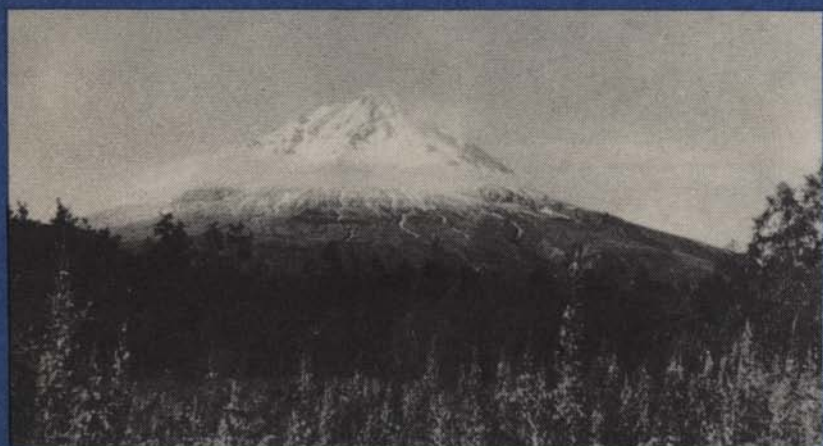




Н. П. Кураленко

ОТЛОЖЕНИЯ
ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ
РАЗЛИЧНЫХ
КЛИМАТИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. П. Кураленко

ОТЛОЖЕНИЯ
ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ
РАЗЛИЧНЫХ
КЛИМАТИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК

Труды, вып. 407



МОСКВА

“НАУКА”

1986

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

N.P. Kuralenko

SEDIMENTATION AT THE FOOT OF VOLCANOES
IN VARIOUS CLIMATIC SETTINGS

Transactions, vol. 407

Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. — М.: Наука, 1986 (Труды ГИН АН СССР: Вып. 407).

На примере Камчатки, Армении и обобщения литературных данных по другим регионам в монографии впервые комплексно рассматриваются строение, фациально-генетические особенности, вещественный состав и условия формирования отложений, накапливающихся у подножий вулканов и на прилегающих территориях в различных климатических обстановках. Особое внимание уделено составу исходного пирокластического материала и особенностям его перетолжения и захоронения в различных наземных условиях, образованию смешанных и вулканотерригенных пород.

Табл. 13, ил. 35 + 24 фототабл., библиогр. 252 назв.

Рецензенты Н.В. Ренгартен, В.Т. Фролов

Reviewers: N.V. Rengarten, V.T. Frolov

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук Ю.А. Лаврушин

Editorial board

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev,
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

Yu.A. Lavrushin

ВВЕДЕНИЕ

Познание закономерностей вулканогенно-осадочного седиментогенеза является одной из важных задач современной литологии. Для успешного изучения древних вулканогенно-осадочных комплексов необходимо исследовать процессы осадконакопления в районах современного и новейшего вулканизма.

В этом отношении сделано уже много, но есть еще и нерешенные вопросы. Например, достаточно хорошо изучены и продолжают интенсивно изучаться динамика и продукты современных извержений. К настоящему времени, начиная с классических работ Г. Розенбуша, Ю.Ф. Левинсон-Лессинга, А.Н. Заварицкого и др., наиболее детально описаны эффузивные и экструзивные породы. Описания пирокластического материала содержатся во многих работах. Однако по сравнению с эффузивными и экструзивными породами он изучен гораздо слабее. Практически отсутствуют специальные монографические его описания. Между тем они весьма необходимы, поскольку нередко пирокластический материал играет важную и даже преобладающую роль среди продуктов извержений, например, у вулканов островных дуг и многих вулканических поясов. За счет его переотложения в вулканических районах и на прилегающих территориях, в прогибах, накапливаются мощные толщи рыхлых отложений. Кроме того, изучение этого материала необходимо для детальных тефрохронологических исследований не только голоценовых вулканов, но, несомненно, и более древних толщ.

К настоящему времени, благодаря использованию методов тефрохронологии и радиоуглеродного датирования были детально выяснены особенности строения и формирования многих вулканов мира, обнаружена сложная цикличность в их развитии. Одновременно выделены и с различной детальностью описаны основные генетические типы отложений, накапливающихся у подножий вулканов: ледниковые, лахаровые, пролювиальные, озерные. Однако оставались недостаточно ясными закономерности строения и формирования толщ этих отложений, их связь со строением и формированием самих вулканов.

В литературе существуют достаточно детальные классификации вулканокластических и смешанных пород, разработанные прежде всего на основе изучения древних толщ [Классификация. . . , 1970; Малеев и др., 1979]. Тем не менее при литологических исследованиях нередко возникают трудности при диагностике тех или иных типов пород, поскольку имеющиеся критерии не всегда достаточно четкие. В значительной мере это связано со слабой изученностью вещественного состава отложений и процессов его формирования в районах современного вулканизма, где накопление осадков можно часто наблюдать непосредственно.

Главной целью нашей работы было изучение строения, вещественного состава и формирования отложений у подножий и по периферии вулканов на примере современных и новейших базальтовых и андезитовых вулканов Камчатки и Армении. Впервые в работе сделана попытка рассмотреть проблему в целом, т.е., с одной стороны, проследить весь путь свежей вулканокластки от момента ее извержения, переработки экзогенными процессами и до осаждения в различных субазальных условиях, и, с другой стороны, — выявить связь строения и формирования отложений, накапливающихся у подножий вулканов и на прилегающих территориях, с особенностями деятельности, строения и формирования самих вулканов, а также с климатическими условиями района.

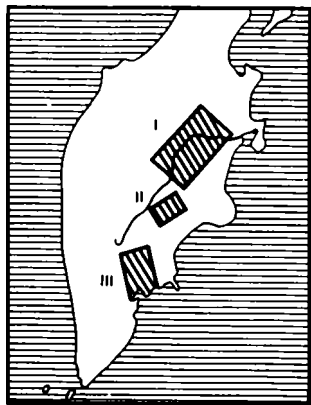


Рис. 1. Схема расположения основных районов исследований на Камчатке

I — Ключевская группа вулканов, вулкан Шивелуч; II — Щапинский грабен; III — бассейн р. Авачи и Авачинская группа вулканов

Работа состоит из двух частей. В первой части рассматриваются современные и голоценовые отложения вулканических районов Камчатки (рис. 1). В этих районах часто можно непосредственно наблюдать процессы осадконакопления в различных обстановках. Поэтому главное внимание здесь уделялось выявлению диагностических признаков отложений. В частности, оказалось необходимым: 1) изучить важнейшие особенности состава исходного, в первую очередь пирокластического материала; 2) выяснить закономерности строения, фациально-генетического состава и формирования отложений подножий и периферии действующих и уже потухших вулканов, главное внимание уделяя при

этом отложениям, образующимся за счет переработки и переотложения вулканитов экзогенными процессами; 3) изучить вещественный состав этих отложений и сравнить его с составом смешанных и вулканотерригенных осадков, накапливающихся в соседних районах.

Во второй части работы (гл. VI) рассматриваются некоторые закономерности строения древних вулканогенно-осадочных толщ на примере вохчабердской толщи, белесовой и сисианской свит Армении. В ней решается уже обратная задача: на основе изучения разрезов древних толщ с использованием результатов исследования современных и голоценовых отложений выясняются палеогеографические условия и закономерности формирования этих толщ. В работе широко используются также литературные данные по другим регионам.

В процессе исследований постоянную помощь и поддержку оказывали автору Ю.А. Лаврушин, А.Р. Гептнер, Е.В. Шанцер. При работе над рукописью и в обсуждении части материала ценные советы и замечания были высказаны членом-корреспондентом АН СССР П.П. Тимофеевым. По отдельным вопросам автор пользовался консультациями сотрудников лаборатории литологии и геохимии новейших отложений и других лабораторий ГИН АН СССР: В.Н. Разумовой, А.Г. Черняховского, А.А. Лазаренко, Б.А. Сахарова, Т.Н. Соколовой, В.И. Боровицкой, Ю.К. Голубева, В.А. Александровой, Л.Д. Сулержицкого, Б.И. Воронина, Т.В. Долматова. При проведении полевых работ большую помощь оказывали сотрудники Института вулканологии ДВНЦ АН СССР И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, Т.С. Краевая, В.В. Пономарева, В.Ю. Кирьянов и сотрудники Института геологических наук АН АрмССР А.А. Садоян, Р.А. Мандалян. В оформлении работы помогали И.М. Гостинопольская, С.Г. Розанова. Всем этим товарищам автор выражает глубокую благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРОКЛАСТИКИ БАЗАЛЬТОВЫХ И АНДЕЗИТОВЫХ ВУЛКАНОВ

У подножий действующих вулканов и в прилегающих депрессиях наряду с вулканитами чрезвычайно широка развиты отложения, образующиеся за счет переотложения и измельчения рыхлых продуктов извержений экзогенными процессами. Поэтому и существует необходимость детального изучения исходной пирокластики, выяснения и уточнения критериев ее диагностики в переотложенном состоянии [Дзюценидзе, Хворова, 1970; и др.].

ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПИРОКЛАСТИКИ И ПРИНЦИПЫ ЕЕ СИСТЕМАТИЗАЦИИ

В настоящей работе используется номенклатура, предложенная комиссией по классификации и номенклатуре вулканогенных пород [Классификация... , 1970; Малеев, 1980, 1982; и др.]. В частности, под пирокластикой понимается весь вулканокластический материал, выносимый извержениями, включая переносимый по воздуху, отложения пирокластических потоков и направленных взрывов.

Существуют три основных направления разделения и систематизации компонентов пирокластики: по петрографическим типам, по происхождению обломочного материала и по типам извержений. По петрографическим особенностям обычно различают три основных типа фрагментов: витрокласты, кристаллокласты и литокласты. Однако сравнительно редко какой-либо конкретный пирокластический материал полностью представлен одним из этих типов фрагментов. Обычно он состоит из частиц всех трех типов в различных пропорциях. Кроме того, морфологические особенности, степень раскристаллизации и пористости частиц стекла, лав весьма разнообразны. Поэтому нередко выделяют большее количество фрагментов [Walker, 1971; Heiken, 1972, 1974; и др.]. По происхождению обычно выделяются обломки ювенильные, случайные или аксессуарные и чуждые [Wentworth, Williams, 1932], или ювенильные, резургентные и аллотигенные [Лучицкий, 1971]. Они образуются при дроблении эксплозиями свежей лавы, пирокластики и лав, слагающих вулкан, и пород невулканического происхождения. При этом известно, что часто не удается различить в породе первые два типа обломков, поскольку при эксплозивном дроблении как свежего расплава, так и пород, слагающих постройку, образуется много весьма сходных частиц.

