулканические. Эти циклы, выделенные по направленному изменению фаций, показаны нами схематически на фиг. 76. Первый (нижний) цикл – осадочный, слабо трансгрессивного типа (почти нейтральный), морской. Второй цикл – осадочно-вулканический; его осадочная часть, представляющая собой осадочный цикл регрессивного типа, завершается небольшими излияниями основных лав. Эти два цикла отвечают нижнему ятулию. В третьем, среднеятулийском, цикле, осадочная часть является субконтинентальным циклом нейтрального типа; она завершается мощными излияниями лав. Вулканогенная составляющая здесь представлена несколькими эффузивными циклами. Четвертый цикл (верхнеятулийский) – осадочный, морской, трансгрессивного типа, в данном месте не содержит вулканитов.

Снизу вверх по разрезу от цикла к циклу закономерно изменяются обе их составляющие – и осадочная, и вулканическая. Направленно изменяется не только состав отложений, но и их фациальная принадлежность и даже общая мощность.

Фиг. 76. Наложение вулканизма на осадочные циклы (составлено по материалам Л.П. Галдобиной, 1966). Объяснение в тексте



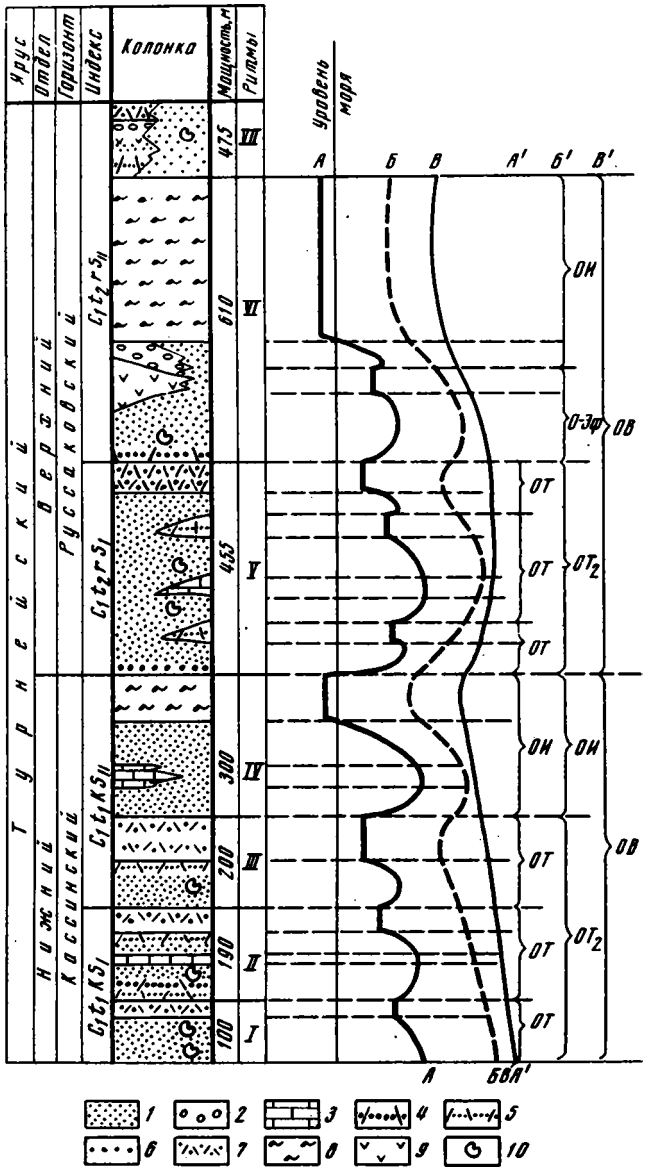
С другой стороны, каждый из этих осадочных циклов состоит из циклов более низшего, первого, порядка. Последние в свою очередь имеют сложное ритмическое строение, обусловленное изменением динамики вод бассейна, где накапливались осадки, и другими причинами. Вулканогенные части циклов также имеют свое сложное циклическое строение, обусловленное повторением излияний основных лав.

Выделенные Л.П. Галдобиной циклы второго порядка образуют один более крупный цикл третьего порядка, причем осадочно-вулканические циклы приурочены к его средней, нейтральной и наиболее континентальной части. Из рассмотрения материалов, приведенных в статье Л.П. Галдобиной, напрашивается вывод о том, что вулканизм здесь приурочивается к регрессивной стадии развития региона и связан с регрессивными и нейтральными типами циклов. При этом вулканическая активность нарастает от второго цикла к третьему.

Прослеживание результатов действия вулканизма в среднем протерозое на большей территории Карелии выявило (Светов, Соколов, Галдобина, 1971), что и верхнеятулийский цикл в другом месте (в южной Карелии) завершается вулканическими породами: осадочный цикл на площади переходит в осадочно-вулканический. Четвертым осадочно-вулканическим циклом того же порядка является там суйсарский цикл, также в ряде мест переходящий в осадочный. Указанными авторами отмечаются изменения вулканогенной составляющей от цикла к циклу не только количественные (по мощности вулканитов и занимаемой ими территории), но и качественные – по их химическому составу и характеру продуктов: трещинный вулканизм площадного типа нижних двух осадочно-вулканических циклов сменяется в двух верхних вулканизмом центрального типа, более эксплозивным, очаги которого более локальны и приурочены к крупным тектоническим разломам. Таким образом, указанные четыре осадочно-вулканических цикла образуют цикл следующего порядка, соответствующий среднепротерозойскому тектоно-магматическому циклу, причем максимальная вулканическая активность приурочена к его средней части. Закономерное изменение его осадочной и вулканической составляющих от одного цикла к другому отражает эволюцию региона, на фоне которой проявляется периодичность осадконакопления и вулканизма. Мы видим из этого примера, что, несмотря на сложность строения разрезов, исследователи смогли выявить закономерности периодического гетерогенного осадконакопления. Ятулийские и суйсарский циклы, отвечающие определенным этапам развития данного региона, являются крупными стратификационными единицами, соответствующими толщам.

Цикличность несколько иного рода описана М.Н.Щербаковой (1970б) в сложно построенном разрезе турнейских отложений Северного Прибалхашья. Из материалов, приведенных в ее статье, очевидно, что на фоне общего регрессивного развития выделяется ряд крупных осадочно-вулканических циклов[1] мощностью в сотни метров (фиг. 77). Здесь на фоне общей тенденции к регрессии намечаются два крупных осадочно-вулканических (ОВ) макроцикла (показаны скобками и кривой В), завершающиеся осадконакоплением в континентальных условиях и излияниями игнимбритов, причем последние в верхнем цикле более мощные. Мощность этих циклов соответственно около 800 и 1000 м. Каждый из них состоит из осадочно-эксплозивных мезоциклов, причем нижние мезоциклы – осадочно-тефровые ($ОТ_2$), а верхние – осадочно-игнимбритовые (ОИ). Каждый из осадочно-тефровых мезоциклов состоит в свою очередь из трех осадочно-тефровых циклов (ОТ), причем

[1] Автор называет их ритмами, но мы считаем их циклами.



Фиг. 77. Стратиграфическая колонка турнейских отложений (по М.Н. Щербаковой, 1970б)

1 – песчаники; 2 – конгломераты; 3 – известняки; 4 – туфопесчаники; 5 – туффиты; 6 – пепловые туфы с пепловым градом; 7 – туфы; 8 – игнимбриты; 9 – андезитовые порфириты; 10 – остатки фауны. I-VII – ритмы, по М.Н. Щербаковой.

Справа от колонки кривыми и скобками Л.Н. Ботвинкиной показан характер цикличности: А,Б,В – кривые цикличности разных порядков; А′, Б′, Б′ – скобками соответственно показаны границы циклов; А и А′ – элементарные циклы; Б и Б′ – циклы второго порядка; В и В′ – циклы третьего порядка; ОТ – осадочно-тефровые циклы; ОИ – осадочно-игнимбритовые циклы; О–Эф – осадочно-эффузивные циклы; ОВ – осадочно-вулканические циклы

мощность тефры, завершающей эти циклы, нарастает снизу вверх от цикла к циклу в пределах каждого мезоцикла. Все это схематически изображено нами на фиг. 77 в виде кривых справа от колонки и скобками, указывающими границы циклов.

Из этого примера также очевидна приуроченность вулканогенной составляющей к регрессивной части осадочных циклов. Кроме того, отчетливо выявляется столь характерная для явлений цикличности закономерная направленность изменения вулканогенной составляющей от цикла к циклу в связи с общим развитием региона и периодичностью вулканической деятельности.

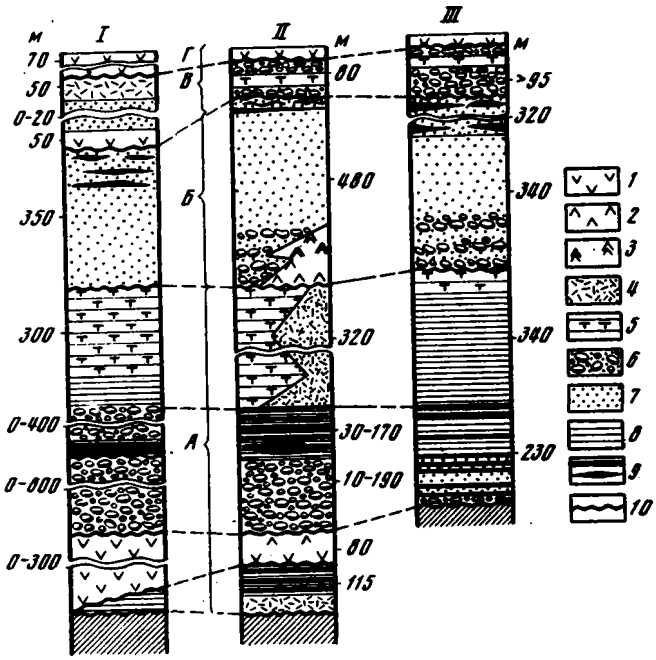
Выделенные Г.М.Власовым (1967) крупные циклы осадконакопления по существу являются осадочно-вулканическими. В них кроме изменения снизу вверх кислотности вулканических продуктов отмечается также смена последних осадочными породами в каждом цикле (фиг. 78). При этом, судя даже по обобщенному рисунку, приведенному Г.М.Власовым, несомненно наличие на фоне этих крупных циклов подчиненной, более мелкой цикличности низшего порядка в осадочной составляющей этих циклов. На приведенных разрезах виден также переход на значительном расстоянии цикла осадочно-вулканического в осадочный. Насколько можно судить по этому обобщенному материалу, вулканизм, по-видимому, в большей степени связан с регрессивной частью осадочного цикла (или с ее началом). Еще отчетливей видны крупные вулканогенно-осадочные циклы на приведенном в статье Г.М.Власова втором рисунке, где прослеживается изменение характера цикличности при переходе из одной структурной зоны в другую.

На стратиграфической колонке кайнозойских отложений Курильских островов, приведенной в работе Ю.А.Павлидиса (1968), видно несколько осадочно-вулканических циклов крупного масштаба (и порядка), мощность которых колеблется от сотен до 2-2,5 тыс.м, формировавшихся на фоне общего регрессивного развития. Несомненно, что эти макроциклы состоят из циклов низших порядков, которые в приведенном масштабе выявить невозможно.

Значительно более мелкая цикличность, связанная с постэруптивными процессами, показана на месторождении Западный Джайрем в Казахстане (Таранушич, Щибрик, 1971). Здесь мощность циклов измеряется десятками метров. Авторы отмечают отчетливость границ и постепенные переходы пород внутри циклов. Нижние части циклов подчеркиваются повышенным содержанием железа и марганца в породах, а также повышенной щелочностью. Верхние части циклов близки по составу, они представлены преимущественно кремнисто-известковыми породами с различными примесями и прослоями. Характерно закономерное изменение карбонатных пород: карбонатность возрастает снизу вверх в каждом цикле; кроме того, карбонатность каждого последующего цикла выше, чем предыдущего. Таким образом, здесь циклы формируются на фоне трансгрессивного развития осадконакопления.

Вулканогенная составляющая этих циклов представлена продуктами газо-гидротермальной деятельности и прослоями тонких туфов, в значительной степени разложенных. Чрезвычайно характерно то, что и до, и после слоев с повышенным содержанием рудных минералов в разрезе развиваются горизонты пород типа ритмитов. Верхние части ритмов имеют смешанный углисто-глинисто-кремнисто-карбонатный состав или обогащены глобулярным пиритом. Нижние части ритмов кремнисто-карбонатные. Ранее нами было высказано предположение (Ботвинкина, 1966), что породы типа ритмитов развиваются по периферии вулканических очагов. А так как с вулканическими областями связаны залежи многих осадочных полезных ископаемых, то появление ритмитов среди однородных осадочных пород (если оно не обусловлено сезонными или климатическими изменениями) должно привлечь внимание геологов с точки зрения возможности генетически связанных с ритмитами рудопроявлений. Можно полагать, что гидротермальная стадия вулканизма вообще в большей степени связана с началом трансгрессивной части осадочных циклов.

Анализ разнообразных фактических материалов показал, что существуют осадочно-вулканические циклы разного рода (см. фиг. 75). Во-первых, это крупные осадочно-вулканические мега- и макроциклы, состоящие из горизонтов, представленных преимущественно вулканогенными породами, и горизонтов, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Каждая из составляющих этих циклов имеет сложное строение и обычно в свою очередь слагается циклами низших порядков.



Фиг. 78. Сопоставление нормальных разрезов третичных образований в северной части Корейского полуострова (I), Хасанского буроугольного месторождения (II) и Угловского буроугольного месторождения (III) (по Г.М. Власову, 1967)

А – палеоген; Б – миоцен; В – плиоцен; Г – четвертичные породы. Состав пород: 1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – дациты; 4 – липарито-дациты и липариты; 5 – пепловые туфы; 6 – конгломераты; 7 – песчаники и алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – угли; 10 – несогласия

Во-вторых, выделяются осадочно-эруптивные циклы, вулканогенная часть которых может быть представлена эруптивным циклом (полным, чаще неполным). Наконец, широко развиты циклы, представленные чередованием осадочной составляющей с вулканогенными образованиями той или иной стадии вулканической деятельности. В соответствии с этим среди последних могут быть выделены циклы осадочно-эффузивные, осадочно-эксплозивные и осадочно-вулканохемогенные.

В свою очередь в эксплозивно-осадочных циклах могут быть выделены разновидности: тефро-осадочные, игнимбрито-осадочные (или осадочно-игнимбритовые), туффито-осадочные и др. Очевидно, различные разновидности наметятся и среди гидротермально-осадочных (или вулканохемогенно-осадочных) циклов. Можно полагать, что для последних более характерна периодичность осадконакопления низшего порядка, выражающаяся в ритмичном строении и в формировании пород типа ритмитов.

Относительно соотношения осадочных и вулканических циклов пока можно высказать только некоторые предположения общего характера.

Начало образования отложений одного эруптивного цикла чаще приурочивается к концу регрессивной серии осадков. Вулканическая составляющая накапливается быстро (иногда геологически почти мгновенно), причем создаются отложения большой мощности. Таким образом, мощность отложений, составляющих эти циклы, далеко не всегда отражает время их накопления. В перерыве между эруппиями происходит осадочная седиментация, причем иногда параллельно с ней (чаще

приурочиваясь к началу этого перерыва) осуществляется газо-гидротермальная деятельность, которая, по-видимому, чаще совпадает с началом трансгрессивной серии осадков. Последняя постепенно сменяется регрессивной, начинается новый цикл.