Известно, что характерные черты пирокластики определяются множеством факторов: динамикой эксплозивной деятельности и свойствами исходного расплава, его газонасыщенностью, вязкостью, степенью раскристаллизации и т.д. В связи с этим многие работы посвящены выявлению связи таких черт пирокластики с важнейшими типами извержений [Влодавец, 1962; Гущенко, 1965; Ширинян, Карапетян, 1970; Малеев, 1977, 1980, 1982; Кураленко, 1980 а; Tomasson, 1967; Walker, 1971; Heiken, 1972, 1974; Walker, Croasdale, 1972; и др.].

Для целей настоящей работы также оказалось очень важным выявление устойчивых естественных ассоциаций пирокластических пород и их диагностических признаков. Это необходимо для выяснения изменения состава основных групп пирокластики при их переотложении экзогенными процессами, что важно для выявления закономерностей вещественного состава отложений в районах, прилегающих к вулканическим центрам. Полученные таким образом диагностические признаки основных групп пирокластики можно использовать для восстановления особенностей древней вулканической деятельности на основе изучения как пирокластических накоплений, так и различных

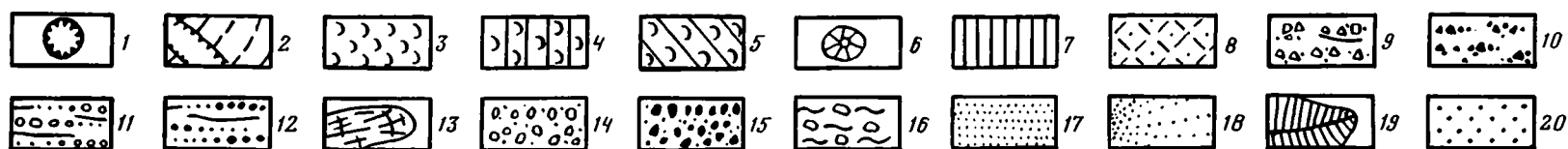
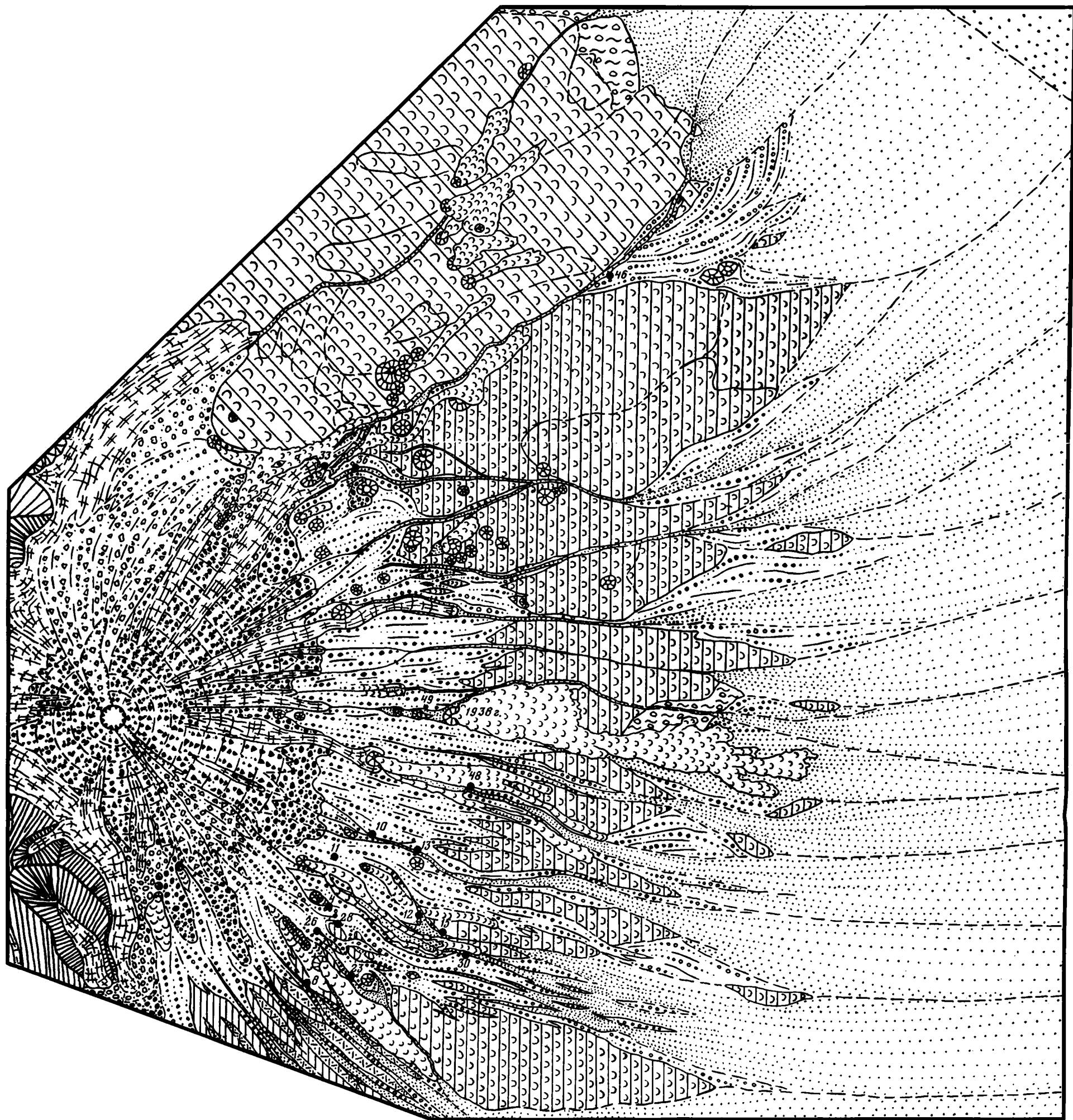


Рис. 14. Взаимоотношения вулканогенных и синхронных вулканотерригенных накоплений на склонах, у подножия и по периферии вулкана Ключевского
1 — кратер, 2 — конус вулкана; 3—5 — лавы: 3 — исторические, 4 — голоценовые, 5 — лавы вулкана Плоского; 6 — шлаковые конусы; 7 — почвенно-пирокластический чехол; 8 — отложения пирокластического потока вулкана Безымянного (1956 г.); 9, 10 — отложе-

ния расклеванных лавин: 9 — 1945 г., 10 — голоценовые; 11, 12 — отложения лахаров: 11 — после 1926 г. (?), 12 — более древние; 13 — ледники; 14—16 — морены: 14 — современные, 15 — голоценовые, 16 — позднеплейстоценовые; 17, 18 — отложения временных водотоков; 19 — руины вулканов Камень и Средний; 20 — аллювий р. Камчатки. Цифрами показано местоположение и номер разреза

продуктов их переотложения. Поэтому автор попытался обобщить имеющиеся к настоящему времени данные на основе личных исследований. С этой целью были детально изучены продукты исторических извержений многих вулканов Камчатки: Ключевского, Толбачика, Безымянного, Шивелуча, Кизимена, Авачи, Карымского и др. Выяснялось строение и особенности распределения на площади пирокластических накоплений, их гранулометрический и минералого-петрографический состав, форма обломков и т.п. Полученные таким образом сравнительные данные использовались при изучении голоценовых почвенно-пирокластических чехлов и грубообломочных отложений этих вулканов, а также в дальнейшем при изучении продуктов переотложения пирокластического материала у их подножий и по периферии.

Эти исследования и анализ литературных данных позволили выявить четкую связь важнейших признаков пирокластики не только с составом извергаемого расплава, но и с типами извержений и типами вулканов (см. табл. 2). По составу исходного расплава пирокластический материал разделен на две группы: базальтовый, андезито-базальтовый и андезитовый. Продукты извержений дацитовых и липаритовых вулканов в работе не рассматриваются. Выделяются четыре типа пирокластики, отвечающие важнейшим типам извержений: гавайскому, стромболианскому, вулканскому и направленным взрывам. Наконец, выделены четыре естественные ассоциации пирокластического материала, образующегося при извержениях основных типов вулканов, различных по характеру преобладающей деятельности: щитовых вулканов, стратовулканов, вулканических куполов и кальдер. У каждого из них пирокластика разных типов извержений имеет ряд общих признаков, и, наоборот, продукты одного и того же типа извержений у разных типов вулканов имеют существенные различия. В связи с этим необходимо отметить следующее.

Известно, что вулканы чрезвычайно разнообразны, и каждый из них имеет неповторимые особенности. Детальный обзор их классификаций дан в монографии И.В. Лучицкого [1971]. Среди всего разнообразия вулканов по особенностям строения и деятельности наиболее часто выделяют щитовые вулканы, стратовулканы, вулканические куполы и кальдеры. Щитовые вулканы по происхождению существенно эффузивные. Обильные излияния жидких лав сопровождаются у них эксплозиями гавайского, стромболианского и вулканского типов, которые в целом дают гораздо меньшие объемы пирокластики по сравнению с объемами лав. Стратовулканы, наоборот, формируются в значительной мере в результате эксплозивной деятельности вулканского, стромболианского и, реже, гавайского типов. По происхождению их можно назвать эффузивно-эксплозивными вулканами. Экструзии у них образуются сравнительно редко и преимущественно небольшого размера. У крупных, длительно развивающихся куполов экструзивная деятельность обычно сочетается и закономерно чередуется с мощными эксплозивными извержениями вулканского типа, направленными взрывами. Поэтому генетически такие вулканы, извергающие очень вязкий и газонасыщенный расплав, являются экструзивно-эксплозивными. Образование кальдер сопровождается наиболее грандиозными эксплозивными извержениями плинианского типа (кальдереобразующими).

В природе между этими основными типами вулканов существуют постепенные переходы. В разрезах крупных вулканов и вулканических центров обычно встречаются несколько типов вулканов, отражающих закономерную эволюцию характера вулканизма. Он может начинаться излияниями жидких базальтовых лав и формированием щитового вулкана, на котором в дальнейшем может образовываться типичный стратовулкан, а затем и серия крупных экструзивных куполов. Например, на первых этапах вулканы Шивелуч, Безымянный формировались как типичные стратовулканы. Затем, вплоть до настоящего времени, они стали извергаться как экструзивные аппараты. В длительно развивающихся вулканических центрах подобные сочетания могут повторяться в разрезах неоднократно, отражая крупную цикличность вулканизма. При этом в разных вулканических зонах в таких постройках объем вулканических пород разного состава существенно различен.

Для удобства изложения материал рассматривается по типам извержений, начиная от гавайского, затем стромболианского, вулканского, направленных взрывов. Такая последовательность выбрана в связи с тем, что она отражает наиболее типичную последовательность смены преобладающего характера деятельности.

К этому типу извержений относятся излияния очень жидкого и горячего расплава, содержащего небольшое количество газов, которые отделяются достаточно спокойно, без сильных взрывных явлений. Образуется очень мало пирокластики и распространяется она не далее первых километров от центра извержения. Классическими являются извержения щитовых вулканов Гавайских островов [Jaggar, 1910, 1947; Macdonald, 1952; Macdonald, Abbott, 1970; и др.]. Во многом сходны извержения вулкана Нирагонго в Африке [Tazieff, 1949], вулканов Исландии [Thorarinsson, 1967; Bullard, 1963; и др.], Плоского Толбачика на Камчатке [Кулаков, 1934; Влодавец, 1940; Пийп, 1946а, в; Федотов и др., 1978; и др.].

Морфология частиц пирокластики извержений этого типа определяется особенностями их движения при эксплозиях, сопротивлением воздуха и силами поверхностного натяжения. Бомбы и лапилли имеют разнообразную форму — изометричную, шаровую, эллипсоидальную, грушевидную, лентовидную и т.д. [Wentworth, 1938; и др.]. Внешняя их часть обычно более плотная и покрыта тонкой стекловатой коркой закалки. Пеплы состоят из правильных каплевидных, шаровидных, нитевидных фрагментов и обломков прозрачного стекла, содержащего редкие вкрапленники и микролиты. В стекле присутствуют редкие правильные газовые поры. Поверхность частиц обычно гладкая, флюидальная [Heiken, 1972, 1974].

Более вязкий и газонасыщенный расплав образует лавовые потоки как с волнистой, так и с плоско-глыбовой, глыбовой поверхностью, например у Южного прорыва Толбачика (1975—1976 гг.). Сопровождающие излияние эксплозии более мощные, имеют черты, свойственные и стромболианскому типу извержений. Образуются фигурные, комковатые, сильно пористые бомбы, шлаковые лапилли. Поры в них обычно правильные, овальные. Лапилли состоят из прозрачного, зеленовато-коричневого стекла ($n = 1,575\text{--}1,680$), в которое погружены вкрапленники (до 10—15%), реже микролиты плагиоклаза, оливина, пироксены. В более крупных лапиллях появляется тончайший войлок микронолитов, кристаллитов. Во внутренних частях бомб их выделения столь обильны, что основная масса становится полупрозрачной и непрозрачной (тахилитовой). Вулканические пеплы состоят из неправильных каплевидных, клочковатых, удлинённых частиц пористого прозрачного стекла с гладкой флюидальной поверхностью и их обломков [Будников, 1979; Будников и др., 1979]. Сходный облик имеет пирокластика некоторых шлаковых конусов вулкана Плоского Толбачика [Сирин, 1968], а также пеплы и шлаки из почвенно-пирокластического чехла Толбачинского дола. [Пономарева, 1982].

ПИРОКЛАСТИКА ИЗВЕРЖЕНИЙ СТРОМБОЛИАНСКОГО ТИПА

К этому типу относятся извержения расплава, обладающего по сравнению с гавайским типом значительно более высоким содержанием газов и высокой вязкостью, которая объясняется, вероятно, несколько меньшей температурой расплава и часто высоким содержанием в нем кристаллической фазы (от первых до 30—60%). При его излияниях образуются глыбовые, шлаково-глыбовые лавовые потоки. Излияния сопровождаются обычно мощным лавовым фонтанированием и эксплозиями с выбросом раскаленной пирокластики в виде бомб, шлаков и лапиллей с примесью вулканического песка. Формируются крупные шлаковые конусы и опоясывающие их горизонты лапиллей, выклинивающиеся на протяжении первых километров. Прослой пеплов прослеживаются в разрезах на расстоянии 10, реже 30 км и более. Извержения этого типа наиболее характерны для базальтовых и отчасти андезитовых стратовулканов. Примерами являются извержения Стромболи [Лучицкий, 1971], побочных прорывов вулкана Ключевского — Билукая в 1938 г. [Набоко, 1947], Юбилейного в 1945 г. [Пийп, 1956] и многих других вулканов [Лучицкий, 1971; и др.].

Рассмотрим состав типичной пирокластики прорыва Билукай. Бомбы обычно неправильные, комковатые, шлаковые, сильно пористые (табл. 1, 1, 2). Они состоят из непрозрачной, полупрозрачной основной массы с микронолитовой, кристаллитовой структурой и обильных вкрапленников (35—40%), редких микролитов. Лапилли клочковатые, сильно пористые, зеленовато-черного цвета. Состоят из прозрачного зеленовато-коричневого стекла ($n = 1,556\text{--}1,558$), насыщенного вкрапленниками плагиоклаза,

пироксенов, оливина, более редкими микролитами, и, в наиболее крупных лапиллях, тонким войлоком микролитов (табл. I, 3–6).

Вулканический пепел присутствует в небольшом количестве и состоит из разнообразных клочковатых, реже неправильных фигурных, каплевидных фрагментов и осколков прозрачного, сильно пористого стекла, насыщенного, как и лапилли, вкрапленниками и более редкими микролитами (табл. II). Поверхность частиц очень неровная, флюидальная. Острые углы и грани встречаются лишь у осколков. В изолированном (без стекла) виде кристаллы присутствуют редко, до 10–15% в мелкопесчаных и алевритовых фракциях. В отдельных частях разреза пирокластических накоплений прорыва Билиюай появляется примесь угловатых, остроугольных обломков полупрозрачных, непрозрачных шлаков, иногда окисленных. Это свидетельствует уже о возрастании силы эксплозий, близких к переходному, вулканско-стромболианскому типу.

Сходные черты имеет пирокластика Юбилейного прорыва Ключевского вулкана (1945 г.), некоторые порции пирокластики прорыва Пийпа (1956 г.), Южного прорыва Толбачика (1975–1976 гг.), вулкана Пасейна (Гватемала, извержения 1968 г.) [Stoiber, Rose, 1970; Heiken, 1974] и др.

Лавовые потоки прорывов Билиюай, Юбилейного и других протягиваются до 10–15 км. Их верхние и нижние части состоят из шлаковой и шлаково-глыбовой, местами окисленной лавы, составляющей 30–40% [Малеев, Ванде-Кирков, 1973]. Степень раскристаллизации лавы в различных частях потока сильно колеблется, при этом всегда характерно высокое содержание вкрапленников одной (30–60%) либо нескольких генераций. В поверхностных, шлаково-глыбовых частях потоков основная масса содержит неправильные газовые поры, меньше раскристаллизована, полупрозрачна, непрозрачна, так как насыщена кристаллитами, микролитами, мелкими микролитами, имеет гиалопилитовую структуру, весьма сходную со структурой основной массы бомб. Ближе к внутренним, более плотным частям потоков степень кристалличности возрастает; здесь преобладают микролитовые, интерсертальные структуры основной массы. Общая степень кристалличности достигает 80–90% и более. В местах значительной мощности (до 5 м и более) лава практически целиком раскристаллизована, состоит из заметно более крупных вкрапленников и микролитов. Мельчайшие интерстиции между ними выполнены бесцветным, буроватым стеклом ($n = 1,500\text{--}1,520$).

Лавовые потоки и скопления пирокластики обычно в разной степени окислены и имеют буроватые, красноватые оттенки. Процесс окисления происходит при остывании извергшегося расплава и выражается прежде всего в окислении двухвалентного железа в трехвалентное, что сопровождается образованием тончайших выделений гематита. Окисление происходит главным образом под действием кислорода воздуха. В процессе вовлекается железо, содержащееся как в стекле, так и в железосодержащих минералах, прежде всего в оливине [Пийп, 1956; и др.].

Интенсивность окисления весьма неравномерна и связана со степенью измельчения породы, ее проницаемостью, положением в толще вулканогенных накоплений. На поверхности лавовых потоков скопления пирокластики окислены минимально, имеют тончайшие окисные пленки, обуславливающие буроватые оттенки. Гораздо сильнее окислена лавокластика в мощных скоплениях на поверхности и в подошве лавовых потоков, между лавовыми единицами, а также пирокластика во внутренних частях шлаковых конусов. Здесь породы имеют бурый, вишневый, красный цвета и нередко окислены почти полностью. Оливин часто превращен в агрегат трудноопределимых минералов. Очевидно, это обусловлено более медленным остыванием обломков, их высокой удельной поверхностью и доступом воздуха, обеспечивающими энергичное течение реакции. Процессы окисления могут быть столь интенсивными, что в ряде случаев было отмечено вторичное разогревание материала до красного каления [Пийп, 1956; Набоко, 1959; Кирсанов и др., 1970; Сколотнев, 1982; и др.].

В местах особенно значительных скоплений раскаленной вулканокластики при доступе влаги образуются вторичные фумаролы, вблизи которых породы особенно интенсивно разложены. Появляется комплекс разнообразных фумарольных минералов, частично замещающих породу, выделения аморфного алюмокремнистого вещества [Набоко, 1959; Серафимова, 1979; Сколотнев, 1982; и др.].

Извержения этого типа характеризуются взрывной деятельностью, порождающей мощные пепловые тучи, распространяющиеся на многие десятки и нередко сотни километров. Они проявляются у вулканов любого типа и состава, но наиболее важную роль играют в формировании эффузивно-взрывных стратовулканов. Имеющиеся многочисленные литературные данные показывают, что в деятельности многих этих вулканов — Везувия [Bullard, 1963; Ритман, 1964]. Ключевского [Кулаков, 1934; Влодавец, 1940; Меняйлов, 1947; Набоко, 1947а; Пийп, 1956, 1958; Гущенко, 1965; Кирсанов и др., 1973; и др.], Карымского [Иванов, 1966, 1969, 1970; и др.], Авачи [Пийп, 1946б, 1953] и других — в историческое время обнаруживается ярко выраженная цикличность. Она проявляется в достаточно закономерном чередовании кратких, но катастрофических пароксизмальных извержений и длительных периодов относительного покоя с вулканическими извержениями гораздо меньшей силы. При общем сходстве механизма извержений характерные признаки их пирокластики у вулканов разных типов существенно различаются.

Базальтовые вулканы. Примером является пирокластика извержений хорошо изученного вулкана Ключевского. В его деятельности наблюдается чередование явлений разнообразной силы: от небольших газовых и пепловых выбросов до мощных пароксизмов, сильно разрушающих вершину вулкана. Анализ литературных данных и изучение пирокластики показали, что по составу извергаемого материала можно выделить три основных типа явлений: 1) вулканско-стромболианские взрывы, выбрасывающие светящиеся ювенильные бомбы, шлаки и пеплы; 2) мощные, пароксизмальные извержения в виде энергичных газовойдуваний (по терминологии Б.И. Пийпа), преимущественно ювенильного расплава. С ними связано образование раскаленных лавин и мощных пепловых туч; 3) различные по силе взрывные извержения, выбрасывающие наряду с ювенильными обломками значительное количество продуктов взрывного дробления лавовой пробки, пород шлаково-лавового конуса, стенок кратера.