Для осадочных циклов отложений вулканических областей, по-видимому, в ряде случаев характерна асимметрия: растянутая регрессивная часть и сокращенная трансгрессивная. "Скачок" происходит в конце регрессии в связи с вулканизмом, что отличает эту цикличность от циклической седиментации в невулканических областях, где скачок часто связан с началом регрессии.

На площади осадочные циклы переходят в вулканогенно-осадочные (или осадочно-вулканические) и наоборот.

Некоторые общие черты цикличности в областях активного вулканизма

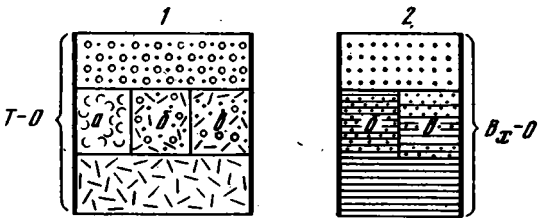
При выделении циклов разных масштабов следует различать, говорим ли мы о цикличности одного порядка, но представленной циклами осадконакопления разной мощности, или же мы выделяем цикличность разных порядков, когда одни циклы по существу являются подчиненными элементами других. Порядок, к которому мы относим циклически построенные единицы разреза, определяется не мощностью отложений, а их составом и закономерностями строения, хотя, конечно, циклы высших порядков обычно имеют и бо́льшие мощности.

Границы вулканических и осадочных циклов часто совпадают, так как и те, и другие бывают связаны с одним и тем же региональным фактором, влияющим на накопление осадков, в частности с синхронной тектонической жизнью региона, например с поднятиями; последние, с одной стороны, вызывают изменение положения береговой линии моря и рельефа земной поверхности (что влечет за собой образование осадочных циклов), а с другой - одновременно усиливают вулканическую активность, вызывают появление разломов, служащих путями поступления магмы на земную поверхность, и обусловливают формирование вулканических циклов. Однако в ряде случаев при наложении вулканических и осадочных циклов их границы могут и не совпадать.

Границы циклов разных типов могут быть постепенными и резкими. При этом в вулканических областях для вулканических циклов еще в большей степени, чем для циклов осадочных, характерна скачкообразная смена одних отложений другими, определяющая резкие границы циклов.

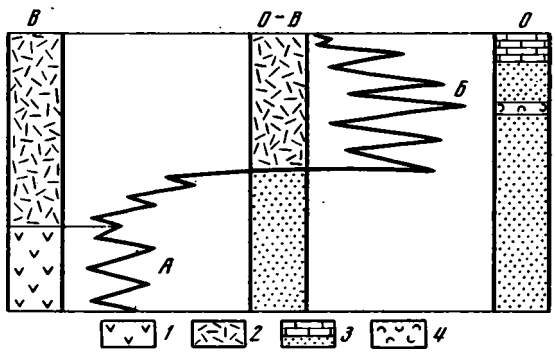
Внутри цикла, наоборот, переходы одного элемента в другой часто бывают постепенными, через переходные зоны. Последние могут быть разного рода. Так, в тефро-осадочном цикле (фиг. 79,1), переход от туфа к осадочной породе может происходить: а) через тефроид в результате все большей обработки кластического вулканогенного материала; б) через породы смешанного состава (туффиты и туфо-осадочные породы) в результате уменьшения количества поступающей тефры и увеличения количества осадочного материала; в) через переслаивание осадочного и вулканогенного материала с постепенным уменьшением роли последнего. В этом случае переходная зона может быть представлена переслаиванием разного масштаба от чередования достаточно мощных слоев до образования ритмов или даже пород типа ритмитов. Для вулканохемогенно-осадочных циклов постепенный переход одной составляющей в другую может осуществляться как через смешанные породы, так и через их переслаивание (см. фиг. 79, 2) тоже вплоть до ритмитов. Периодичность этого типа представляет особый интерес, так как она присуща отложениям вулканохемогенных полезных ископаемых. На фоне вулканогенной цикличности может возникать вулканогенная же ритмичность осадконакопления.

Выше мы указывали, что расщепление осадочных циклов ведет к появлению ряда циклов низшего порядка, подчиняющихся тем же закономерностям, что и цикл высшего порядка. Расщепление вулканогенных и осадочно-вулканических циклов на площади происходит иначе - за счет выклинивания вулканогенной составляющей и замещения ее осадочными отложениями. Таким образом, вулканический цикл может переходить в осадочный через переходные зоны, представленные вулканогенно-



Фиг. 79. Переходы разного рода между вулканогенной и осадочной составляющими вулканогенно-осадочных циклов

1 – в тефро-осадочном (Т-О)цикле: а – через обработку тефры, б – через примесь осадочного материала (через туффиты), в – через переслаивание; 2 – в вулканохемогенно-осадочном (Вх-О) цикле через примесь осадочного материала (б) и через переслаивание (в)



Фиг. 80. Переходы на площади вулканического (В) цикла через осадочно-вулканический (О-В) в осадочный (О)

А и Б – зоны возможного переслаивания с образованием циклов низшего порядка; 1 – эффузивные образования; 2 – эксплозивные продукты; 3 – различные осадочные породы; 4 – переработанная тефра

осадочными циклами. При этом в переходных зонах возникает ряд таких циклов низшего порядка, строение которых последовательно отражает закономерности изменения как вулканического, так и осадочного циклов (фиг. 80).

Выявление особенностей изменения цикличности на площади и прослеживание циклов могут помочь стратиграфической увязке разрезов, часто весьма затруднительной для вулканогенно-осадочных формаций.

Говоря о строении циклов, мы все время упоминали только породы, несколько схематизируя их строение. Но, как мы знаем, одинаковые породы могут относиться к различным генетическим типам, что позволяет уточнить характер цикличности и причины ее появления. Каждый тип цикла, таким образом, может быть представлен сочетанием различных генетических типов отложений.

В осадочных циклах, обусловленных закономерным изменением фаций, отдельные элементы внутри цикла всегда имеют генетические связи. В вулканических циклах смена отложений определяется развитием вулканических процессов, поэтому связь между отложениями различных генетических типов также генетическая. Что же касается осадочно-вулканических циклов, то связи между отдельными слагающими их элементами могут быть двоякими: и генетическими, и негенетическими.

Осадочно-вулканические циклы слагаются отложениями генетических типов третьей, второй и первой групп. Как мы видели выше, циклы разного рода могут закономерно сменяться, подчиняясь общей тенденции развития региона. Они могут образовывать циклы разных порядков. И вулканогенная, и осадочная составляющие осадочно-вулканических циклов могут иметь свою внутреннюю периодичность осадконакопления, выражающуюся в циклах низшего порядка или (и) в ритмичности.

Трудности, связанные с выделением циклов в вулканогенно-осадочных формациях, зависят не только от сложности соотношения слагающих элементов разреза, но и от незнания общих закономерностей периодического осадконакопления. Многие исследователи еще до сих пор понимают цикличность как правильное и однообразное повторение каких-либо явлений. А между тем, как мы показали выше, для цикличности осадконакопления, наоборот, характерна не однообразная повторяемость, а смена элементов с тенденцией то к нарастанию, то к убыванию различных признаков. Таким образом, в циклах (в отличие от ритмов) соотношение элементов,

мощность тех или иных отложений, их состав и другие признаки закономерно изменяются от цикла к циклу на фоне цикличности высшего порядка. Есть основания полагать, что и для цикличности, обсуловленной вулканизмом, это положение сохраняется, так как вулканические процессы также проявляются на фоне развития региона, имеющего ту или иную направленность.

Вероятно, с этих позиций следует подходить не только при изучении разрезов, но и при выявлении и подсчете циклов вулканической активности действующих вулканов.

Установлено, что повторяющиеся вулканические взрывы бывают разной силы, достигающей кульминации на каком-то определенном этапе. Очевидно, это связано с периодичностью высшего порядка, на фоне которой проявляется вулканическая активность. Возможно, что по мере приближения к кульминационному взрыву интервалы времени будут убывать, а интенсивность вулканизма - нарастать. Соответственно это будет отражаться в осадконакоплении, в строении и мощности вулканогенных отложений и в их соотношении с осадочными породами в ряде осадочно-вулканических циклов. С другой стороны, не исключено, что наложение цикличности одного типа на цикличность другого типа будет несинхронной и, таким образом, совпадение или несовпадение границ различных циклов будет то усиливать, то ослаблять эффект влияния вулканизма.

Чрезвычайно интересный материал по циклической активности вулканизма приведен у Булларда (Bullard, 1963), Т.Джаггера (Jagger, 1931; Jagger, Finch, 1924) и у других исследователей. Т.Джаггер, изучавший гавайские вулканы, установил, что активность Килауеа и Мауна-Лоа циклична, причем их цикл равен 11 годам, что соответствует 11-летнему циклу солнечной активности. Далее он полагал, что эти циклы (эруптивные. - Л.Б.) накладываются на 132-летний "суперцикл", состоящий из двух частей по 66 лет каждый. Суперцикл - это период между двумя пароксизмальными эрупциями Килауеа в 1790 и 1924 гг. 11-летний период покоя с низким давлением магмы соответствует минимуму солнечных пятен, в то время как активная деятельность лавы (период высокого давления) соответствует максимуму солнечных пятен. Т.Джаггер считал, что солнце, воздействуя на земную радиацию, усиливает и вулканическую активность; по его мнению, если вулканические эманации на Земле есть последний остаток космических процессов, то они, естественно, могут согласовываться с солнцем. Однако позже Стерн и Макдональд (Steam, Macdonald, 1946), рассмотрев циклы эрупций Килауеа, пришли к несколько иным выводам, так как интервалы между эрупциями не совпадали точно с 11-летним периодом. Ф.Буллард (Bullard, 1963), изучавший периодичность средиземноморских вулканов, причину разногласий видит в том, что вулканические циклы имеют протяженность в очень большое количество лет, причем каждый вулкан имеет свои индивидуальные черты активности. Поэтому даже 150 лет достоверных наблюдений совершенно недостаточно для установления циклических особенностей вулканизма. Тем не менее факты указывают, что циклические повторения вулканической активности существуют и что прошлые действия являются надежным указателем на будущую активность. В течение ряда лет была отмечена правильная повторяемость солнечной активности от 9 до 13 лет, в среднем 11,2 года между максимумами. Максимумы солнечных пятен приходились на 1928, 1937, 1947, 1958 гг. и т.д. Мы видим здесь, что интервалы между активными годами постепенно нарастают: 9-10-11 лет. Это указывает, очевидно, на какое-то изменение циклов на фоне более крупного цикла (о чем мы не раз говорили выше).

Ф.Буллард (Bullard, 1963) подробно изучил эруптивные циклы вулкана Везувий, выделив в нем несколько фаз. В итоге можно сказать, что эруптивный цикл Везувия может быть разделен на три главные фазы: 1) период покоя; 2) усиление активности; 3) пароксизмальная эрупция (с огромными выходами газа и формированием гигантских эруптивных облаков). Она обозначает конец цикла, после которого вулкан вступает в период покоя. Если мы представим себе как это сказывается на седиментации, то окажется, что отложения эруптивного вулканического цикла чередуются с периодами, когда преобладает осадочный процесс; так образуются осадочно-вулканические циклы, завершающиеся мощными отложениями пеплопадов. Длительность эруптивных циклов Везувия, по данным разных исследователей, варьирует от 5 до 38 лет. Ф.Буллард считает, что у разных вулканов свои циклы, которые надо изучать.

Ямбо (Jmbo) в 1948 г., изучая эрупции Этны, пришел к выводу о существовании в период с 1755 по 1908 г. трех "главных" циклов с подчиненными им эруптивными циклами: 1755–1809 г. – 54-летний цикл, 1809–1865 г. – 56-летний цикл, 1865–1908 г. – 43-летний цикл с интервалами между эрупциями соответственно в 9, 6 и 7 лет. Здесь мы видим, что на фоне второго крупного цикла, наиболее "растянутого" во времени, развиваются наиболее мелкие (частые) эруптивные циклы.

Совершенно очевидно, что многопорядковая цикличность вулканизма – явление сложное, которое никак не может быть уложено в схему простой и правильной ритмической повторяемости. Очевидно, вулканические циклы и не должны быть равными, а закономерно изменяются во времени, подчиняясь более крупным.

Причины цикличности. Связь формирования циклов с различными другими явлениями

Основные процессы, на фоне которых в вулканической области развиваются циклы разного рода,– это направленное развитие вулканизма и тектонические движения разного знака, т.е. процессы эндогенные, часто тесно связанные один с другим. Связь вулканической и тектонической активности региона в настоящее время несомненна. Вулканическая деятельность приурочивается к зонам разломов и проявляется с максимальной энергией в местах пересечения последних. Но кроме передвижений по зонам разломов и сбросов движения земной коры, связанные с вулканизмом, проявляются еще и в вертикальных сравнительно медленных поднятиях и опусканиях. Наконец, существует тесная связь с вулканической деятельностью сейсмической активности, которая проявляется, в частности, в землетрясениях, сопровождающих вулканические взрывы. Имеется ряд данных, на основе которых предполагается связь всех этих явлений с другими явлениями планетарного масштаба и с космическими причинами. Остановимся на некоторых работах, проводимых в этом аспекте.

Крупные вулканические и осадочно-вулканические циклы обусловливаются тектоно-магматическими циклами, выделяемыми многими авторами, причем в ряде случаев они различными исследователями понимаются именно как определенные этапы развития, даже не обязательно повторяющиеся. Два основных фактора являются непосредственной причиной появления крупных циклов вулканогенных образований: магматические процессы и тектоническое развитие региона, но цикличность магматических процессов может не совпадать с этапами развития тектонических структур. Это, с одной стороны, может приводить к несинхронности вулканических (в частности, вулкано-магматических) и осадочно-вулканических циклов, формирующихся в различных тектонических условиях. В пределах одной структурной зоны вулканический цикл может еще продолжаться, а в другой зоне в это же время могут появиться образования, относящиеся уже к началу нового осадочно-вулканического цикла. С другой стороны, наоборот, в пределах одного тектонического цикла могут появляться новые образования в зависимости от изменений в магматическом очаге (или за счет поступления продуктов из другого магматического очага). Таким образом, одному тектоническому циклу могут соответствовать несколько вулканогенных. Поступление материала из разных магматических очагов влечет за собой формирование циклов не только разного строения, но и различного состава. Такие сложные соотношения элементов, формирующих циклы, затрудняют их определение и в некоторых случаях являются причиной вывода об отсутствии цикличности вообще, в то время как на самом деле существует наложение одного типа цикличности на другой.

Кроме связи региональной тектоники и вулканизма в таком большом масштабе существует еще и несколько иная зависимость между вулканической деятельностью и тектоническими движениями (преимущественно вертикальными) разного знака, разных скоростей и амплитуд, выявленная наблюдениями в современных вулканических областях, где точными замерами установлены поднятия и опускания земной поверхности, различно связанные с извержениями вулканов (Энман, 1965).