Вулканско-стромболианские взрывы имеют переходный характер. Они происходили в отдельные периоды деятельности прорывов Билукая (1938 г.), Юбилейного (1945 г.), Пийпа (1966 г.), при извержениях вершинного кратера вулкана в 1937 г. [Меняйлов, 1947; Набоко, 1947а], в 1962 г. [Гущенко, 1965], в 1966 г. [Кирсанов и др., 1970] и др. Основными компонентами вулканических пеплов являются: 1) клочковатые, неправильные каплевидные фрагменты пористого прозрачного в разной степени окрашенного стекла, содержащего вкрапленники, редкие микролиты; очертания частиц плавные, поверхность флюидальная; 2) угловатые, остроугольные, клочковатые частицы пористого густоокрашенного прозрачного, полупрозрачного стекла, содержащего в отличие от (1) выделения кристаллитов и микронолитов; во многих пеплах эти две группы частиц, либо одна из них, преобладают; остальные присутствуют в виде примеси (в сумме до 50%); 3) угловатые, остроугольные фрагменты перегородок газовых пор непрозрачных стекол, шлаков, насыщенных кристаллитами; они образуются при взрывном дроблении шлаковых бомб, крупных лапиллей; 4) угловатые плотные полупрозрачные и непрозрачные обломки основной массы лав, крупных бомб, насыщенных микролитами, микронолитами, кристаллитами; часть фрагментов (3) и (4) обычно слабо окислена с поверхности; 5) угловатые, неправильные, реже таблитчатые, идиоморфные кристаллы плагиоклазов, оливина, пироксенов (до 10—20%).

Подобного состава пеплы встречаются в виде тонких прослоев в почвенно-пирокластическом чехле у подножий вулканов Ключевского, Толбачика, а также описаны у вулканов Сьерра-Негро (Никарагуа, 1968 г.), Этна (Италия, апрель 1971 г.) и др. [Heiken, 1974].

Примером мощных газовойдуваний является пароксизмальное извержение Ключевского в 1945 г. [Пийп, 1956], во время которого за 15 ч была выброшена громадная эруптивная туча на высоту до 10 км, разнесшая пеплы на многие десятки километров. Одновременно на северо-западном склоне вулкана образовались мощные раскаленные лавины. Объем извергнутого материала Б.И. Пийп оценил в $0,5 \text{ км}^3$. Отложения раскаленных лавин, по Б.И. Пийпу, представлены мощными несортированными накоплениями, состоящими из разнообразных обломков: изометричных, овальных, угловатых

глыб и бомб, на которых в результате движения лавин почти целиком уничтожена вся характерная поверхностная скульптура. Промежутки между ними заполняют свежие и окисленные обломки лав и шлаков, лапилли, мелкозем. Б.И. Пийп считал, что в составе этих накоплений было до 35% старого, ранее извергнутого материала, абрадированного лавинами с бортов и дна северо-западной шарры.

Бомбы из свежей лавы содержат около 30% вкрапленников плагиоклаза, оливина, пироксенов, рудных. Структура основной массы меняется от микронолитовой и кристаллитовой (тахилитовой) в поверхностных частях бомб до микролитовой — в центральных. Аналогичный состав имеют бомбы и шлаки бокового прорыва кратера Тиранус (табл. III) и др.

Лапилли представлены в основном сильно пористой лавой с полупрозрачной и непрозрачной основной массой, имеющей микронолитовую, кристаллитовую структуру. В пеплах, по Б.И. Пийпу [1956], преобладают осколки пористого светло-бурого, светло-зеленого стекла ($n = 1,556$), содержащего умеренное количество кристаллитов, микронолитов и микролитов (клинопироксена, оливина); реже встречается густоокрашенное, непрозрачное стекло, обломки основной массы старых лав и небольшое количество обломков кристаллов.

Сходный облик имеет пирокластика кратера Тиранус (1938 г.), извержений Авачи в 1945 г. [Пийп, 1953], вулкана Фуэго в 1966 и 1974 гг. [Heiken, 1974; Rose et al., 1978], вулкана Алаид в 1972 г. [Будников, Малеев, 1977] и в 1981 г. [Федотов и др., 1981, 1982; Флеров и др., 1982]; Тятя в 1973 г. [Малеев, 1975], Северного прорыва Толбачика в 1975 г. [Федотов и др., 1976; Будников и др., 1978; Малеев, Ванде-Кирков, 1978] и других вулканов. Например, пирокластика Северного прорыва Толбачика состоит из изометричных, комковатых бомб, шлаков, пеплов. Черные шлаки, лапилли, состоят из полупрозрачного стекла, насыщенного мельчайшими минеральными выделениями и вкрапленниками (5—10%). Пеплы состоят в основном из непрозрачных комковатых, остроугольных пористых частиц тахилита, реже (до 20—30%) — густоокрашенного прозрачного стекла с войлоком микронолитов и обломков, реже идиоморфных кристаллов (5—20%): плагиоклазов, пироксенов, оливина.

Режимные наблюдения показали, что в периоды максимальной эксплозивной активности вулканов Алаид в 1972 г., Тятя в 1973 г., и других [Хренов, 1982; и др.] содержание вкрапленников в извергаемом расплаве минимально, а при ее ослаблении возрастает.

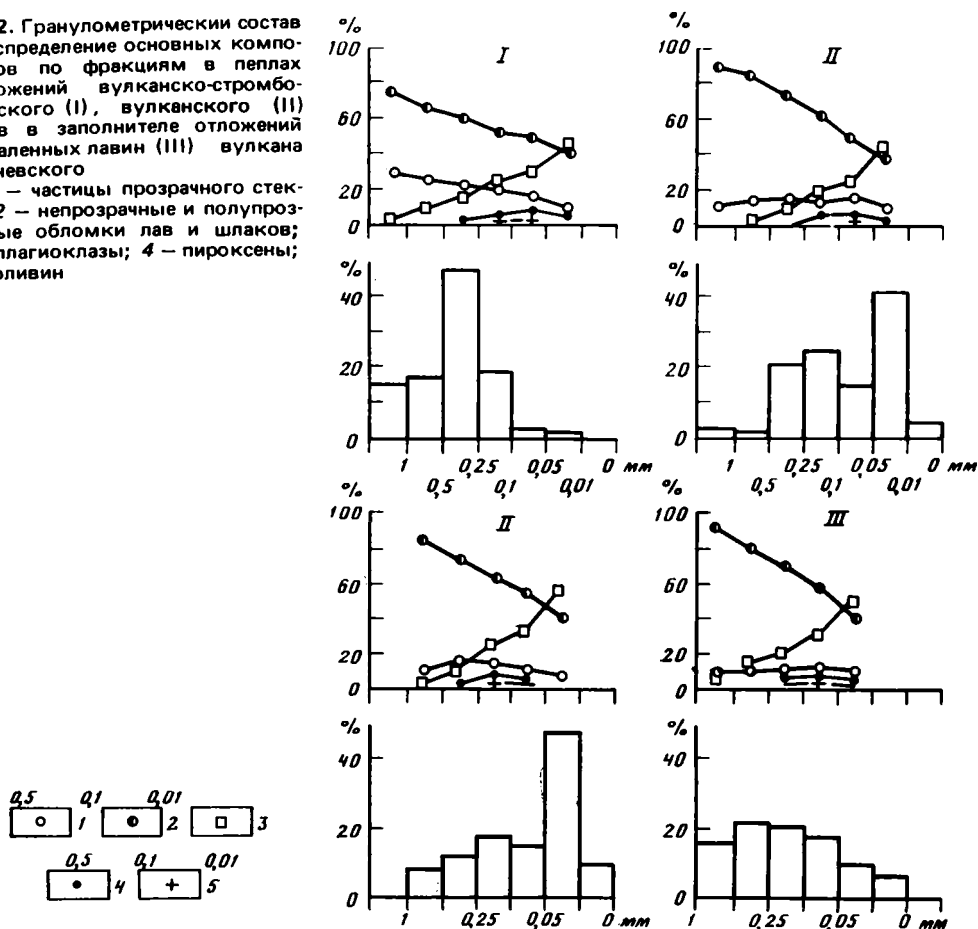
Важнейшим отличием пеплов этого типа от пеплов стромболианских эксплозий является существенно обломочный облик частиц стекла и наличие в них обильных кристаллитов и микронолитов. Эти мельчайшие кристаллы вполне успевают выделиться за короткое время нахождения частиц в мощной раскаленной эруптивной колонне газов и пирокластики.

Пирокластика взрывных извержений вулканского типа содержит значительную примесь резургентного материала, либо в основном состоит из него. Примерами являются пеплы начальных и заключительных эксплозий вулкана Ключевского в 1937 г. [Набоко, 1947а]. Пеплы начальных эксплозий состоят в основном из угловатых обломков лав, черного стекла и кристаллов — плагиоклазов, пироксенов, оливина, рудных. Они возникли как отмечает С.И. Набоко, по-видимому, за счет эксплозивного дробления лавовой пробки. Пепел конечных эксплозий состоял из свежих и окисленных (до 30%) угловатых плотных и пористых обломков лав, шлаков, черного, полупрозрачного стекла, обломков кристаллов. Он образовался в основном за счет дробления эксплозиями вершинного шлакового конуса. Сходный по составу пепел был собран Б.И. Пийпом [1956] в пос. Ключи во время извержения в 1945 г.

Необходимо отметить, что в составе почвенно-пирокластических чехлов, развитых у подножий и по периферии эффузивно-эксплозивных вулканов Ключевского, Толбачика, резко преобладают пеплы извержений вулканского типа (до 90%). При этом, судя по результатам изучения их состава, часть таких пеплов образуется при мощных газовойдуваниях (до 40—50%), а часть (до 50—60%, а в отдельных пачках до 75%) — при взрывных извержениях. Пеплы последнего типа имеют буроватый, бурый, красно-бурый, до красного цвета. Состоят в основном из угловатых черных, темно-серых, непрозрачных, полупрозрачных обломков шлаков, реже лав (30—60%), а также из окисленных в разной степени с поверхности, либо целиком, буроватых, бурых, красных обломков таких же шлаков (10—50%), осколков кристаллов (20—40%) и примеси

Рис. 2. Гранулометрический состав и распределение основных компонентов по фракциям в пеплах извержений вулканско-стромболианского (I), вулканического (II) типов в заполнителе отложений раскаленных лавин (III) вулкана Ключевского

1 — частицы прозрачного стекла; 2 — непрозрачные и полупрозрачные обломки лав и шлаков; 3 — плагиоклазы; 4 — пироксены; 5 — оливин



(до 10–15%) частиц коричневого, буроватого, красного, редко бледно-коричневого стекла (табл. IV).

На рис. 2 показано распределение основных компонентов по фракциям в отложениях раскаленных лавин, пеплах извержений вулканического, вулканско-стромболианского типов. Приведенные данные показывают, что во всех этих случаях оно принципиально сходно. При переходе к тонким фракциям все более возрастает содержание обломков кристаллов (до 50–60%) и уменьшается количество частиц тахилита, лав, стекла, т.е. оно принципиально иное, чем в тefре стромболианских эксплозий.

Изучение пеплов вулканических эксплозий Ключевского в 1937 г. [Набоко, 1947а], в 1962 г. [Гущенко, 1965], Толбачика в 1976 г. [Пономарева, 1982], Фуэго в 1974 г. [Rose et al., 1978] и др., показало, что в процессе их переноса и отложения из пепловой тучи происходит наряду с дифференциацией по крупности заметная дифференциация частиц по удельному весу. Она выражается в том, что в одних и тех же фракциях по мере удаления от вулкана происходит постепенное уменьшение содержания кристаллов, прежде всего наиболее тяжелых темноцветных минералов, плотных обломков лав, и возрастает относительное количество легких частиц пористого прозрачного стекла. Однако вследствие аналогичности химического состава обломков плотных и пористых лав и невысокого общего содержания темноцветных минералов (до 15–20%) такая дифференциация не приводит к заметным изменениям валового химического состава пеплов (колебания в содержании SiO_2 менее 1%).

Сравнение данных по тefре щитовых, трещинных, т.е. существенно эффузивных вулканов и типичных стратовулканов (эффузивно-эксплозивных) показывает, что при

общем ее сходстве главное различие заключается в содержании кристаллической фазы — вкрапленников. В первом случае оно обычно невелико, от единиц до 20–30, а у стратовулканов — 50%.

Андезитовые эффузивно-эксплозивные вулканы. Примерами их деятельности являются извержения вулкана Карымского [Иванов и др., 1966; Иванов, 1970; Малеев, 1968; Хренов, 1982; и др.] и вулкана Майон на Филиппинах [Moore, Melson, 1969; Макдональд, 1978; и др.]. В их формировании проявляется разнообразная цикличность. Например, в эруптивных циклах Карымского наблюдается чередование мощных пароксизмов, во время которых извергается масса пемзы, пеплов, а затем изливаются жидкие лавовые потоки, и периодов с более слабыми эксплозиями, излиянием глыбовых лав и образованием небольшого внутрикратерного купола.

Пирокластика его сильных вулканических эксплозий представлена преимущественно ювенильным материалом, образовавшимся в результате дезинтеграции слабо раскристаллизованного андезитового расплава: пористыми бомбами, часто с поверхностью типа "хлебной корки", пемзой, стекловатым пеплом. Пепел состоит в основном из осколков бесцветного, окрашенного стекла ($n = 1,520 \div 1,540$), содержащего переменное количество микролитов, и примеси обломков стекловатых лав (10–30%), идиоморфных кристаллов и их обломков (до 10–15%). Сопровождающие лавовые потоки сложены стекловатой породой с флюидалной, гиалопилитовой основной массой, в которой содержатся редкие (до 8–10%) вкрапленники плагиоклазов, реже пироксенов, рудных.

Пирокластика слабых вулканических извержений представлена в основном резургентным материалом: угловатыми, изометричными обломками серых плотных и пористых лав, бомбами, лапиллями, пеплами. Последние состоят из угловатых частиц тех же лав и их основной массы, представленной бесцветным и в разной степени окрашенным стеклом ($n = 1,520 \div 1,530$), насыщенным войлоком кристаллитов, и обломками кристаллов, содержание которых достигает уже 20–25%. В сопровождающих эти эксплозии глыбовых лавах содержание вкрапленников также более высокое (20–30%).

Оба типа пеплов переслаиваются в разрезе почвенно-пирокластического чехла вулкана (образцы В.Ю. Кирьянова). Детальное изучение этого чехла позволило выяснить основные черты цикличного развития вулкана [Брайцева и др., 1979]. Сходные типы тефры мы обнаружили в разрезах голоценовых и плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии, в вохчабердской толще (нижний—средний плиоцен) и сисианской свите (верхний плиоцен) Армении.

Экструзивно-эксплозивные вулканы в отличие от эффузивно-эксплозивных вулканов извергают гораздо более вязкий, сильно раскристаллизованный расплав. Вулканические эксплозии играют важную роль в их деятельности. В периоды пароксизмов они достигают большой силы и чередуются с направленными взрывами. В периоды между пароксизмами они сопровождаются часто образованием экстрезий, излияние лав.

Характерные мощные выбросы пеплов, образование раскаленных лавин и небольших (1–5 км) агломератовых потоков. Примером являются извержения вулканов Мерапи, Мон-Пеле [Lacroix, 1904], Шивелуч в 1944–1950 гг. [Пийп, 1948; Меньяйлов и др., 1949; Меньяйлов, 1953, 1955; Горшков, Былинкина, 1954], Безымянного, (начиная с 1956 г.) [Горшков, Богоявленская, 1965; Мархинин и др., 1963; Дубик, Меньяйлов, 1969; Кирсанов, 1979; и др.], Санта-Мария (Гватемала) [Sapper, 1927], Лассен-Пик [Day et al., 1925; Williams, 1932] и др.

Например, пеплы мощных допароксизмальных эксплозий вулкана Безымянного в 1955–1956 гг. представлены серыми вулканическими песками, алевритами, алевропелитами с примесью мелких лапиллей. Они состоят из угловатых плотных обломков густо раскристаллизованной основной массы андезитов, в которой с трудом различаются участки бесцветного стекла и обломков кристаллов (до 50–60%): плагиоклазов, реже — ромбических пироксенов, роговой обманки, магнетита [Гущенко, 1965; Кураленко, 1980б]. Характерно, что содержание обломков кристаллов, прежде всего плагиоклазов, как и в пеплах вулканических извержений эффузивно-эксплозивных вулканов, растет при переходе к более тонким фракциям: от 30–35% в крупнопесчаных до 70–80 — в мелкоалевритовых. Содержание темноцветных минералов максимально во фракции 0,25–0,05 мм и далее быстро падает. Очевидно, что эти пеплы являются в основном продуктами эксплозивного дробления старых, а также свежих, но очень вязких,

хорошо раскристаллизованных андезитовых экструзивных пород, слагавших стенки магматического канала.

Принципиально сходный состав имеют и пеплы вулканических эксплозий, сопровождающих рост экструзивного купола вулкана Безымянного в 1965 г. [Дубик, Меньяйлов, 1969] и в 1978–1979 гг. (сборы автора). Ю.М. Дубик и И.А. Меньяйлов [1969] показали, что при выпадении из пепловой тучи происходила заметная дифференциация материала по удельному весу. По мере удаления от вулкана во фракциях увеличивается относительное содержание наиболее легких частиц пористой основной массы, стекла (на 10–20%) и уменьшается — пироксенов и плагиоклазов. Однако на вариации химического состава пеплов (в пределах нескольких процентов) основное влияние оказывает дифференциация по крупности. Так, на расстоянии 30–40 км от вулкана в 1965 г. наблюдался максимум выпадения пепла размером 0,1 мм; так как в этой фракции резко увеличивается содержание минералов и уменьшается — частиц стекла, то и снижается содержание SiO_2 . Очевидно, следует ожидать, что в пелитовых, более стекловатых пеплах, выпавших на большом расстоянии, содержание SiO_2 вновь несколько увеличится.

Отложения многочисленных раскаленных лавин, сопровождавших такие эксплозии, состоят из разнообразных угловатых, оглаженных обломков плотных и слабопористых светло-серых хорошо раскристаллизованных роговообманково-пироксеновых андезитов, сходных с лавами экструзивного купола вулкана [Горшков, Богоявленская, 1965; Кирсанов, 1979; и др.]. Принципиально сходный состав имеют и пеплы древних извержений вулкана Безымянного (О.А. Брайцева,стное сообщение, 1983 г.).

Сходные типы грубообломочной пирокластики и пеплов встречаются также в разрывах подножий и почвенно-пирокластических чехлов вулканов Шивелуч, Кизимен.

Таким образом, пирокластический материал вулканических эксплозий андезитовых экструзивно-эксплозивных вулканов в отличие от тефры аналогичных извержений эффузивно-эксплозивных вулканов имеет, во-первых, гораздо более высокое содержание обломков кристаллов: плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки и других; во-вторых, в нем присутствуют либо преобладают обломки хорошо раскристаллизованных экструзивных лав. Частицы остаточного стекла имеют поэтому (судя по показателю преломления) более кислый андезито-дацитовый и даже дацитовый состав.

Экструзивные лавы дацитовых вулканов нередко менее сильно раскристаллизованы: содержание в них стекла может достигать 70–80%. Поэтому при их извержениях могут образовываться существенно витрокластические пеплы. Например, дацитовый пепел извержения вулкана Сантьяго (Гватемала) в 1970 г. состоит в основном из угловатых обломков плотного стекла (75%) и обломков минералов (25%) — плагиоклаза, кварца. Обломки стекла содержат редкие газовые поры, обильные микролиты; фенокристы имеют угловатую форму. Пепел образовался в основном за счет эксплозивного дробления дацитов экструзивного купола [Heiken, 1974].

ПИРОКЛАСТИКА ИЗВЕРЖЕНИЙ ТИПА НАПРАВЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

Вследствие сложности строения вулканических построек и различной прочности их частей при особенно сильных извержениях эксплозии оказываются обычно направленными не вертикально вверх, а под каким-либо углом. Такие извержения по своей динамике, строению и распределению отложений на площади имеют существенные особенности. Поэтому Г.С. Горшков [Горшков, Богоявленская, 1965] выделил их в самостоятельный тип направленных взрывов, среди которых различаются извержения типа Пеле, Безымянного, Катмаи. Имеющиеся данные по извержениям и строению вулканов показывают, что направленные взрывы наиболее характерны для экструзивных куполов. Именно этот тип деятельности дает обычно преобладающую часть их вулканокластиков. Направленные взрывы уничтожают нередко основные объемы ранее образовавшихся экструзий и выбрасывают огромные массы ювенильной пирокластики в виде пеплов и отложений пирокластических потоков. Направленные взрывы обычных стратовулканов нередко также связаны с экструзиями (извержение вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. и др.).