Так как вертикальные движения земной поверхности обусловливают изменение осадочных фаций, то это вызывает синхронность вулканических и осадочных циклов.

Каково суммарное влияние действия многих вулканов и синхронных движений земной коры на весь ход осадконакопления и формирования вулканических и осадочных циклов на значительной территории и притом в течение длительного (геологического) времени? Вопрос этот может быть разрешен путем сбора наблюдений как по современным вулканам, так и при помощи детального изучения последовательной смены отложений вулканогенно-осадочных формаций. При этом в последних должны рассматриваться и состав отложений, и их происхождение. Необходимо изучение не только смены пород, но и последовательной смены их генетических типов, которая является результатом усредненного действия разных факторов в течение достаточно большого интервала времени и на значительном пространстве. Решая эту задачу, следует параллельно рассматривать цикличность как вулканогенных, так и осадочных образований, участвующих в строении вулканогенно-осадочных формаций.

Известна тесная связь вулканизма с повышенной сейсмичностью района и с землетрясениями, которая осуществляется различно.

Интересно отметить, что землетрясения также имеют свою циклическую повторяемость разных порядков. Были отмечены 3- и 11-летние периоды повышенной сейсмической активности.

С другой стороны, Филипасом в 1965 г. было отмечено одновременное увеличение количества сейсмических толчков и максимума амплитуды морских приливов. Вместе с тем связь с приливами и годовыми сезонами отмечается и для вулканической активности. Так, например, характерной чертой действующего вулкана Фого (о-ва Зеленого Мыса) является синхронность его активности с длительными периодами земных приливов (Machado, 1965). Десятилетние наблюдения Т.Джаггера над уровнем стояния лавы в лавовом озере вулкана Килауеа показали его сезонные изменения (причем наибольшая активность наблюдалась в весенние периоды и минимальная - осенью).

А.Е.Святловский (1967а, б) указывает на сопряженность тектонических процессов, вулканизма и осадконакопления; И.В.Мелекесцев (1969а) рассматривает возможную связь вулканизма и оледенений. Н.Ф.Балуховским (1966) проанализирована связь циклической седиментации с астрономическими факторами разных порядков, в частности с циклами солнечной активности, изменением эксцентриситета земной орбиты и с другими явлениями космического порядка.

Все эти пока разрозненные данные наводят на мысль о том, что связь, казалось бы, столь различных явлений иногда может быть обусловлена их общими причинами, в том числе лежащими вне Земли. В частности, цикличность вулканизма может быть в какой-то мере связана с цикличностью солнечной активности. По-видимому, не случайно для них намечаются сходные периоды времени: сезонные, 3-годовые, 11-, 35-летние и т.д. Более крупные циклы, вероятно, соответствуют более крупным периодам изменения солнечной активности. Возможно, что эксплозивная вулканическая деятельность и ее периодичность определяются еще какими-то другими причинами или же связь ее с космическими явлениями более сложная. Можно предположить, что сезонная периодичность и трехлетние циклы солнечной активности создают ритмическое строение отложений не только осадочных, но и вулканогенно-осадочных. Более же крупные периоды солнечной активности обусловливают появление циклов разных порядков. Пока причины, вызывающи. циклич-ность, еще не изучены в достаточной степени и их трактовка находится лишь в сфере предположений, требующих проверки и подтверждения.

Особенности основных закономерностей формирования вулканических и осадочно-вулканических циклов и значение их изучения

Из существующей литературы очевидно, что для вулканологов цикл - это прежде всего какой-то законченный этап развития, причем не обязательно повторяющийся (например, "цикл вулканической деятельности", "цикл геосинклинального развития" и т.п.). Поэтому для периодической повторяемости отложений вулканических областей мы, безусловно, можем применять термин "цикл" в нашем пони-

мании, т.е. как комплекс образований, отвечающий определенному этапу в накоплении отложений.

В отложениях областей активного вулканизма "циклом" мы считаем определенную закономерную последовательность отложений разных генетических типов, обусловленную различными причинами (как экзогенными, так и эндогенными), которая приобретает периодический характер; при этом циклы, ее составлющие, имеют не только черты сходства, но и черты различия в составе и строении, обусловленные общей направленностью развития данного региона.

Ясно, что в этом понимании совершенно невозможно заменить термин "цикл" термином "ритм", тем более, что вспышки и прекращение вулканической активности обычно происходят далеко неравномерно. Термин "вулканический ритм" можно применить только к тем образованиям, которые формируются при процессах, правильно повторяющихся, часто через одинаковые интервалы времени (например, ритмично-слоистые отложения гейзеров, повторяемость гетерогенных элементов в породах типа ритмитов, многократное чередование более грубообломочных и более мелкообломочных туфов и т.п.). Они имеют значительно меньший масштаб. Ритмичность вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений описывалась выше, в частности в кратерно-озерных осадках, в мутевых тефровых потоках, в телепирокластических отложениях второй группы и др.

Из материала, изложенного в предыдущих разделах, видно, что основные закономерности циклической седиментации, установленные при изучении осадочных циклов в терригенных формациях, присущи также и различным вулканическим и осадочно-вулканическим циклам. Однако в последних они приобретают особенности, обусловленные специфичностью литогенеза именно этих образований. Кратко основные закономерности вулканогенной циклической седиментации сводятся к следующим положениям.

Появление вулканических циклов обусловлено глубинными процессами и может быть связано с некоторыми космическими явлениями, но оно не зависит ни от климатических изменений, ни от палеогеографии. Поэтому связь этих циклов с изменением осадочных фаций может быть лишь косвенная, если это изменение зависит от тех же региональных причин, что и вулканизм (например, синхронных тектонических движений, солнечной активности и др.). Если вулканические циклы разных порядков (эффузивные, эруптивные, вулкано-магматические) обусловливаются разными процессами, то в этом случае они не подчиняются единой общей закономерности в отличие от циклов осадочных, для которых это характерно.

Строение вулканического цикла может быть и простым, и сложным независимо от его типа.

Изменение строения вулканического цикла выражается в смене генетических типов вулканогенных образований. Такая смена часто может происходить в пределах неизменной фациальной обстановки. Это отличает их от осадочных циклов, которые часто обусловливаются именно сменой фаций.

Характерны резко выраженная асимметрия вулканических циклов и скачкообразный переход на их границах.

Внутри каждого цикла обычно видна отчетливо выраженная направленность изменения элементов, слагающих цикл, что подчеркивает правильность понимания цикла как определенного этапа эволюционного развития. Переходы между элементами, слагающими эти циклы, могут быть разного рода: и быстрые - резкие, и растянутые - постепенные.

В вулканических циклах, так же как и в осадочных, могут выпадать отдельные элементы, в результате чего возникают неполные циклы. Особенно это характерно для эруптивных циклов.

В циклически построенной толще смежные вулканические циклы одного типа сходны, но не тождественны полностью, что связано с той эволюцией региона, на фоне которой они формируются. Однако из-за отсутствия достаточного фактического материала наблюдений пока неясно, всегда ли отмечается в ряду смежных вулканических циклов закономерное то нарастание, то убывание их характерных признаков (как это типично для циклов осадочных) или же изменение от цикла к циклу происходит более резко, скачкообразно. Однообразная и равномерная повторяемость каких-либо вулканогенных элементов присуща не цикличности, а ритмичности и связана с низшей периодичностью вулканических процессов.

Формирование вулканических циклов, по-видимому, в большей степени связано с регрессивной частью крупных осадочных циклов, в частности с концом регрессии. В связи с этим в вулканогенно-осадочных толщах началом осадочного (или осадочно-вулканического) цикла иногда удобнее считать начало трансгрессивного ряда отложений.

Соотношение вулканических и осадочных циклов в отложениях областей активного вулканизма может быть очень разнообразным и выражаться в формировании сложных осадочно-вулканических (или вулканогенно-осадочных) циклов различных масштабов и порядков.

Расщепление вулканического цикла на площади, по-видимому, происходит при переходе его в осадочно-вулканический (а последнего - в осадочный) за счет исчезновения вулканогенной составляющей, которая время от времени накладывается на непрерывно идущий процесс седиментации. При этом в переходных зонах может возникать осадочно-вулканическая цикличность низшего порядка (в этом отличие осадочно-вулканических циклов от чисто осадочных, тип которых сохраняется при переходе от низшего порядка к высшему). Однако конкретного материала, рассматриваемого в этом аспекте, пока еще очень мало.

Переходы между вулканогенной и осадочной составляющими осадочно-вулканических циклов бывают и резкие, и постепенные, через переходную зону. В последнем случае переходы могут быть выражены различно: а) в постепенно усиливающейся обработке вулканогенного материала (формирование тефроидов разных генетических типов); б) в появлении примеси одного материала в другом (в том числе формирование туффитов и туфо-осадочных пород также разных генетических типов); в) наконец, в более или менее частом переслаивании обеих составляющих вплоть до формирования тонкослоистых пород типа ритмитов.

Изучение особенностей циклической седиментации вулканических областей и закономерностей, которым она подчиняется, имеет два аспекта.

Во-первых, геологический. Понимание цикличности имеет значение для выявления закономерностей седиментации в областях активного вулканизма и формирования в них тех или иных полезных ископаемых (как осадочных, так и вулканогенных), связанных с различными генетическими типами отложений. С этой точки зрения большой интерес представляет изучение цикличности и ритмичности в комплексах отложений озерных, дельтовых и субаквальных фумарольных полей. Знание закономерностей циклической седиментации поможет выявлению особенностей синхронных ей тектонических движений.

Так как циклы в нашем понимании - это стратификационные единицы, отвечающие определенным этапам развития района, то они могут быть использованы при стратиграфических работах для корреляции разрезов, как это уже было сделано при изучении осадочных отложений иных областей (Ботвинкина, 1953, 1955; и др.). Установленная последовательная направленность смены генетических типов в разных разрезах поможет их коррелировать даже в том случае, если эти разрезы сложены различными отложениями. Границы крупных циклов в ряде случаев являются стратиграфическими границами. Наконец, различие типов цикличности может служить дополнительным признаком при определении и классификации вулканогенно-осадочных формаций.

К сожалению, наши знания о законах циклической седиментации еще очень недостаточны. Осадкообразование - вообще сложный процесс, а тем более в вулканической области, где переплетается влияние различных факторов, среди которых не всегда легко выделить ведущие. Поэтому циклический характер осадконакопления часто ускользает от внимания исследователя. Трудности выделения циклов усиливаются еще и тем, что до сих пор в этой области исследования не разработана методика и не были сформулированы достаточно четко основные закономерности циклической седиментации вообще. Тем не менее решение всех этих вопросов представляется весьма важным, а выделение циклов разных порядков и типов поможет глубже познать процессы, управляющие осадкообразованием.

Во-вторых, кроме "геологического" использования наших знаний о цикличности есть еще и другой аспект их применения. Выяснение закономерностей пери-

одического действия вулканической активности предпринимается сейчас для прогнозирования вулканических взрывов и в других целях, имеющих народнохозяйственное значение. Но эта работа основывается на материале наблюдений за действием сравнительно небольшого количества современных активных вулканов за промежуток времени не более 200–300 лет, что ничтожно мало по сравнению с геологическим временем эволюции вулканизма. При этом доступны наблюдениям преимущественно наземные вулканы.

Между тем закономерности, которым подчиняется вулканическая деятельность в настоящее время, безусловно, должны быть выяснены на большом количестве объектов (причем как наземных, так и субмаринных) и в значительно большем интервале времени. А это возможно только в случае привлечения к этим исследованиям многочисленных геологических данных, полученных в результате анализа закономерностей формирования вулканогенно-осадочных формаций. С этой точки зрения чрезвычайно большое значение имеет выявление периодичности разного рода, существующей в отложениях областей активного вулканизма, причин этой периодичности и характера ее проявления.

Таким образом, при изучении особенностей циклической седиментации вулканических областей и закономерностей формирования вулканических и осадочно-вулканических циклов мы должны идти не только от изучения современных процессов к пониманию геологических явлений, но и от изучения процессов, проходящих в геологическом времени, к пониманию современного этапа их развития.

Настоящая глава имела целью показать существование разнообразной цикличности осадкообразования в областях активного вулканизма и в то же время подчеркнуть трудности ее выявления в связи с полигенностью отложений и наложением одна на другую цикличности разного масштаба и различной природы. Вместе с тем решение этих вопросов имеет существенное значение как для понимания закономерностей формирования вулканогенно-осадочных формаций, так и с точки зрения использования этих данных при исследованиях разных направлений. Вопросы, связанные с цикличностью этих формаций, пока освещены очень мало, поэтому данную главу следует рассматривать лишь как изложение предварительных данных и соображений, которые в дальнейшем должны уточняться и развиваться на основе изучения разнообразного фактического материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В изложенной работе собран разнообразный материал по характеристике областей активного вулканизма разного происхождения, различного возраста и изученных в разных районах. Разнообразие объектов исследования позволило выявить черты, присущие тем или иным генетическим типам, признаки сходства и различия разных типов, а также те особенности, которые появляются в отложениях в результате синхронной их формированию активной вулканической деятельности.

Все типы отложений как по процессу формирования, так и по присущим им признакам представляют овеществленную в осадках и породах цепь природных явлений, отдельные звенья которой закономерно связаны между собой взаимными переходами. Это нашло отражение в предложенной генетической классификации, представленной в табл. 19, а также в классификационных табл. I, II и III. Отчетливо наметились три группы отложений, краткая сравнительная характеристика которых дана в четвертой главе первой части.

Признаки отложений первой группы определяются в основном вулканизмом.

Отложения вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные второй группы формируются в результате вулканической деятельности, но при значительном воздействии экзогенных факторов. Поэтому они имеют ряд структурно-текстурных признаков и особенностей стратификации, сходных с таковыми в типично осадочных отложениях. Это иногда затрудняет их диагностику, особенно в породах, сильно измененных вторичными процессами.

Преимущественно осадочные отложения генетических типов третьей группы характеризуются признаками, позволяющими выделять их в любой области. Но наряду с этим в вулканических областях они приобретают ряд специфических черт как общих, типичных вообще для седиментации в этих областях, так и частных, присущих только определенным генетическим типам. Известно, что общим признаком этих отложений прежде всего является частая примесь к обычному осадочному вулканогенного материала – тефры (чаще в той или иной мере уже обработанной), а также хемогенных веществ, состав которых вообще может быть несвойственным данной фациальной обстановке седиментации. В ряде случаев вулканогенный материал столь обилен, что даже подавляет терригенное или биогенное осадконакопление. Но это еще далеко не все. В областях активного вулканизма развиваются такие генетические типы осадочных отложений, которые в других областях имеют меньшее развитие (при прочих равных условиях): например, пролювий в гумидном климате; широко развитые коллювиальные отложения (особенно в субмаринной обстановке вулканических областей, где коллювиальные процессы могут достигать грандиозных размеров) и т.д. Переходить в ископаемое состояние в этих областях могут такие наземные отложения, которые в чисто осадочных толщах сохраняются значительно реже (например, коллювиальные и делювиальные отложения, горный аллювий и др.). Это связано с тем, что лавовые и пирокластические потоки, перекрывая формирующиеся осадки, как бы "запечатывают" их и предохраняют от разрушения и размыва, а характерные для вулканических областей тектонические опускания отдельных блоков выводят их из сферы разрушения эрозионными процессами.

Строение толщ, стратификация, характерная для отложений тех или иных генетических типов и классов, здесь также имеют специфичность; при этом иногда отложения одних типов приобретают черты сходства с отложениями иных генетических типов невулканических областей. Так, например, морены горных ледников в вулканических областях могут приобретать некоторые черты, свойственные моренам ледников материковых; аллювий, формирующийся в спокойной тектонической обстановке, в результате дополнительной подачи масс пирокластического материала приобретает черты констративного аллювия, обычно формирующегося в областях тектонического прогибания. Лагунные отложения, для которых вообще более характерны мелководные условия, здесь могут накапливаться в глубоководных лагунах, возникновение которых связано с вулканизмом. Эоловые отложения мо-

гут возникать в результате перевевания массы рыхлого пирокластического материала в таких обстановках, где в невулканических областях в большом количестве они не встречаются, и т.д. Ряд подобных примеров приведен при описании конкретных отложений во второй части работы.

В осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканоосадочных отложениях вулканических областей как в наземных, так и в субаквальных условиях возникают текстуры, которые нехарактерны для отложений таких же генетических типов, но в областях невулканических. Это прежде всего многочисленные виды текстур нарушений первичной слоистости - изгибы, смятия, текстуры перемешивания, разламывания, оползания, встряхивания, взмучивания и т.п. Наблюдаются внедрения одного слоя в другой, а также включения грубых фрагментов в тонкозернистом материале. Характерно развитие слоистости облекания и заполнения в наземных отложениях.

Гранулометрический состав пород в ряде случаев значительно более разно- и грубозернистый, чем это присуще отложениям данного генетического типа вообще. То же можно сказать и о сортировке фрагментов обломочных пород.

Мы почти не касались особенностей минерального состава отложений, так как это особый вопрос, связанный с другим направлением исследований и требующий специального рассмотрения. Однако естественно, что диагенетические процессы, и в частности аутигенное минералообразование, также имеют свою специфику, определяемую не только фациальными условиями, но и составом, и агрегатным состоянием поступающего в осадок вулканогенного материала. Подача из недр многих соединений, неустойчивых в поверхностных условиях, способствует большей активности диагенетических процессов (особенно в наземной обстановке). Состав поступающих вулканогенных продуктов определяет особенности аутигенного минералообразования, часто вообще-то несвойственного той фациальной обстановке, в которой оно происходит.

Кроме ряда перечисленных общих черт, обусловленных вулканизмом, отложения различных генетических типов и их разновидностей приобретают под его влиянием признаки, свойственные только определенному генетическому типу. Они были рассмотрены во второй части при описании отложений, относимых к конкретным генетическим единицам.

С практической точки зрения большое значение имеет то обстоятельство, что с различными генетическими типами связаны концентрации определенных элементов и формирование тех или иных полезных ископаемых. С этих позиций наименее "продуктивны" некоторые образования первой группы, а также грубые кластические отложения первой и второй групп. Напротив, весьма перспективны с этой точки зрения отложения озерные и областей фумарольных полей второй группы. Что же касается третьей группы, то здесь большой интерес представляют отложения генетических типов, формирующихся в обстановках, где происходит основная аккумуляция осадочного материала: отложения озерные, аллювиальные, лагунные и дельтовые в наземных и прибрежно-морских условиях, а также отложения в депрессиях морского дна. Выявление распространения этих генетических типов в вулканогенно-осадочных формациях, несомненно, будет способствовать определению возможного распространения также и связанных с ними полезных ископаемых. При этом последние различаются в связи с наложением вулканизма разного типа на один и тот же "фациальный фон".

Рассмотрение обстановок формирования отложений вулканических областей позволило наметить ландшафтные (в том числе вулканоландшафтные) их комплексы, а также иные комплексы генетических типов, определяемые собственно вулканической деятельностью. При этом отмечается, что в одной общей фациальной обстановке могут формироваться отложения, генетически несвязанные, что является отличием именно вулканических областей.

Рассмотрение последовательности разнообразных отложений во времени позволило выявить особую сложную цикличность строения толщ - осадочную, вулканогенную и вулканогенно-осадочную. С закономерной последовательностью наслоения и сменой одних генетических типов другими связана закономерная же приуроченность тех или иных полезных ископаемых к определенным горизонтам. Кроме цикличности разных порядков отмечается мелкое ритмическое повторение элементов разреза разного масштаба вплоть до формирования пород типа ритмитов.

Проведение данной работы в целом было невозможно без уточнения терминологии, в которой, как мы отмечали, существует большой разнобой. Поэтому в первой части работы было уделено внимание как терминологии, связанной с признаками пород (главным образом структурными и текстурными), так и терминам, характеризующим генетические понятия. В частности, рассмотрены понятия "фация" и "генетический тип" и их соотношения. Эти понятия хотя иногда и близкие, но не тождественные. Они могут сосуществовать и применяться к разным объектам при генетическом анализе отложений.

Систематика генетических типов осадочных отложений - проблема литологическая. Однако систематика генетических типов отложений вулканогенно-осадочных толщ невозможна без учета данных вулканологии.

Материал, изложенный в настоящей работе, является в какой-то мере итогом того, что уже сделано большой армией исследователей.

При уточнении общей характеристики отложений разных генетических единиц и определении их наиболее типичных черт мы стремились к тому, чтобы отделить общее от частного, главное от второстепенного и не возводить в ранг типичных признаков те, которые обусловлены не общим процессом формирования, характерным для данного типа, а случайными или местными обстоятельствами. Но так как специальных работ по выделению генетических типов по существу проводилось очень мало, часть из них охарактеризована еще недостаточно полно и на основе изучения лишь единичных объектов.

Генетическое направление в изучении вулканогенно-осадочных толщ, безусловно, будет развиваться в дальнейшем рядом исследователей и на различных объектах. В процессе работы над данной темой выявились те проблемы, которые существуют по некоторым затронутым вопросам. В связи с этим хочется упомянуть о тех первоочередных задачах и направлениях, которые при этом наметились.

Основное направление - это дальнейший подбор и увеличение количества конкретных наблюдений по выявлению признаков отложений наметившихся разных генетических типов и других генетических единиц. Таких исследований пока еще мало и их надо ставить, так как окончательная характеристика типа должна быть дана на разнообразном материале. В настоящей работе автору это далеко не всегда удавалось сделать из-за отсутствия данных, поэтому естественно, что характеристика ряда типов будет в дальнейшем дополнена и уточнена.

Среди отложений вулканических областей лучше изучены такие генетические типы, как, например, пирокластические потоки, лахары, ледниковые отложения и другие, но с ними связано небольшое количество полезных ископаемых. Отложения же, наиболее перспективные в этом смысле (озерные, дельтовые, аллювиальные, болотные, лагунные, фумарольных полей и т.п.), изучены в вулканических областях в меньшей степени, и поэтому их специфичность раскрыта далеко не в полной мере. В этом аспекте, очевидно, следует поставить специальные исследования прежде всего тех отложений, с которыми в большей степени связаны полезные ископаемые.

Выявление особенностей разных генетических типов должно проводиться, с одной стороны, на материале изучения современных и молодых отложений заведомо известного генезиса, а с другой - на основе описания пород, слагающих вулканогенно-осадочные формации. В первом случае лучше выявляются первичные структурные черты отложений и их первоначальный состав, во втором случае мы часто можем более отчетливо выявить соотношения различных генетических типов отложений во времени и пространстве, а некоторые типы мы вообще можем изучать лишь на ископаемых объектах. Естественно, что рассмотрение генетических типов отложений и присущих им признаков должно проводиться в сравнительном аспекте, чтобы можно было выявить черты сходства и вместе с тем черты различия внешне сходных отложений.

В данной работе автором иногда при отсутствии фактического материала высказывались предположения о возможных признаках тех или иных отложений исходя из процесса их формирования. Эти предположения нуждаются в проверке и уточнении на основе сбора конкретного фактического материала. Необходимо также обратить внимание на специфические черты, налагаемые вулканизмом на типы отложений третьей группы и отличия последних от аналогичных им отложений, но

формирующихся в невулканических областях. Понятно, что во всех случаях особенно существенно выяснение связей с теми или иными генетическими типами определенных полезных ископаемых.

Вспомогательным направлением дальнейших работ, но тем не менее весьма существенным для развития основного следует считать продолжение уточнения терминологии и номенклатуры и по возможности максимальную их унификацию. Особенно это относится к структурным и текстурным терминам, а также к понятиям, связанным с генезисом пород. Некоторые предложения автора в этом аспекте приведены в первой части работы.

Еще одно направление дальнейших работ – это уточнение связей между генетическими единицами разного рода и выявление их соотношений в пространстве. В частности, весьма перспективным будет изучение периодической повторяемости элементов разреза: ритмичности и цикличности разных масштабов и различной природы. Кратко мы коснулись этого в специальной главе. Однако сложные вопросы о причинах появления циклов разных типов, об их соподчинении, о соотношении циклов вулканогенных с циклами осадочными и т.п. должны разрешаться на значительно большем материале наблюдений (причем специально поставленных) и при целеустремленном сборе фактического материала. Мы видим, что даже немногочисленные пока работы такого рода уже многое дали для понимания закономерностей осадконакопления. Работы в этом аспекте обязательно должны коррелироваться с изучением тектонических движений, синхронных седиментации. С другой стороны, восстановлению последних в свою очередь может помочь детальное изучение последовательности пород в сложных циклически построенных разрезах. Вполне вероятно, что работа в этом направлении позволит уточнить особенности крупных циклов вулканической деятельности, отвечающих определенным этапам развития Земли и связанных с тектоно-магматическими циклами. Весьма существенно также рассмотрение на фоне циклически построенных разрезов положения в них полезных ископаемых и места, занимаемого последними в определенной последовательности отложений. Эти наблюдения дадут материал для прогнозирования поисковых работ.

Раскрытие особенностей генетических типов и существующих между ними соотношений поможет полнее охарактеризовать вулканогенно-осадочные формации. Особенно существенно при этом выяснение причинных связей различных явлений.

Необходимо выявить критерии для определения палеогеографических условий формирования морских отложений третьей, второй и частично первой групп. В этом направлении нам помогают изучение различных фациальных условий современной донной седиментации и их диагностика (работы, проводимые океанологами в содружестве с литологами). В настоящее время сведений об особенностях морской, особенно глубоководной, седиментации еще мало, а детальный фациальный анализ таких отложений почти не проводился.

Текстурный анализ, уже широко применяемый в осадочной геологии при выделении фаций и при палеогеографических реконструкциях, еще недостаточно используется при изучении вулканогенно-осадочных формаций, а это один из существенных методов, помогающих определению фациальных и гидродинамических условий осадконакопления. Вместе с тем специфичность осадконакопления в областях активного вулканизма придает текстурам пород и особенно стратификационным текстурам осадочных толщ характерные черты, свойственные именно вулканическим областям (разнообразные оползневые и другие текстуры нарушений, часто линзовидное залегание, ритмичность наслоения и др.). Специфические текстуры, характерные именно для отложений вулканических областей, в частности для вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, изучены далеко недостаточно. Следует рассмотреть взаимную связь макро- и микротекстур, а также соотношение структурных и текстурных признаков вулканогенно-осадочных пород. Наконец, весьма важно изучение возникающих в этих отложениях постседиментационных текстур, особенно диагенетических, и соотношения последних с текстурами седиментационными. Автором в первой части работы предложена некоторая систематизация текстур разного рода, однако для решения указанных вопросов необходимо их специальное изучение.

Несомненно, что в дальнейшем характеристика разных генетических типов будет пополнена сведениями об их вещественном составе, будут выявлены также от-

личия в составе отложений одного и того же типа в зависимости от принадлежности последнего к тому или иному комплексу (ландшафтному и вулканическому). Можно полагать, что в ряде случаев подтипы одного типа, входящие в разные комплексы, будут различаться именно своим минеральным и химическим составом.

Особая задача будущих исследований - выделение и уточнение особенностей генетических типов отложений, формирующихся (и формировавшихся в прошлом) на дне морей и океанов в геосинклинальных областях, для которых типична вулканическая деятельность. Наши сведения о генетических типах этих областей пока еще весьма невелики. При этом надо иметь в виду, что методика фациального анализа, разработанная в основном на материале изучения континентальных и прибрежно-морских отложений, не может быть полностью, без изменений и дополнений применена к глубоководным отложениям геосинклиналей. Очевидно, требуется работа по уточнению этого метода применительно к указанным объектам. Выделение генетических типов геосинклинальных отложений, формировавшихся под влиянием вулканической деятельности, приобретает особое значение в связи с разработкой общей большой проблемы изучения геосинклиналей прошлого.

Со всеми указанными направлениями исследований тесно связано главное практическое их применение: выявление закономерностей размещения различных полезных ископаемых вулканогенного происхождения, их связей с теми или иными генетическими типами, особенностей их пространственного положения, а также характера концентраций. Знание этих закономерностей поможет прогнозированию местонахождения полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных формациях разного рода.

Аверьев В.В. 1966. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. – В кн.: Труды II Всес. вулканол. совещания, т. 1. М., "Наука".

Аверьянов И.П. 1966. Гидротермально измененные породы и условия их образования. – Труды Сахалинск. компл. научно-иссл. ин-та, вып. 16.

Аверьянов И.П. 1969. Особенности геологического картирования кратерно-озерных отложений (на примере некоторых вулканов Курильских островов). – В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., "Наука".

Аверьянов И.П., Тютрин И.И. 1972. Литолого-фациальные особенности кратерно-озерных отложений и связанных с ними полезных ископаемых (на примере серных месторождений Курильских островов). – В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск.

Аверьянов И.П., Храмова Г.Г. 1969. Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений. – В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".

Архангельский А.Д. 1930. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, вып. 1–2.

Астратян В.П., Мовсесян М.А. 1972. К вопросу о ритмичности в свитах вулканогенно-осадочных пород Центральной и Северной Армении; связь осадконакопления с вулканизмом. – В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск.

Балуховский Н.Ф. 1966. Геологические циклы. Киев, "Наукова думка".

Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис И.С. 1969. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. – Океанология, т. 9, вып. 3.

Башарина Л.А. 1966. Эксгаляции базальтовых и андезитовых лав Камчатских вулканов. – В кн.: Труды II Всесоюзного вулканологического совещания, т. 1. М., "Наука".

Безруков П.Л. 1956. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине. – Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 2, Сб. статей по цунами.

Безруков П.Л. 1960. Донные отложения Охотского моря. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 32.

Безруков П.Л. 1970. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. – В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., "Наука".

Безруков П.Л. 1971. Семинар по глубоководным осадкам морей и океанов. – Литология и полезные ископаемые, № 3.

Безруков П.Л., Лисицин А.П. 1960. Классификация осадков современных морских водоемов. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 32.

Безруков П.Л., Лисицин А.П. 1961. Классификация осадков современных морских водоемов. – В кн.: Современные осадки Мирового океана. М., Изд-во АН СССР.

Белостоцкий И.И. 1963. Вулканы гор Кара-Тайга (Сой-Тайга) в северо-восточной Туве. – В кн.: Проблемы палеовулканологии (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1). Алма-Ата.

Белоусов В.И., Иванов Б.В. 1967. Пемзовые формации района депрессии Узон-долины реки Гейзерная. – Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 30.