Извержения пелейского типа характеризуются латерально направленными взрывами без существенных разрушений вулканической постройки и сопровождаются образова-

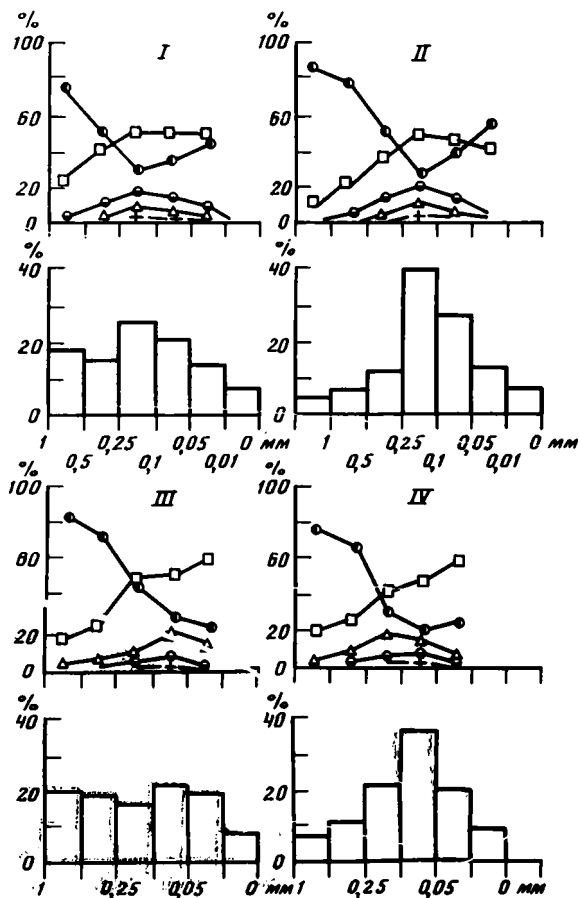


Рис. 3. Гранулометрический состав и распределение основных компонентов по фракциям в пирокластике направленных взрывов пелейского типа (I — заполнитель отложений раскалиенных лавин, II — пеплы вулкана Кизимен), III, IV — безымянского типа (III — заполнитель отложений направленного взрыва, IV — пеплы извержения вулкана Безымянного в 1956 г.)

1 — обломки лав, стекла с микролитами; 2 — плагиоклазы; 3 — роговая обманка; 4 — пироксены; 5 — магнетит

нием слоя пепла и лапиллей в направлении взрыва, раскалиенных лавин умеренных по объему пирокластических потоков. Примером является извержение вулкана Мон-Пеле в 1902 г. [Lacroix, 1904] и некоторые эксплозии вулкана Шивелуч во время извержения в 1944—1950 гг. [Меняйлов, 1955; и др.].

Продукты извержений пелейского типа обычно состоят из смеси резургентного материала: обломков лав и ювенильных фрагментов — в различной степени пористых бомб, лапиллей, вулканических стекол, кристаллов, часто покрытых рубашкой пористого стекла, и их обломков. Петрографически они сходны с пирокластикой вулканических эксплозий вулканов этого типа. В качестве примера можно привести данные по отложениям андезитового вулкана Кизимен, в значительной мере образовавшимся в результате извержений вулканов пелейского типа. Отложения раскалиенных лавин состоят из мощных грубообломочных неслоистых и несортированных накоплений (табл. V, 1). Все обломки угловатые или слегка оббитые (табл. V, 1, 2). Их максимальные размеры от 1—2 до 5—8 м в поперечнике. Они представлены плотным, либо слабо пористым хорошо раскристаллизованным пироксен-роговообманковым, реже пироксеновым андезитом. В виде примеси встречаются обломки свежих и измененных базальтов (табл. V, 3—5). Отложения агломератовых потоков прослеживаются на расстоянии до 5—10 км от вулкана. Они состоят из обломков таких же пемзовидных андезитов, но более пористых (размером до 0,2—0,4 м). Содержание вкрапленников (плагиоклазы, роговая обманка, пироксен, магнетит) — 40—45%. Основная масса микролитовая, микролитовая, реже стекловатая, с обильными газовыми порами.

Пеплы и заполнитель отложений раскалиенных лавин, пирокластических потоков в зависимости от степени раскристаллизации и вспученности лав разделяются на несколь-

ко типов: 1) чистые литокристаллокластические; 2) пеплы из частиц умеренно вспученного тонкораскристаллизованного стекла, кристаллов и их обломков; 3) пеплы из осколков сильно пористого чистого либо содержащего редкие микролиты и кристаллы стекла, кристаллов и их обломков; 4) различные смешанные типы. Во всех случаях кристаллы концентрируются в мелкопесчаных и алевроитовых фракциях (рис. 3, I, II).

Направленные взрывы безымянного типа в отличие от пелейского характеризуются во много раз более мощными латерально направленными взрывами, уничтожающими значительную часть вулканической постройки, вслед за которыми нередко следуют сильнейшие выбросы пеплов, распространяющихся ветром на сотни километров, а в завершение образуются протяженные пирокластические потоки (до 10–20 км и более), агломератовые либо пеплово-пемзовые. Примерами являются взрывы вулканов Безымянный в 1956 г. [Горшков, Богоявленская, 1965], Шивелуч в 1964 г. [Горшков, Дубик, 1969], Сент-Хеленс (штат Вашингтон, США) в мае 1980 г. [The eruptions. . . , 1980, 1981; Foxworthy, Hill, 1982]. Соотношения объемов различных типов вулкано-кластики в каждом конкретном случае весьма различны. Например, во время направленного взрыва вулкана Безымянного в 1956 г. была уничтожена его вершина, в том числе центральный купол. Продукты их дробления объемом до 0,4 км³ были выброшены к юго-востоку и отложены в области до 25–30 км в поперечнике (отложения направленного взрыва, пеплы). Вслед за взрывом был извергнут в долины Сухой Хапицы и некоторых других рек агломератовый пирокластический поток из ювенильного материала объемом свыше 1 км³.

В отличие от этого извержения при внезапном направленном взрыве Шивелуча в 1964 г. основной объем вулканокластики — 1,5 км³, по данным Г.С. Горшкова и Ю.М. Дубика [1969], был выброшен направленным взрывом, а затем в течение часа происходили выбросы плинианского типа в виде гигантской продувки. Они дали 0,3 км³ пеплов и 0,05 км³ пемзы. Извержение завершилось образованием пирокластического потока объемом 0,3–0,5 км³.

Пирокластика направленных взрывов каждого вулкана имеет весьма существенные особенности. Вместе с тем имеются общие для всех вулканов ее диагностические признаки.

Отложения направленного взрыва андезитового вулкана Безымянного представлены мощными, неслоистыми и несортированными накоплениями угловатых обломков плотных, хорошо раскристаллизованных (на 80–95%) пироксеновых андезитов (табл. VI, 1–3). Характерно пятнистое распределение материала разного цвета (серый, бурый и т.д.), пористости и т.д. Пылеватый заполнитель отложений состоит из угловатых фрагментов основной массы этих же лав и почти исключительно угловатых, неправильных обломков кристаллов: плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, магнетита (табл. VI, 4–6), содержание которых растёт при переходе к пелитовой фракции (см. рис. 3, III).

Пеплы направленного взрыва, выпавшие на прилегающих территориях, представлены неслоистыми и сортированными пылеватыми накоплениями с дресвой и мелким щебнем. По составу и распределению компонентов по фракциям они весьма сходны с заполнителем отложений направленного взрыва (см. рис. 3, IV). Отличия заключаются в более пестром смешанном составе частиц лав. По мере удаления от вулкана снижается крупность и улучшается сортировка пеплов; проявляется слабая дифференциация по составу за счет относительного их обогащения легкими частицами пористого стекла [Гущенко, 1965].

Сравнение показывает, что распределение основных компонентов в резургентной вулканокластике вулканических эксплозий, направленных взрывов безымянного типа и в тefре пелейских извержений экструзивно-эксплозивных вулканов принципиально сходное (см. рис. 3). Во всех случаях вулканокластика представлена фрагментами плотной либо умеренно пористой основной массы, обычно насыщенной обильными микролитами, микронолитами, кристаллитами, и обломками кристаллов, содержание которых возрастает при переходе к алевроитовым фракциям (до 80% и более). В связи с этим золотая дифференциация по крупности и удельному весу приводит к заметным изменениям химического состава пеплов (по содержанию SiO₂ от 1–2% в литокристаллокластических до 4–6% — в витро-лито-кристаллокластических разностях).

В отличие от тefры этого типа пирокластика мощных эксплозий плинианского

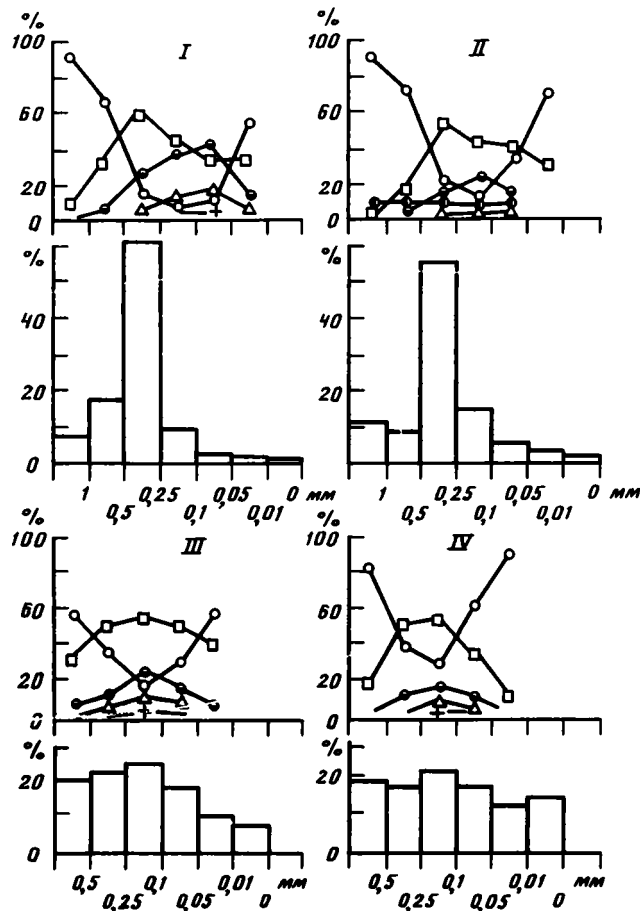


Рис. 4. Гранулометрический состав и распределение основных компонентов по фракциям в пеплах плинианских выбросов (I — вулкана Шивелуч в 1964 г., собран в г. Усть-Камчатске, II — вулкана Кизимен, из маркирующего прослоя Ж, цикл Ш₁) и в заполнителе отложений пемзовых пирокластических потоков (Ш — вулкана Шивелуч, IV — вулкана Кизимен, цикл Ш₁).

Условные обозначения см. на рис. 3.

типа, следующих за латерально направленным взрывом, состоит в основном из ювенильного материала. Типичным примером является пирокластика вулкана Шивелуч (1964 г.), а также пеплы из почвенно-пирокластического чехла у подножия и по периферии вулканов Шивелуч [Кураленко, 1980б], Кизимен, Авачи.