Бергер М.Г. 1969а. К вопросу о сущности фациального анализа. – В кн.: Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР, Тезисы докладов. Л.

Бергер М.Г. 1969б. К вопросу о фациях (к 100-летию учения о фациях в России). – Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Бойд Ф.Р. 1963. Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке. Вайоминг. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.

Бонатти Э. 1966. Механизм глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана. – Труды Второго Междунар. океанол. конгресса. Тезисы докладов.

Борисов О.Г., Борисова В.Н. 1966. Зональность гидротермально-измененных пород в связи с экструзиями различного состава. В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.

Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я., Зарайский Г.П., Яковлев Г.Ф. 1965. Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал). – Геол. рудных месторождений, № 6.

Ботвинкина Л.Н. 1952. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Ботвинкина Л.Н. 1953. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР.

Ботвинкина Л.Н. 1954. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Ботвинкина Л.Н. 1955. Метод сопоставления разрезов угленосных толщ на основе фациально-циклического анализа. – В кн.: Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР.
Ботвинкина Л.Н. 1956. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ.– Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. – Труды ГИН АН СССР, вып. 59.
Ботвинкина Л.Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наслоения в параллических формациях разных климатических областей. – Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
Ботвинкина Л.Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости. М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н. 1966. Ритмит – особый текстурный тип породы смешанного состава. – Литология и полезные ископаемые, № 5.
Ботвинкина Л.Н. 1968. Некоторые задачи изучения вулканогенно-осадочных отложений. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1 (Труды ГИН АН СССР, вып. 195). М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н. 1970а. Выступление на Всесоюзном семинаре по классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. Изд-во ЦК КП Грузии.
Ботвинкина Л.Н. 1970б. К познанию текстур осадочных пород и толщ. – Литология и полезные ископаемые, № 3.
Ботвинкина Л.Н. 1970в. Текстурный анализ и его роль в литологических исследованиях.– В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. I. М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н. 1972. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и особенности их фациального анализа. – Литология и полезные ископаемые, № 2.
Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П., Феофилова А.П., Яблоков В.С. 1956. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР.
Ботвинкина Л.Н., Македонов А.В., Гуревич А.В., Ишина Т.А., Любер А.А., Слатвинская Е.А. 1970. Основные типы ландшафтов угленосных формаций. – В кн.: Угленосные формации и их генезис. Тезисы докладов. М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н., Селиверстов В.Н., Соколова Т.Н., Яблоков В.С. 1963. Некоторые генетические типы красноцветных татарских отложений Оренбургского Приуралья. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Ботвинкина Л.Н., Соколова Е.А. 1966. О двух способах формирования вулканогенно-осадочных пород. – Докл. АН СССР, т. 170, № 5.
Ботвинкина Л.Н., Яблоков В.С. 1963. Особенности дельтовых отложений в угленосных и меденосных формациях. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.
Брайцева О.А. 1967. Геоморфологическое строение Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы неотектоники. – В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 5. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Брайцева О.А., Краевая Т.С., Лупикина Е.Г. 1966. О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке. – В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23). М., "Наука".
Брайцева О.А., Краевая Т.С., Шеймович В.С. 1965. О происхождении Курильского озера и пемз этого района. – В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 3. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Бровков Г.Н. 1963. Осадочно-телепирокластические формации – особый тип породных ассоциаций. – В кн.: Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2). Алма-Ата.
Бровков Г.Н. 1964. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы. – Литология и полезные ископаемые, № 2.
Бутузова Г.Ю. 1967. Современный железорудный процесс в районе вулкана Санторин. – В кн.: Труды VII Всесоюзного литологического совещания. М., "Наука".
Бутузова Г.Ю. 1968. Современные осадки в кальдере острова Санторин и влияние вулканизма на их образование. – В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., "Наука".
Бутузова Г.Ю. 1969. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. – Труды ГИН АН СССР, вып. 194.
Былинкина А.А. 1954. К изучению сухих рек Ключевского вулкана. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.
Вакин Е.А. 1966. Аагские термоминеральные источники на Камчатке. – Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 41.
Вакин Е.А. 1967. О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами. – В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., "Наука".

Аверьев В.В. 1966. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. – В кн.: Труды II Всес. вулканол. совещания, т. 1. М., "Наука".

Аверьянов И.П. 1966. Гидротермально измененные породы и условия их образования. – Труды Сахалинск. компл. научно-иссл. ин-та, вып. 16.

Аверьянов И.П. 1969. Особенности геологического картирования кратерно-озерных отложений (на примере некоторых вулканов Курильских островов). – В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., "Наука".

Аверьянов И.П., Тютрин И.И. 1972. Литолого-фациальные особенности кратерно-озерных отложений и связанных с ними полезных ископаемых (на примере серных месторождений Курильских островов). – В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск.

Аверьянов И.П., Храмова Г.Г. 1969. Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений. – В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".

Архангельский А.Д. 1930. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, вып. 1-2.

Астратян В.П., Мовсесян М.А. 1972. К вопросу о ритмичности в свитах вулканогенно-осадочных пород Центральной и Северной Армении; связь осадконакопления с вулканизмом. – В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск.

Балуховский Н.Ф. 1966. Геологические циклы. Киев, "Наукова думка".

Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис И.С. 1969. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. – Океанология, т. 9, вып. 3.

Башарина Л.А. 1966. Эксгаляции базальтовых и андезитовых лав Камчатских вулканов. – В кн.: Труды II Всесоюзного вулканологического совещания, т. 1. М., "Наука".

Безруков П.Л. 1956. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине. – Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 2, Сб. статей по цунами.

Безруков П.Л. 1960. Донные отложения Охотского моря. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 32.

Безруков П.Л. 1970. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. – В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., "Наука".

Безруков П.Л. 1971. Семинар по глубоководным осадкам морей и океанов. – Литология и полезные ископаемые, № 3.

Безруков П.Л., Лисицин А.П. 1960. Классификация осадков современных морских водоемов. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 32.

Безруков П.Л., Лисицин А.П. 1961. Классификация осадков современных морских водоемов. – В кн.: Современные осадки Мирового океана. М., Изд-во АН СССР.

Белостоцкий И.И. 1963. Вулканы гор Кара-Тайга (Сой-Тайга) в северо-восточной Туве. – В кн.: Проблемы палеовулканологии (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1). Алма-Ата.

Белоусов В.И., Иванов Б.В. 1967. Пемзовые формации района депрессии Узон-долины реки Гейзерная. – Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 30.

Бергер М.Г. 1969а. К вопросу о сущности фациального анализа. – В кн.: Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР, Тезисы докладов. Л.

Бергер М.Г. 1969б. К вопросу о фациях (к 100-летию учения о фациях в России). – Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Бойд Ф.Р. 1963. Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке. Вайоминг. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.

Бонатти Э. 1966. Механизм глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана. – Труды Второго Междунар. океанол. конгресса. Тезисы докладов.

Борисов О.Г., Борисова В.Н. 1966. Зональность гидротермально-измененных пород в связи с экструзиями различного состава. В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.

Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я., Зарайский Г.П., Яковлев Г.Ф. 1965. Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал). – Геол. рудных месторождений, № 6.

Ботвинкина Л.Н. 1952. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Ботвинкина Л.Н. 1953. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР.

Ботвинкина Л.Н. 1954. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Ботвинкина Л.Н. 1955. Метод сопоставления разрезов угленосных толщ на основе фациально-циклического анализа. - В кн.: Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР.
Ботвинкина Л.Н. 1956. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ.- Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. - Труды ГИН АН СССР, вып. 59.
Ботвинкина Л.Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наслоения в параллических формациях разных климатических областей. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
Ботвинкина Л.Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости. М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н. 1966. Ритмит - особый текстурный тип породы смешанного состава. - Литология и полезные ископаемые, № 5.
Ботвинкина Л.Н. 1968. Некоторые задачи изучения вулканогенно-осадочных отложений. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1 (Труды ГИН АН СССР, вып. 195). М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н. 1970а. Выступление на Всесоюзном семинаре по классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. Изд-во ЦК КП Грузии.
Ботвинкина Л.Н. 1970б. К познанию текстур осадочных пород и толщ. - Литология и полезные ископаемые, № 3.
Ботвинкина Л.Н. 1970в. Текстурный анализ и его роль в литологических исследованиях.- В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. I. М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н. 1972. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и особенности их фациального анализа. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П., Феофилова А.П., Яблоков В.С. 1956. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР.
Ботвинкина Л.Н., Македонов А.В., Гуревич А.В. , Ишина Т.А., Любер А.А., Слатвинская Е.А. 1970. Основные типы ландшафтов угленосных формаций. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. Тезисы докладов. М., "Наука".
Ботвинкина Л.Н., Селиверстов В.Н., Соколова Т.Н., Яблоков В.С. 1963. Некоторые генетические типы красноцветных татарских отложений Оренбургского Приуралья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Ботвинкина Л.Н., Соколова Е.А. 1966. О двух способах формирования вулканогенно-осадочных пород. - Докл. АН СССР, т. 170, № 5.
Ботвинкина Л.Н., Яблоков В.С. 1963. Особенности дельтовых отложений в угленосных и меденосных формациях. - В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.
Брайцева О.А. 1967. Геоморфологическое строение Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы неотектоники. - В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 5. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Брайцева О.А., Краевая Т.С., Лупикина Е.Г. 1966. О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23). М., "Наука".
Брайцева О.А., Краевая Т.С., Шеймович В.С. 1965. О происхождении Курильского озера и пемз этого района. - В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 3. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Бровков Г.Н. 1963. Осадочно-телепирокластические формации - особый тип породных ассоциаций. - В кн.: Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2). Алма-Ата.
Бровков Г.Н. 1964. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
Бутузова Г.Ю. 1967. Современный железорудный процесс в районе вулкана Санторин. - В кн.: Труды VII Всесоюзного литологического совещания. М., "Наука".
Бутузова Г.Ю. 1968. Современные осадки в кальдере острова Санторин и влияние вулканизма на их образование. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., "Наука".
Бутузова Г.Ю. 1969. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. - Труды ГИН АН СССР, вып. 194.
Былинкина А.А. 1954. К изучению сухих рек Ключевского вулкана. - Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.
Вакин Е.А. 1966. Аагские термоминеральные источники на Камчатке. - Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 41.
Вакин Е.А. 1967. О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами. - В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., "Наука".

Вассоевич Н.Б. 1948. Эволюция представлений о геологических фациях. – В кн.: Литологический сборник, вып. I. М.–Л., Гостоптехиздат.
Вассоевич Н.Б. 1948, 1949. Флиш и методика его изучения, ч. 1, 2. Л.–М., Гостоптехиздат.
Вассоевич Н.Б., Хомизури П.И., Бондарчук Г.П. 1967. Об упорядочении литологической и петрографической терминологии. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Вегуни А.Т. 1964. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. – В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Власов Г.М. 1960. Особенности кратерно-озерных отложений. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 6.
Власов Г.М. 1967. О цикличности вулканических процессов. – В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24). М., "Наука".
Власов Г.М., Святловский А.Е. 1964. Молодые наложенные вулканические пояса. – В кн.: Геология СССР, т. 31. Камчатка, ч. I (Геологическое описание). М., "Недра".
Влодавец В.И. 1961. Проблемы туфолав и игнимбритов. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20.
Влодавец В.И. 1962. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
Влодавец В.И. 1964. О термине "игнимбрит". – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Влодавец В.И. 1965. Международный симпозиум по вулканологии в Японии в 1962 г. – В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., "Наука".
Влодавец В.И., Лебедев А.П., Гапеева Г.М. 1962. Задачи палеовулканологических исследований на территории СССР. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
Войтов В.И. 1967. Аномалия температуры и солености в Красном море. – Докл. АН СССР, т. 174, № 6.
Волков В.Н. 1964. О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф – антрацит.– Сов. геол., № 5.
Вопросы вулканизма. 1962. М., Изд-во АН СССР.
Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. 1969. Сб. статей. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Гаврилов А.А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и северных Мугоджар. – Труды ГИН АН СССР, вып. 169.
Гаврилов А.А. 1968. Накопление вулканических обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I (Труды ГИН АН СССР, вып. 195). М., "Наука".
Гаврилов М.Д. 1952. Некоторые особенности развития горных речных долин.– В кн.: Географический сборник, т. I. М.–Л., Изд-во АН СССР.
Галдобина Л.П. 1966. Опыт применения фациально-циклического анализа к осадочно-метаморфическим толщам протерозоя (на примере ятулия Карелии). – Литология и полезные ископаемые, № 3.
Геологический словарь. 1955. Т.1,2,М., Госгеолтехиздат.
Геология и геофизика морского дна. 1969. Труды симпозиума. М., "Мир".
Гептнер А.Р. 1968. Стратиграфия и некоторые особенности осадконакопления позднекайнозойских отложений западной Камчатки. Автореф. канд. дисс. М.
Гептнер А.Р. 1972. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма. – Литология и полезные ископаемые, № 1.
Герасимов И.П., Ильина Л.П. 1960. Современный вулканизм и почвообразование на Камчатке. – Изв. СО АН СССР, № 10.
Гипп С.К. 1962. Проявление подводного вулканизма в районе Азорских островов. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 56.
Горшков Г.С. 1967. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука".
Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. 1965. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. М., "Наука".
Горшков Г.С., Дубик Ю.М. 1969. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. – В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука".
Гросвальд М.Г. 1965. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., "Наука".
Гущенко И.И. 1964. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. – В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Гущенко И.И. 1965. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука".
Гущенко И.И. 1966. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. – В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука".
Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. 1965. О понятиях "фациальный анализ" и "фация".– Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5.
Дельтовые и мелководно-морские отложения. 1963. М., Изд-во АН СССР.
Дзоценидзе Г.С. 1963. К вопросу о классификации песчаников. – Изв. Геол. об-ва Грузии, т. 3, вып. 1.

Дзоценидзе Г.С. 1964. Палеогенный вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение.- В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. М., "Наука".
Дзоценидзе Г.С. 1965а. Влияние вулканизма на образование осадков М., "Недра".
Дзоценидзе Г.С. 1965б. О генезисе Чиатурского месторождения марганца. - Литология и полезные ископаемые, № 1.
Дзоценидзе Г.С. 1969. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра".
Дзоценидзе Г.С. 1970а. Вулканогенно-осадочное рудообразование. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
Дзоценидзе Г.С. 1970б. Выступление на Всесоюзном семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных пород в 1968 г. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. 1970. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород.- В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. 1969. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. - В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука".
Дуничев В.И. 1966. Пропилиты и вторичные кварциты о.Кунашир (Курильские острова) и связанное с ними оруденение. - В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., "Недра".
Егоров О.Н. 1964. Некоторые черты связи тектоники, магматизма и постмагматической деятельности области современного вулканизма (на примере Петропавловского района Камчатки). - В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Елисеев В.И. 1965. Пролювий предгорий аридной зоны. - В кн.: Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений. М., "Наука".
Еркин В.М. 1969. Особенности сероносных фаций вторичных кварцитов Камчатки и Корякского нагорья. - В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука".
Ермаков В.А. 1969. Отложения направленного взрыва вулкана Камень. - В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука".
Жемчужников Ю.А. 1948. Что такое фация? - Литологический сборник, вып. 1. М. - Л., Гостоптехиздат.
Жемчужников Ю.А. 1957. К вопросу о понимании и номенклатуре фации. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Жемчужников Ю.А. 1963. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. - Труды ГИН АН СССР, вып. 86.
Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В. 1959, 1960. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1,2. - Труды ГИН АН СССР, вып. 15.
Заботкин П.П. 1951. Субгляциальные извержения. - Уч.зап. Моск. обл. пед. ин-та, т. 17. Труды кафедры геогр. фак-та, вып. 5.
Зеленов К.К. 1958. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о-в Парамушир). - Докл. АН СССР, т. 120, № 5.
Зеленов К.К. 1963а. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия). - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука".
Зеленов К.К. 1963б. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.- Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
Зеленов К.К. 1967. Подводный вулканизм и его геологическое значение . - В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24). М., "Наука".
Зенкевич Н.Л. 1970. Атлас фотографий дна Тихого океана. М., "Наука".
Зенкович В.П. 1953. Некоторые наблюдения по морфологии устьевых частей малых рек низменного побережья Камчатки. - Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 85, № 5.
Зенкович В.П. 1956. Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки. - Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 1.
Зенкович В.П. 1962. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР.
Иванов Б.В. 1966. Современное образование подушечных лав в субаэральных условиях на Карымском вулкане. - В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука".
Иванов В.В., Кононов В.И., Сугробов В.М. 1968. Основные закономерности формирования гидротерм областей современного вулканизма. - В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., "Наука".
Иванов С.Н. 1966. О возможности подводного образования игнимбритов. - В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 3. Свердловск.
Игнатченко Н.А. 1968. Влияние землетрясений на условия формирования пород. - Литология и полезные ископаемые, № 2.

Ильинская М.Н., Максумова Р.А. 1970. Состав, особенности формирования, вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан). – Докл. АН СССР, т. 195, № 3.

Ильинская М.Н., Максумова Р.А. 1973. Телепирокластические отложения в составе курганской свиты (венд) Таласо-Каратауской зоны. – Литология и полезные ископаемые, № 1.

Ильинская М.Н., Чихрадзе Г.А. 1971. Второй семинар секции вулканогенно-осадочных образований Комиссии по осадочным породам. – Литология и полезные ископаемые, № 6.

Исаенко М.П. 1962. Определитель главнейших текстур и структур руд. М., Госгеолтехиздат.

Исаенко М.П. 1964. Определитель текстур и структур руд. М., "Недра".

Исикава Т., Минатомо М., Куно Х., Мацумото Т., Яги Х. 1963. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.

Калугин А.С. 1967. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. – Литология и полезные ископаемые, № 1.

Калугин А.С. 1970. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., "Недра".

Калугин И.А. 1967. Отложения соединений железа на вулканитах Курильских островов. – Геол. и геофиз., № 4.

Карлов Н.Н. 1963. О пирокластическом материале в среднеазиатском лёссе. – Литология и полезные ископаемые, № 2.

Карташев И.П. 1961. Фации, динамические фазы и свиты аллювия. – Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В. 1964. Сферолоиды верхнепалеозойских порфиров гор Каратемер. – В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3). Алма-Ата.

Кинг К.А.М. 1963. Пляжи и берега. М., ИЛ.

Классификация вулканогенных обломочных горных пород. 1962. М., Госгеолтехиздат.

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, 1970 (по материалам Всесоюзного семинара. Тбилиси, 1968 г.). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.

Козлов И.Т. 1969. Кора выветривания на одной из кимберлитовых трубок в Гвинее. – Литология и полезные ископаемые, № 2.

Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. 1967. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., "Недра".

Кориневский В.Г. 1966. Подушечные лавы Западных Мугоджар. – В кн.: Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 3. Свердловск.

Котова Л.Н. 1966. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай. – Литология и полезные ископаемые, № 2.

Котова Л.Н. 1972. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай (опыт формационного и фациального анализа). – Труды ГИН АН СССР, вып. 224.

Краевая Т.С. 1964. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской групп вулканов. – В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 2. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.

Краевая Т.С. 1969. Генетические типы грубообломочных отложений подножий молодых вулканов Курило-Камчатской вулканической зоны. Автореф. канд. дисс. М.

Краевая Т.С., Мелекесцев И.В. 1969. Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. – В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".

Крашенинников Г.Ф. 1960. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. – В кн.: Вопросы седиментологии. М., Изд-во АН СССР.

Крашенинников Г.Ф. 1970. Развитие, современное состояние и задачи фациального и палеогеографического анализа. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. I. М., "Наука".

Крашенинников Г.Ф. 1971. Учение о фациях. М., изд-во "Высшая школа".

Кременецкая Т.Н. 1972а. Обломочно-шаровые брекчии вулкана Большой Чекчебонай на Камчатке. – Литология и полезные ископаемые, № 1.

Кременецкая Т.Н. 1972б. Об особенностях вулканогенно-осадочных отложений палеодельты р.Ичи на Камчатке. – Литология и полезные ископаемые, № 2.

Кременецкая Т.Н. 1972в. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки. – Литология и полезные ископаемые, № 5.

Кременецкая Т.Н. 1973. О специфике аллювия вулканической области на примере верхнеплейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии. – Геоморфология, № 1.

Кременецкая Т.Н., Жданов В.С. 1972. Текстуры пепловых слоев в четвертичных отложениях субаквальных и субаэральных фаций. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 101, вып. 6.

Куприна Н.П. 1970. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. – Труды ГИН АН СССР, вып. 216.

Курдюков К.В. 1957. Основные вопросы изучения наземных дельт. – Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 21.

Кюнен Ф. 1969. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. – В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир".
Лавров В.М. 1964. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике.– В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский. Дальневост. кн. изд-во.
Лаврушин Ю.А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. – Труды ГИН АН СССР, вып. 87.
Лаврушин Ю.А. 1970а. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения. – Литология и полезные ископаемые, № 6.
Лаврушин Ю.А. 1970б. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены.– Литология и полезные ископаемые, № 1.
Ламакин В.В. 1950. О динамической классификации речных отложений. – Землеведение. т. 3, № 43.
Лебанидзе Э.С. 1966. Туфо-диатомитовые породы в продуктивной толще Кисатибского месторождения диатомита. – Литология и полезные ископаемые, № 5.
Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. 1963. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат.
Леин А.Ю. 1966. Некоторые геологические процессы в кратерных озерах на примере Индонезии и Курильских островов. – Бюлл. МОИП, отд. геол. , т. 41, вып. 3.
Леонтьев Д.В. 1968. Дно океана. М., "Мысль".
Ливеровский Ю.А. 1959. Почвы равнин Камчатского полуострова. М., Изд-во АН СССР.
Логвиненко Н.В., Ремизов И.Н. 1963. Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Азовского моря. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.
Логвиненко Н.В., Ремизов И.Н. 1967. Строение пляжей Азовского моря и косая слоистость пляжевого типа. – Литология и полезные ископаемые, № 4.
Ломизе М.Г. 1966. О гранатосодержащих кристаллотуфах северо-западного Кавказа. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 4.
Лучицкий И.В. 1970. Некоторые вопросы палеовулканической терминологии и систематики вулканокластических (пирокластических) пород. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Лучицкий И.В. 1971. Основы палеовулканологии, т. 1,2. М., "Наука".
Лымарев В.И. 1955. Основные закономерности формирования берегов некоторых вулканических островов Курильской гряды. – Уч. зап. Алма-Атинск. пед. ин-та, серия естеств.-геогр., т. 7.
Ляхович В.В. 1956. О пизолитовых туфах на Сибирской платформе. – Докл. АН СССР, т. 110, № 1.
Максимов Е.В. 1968. Ритмичность в проявлении вулканической активности. – Сов. геол., № 5.
Малеев Е.Ф. 1962. Классификация и фации вулканологических пород. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
Малеев Е.Ф. 1963а. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат.
Малеев Е.Ф. 1963б. Характерные признаки некоторых грубообломочных вулканогенных фаций. – В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР.
Малеев Е.Ф. 1964. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., "Наука".
Малеев Е.Ф. 1966. Влияние типов извержения на формирование вулканогенных фаций и формаций. – В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации, т. 2. М., "Наука".
Малеев Е.Ф. 1969а. Агломератовые пирокластические потоки. – В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
Малеев Е.Ф. 1969б. Вулканические циклы и проблема прогноза проявлений вулканизма. – В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
Малеев Е.Ф. 1969в. Подушечные лавы и подушечные агломераты. – В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
Малеев Е.Ф. 1969г. Предисловие. – В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
Малеев Е.Ф. 1970. О критериях определения некоторых грубообломочных вулканических фаций. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. Изд-во ЦК КП Грузии.
Малеев Е.Ф. 1971. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород. – Литология и полезные ископаемые, № 5.
Маркевич В.П. 1957. Понятие "фация". М., Изд-во АН СССР.
Марков К.К. 1963. Тефрохронология. – Природа, № 5.
Марковский Б.П. 1948. Тезисы доклада "Термин и понятие фация". В кн.: Литологический сборник, вып. 1. Л.-М., Гостоптехиздат.
Мартин Р.К. 1963. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.

Мархинин Е.К. 1964. Кальдеры и периферические вулканические очаги. -В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов (Труды Лабор палеовулканол., вып. 3). Алма-Ата.

Мархинин Е.К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., "Наука".

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. 1965. Некоторые новые данные о вулканах Курильских островов. - В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., "Наука".

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. 1966. Гидротермы Центральных Курильских островов. - В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука".

Матвеев А.К. 1970. Классификация угольных бассейнов. - В кн.: Угленосные формации и их генезис. (Тезисы докладов). М.

Мелекесцев И.В. 1965. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы. - В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., "Наука".

Мелекесцев И.В. 1967. Особенности некоторых рельефообразующих процессов молодых вулканических районов (на примере Камчатки). - В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 5. Петропавловск-Камчатский. Дальневост. кн. изд-во.

Мелекесцев И.В. 1969а. Вулканизм как возможная причина оледенений. - В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука".

Мелекесцев И.В. 1969б. Принципы и методы возрастного расчленения и корреляции четвертичных вулканических образований (на примере Камчатки). - В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., "Наука".

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Гептнер А.Р. 1969. Генезис покровных супесей Центральной Камчатской депрессии. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С. 1964. Особенности ледниковых отложений в районах молодого вулканизма (на примере Ключевско-Авачинской группы вулканов). - В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С. 1966. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке. - В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука".

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. 1969. Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тефрохронологии на Камчатке. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. 1970. В сб.: Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука".

Менард Г.У. 1966. Геология дна Тихого океана. М., "Мир".

Методика картирования вулканических формаций. 1969. М., "Наука".

Микуленко К.И., Острый Г.Б. 1968. Оползневые образования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. - Литология и полезные ископаемые, № 5.

Милановский Е.Е., Короновский И.В. 1961. "Туфолавы" и родственные им образования Центрального Кавказа. - Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20. М.

Милановский Е.Е., Короновский И.В. 1966. Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. - В кн.: Труды II Всес. вулканол. совещания, т. 2. М., "Наука".

Миллер Е.Е. 1966. К вопросу о закономерностях вулканических процессов в вулканических циклах. - В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., "Наука".

Мокринский В.В. 1965. Вулканический компонент в разрезах карбоновых и нижнемезозойских угленосных отложений Крымо-Кавказо-Прикаспийской провинции. - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука".

Морская геология. 1960. М., Изд-во АН СССР.

Москаленко В.Н. 1967. Строение осадочной толщи в Тирренском море по сейсмическим данным. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Москвитин А.И. 1957. Ледниковые отложения. - В кн.: Методы изучения осадочных пород., т. 2. М., Госгеолтехиздат.

Мурдмаа И.О. 1961. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР.

Мурдмаа И.О. 1963. Осадкообразование на шельфах Курильских островов. - В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.

Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. 1970. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, изд. ЦК КП Грузии.

Мусин Р.А. 1966. Вторичные (алунитовые) кварциты Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня и связанное с ними оруденение. - В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, 1966 г. Л., "Недра".

Набоко С.И. 1966. Современные фации гидротермально-измененных пород. - В кн.: Труды II Всесоюз. вулканологического совещания, т. 1. М., "Наука".

Набоко С.И., Филькова Е.М. 1966. Осадки из кислых вулканических вод и химическая дифференциация. - Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 42.

Наливкин Д.В. 1955, 1956. Учение о фациях, т. 1, 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
Нарвайт Г.Э., Руденко Б.М. 1964. Тахилит в основных эффузивах силура в Южных Мугоджарах. - В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лава и руды древних вулканов (Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 3). Алма-Ата.
Невесский Е.Н. 1961. О ритмичности морских трансгрессий. - Океанология, т. 1, вып. 1.
Невесский Е.Н. 1965. Некоторые закономерности осадкообразования в прибрежной зоне моря. - Литология и полезные ископаемые, № 4.
Невесский Е.Н. 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука".
Николаев Н.И. 1946. Генетические типы новейших континентальных отложений. - Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 21, вып. 4.
Орлова Е.В. 1962. Геологические предпосылки для поисков боратов вулканогенно-осадочного происхождения. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 5.
Павлидис Ю.А. 1968. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М., "Наука".
Павлов А.П. 1888. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. - Изв. Геол. ком., 7, № 9.
Павлов А.П. 1890. Делювий как генетический тип послетретичных отложений. - Вестн. естествозн., № 8.
Павлов А.П. 1924. Дополнение редактора. - В кн.: Ог Э.Геология. М., Госиздат.
Панто Г. 1963. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах (Венгрия). - В кн.: Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2). Алма-Ата.
Пейве А.В. 1962. Проблемы современной тектоники. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Петелин В.П. 1965. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. - Литология и полезные ископаемые, № 4.
Половинкина Ю.Ир. 1966. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, ч. 2. Словарь терминов. М., "Недра".
Попов В.И. 1954. Литология кайнозойских молосс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР.
Попов В.И., Макарова С.В., Станкевич Ю.В., Филиппов А.А. 1963. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат.
Приходько Ю.Н. 1963. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Проблемы вулканизма. 1959. Материалы к I Всес. вулканол. совещанию. Тезисы докладов. Ереван.
Пушкина З.В. 1967. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде вулкана Санторин. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
Пушкина З.В. 1968. Химический состав иловых вод кальдеры вулкана Сантории (Эгейское море). - Литология и полезные ископаемые, № 2.
Разумова В.Н. 1971. Гидротермально-аргиллизированные вулканиты среднего эоцена как материнские породы батумских красноземов и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба. - Литология и полезные ископаемые, № 3.
Ратеев М.А. 1968. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.- В кн.: Осдакообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т.1. (Труды ГИН АН СССР, вып. 195). М., "Наука".
Ренгартен Н.В., Куприна Н.П. 1968. Некоторые особенности плейстоценового литогенеза Центральной Камчатской депрессии. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. М., "Мир".
Россолимо Л.П. 1964. Основы типизации озер и лимнологического районирования. - В кн.: Накопление вещества в озерах. М., "Наука".
Росс К.С., Смит Р.Л. 1963. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отложения и идентификация. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.
Ротман В.К. 1960. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. - Докл. АН СССР, т. 134, № 4.
Русаков М.П., Фремд Г.М. 1962. Пермские вулканы и их некки в Джунгарском Алатау.- В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
Рухин Л.Б. 1961. Основы литологии. М.- Л., Гостоптехиздат.
Рухина Е.В. 1956. Об особенностях слоистости и ориентировке гальки в некоторых типах четвертичных отложений. - Уч.зап. ЛГУ, № 209, серия геол. наук, вып. 7.
Самойлов И.В. 1952. Устья рек. М., Географгиз.
Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Жамагорцян В.Н. 1968. Открытие вулканических шлаков и пеплов среди донных осадков оз.Севан.- Изв. АН АрмССР, Науки о земле, т. 21, № 3.
Сафьянов Н.А. 1968. Седиментация в береговой зоне и подводные каньоны. - Вестн. МГУ, серия геогр., № 4.
Светов А.П., Соколов В.А., Галдобина Л.П. 1971. Фазы базальтового вулканизма среднего протерозоя Центральной Карелии. - В кн.: Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме: "Геология и полезные ископаемые Карелии". Петрозаводск.