Бомбы, лапиллы состоят из светлых комковатых фрагментов пемзы, пемзовидного андезита. Песчаные фракции содержат в основном идиоморфные кристаллы: плагиоклазы, роговую обманку, пироксены, магнетит, заключенные в оболочку пористого стекла (табл. VII, 1–3). Фрагменты лав и стекла присутствуют в виде примеси (до 10%). При переходе к тонким фракциям в них растет доля частиц стекла, и во фракции 0,05–0,01 мм и менее они преобладают (табл. VII, 4, 5; рис. 4). Такой состав пирокластики объясняется тем, что в исходном, сильно газонасыщенном расплаве уже в момент выбросов содержится до 60–70% кристаллической фазы песчаной и алевритовой размерности. Поэтому во время извержения при внезапном падении внешнего давления этот расплав мгновенно вспенивается и распадается на тонкую стеклянную пыль, освобождая кристаллы, которые при этом не разрушаются, а даже сохраняют на себе оболочку тонкопористого стекла.

Подобный состав имеют как пеплы извержения вулкана Шивелуч в 1964 г., так и пеплы из наиболее мощных прослоев почвенно-пирокластического чехла у подножия этого вулкана. Различия заключаются лишь в деталях соотношений основных компонентов [Гептнер, Пономарева, 1979]. В двух прослоях пеплов Ш₂ и Ш₃ (по нумерации О.А. Брайцевой и др. [1978а]) наблюдается очень четкая градационная слоистость, обусловленная последовательностью выпадения частиц разной крупности из эруптив-

Химические анализы пирокластики андезитового вулкана Шивелуч, вес. %

Оксид	I		II			III	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60,78	54,00	60,94	54,88	63,58	55,35	63,54
TiO ₂	0,90	0,90	0,54	0,69	0,52	0,71	0,57
Al ₂ O ₃	15,69	18,66	16,65	18,38	14,45	17,97	14,93
Fe ₂ O ₃ (общ)	5,60	5,55	5,18	6,54	4,44	6,74	5,39
MnO	0,12	0,14	0,11	0,12	0,06	0,14	0,11
MgO	3,87	5,72	3,59	5,94	2,76	5,45	3,10
CaO	5,80	8,48	5,76	8,50	3,82	8,10	4,46
Na ₂ O	4,40	3,06	4,41	4,35	4,33	4,46	4,31
K ₂ O	1,87	2,14	1,12	0,46	1,57	0,62	1,67
P ₂ O ₅	—	—	0,24	0,15	0,07	0,13	0,22
П.п.п.	0,48	0,20	1,96	0,71	2,37	1,14	2,24
Сумма	99,51	99,71	100,58	100,77	98,08	100,93	100,65

Примечание. I — пирокластика извержения 1964 г. [Горшков, Дубик, 1969]: 1 — эруптивная пемза, обр. 557; 2 — песчаный пепел у пос. Усть-Камчатск в 80 км от вулкана, обр. П-1. II — пеплы из прослоя Ш₃ у г. Ключи: 3 — лапилли; 4 — песчаный пепел; 5 — алевропелитовый пепел (снизу вверх). III — пеплы из прослоя Ш₂ у г. Ключи: 6 — песчаный пепел; 7 — алевропелитовый пепел (снизу вверх).

Анализы выполнены в Химической лаборатории ГИН АН СССР на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе — Ю-48.

ной тучи. В основании прослоев залегают крупнозернистые пески из идиоморфных кристаллов с примесью пемзовых лапиллей; вверх по разрезу они сменяются все более тонким материалом, обогащенным витрокластикой. В меньшей мере градационная слоистость проявлена и в некоторых других прослоях. Мощный прослой тефры с градационной слоистостью имеется и в средней части почвенно-пирокластического чехла у подножия вулкана Кизимен.

Вследствие достаточно высокой степени раскристаллизации исходного андезитового расплава вулкана (содержание SiO₂ 58,8–60% [Горшков, Дубик, 1969] остаточное стекло в пеплах, судя по показателю преломления ($n=1,504 \div 1,510$), имеет дацитовый состав. Поэтому золовая дифференциация пеплов этого типа по химическому составу наиболее значительная вследствие дезинтеграции исходного расплава на кристаллическую и витрическую фазы. При этом пылеватые разности, наиболее богатые стеклом, более кислые, чем исходный расплав, а песчаные, минеральные фракции — более основные (табл. 1).

Сравнение показывает большое сходство распределения основных компонентов по фракциям в пеплах Шивелуча, Кизимена и в заполнителе отложений их пемзовых пирокластических потоков (см. рис. 4), что обусловлено однотипностью их исходного расплава.

Пирокластические потоки состоят из наименее раскристаллизованного материала, часто более основного по составу, слагавшего наиболее глубокие и горячие части магматической колонны. Их отложения представлены неслоистыми, несортированными накоплениями, обычно со слабо выраженной субгоризонтальной полосчатостью [Богоявленская, 1960; Исикава и др., 1963; Росс, Смит, 1963; Малеев, 1965, 1969, 1975а; Краевая, Мелекесцев, 1969; Арамаки, 1977; и др.]. Обычно выделяются два их основных типа, между которыми существуют постепенные переходы: агломератовые и пемзовые пирокластические потоки.

Отложения агломератовых потоков представлены весьма грубым материалом — обломками массивных и в различной мере пористых, хорошо раскристаллизованных андезитов, дацитов. Примером являются отложения агломератового потока вулкана Безымянного, состоящие из обломков роговообманковых андезитов. Порода состоит из полупрозрачной тонкораскристаллизованной основной массы, пронизанной

порами неправильной формы, и обильных вкрапленников (35–40%) плагиоклаза, роговой обманки, реже гиперстена, магнетита. В мелкоземистом присутствуют частицы этой же основной массы и обломки кристаллов. Агломератовый поток вулкана Шивелуч (1964 г.) также состоит из более пористых и стекловатых фрагментов рогово-обманкового андезита. Основная масса породы стекловатая, содержит сравнительно редкие микролиты и умеренное количество вкрапленников (20–30%). Сходный облик имеет материал ряда древних пирокластических потоков вулканов Шивелуч (образцы В.В. Пономаревой) и Кизимен.

Пемзовые пирокластические потоки образуются при извержении гораздо более горячего и менее раскристаллизованного расплава. Отложения таких потоков состоят в основном из светлых пемзовых обломков размером до 10, реже — 15–20 см и обильного пылеватого заполнителя. Примером являются отложения ряда древних пирокластических потоков вулканов Шивелуч, Авачи, Кизимен. В отдельных случаях в них имеется значительная примесь обломков лав (до 20–40%). Например, отложения пемзовых потоков вулкана Кизимен, обнажающиеся в долине ручья Чаевка (макроцикл IV), состоят в основном из ювенильных компонентов. Пемза белая, желтоватая, розоватая, сильно пористая, легкая (плавает в воде), состоит из стекла, в котором содержатся вкрапленники (20–40%) плагиоклазов, роговой обманки, реже пироксенов, магнетита (табл. VIII, 1, 2) и гораздо более редких микролитов плагиоклаза. В отдельных потоках стекло пронизано также иголочками микролитов. Мелкозернистый заполнитель отложений состоит из частичек пемзы, обломков и идиоморфных кристаллов — вкрапленников в песчаных фракциях, до 50–60% (табл. VIII, 3, 4), и разнообразных по форме частиц стекла — в более тонких фракциях (табл. VIII, 5, 6). Таким образом, распределение кристаллов в гранулометрическом спектре заполнителя и в пемзе в целом сходное. Большее их содержание в песчаных фракциях объясняется их преобладающей крупностью и высокой прочностью. Кристаллы при образовании пирокластических потоков часто не разрушаются, в то время как пемзовые фрагменты распадаются в основном до алевропелита.

Направленные взрывы катмайского типа от безымянного отличаются извержением более горячего расплава, вследствие чего отложения их пирокластических потоков спекаются, образуя спекшиеся туфы и игнимбриты [Горшков, Богоявленская, 1965]. Единственным известным примером является извержение Катмаи в 1912 г. [Fenner, 1920, 1937; Bordet et al., 1963]. По Г.С. Горшкову, оно началось направленным к северо-западу взрывом. Затем произошли мощнейшие выбросы пемзы и пеплов (до 19,3 км³, по Г. Мартину), образовавших протяженный на многие сотни километров покров. В заключение возник огромный пемзовый поток, заполнивший Долину Тысячи Дымов, местами слабо спекшийся, а на вершине Катмаи возникла обширная кальдера. По своим последствиям это извержение может быть отнесено к группе кальдерообразующих. Пемза этого извержения отличается значительной пористостью и стекловатостью. В составе песчаной и более тонкой тефры преобладают тонкостенные пластинки, черепки, рогульки—осколки тонких перегородок газовых пор [Menard, 1963; Heiken, 1974]; характерно также наличие стеклянных пузырьков [Martin, 1913].

Пирокластика подобного типа была встречена у подножия вулкана Кизимен, где обнаружены три горизонта спекшихся туфов, причем один из них обладает прекрасной столбчатой отдельностью. Распространены они на ограниченной площади и, вероятно, образовались в результате гораздо более слабого, чем описанное выше, извержения катмайского типа. Туфы состоят из фрагментов тонкопористой белой пемзы, большого количества обломков плотных андезитов (до 30–40%) и основной массы из мелких тоненьких черепков и рогулек стекла, кристаллов и их обломков.

Детальное изучение разрезов пирокластических накоплений, почвенно-пирокластических чехлов у подножий вулканов позволяет выявить особенности их формирования. Так, изучение тефры вулкана Шивелуч, заключенной в позднеплейстоценовых ледниковых образованиях в бортах долины р. Пахчи и в голоценовом почвенно-пирокластическом чехле, показало, что, начиная с позднего плейстоцена и до настоящего времени, он развивался как типичный экструзивно-эксплозивный вулкан. Для него было характерно чередование экструзивной деятельности с мощными eksploзивными извержениями преимущественно направленных взрывов безымянного типа. В это

время часто формировались отложения направленных взрывов, обширные покровы преимущественно ювенильной тефры и отложения пирокластических потоков.

В отличие от Шивелуча голоценовые извержения экструзивно-эксплозивного вулкана Кизимен, как показали исследования пирокластики, были менее мощными. У него экструзивная деятельность сочеталась с эксплозивными извержениями в основном пелейского типа. В то же самое время извергаемый расплав был в целом более горячим и слабее раскристаллизованным, чем у вулканов Шивелуч и Безымянный. Это выразилось в образовании нескольких горизонтов отложений пемзово-пепловых пирокластических потоков и трех горизонтов спекшихся туфов.