Святловский А.Е. 1967а. Вулканизм, тектоника и осадкообразование в Камчатской геосинклинальной области. – В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука".
Святловский А.Е. 1967б. Очерки истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., "Наука".
Сидоров С.С. 1966. Гидротермальная деятельность кальдеры Головнина (о.Кунашир). – Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 42.
Сирин А.Н. 1963. Некоторые особенности внутреннего строения шлаковых конусов. – В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР.
Скорнякова Н.С. 1970. Рассеяные железо и марганец в осадках Тихого океана. – В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., "Наука".
Славин В.И. 1964. Новейшие извержения вулканов Агунг и Батур на о.Бали (Индонезия). – В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский. Дальневост. кн. изд-во.
Смирнов С.И. 1969. Об образовании рассолов в донных впадинах Красного моря. – Океанология, т. 9, вып. 3.
Смит Р.Л. 1963. Потоки вулканического пепла. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.
Соколова Е.А., Базилевская Е.С., Брито А., Коутин Д. 1970. О марганцевых месторождениях типа переходного от вулканогенно-осадочного к гидротермальному – В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 3. М., "Наука".
Соколова Е.А., Ботвинкина Л.Н. 1965. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). – Труды ГИН АН СССР, вып. 141.
Соловьева Н.А. 1969. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги. – Автореф. канд.дисс. М.
Сперанская И.М. 1966. Петрографическая классификация игнимбритов. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19. Магаданское кн. изд-во.
Страатен ван Л. 1969. Седиментация в северо-западной части Адриатического моря. – В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир".
Стратула Д.С. 1969. О закономерностях изменения некоторых особенностей четвертичного вулканизма в пределах вулканов Курильской островной дуги. – В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука".
Страхов Н.М. 1960, 1961, 1962. Основы теории литогенеза, т. 1-3. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н.М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
Страхов Н.М. 1965. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы). – В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука".
Сузюмов Е.М. 1958. Новый вулкан на Азорских островах. – Природа, № 12.
Сухов В.И. 1967. Особенности геологической позиции минерального состава и генезиса гидротермально-измененных пород Нижнего Приамурья. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск.
Тазиев Г. 1961. Встречи с дьяволом. М., ИЛ.
Тазиев Г. 1963. Вулканы. М., ИЛ.
Талдыкин С.И., Гончарик Н.Ф., Еникеева Г.Н., Розина Б.Б. 1954. Атлас структур и текстур руд. М., Госгеолтехиздат.
Таранушич Ф.Ф., Шибрик В.И. 1971. Цикличность в вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации месторождения Западный Джайрем в Казахстане. – Литология и полезные ископаемые, № 3.
Теодорович Г.И. 1967. Расширенная классификация песчаников по вещественному составу.– Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Тимофеев П.П. 1968. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений.– В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М., "Наука".
Тимофеев П.П. 1969. Геология и фации морской угленосной формации Южной Сибири. – Труды ГИН АН СССР, вып. 197.
Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. 1962. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2. 1970. М., "Наука".
Трофимов В.С. 1963. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.
Туфолавы и игнимбриты. 1961. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20.
Федоренко С.И. 1969. К методике составления геологических карт районов новейшего и современного вулканизма. – В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., "Наука".
Федорченко В.И. 1963. Озерные отложения в кальдере вулкана Головнина на о.Кунашир и их палеогеографическое значение. – В кн.: Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2). Алма-Ата.

Федорченко В.И. 1965. Четвертичные вулканы северной части о.Парамушир (Курильские острова). Автореф. канд. дисс. М.

Фремд Г.М. 1963а. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма. - В кн.: Проблемы палеовулканологии (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1). Алма-Ата.

Фремд Г.М. 1963б. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности. - В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2). Алма-Ата.

Фремд Г.М. 1964. Шаровые игнимбриты Южной Джунгарии. - В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов (Труды Лабор. палеовулканол. КазИМС, вып. 3). Алма-Ата.

Фролов В.Т. 1964. О ритмичности строения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклинория. - В кн.: Вопросы региональной геологии СССР, изд. МГУ.

Фролов В.Т. 1968. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений. - Вестн. МГУ, серия геол., № 6.

Фролов В.Т. 1969. О принципах построения петрографической и генетической классификации вулканогенно-осадочных пород. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. 3. Свердловск.

Фролов В.Т. 1970а. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.

Фролов В.Т. 1970б. Генетические типы морских отложений и их парагенетические ассоциации. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 3. М., "Наука".

Харазян Э.Х. 1966. Шаровые лавы и гиалокластиты бассейна р.Дебед (Армянская ССР). - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 19, № 6.

Хворова И.В. 1963. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81.

Хворова И.В. 1966. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. - Литология и полезные ископаемые, № 4.

Хворова И.В. 1968. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1 (Труды ГИН АН СССР, вып. 195). М., "Наука".

Хворова И.В., Елисеева Т.Г. 1963. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 3.

Хворова И.В., Елисеева Т.Г. 1965. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. - Литология и полезные ископаемые, № 1.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. 1961. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Хворова И.В., Сибиркина Л.М. 1968. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. - Литология и полезные ископаемые, № 5.

Хожателев Б.Л., Бибичков И.Л., Пореха А.В., Абрамичев В.В., Абылхожин Х.Б. 1964. К вопросу об условиях образования пизолитовых туфов (на примере Центрального Казахстана). - В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн.изд-во.

Хольтедаль Х. 1969. Современные турбидиты в Хардангер-фиорде, Норвегия. - В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир".

Чайников В.И., Репечка М.А. 1966. О подводном вулканизме в Японском море. - Докл. АН СССР, т. 168, № 5.

Чайников В.И., Репечка М.А. 1967. Проявление подводного вулканизма в северо-восточной части Тихого океана. - Докл. АН СССР, т. 173, № 1.

Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Мчедлишвили П.А. 1967. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23). М., "Наука".

Червяковский Г.Ф. 1969. Фациальный анализ вулканических образований и палеовулканические реконструкции. - В кн.: Труды 2-го Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск.

Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. 1968. К картированию вулканогенных образований Урала. - В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. 1966. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23). М., "Наука".

Шанцер Е.В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Труды ГИН АН СССР, вып. 161.

Шаталов Е.Т. 1937. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. – Материалы по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 2.
Шатский Н.С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н.С., Косыгин Ю.А., Пейве А.В., Пущаровский Ю.М., Херасков Н.П., Штрейс Н.А., Яншин А.Л. 1951. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. – В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР.
Шахов Ф.Н. 1961. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР.
Шеймович В.С. 1966. Вулкан Ксудач в августе 1963 г. – Бюлл. вулканол. станций СО АН СССР, № 41.
Шепард Ф.П. 1951. Геология моря. М., ИЛ.
Шепард Ф.П. 1964. Земля под морем. М., "Мир".
Шепард Ф.П. 1969а. Морская геология. Л., "Недра".
Шепард Ф.П. 1969б. Подводные каньоны, исследованные с ныряющего блюдца Кусто. – В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир".
Ширинян К.Г. 1963. Гиалокластиты и условия их образования в Армении. – В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций (Труды Лабор. Палеовулканол. КазИМС, вып. 2). Алма-Ата.
Шрок Р. 1950. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ.
Щербаков Ф.А. 1971. Генетические типы песков береговой зоны моря. – В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 2, изд. МГУ.
Щербаков Ф.А., Павлидис Ю.А. 1964. Характер слоистости пляжевых отложений. – Литология и полезные ископаемые, № 4.
Щербакова М.Н. 1968. Комплексы вулканического шельфа на примере среднепалеозойских отложений северного Прибалхашья. – Литология и полезные ископаемые, № 3.
Щербакова М.Н. 1970а. К вопросу о генетическом анализе разрезов вулканогенно-осадочных отложений. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Щербакова М.Н. 1970б. К вопросу о ритмичности геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений. – Литология и полезные ископаемые, № 1.
Щербакова М.Н. 1972. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан). Литология и полезные ископаемые, № 1.
Энлоус Г.Е. 1963. Спекшиеся туфы Национального заповедника Чирикауа, Аризона. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.
Энман В.Б. 1965. О движении земной поверхности в районе Авачинского вулкана. – В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту.
Эпштейн О.Г. 1970. Аргиллитово-тефроидные диамиктиты в верхнетриасово-нижнегорских отложениях юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области. – Литология и полезные ископаемые, № 5.
Яковлев П.Д. 1967. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. – Сов. геол., № 9.
Ястребов Е.В. 1953. Группа вулканов большого Семячика. – Изв. Всес. геол. об-ва, т. 85, № 5.
Anderson T. 1940. The Volcano of Matavany in Gavaii. - Quart. J. Geol. Soc., London, N 4.
Aramaki S., Jamasaki M. 1963. Pyroclastic flows in Japan. - Bull. volcanol., t. 26.
Baak J.A. 1949. A comparative study on recent ashes of the Java volcanos Smeru, Kelut, Merapi. - Meded. het Algem. Proefst. voor de Landboew Stst. Buitenzorg Java, N 83.
Bailey D.K., Halliday A.L. 1963. Pillow-lava breccias and submarine sliding of pillow-lavas. - Geol. Surv. America Spec. Papers, N 73.
Banwell C.J. 1963. Thermal energy from the Earth's crust. - N.Z. J. Geol. and Geophys., v. 6, N 1.
Bateson J.H. 1965. Accretionary lapilli in a geosynclinal environment. - Geol. Mag., v. 102, N 1.
Binns R.E. 1967. Drift pumice on postglacial raiced shore-lines of Northern Europe. - Acta borealia, A, N 24.
Blissenbach E. 1954. Geology of alluvial fans in semiarid regions. - Bull. Geol. Soc. America, v. 65, N 2.
Bonatti E. 1965. Palagonute hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. - Bull. volcanol., v. 28.
Bullard F.M. 1963. Volcanoes in history, in theory, in eruption. Austin, Univ. Texas Press.
Bulletin volcanology, 1963, v. 25, N 5.
Carlisle D. 1963. Pillow breccias and their aquagene tuffs. - Brit. Columbia Geol., v. 71, N 1.
Cousteau J.Y. 1958. Calypso explores an undersea canyon. - Nat. Geogr. Mag., v. 93.
Denson N.M., Gill J.R. 1965. Uranium-bearing lignite and carbonaceous shale in the southwestern part of the Williston Basin. A regional study. - Geol. Surv. America, Profess. Papers, N 463.
Dylik J. 1955. Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane. - Biul. perigl. Lódzk. towarz. nauk, wydz. 3, N 2.
Dylik J. 1956. Coup d'oeil sur la Pologne periglaciare. - Biul. perigl. Lódzk. towarz. nauk, wydz. 3, N 4.

Dziedzic K. 1966. Roswoy productowney formacii weglowey w Sudetach Srodkowych. - Roczn. Polsk. towarz. geol., t. 36, N 4.
Fisher R. V. 1958. Definition of volcanic breccia. - Bull. Geol. Soc. America, v. 69, N 8.
Fisher R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. - Bull. Geol. Soc. America, v. 72, N 9.
Fisher R. V. 1965. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. - In: International Associated Volcanology, International Symposium Volcanol., New Zealand, Abstracys. Wellington.
Fiske R. S. 1963. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washinfton. - Bull. Geol. Soc. America, v. 74, N 4.
Fiske R.S. 1969. Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. - Bull. Geol. Soc. America, v. 80, N 1.
Fiske R. S., Matsuda E. 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa formation, Japan. - Amer. J. Sci., N 262.
Gibson I. L., Tazieff H. 1967. Additional theory of origin of fiamme in ignimbrites. - Nature, v. 7, 215, N 5109.
Gressly A. 1838. Observation géologiques sur le Jura Soleurois. - Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Naturwiss., Bd. 2.
Hay R. 1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent. - J. Geol., v.67. N 5.
Hersey J. B. 1965. Sediment ponding in the deep sea. - Bull. Geol. Soc. America, v. 76, N 11.
Howey E. O. 1903. Observations on the eruption of 1902 of La Sonfriere, St. Vincent, and Mnt. Pelée, Martinique. - Amer. J. Sci., ser. 4, v. 164.
Jaggar T. A. 1921. Fossil footprints in Kau Desert. - Bull. Hawaii Volcano Observatory, v. 9.
Jaggar T. A. 1931. Volcanic cycles and sunspots. - Volcano Letter, N 326.
Jaggar T. A., Finch R. H. 1924. The explosive eruption of Kilauea in Hawaii. - Amer. J. Sci., ser. 5, v. 8.
Kuenen Ph. H. 1950. Turbidity current of high density. - Internat. Geol. Congr. Rept Eighteenth Session, London.
Kuenen Ph. H. 1952. Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. - Proc. Koninkl nederl. akad. wet., B, N 55.
Kuenen Ph. H. 1953. Significal features of graded bedding. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, t. 37, N 5.
Kuenen Ph. H. 1959. Transport and sources of marine sediments. - Geol. et mijnbouw, Jg. 21, N 7.
Kuenen Ph. H., Migliorini C. J. 1950. Turbidity currents as a cause of graded beddings. - J. Geol., v. 58, N 2.
Lacroix A. R. 1904. La Montagne Pelée et ses eruption. Paris.
Lacroix A. R. 1930. Remarques sur les materiaux de projection des volcans et sur la génese des roches pyroclastiques qu'elles constituent. - Centenaire Soc. Géol. France, livre jubilaire, t. 2.
Lipman P. N., Armaki S. 1966. Pull-apart structures in Japanese ash-flow tuff resulting from differential compaction over irregular buried topography. - J. Geol., v. 74, N 5, pt 1.
Lowson A. C. 1913. The petrographic designation of alluvial fan formations. - Bull. Univ. Calif,, Dept. Geol., N 7.
Machado G. 1965. Mechanism of Fogo volcano, Cape Verde Islands. - Garcia Orta, v. 13, N 1.
McKee E. D. 1957. Primary structure in some recent sediments. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 41, N 8.
McKelwey V. E., Wiese J. H., Johnson V. H. 1949. Preliminary report on the bedded manganese of the Lake Mead region Nevada and Arizona. - Bull. U.S. Geol. Surv., N 948-D.
Millen eaux D. R., Crandell D. R. 1962. Recent lahars from Mount. St. Helens, Washington. - Bull. Geol. Soc. America, N 73.
Miller A. R., Densmore C. D. Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A. 1956. Hot brines and recent iron deposits in deep of the Red Sea. - Acta geochim. of cosmochim., v. 30, N 3.
Mogi Kiyoo. 1963. Experimental study of the mechanism of the earthquake occurences a volcanic origine. - Bull. Volcanol., N 26.
Moor J. G., Peck D. L. 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. - J. Geol., v. 70. N 2.
Murai Jsamu. 1963. A brief note on the eruption of the Tokashidake volcano of June 29 and 30, 1962. - Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., v. 41, N 1.
Murrey J., Renard A. F. 1891. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1873-1876. London.
Mutti E. 1965. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). - Sedimentology, v. 5, N 4.
Neeb G. A. 1943. Composition and distribution of samples. - In: The Shellius Expedition. Geological results, sect. 1.
Noe-Nyggard A. 1940. Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times. - Folia geogr. danica, v 1, N 2.
Pratt W. E. 1911. The eruption of the Taal volcano, Jan. 30, 1911. - Phillippine J. Sci., v. 6.
Ratt J. C., Steven T. A. 1967. Ash flows and related volcanic rocks, associated with the Creed Caldera, San Juan Mountains, Colorado. - Geol. Surv. America Profess. Paper, N 524-H.

Rutten M. G. 1963. Acid lava flow structure (as compared to ignimbrites). - Bull. volcanol., v. 25.
Ryan W. B. T., Workum T., Hersey J. B. 1965. Sediments on the Tyrrhenian abyssal plain. - Bull. Geol. Soc. America, v. 76. N 11.
Stark J. T., Dapples E. C. 1941. Near shore coral lagoon sediments from Raiatea, Society Islands. - J. Sediment. Petrol., v. 2, N 1.
Solomon M. 1965. The origin of the pillow lavas and lava breccias of King Island, Tasmania.
Solomon M. 1969. The nature and possible origin of the pillow lavas and hyaloclastite breccias of Kind Island, Australia. - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 124, N 494.
Stearns H. T. 1924. The explosive phase of Kilauea volcano, Hawaii in 1925. - Bull. volcanol., v. 5 -6.
Stearns H. T., Macdonald G. A. 1946. Geology and ground-water resources of the Island of Hawaii. - Bull. Hydrogr., v. 9.
Stevens Th.A. 1964. Geologic setting of the Spar City district, San. Juan Mountains, Colorado. - Geol. Surv. America Profess. Paper, N 475-D.
Straaten L. M. van. 1967. Turbidites ash layers and shell beds in the bathyal zone of the Southeastern Adriatic sea. - Rev. géolr. phys. et géol. dynam., v. 9, fasc. 3.
Sutherland F. L. S. Olsen A. M. 1968. The persistence of drift pumice from the 1962 South Sandwich island eruption, in Southern Australia waters. - Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, v. 102.
Thompson V. O. 1937. Original structures of beach, bars and dunes. - Bull. Geol. Soc. America, v. 48, N 6.
Thorarinsson S. 1944. Tefrokronologiska Studier pa Island. - Ann. Geogr., v. 31.
Thorarinsson S. 1954. The eruption of Hekla 1947-1948. Reikjavik.
Thorarinsson S., Einarsson Th., Sigvaldason G., Elisson G. 1964. The submarine eruption of the Vestmann Island 1963-1964. Bull. Volcanol., v. 27.
Trask P. D. 1939. Recent marine sediments. A symposium. Tulsa.
Trendall A. F. 1965. Explanation of the geology of sheet 44 (Magoro). - Rept. Geol. Surv. Uganda, N 11.
Turbidites. 1964. Development sedimentology, v. 3. Amsterdam, London, N. Y.
Yan der Marel H. W. 1947. Diatomaceous deposits of lake Toba. - J. Sediment. Petrol., v. 17, N 3.
Verbook R. D. M. 1886. Krakatau. Batavia.
Verhoogen G. 1951. Mechanics of ash formation. - Amer. J. Sci., v. 249, N 10.
Weissberg B. G. 1969. Cold-silver oregrade precipitates from New Zealand thermal waters. - Econ. Geol., v. 64, N 1.
Wells N. 1965. Influence of hydrothermal activity on soils and plants. - In: International Associated Volcanology, International Symposium Volcanol., New Zealand, Abstracts. Wellington.
Wells N., Whitton J. S. 1966. The influence of hydrothermal activity on the element of soil and plants. - N.Z. J. Sci., v. 9, N 4.
Wenthworth C. A., Williams H. 1932. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. - Bull. Nat. Res. Council, Rept Commiss. Sediment., v. 89.
Williams H. 1941. Calderas and their origin. - Publs Calif. Univ., Geol. Sci., v. 25, N 6.
Williams H. 1942. The geology of Crater Lake National Park, Oregon. Carnegie Inst. Washington Publ., N 540.
Williams H. 1960. Volcanic history of Guatemala Highlands. - Publs Calif. Univ. Geol. Sci., v. 38, N 1.
Wright A. E., Bowes D. R. 1963. Classification of volcanic breccias. A discussion. - Bull. Geol. Soc. America, v. 74.
Yamada Testuo. 1962. Report of the 1942 activity of Yakedake volcano, Central Japan. - J. Fac. Liber. Arts and Sci. Shinshu Univ., pt. 2, N 12.
Zen M.T. 1965. Two different types of volcanic activity on the Island of Bali (Indonesia). - In: International Associated Volcanol. International Symposium Volcanol., N. Zealand. Abstracts. Wellington.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Часть первая. Общие вопросы

Глава I. Условия осадконакопления в областях активного вулканизма . . . 8

Глава II. Вопросы классификации пород и некоторые замечания по терминологии 12
Общие замечания 12
Структурные классификации и связанная с ними терминология 16
Текстуры и их особенности в вулканогенно-осадочных толщах 31

Глава III. Выделение генетических типов отложений, их группировка и подразделения; соотношения их с другими генетическими понятиями . . 36
Термины "фация", "генетический тип" и другие 36
Таксономические генетические единицы разного ранга, их соподчинение и соотношение в пространстве 45

Глава IV. Три группы отложений вулканических областей 49
Принцип выделения групп и их сравнение 49
Общие замечания по описанию групп 54

Часть вторая. Описание отложений различных генетических типов и классов, формирующихся в областях активного вулканизма

Глава I. Первая группа генетических типов. Собственно вулканические образования 56
Первая подгруппа. Преимущественно экструзивные образования 56
Класс I. Эффузивно-экструзивные образования 56
Вторая подгруппа. Преимущественно эффузивные образования - потоки лав разного рода 62
Класс II. Потоки волнистых лав 63
Класс III. Потоки обломочных лав 63
Класс IV. Потоки подушечных лав и их производные 64
Класс V. Потоки газонасыщенных пенистых лав 73
Класс VI. Лавовые потоки, несущие посторонний обломочный материал 75
Третья подгруппа. Преимущественно эксплозивные образования 77
Класс VII. Эксплозивные пирокластические потоки 77
Класс VIII. Грубые эксплозивные образования вулканических выбросов 90

Глава II. Вторая группа генетических типов. Отложения преимущественно вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные 99
Первая подгруппа. Наземные отложения 108
Класс I. Отложения из эруптивных пепловых туч (пеплопадов) . . 108
Класс II. Вулканогенно-ледниковые отложения 116
Класс III. Отложения термальных и минерализованных текучих вод 118
Класс IV. Вулканогенный пролювий. 122
Класс V. Вулканогенный делювий 129
Класс VI. Вулканогенный коллювий 130
Класс VII. Вулканогенный псевдоэлювий 133
Класс VIII. Болотные отложения кальдер 137
Класс IX. Отложения озер вулканических котловин 138
Вторая подгруппа. Субмаринные отложения 147
Класс X. Отложения вулканогенных лагун 147
Класс XI. Субмаринные эксплозивные отложения 150
Класс XII. Вулканогенный материал, переотложенный течениями . . 153
Класс XIII. Подводный вулканогенный коллювий 154
Класс XIV. Образования субмаринных фумарольных полей 156

Класс XV. Отложения областей аккумуляции перемещенных масс тефры 162
Образования, связанные и с наземной, и с субмаринной обстановками . 168
Класс XVI. Субвулканические газо-гидротермальные образования . . 168

Глава III. Третья группа генетических типов. Отложения преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные 171
Первая подгруппа. Наземные отложения 176
Класс I. Эоловые отложения 176
Класс II. Ледниковые отложения 179
Класс III. Аллювиальные отложения 186
Класс IV. Пролювиальные отложения 194
Класс V. Делювиальные отложения 199
Класс VI. Коллювиальные отложения 202
Класс VII. Элювиальные образования 207
Класс VIII. Болотные отложения 213
Класс IX. Озерные отложения 216
Вторая подгруппа. Прибрежно-морские отложения 228
Класс X. Лагунно-заливные отложения 229
Класс XI. Отложения речных выносов подводной части дельты . . . 232
Класс XII. Отложения прибрежных аккумулятивных образований. . . 237
Третья подгруппа. Морские и океанические отложения 245
Класс XIII. Отложения зоны волнений 246
Класс XIV. Отложения зоны постоянных морских течений 248
Класс XV. Отложения подводного коллюзия 250
Класс XVI. Отложения на положительных элементах рельефа дна - на поднятия и их склонах 254
Класс XVII. Отложения в углублениях и впадинах поднятого донного рельефа 258
Класс XVIII. Отложения морских и океанических аккумулятивных равнин и депресий дна 261

Часть третья. Некоторые общие закономерности формирования отложений в областях активного вулканизма

Глава I. Комплексы генетических типов отложений вулканических областей 266

Глава II. Периодичность осадконакопления в областях активного вулканизма. Типы циклов и их особенности 272
Общие замечания 272
Типы циклов, формирующихся в областях активного вулканизма . . . 274
Некоторые общие черты цикличности в областях активного вулканизма 289
Причины цикличности. Связь формирования циклов с различными другими явлениями 292
Особенности основных закономерностей формирования вулканических и осадочно-вулканических циклов и значение их изучения 293

Заключение 297
Литература 302

CONTENTS

Introduction 5

Part One. General problems

Chapter I. General conditions of sedimentation in the areas of active volcanism. . . . 8

Chapter II. Problems of rock classification and some remarks on terminology 12
General remarks 12
Classifications by structure and the associated terminology 16
Textures and their specific features in volcano-sedimentary strata 31

Chapter III. Isolation of genetic types of deposits, grouping and subdivision; their interrelations with other concepts. 36
The terms "facies", "genetic type" and others. 36
Taxonomic genetic units of various rank, their subjugation and interrelations in space 45

Chapter IV. Three groups of desposits in volcanic areas 49
Principles of isolating groups and their comparison 49
General remarks on the description of groups. 54

Part Two. Description of deposits of various genetic types and classes formed in the areas of active volcanism

Chapter I. First group of genetic types. Truly volcanic deposit 56
First subgroup. Predominantly extrusive deposits 56
Class I. Effusive-extrusive deposits 56
Second subgroup. Predominantly effusive deposits - lava flows of various kind. . 62
Class II. Flows of ropy lavas. 63
Class III. Flows of block lavas. 63
Class IV. Flows of pillow lavas and their derivates 64
Class V. Flows of gas-saturated foamy lavas. 73
Class VI. Lava flows carrying foreign clastic material 75
Third subgroup. Predominantly explosive deposits 77
Class VII. Explosive pyroclastic flows 77
Class VIII. Coarse explosive ejects of volcanic outbursts 90

Chapter II. Second group of genetic types. Predominantly volcano-sedimentary and volcanogene-sedimentary deposits 99
First subgroup. Terrestrial deposits 108
Class I. Deposits of eruptive ash clouds (ashfalls) 108
Class II. Volcanogene glacial deposits 116
Class III. Deposits of thermal and mineralized flowing waters 118
Class IV. Volcanogene proluvium 122
Class V. Volcanogene deluvium 129
Class VI. Volcanogene colluvium. 130
Class VII. Volcanogene pseudoeluvium 133
Class VIII. Bog deposits of calderas 137
Class IX. Lake deposits on volcanic cauldrons 138
Second subgroup. Submarine deposits 147
Class X. Deposits of volcanogene lagoons 147
Class XI. Submarine explosive deposits 150
Class XII. Volcanogene material redeposited by currents 153
Class XIII. Submarine volcanogene colluvium 154
Class XIV. Deposits of submarine fumarole fields 156
Class XV. Deposits in accumulation areas of displaced tephra masses 162
Deposits associated with both terrestrial and submarine envitronments 168
Class XVI. Subvolcanic gaso-hydrothermal deposits 168

Chapter III. Third group of genetic types. Predominantly sedimentary and volcanogene-sedimentary deposits 171
First subgroup. Terrestrial seposits 176
Class I. Eolian deposits 176
Class II. Glacial deposits 179

Class III. Alluvial deposits 186
Class IV. Proluvial deposits 194
Class V. Deluvial deposits 199
Class VI. Colluvial deposits 202
Class VII. Eluvial deposits 207
Class VIII. Bog deposits 213
Class IX. Lake deposits 216
Second subgroup. Littoral-marine deposits 228
Class X. Lagoon-bay deposits 229
Class XI. Deposits of river fans in the submerged part of the delta 232
Class XII. Deposits of littoral aggradation forms 237
Trird subgroup. Marine and oceanic deposits 245
Class XIII. Deposits of the wave zone 246
Class XIV. Deposits of the zone of permanent sea currents 248
Class XV. Denosits of submarine colluvium 250
Class XVI. Deposits on positive relief elements of the floor - on uplifts and their flanks 254
Class XVII. Deposits in depressions and hollows of the raised sea-floor relief 258
Class XVIII. Deposits of marine and oceanic aggradation plains and depressions of the floor 261

Part Three. Certain general regularities in the formation of deposits in the areas of active volcanism

Chapter I. Complexes of genetic types of deposits in volcanic areas 266

Chapter II. Periodicity of sedimentation in the areas of active volcanism. Types of cycles and their specific features 272
General remarks 272
Types of cycles formed in the areas of active volcanism 274
Certain common features of cyclicity in areas of active volcanism 289
Causes of cyclicity. Connection between the formation of cycles and other phenomena 292
Specific features of the fundamental regularities in the formation of volcanic and sedimentary-volcanic cycles and the importance of its studying 293

CONCLUSION 297
REFERENCES 302

Любовь Николаевна Ботвинкина

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ
ОБЛАСТЕЙ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства Р.Л. Мишина
Художественный редактор В.Н. Тикунов
Технический редактор С.М. Бякерева

Подписано к печати 4/I - 74 г. Формат 70x108 1/16
Бумага офсетная №1. Усл.печ.л. 28,35 Уч.-изд.л. 31,65
Т - 01707 Тираж 1000 экз. Цена 3 р. 47 к. Тип. зак. 607

Книга издана офсетным способом

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

Опечатки и исправления

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
8	8 сн.	было	так было
117	7 сн.	последнем	подледном
152	21 св.	ритмов	ритмитов
181	26 св.	"наибольшая длитель-ность	"небольшая дальность
260	16 сн.	будет	будет более
268	25 св.	названия	хотя названия
283	9 сн.	Свет	Светов
297	2 св.	характеристике	характеристике отло-жений
312	31 сн.	нижнегорских	нижнеюрских

Л.Н. Ботвинкина
Генетические типы отложений