Для сравнения отметим характерные черты пирокластики плинианских извержений. Они характеризуются мощнейшими выбросами пемзы, пеплов, образованием обширных покровов пемзовых и игнимбритовых пирокластических потоков, протягивающихся на многие десятки километров. Объем извергнутого расплава достигает 10 км^3 и более. В результате образуются крупные кальдеры. Примерами являются извержения Тамбору в 1816 г., Кракатау в 1898 г., Катмаи в 1912 г. Продукты таких извержений широко распространены в вулканических поясах, а их пеплы прослеживаются на тысячу километров и более от центра извержения. Характерной чертой этих пеплов является то, что они почти целиком состоят из частиц бесцветного либо бледноокрашенного стекла, представляющих собой разнообразные по форме осколки перегородок газовых пор. В виде примеси присутствуют обломки различных пород, а в песчаных и алевритовых фракциях — кристаллы и их обломки [Heiken, 1974; Кураленко, 1990б; и др.].

В результате сравнения выделены разности, образующиеся при игнимбритовых извержениях. Они состоят из чрезвычайно тонкостенных, часто пластически деформированных осколков перегородок газовых пор, реже мелких пустотелых шариков, удлинённых частиц бледноокрашенного, реже бесцветного стекла. Именно такой состав имеют вулканические пеплы, непосредственно подстилающие плейстоценовые игнимбриты Армении, которые мы изучали в разрезе Джрвежского карьера в 15 км к востоку от г. Еревана. Вулканические пеплы, залегающие в виде прослоя в плейстоценовых покровных отложениях Воронежской области, состоят из чрезвычайно тонкостенных осколков бесцветного, в массе слегка желтоватого стекла, представляющих собой обломки перегородок газовых пор. Несомненно, что они образовались во время мощнейшего игнимбритообразующего извержения. Близкие по составу пеплы мы обнаружили также в покровных отложениях Центральной Камчатской депрессии. Выявленные особенности тефры игнимбритообразующих извержений могут быть успешно использованы при реконструкциях вулканической деятельности.

Сравнительное изучение имеющихся в настоящее время данных позволило выявить и уточнить диагностические признаки пирокластического материала важнейших типов (см. табл. 2). Приведенное в ней разделение в определенной мере условно, между выделенными естественными типами пирокластики существует много переходных разностей. В ряде случаев различия в минеральном составе тефры какого-либо вулкана слабые. Поэтому для достаточно детальной реконструкции характера вулканической деятельности необходимо учитывать также данные по строению и составу вулканогенных накоплений, их распределению в разрезе и на площади, выявлять наиболее существенные в каждом конкретном случае признаки. В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Проведенные исследования показали, что важнейшие особенности пирокластического материала определяются свойствами исходного расплава: его газонасыщенностью, вязкостью, степенью раскристаллизации и др., а также динамикой извержений. Сравнение имеющихся данных показывает, что в большинстве случаев содержание в изверженном расплаве близкого состава и в соответствующей пирокластике кристаллической фазы (вкрапленников) зависит прежде всего от характера вулканизма (существенно эффузивного, эффузивно- или экструзивно-эксплозивного). Оно, как и вязкость, заметно возрастает при переходе от существенно эффузивных трещинных, щитовых вулканов (от нескольких до 20–30%) к эффузивно-эксплозивным и далее к экструзивно-эксплозивным вулканам (до 50–80%). Очевидно это связано с более значительным его охлаждением и потерей им больших объемов газов в верхних частях подводящих каналов вулканов последнего типа. Вариации же со-

Таблица 2

Пирокластический материал основных типов извержений базальтовых и андезитовых вулканов

Состав магмы	Базальтовый, андезито-базальтовый, андезитовый		Базальтовый, андезито-базальтовый	
Тип извержения	Гавайский	Стромболианский	Вулканский	
			Газовыдувания	Эксплозии
Извергаемый материал	Весьма жидкий расплав обычно с редкими вкрапленниками (до 20–30%)	Вязкий, газонасыщенный расплав с вкрапленниками (от единиц до 50%)	Вязкий газонасыщенный расплав с вкрапленниками	То же, с сильным резургентным материалом
Отложения	Потоки волнистых лав, небольшие конусы, слои тефры	Потоки шлаково-глыбовых лав, шлаковые конусы, горизонты лапиллей, пеплов	Крупные шлаковые конусы, отложения раскаленных лавин, горизонты лапиллей, пеплов, глыбовые шлаково-глыбовые лавовые потоки	
Грубообломочный пирокластический материал	Фигурные бомбы, лапилли, часто со стекловатой коркой	Комковатые, реже фигурные сильно пористые бомбы, лапилли	Комковатые шлаковые бомбы, лапилли из свежего расплава	То же, с вторично выброшенной, часто окисленной тефрой и обломки лав
	В бомбах и крупных лапиллях основная масса полупрозрачная и непрозрачная, так как насыщена кристаллитами, микронолитами. В мелких лапиллях основная масса из прозрачного стекла ($n = 1,55 \div 1,61$)		Порода состоит из вкрапленников (от единиц до 30–50%) и основной массы с микролитами, микронолитами, кристаллитами	
Вулканические пеплы	1) Удлиненные частицы, "волосы Пеле", правильные сферы и капли из прозрачного стекла с флюидальной поверхностью и их обломки; 2) редкие идиоморфные кристаллы в рубашке стекла	1) Сильно пористые клочковатые, неправильные фигурные, удлиненные частицы прозрачного стекла с флюидальной поверхностью и их обломки; 2) редкие идиоморфные кристаллы и их обломки; 3) обломки лав, шлаков	Компоненты пепла в порядке убывания: 1) Осколки пористого прозрачного, часто полупрозрачного стекла ($n = 1,55 \div 1,60$) с вкрапленниками, микролитами, микронолитами; 2) кристаллы и их обломки 1) Осколки свежих лав, шлаков (до 60–80%); 2) обломки лав и шлаков, в разной степени окисленные (10–50, реже до 80%); 3) обломки кристаллов (до 20–50%); 4) осколки прозрачного стекла	
Минералы	Плагиоклазы, оливин, пироксены, рудные, роговая обманка		Плагиоклазы, пироксены, оливин, рудные, роговая обманка	

держания вкрапленников в изверженных продуктах вулкана того или иного типа в значительной мере обусловлены динамикой извержений.

2. Ювенильная пирокластика, в особенности мелкообломочная, максимально отражает распределение минералов в исходном расплаве в момент его извержения вследствие чрезвычайно быстрой ее закали. В грубой тефре, бомбах, остывающих на поверхности медленнее, успевает появиться множество новых центров кристаллизации, в основной массе выделяются обильные кристаллиты, микронолиты и микролиты. В связи с этим она по структуре сходна с лавой из верхних и нижних частей лавовых потоков. Поэтому в переотложенном, измельченном состоянии ни кристаллиты, ни резургентные продукты их эксплозивного дробления четко различить невозможно. Зная, что в строении вулканов грубая тефра и резургентный материал играют значительную роль, это обстоятельство необходимо учитывать при изучении вулканоклас-

Андезитовый, дацитовый		Андезитовый, дацитовый	
Вулканский Эффузивно-эксплозив- ные вулканы	Экструзивно-экспло- зивные вулканы	Направленные взрывы (экструзивно-эксплозив- ные вулканы)	
Вязкий газонасыщенный расплав с умеренным ко- личеством вкраплени- ков (до 30%)	Очень вязкий, сильно газонасыщенный расп- лав с обильными вкраплениями (до 40–70%)	Выбросы измельченных пород постройки экс- трузивных куполов	Выбросы пеплов, пирокла- стические потоки: сильно газонасыщенный расплав с вкраплениями (до 60% и более)
Крупные конусы, отложения раскаленных лавин, небольших агломератовых потоков; слои тефры, лавовые потоки, экструзивные куполы		Отложения направлен- ных взрывов, горизон- ты пеплов	Слои лапиллей, пеплов, отложения пирокласти- ческих потоков
Пирокластика представлена резургентным, либо ювенильным материалом, либо их смесью. Резур- гентный материал представлен серыми, бурыми обломками плотных лав, шлаков, а ювениль- ный — комковатыми фрагментами сходных более стекловатых и пористых лав, шлаков и пемз		Обломки преимущест- венно плотных, раска- ленных, раскристалли- зованных лав. В породе обильные вкрапленики (до 30–70%) находятся в раскристаллизованной основной массе	Фрагменты сильно порис- тых лав, либо пемзы с бо- лее редкими обломками плотных лав. В породе вкрапленики (до 30– 60%) погружены в порис- тую основную массу, состо- ящую из прозрачного стекла ($n = 1,50 \div 1,52$) иногда с микролитами и микронолитами
I. Резургентные вулканические пеплы: 1) Угловатые обломки лав (до 70–90%); 2) обломки кристаллов (до 10–30%); 3) редкие частицы прозрачного стекла 1) Обломки хорошо раскристаллизованных лав (до 20–70%); 2) обломки кристаллов (до 30–80%), содержание которых выше в более тонких фракциях 1) Обломки основной массы тех же лав; 2) обломки кристаллов, содержание которых растет при переходе к более тонким фракциям (до 70–80% в мелкоалевритовых фракциях) 1) Частицы тех же пористых лав или бесцветного стекла; 2) идиоморфные кристаллы (реже обломки) в основном в песчаных и крупноалевритовых фракциях (до 60–90%)			
II. Ювенильные вулканические пеплы: 1) Частицы пористого, бесцветного, окрашенного стекла ($n = 1,52 \div 1,54$); 2) кристаллы и их обломки (до 30%) 1) Частицы пористого бесцветного стекла ($n = 1,50 \div 1,52$); 2) кристаллы и их обломки (до 60%)			
Плагиноклазы, пироксены, роговая обманка, руд- ные, кварц, реже другие минералы		Плагиноклазы, пироксены, роговая обманка, рудные, реже кварц и другие минералы	

тических и вулканогенно-осадочных пород, и при определении генезиса слагающего их материала.

3. Пирокластика разных типов извержений, в значительной мере связанных со свойствами исходного расплава, имеет существенные особенности. Так, тефра эксплозий гавайского типа образуется в небольшом количестве при разбрызгивании очень жидкого слабогазонасыщенного расплава и имеет разнообразные очертания, в значительной мере определяемые силами поверхностного натяжения. Пепловые частицы состоят из прозрачного стекла, не содержащего кристаллитов. Тефра стромболианского типа образуется при фонтанировании и дезинтеграции сравнительно слабыми эксплозиями, зарождающимися вблизи кромки кратера более газонасыщенного расплава. Преобладают комковатые, реже фигурные, сильно пористые бомбы, стекловатые лапилли, вулканический песок. Вулканские эксплозии происходят при извер-

жении сильно газонасыщенного расплава и зарождаются еще в глубине магматического канала. Они дают очень много пирокластики, состоящей из ювенильных, резургентных компонентов или их смеси. В подводщем канале и мощной раскаленной эруптивной колонне в быстро (но не мгновенно) остывающем расплаве и его фрагментах обычно успевает выделиться множество кристаллитов, микронолитов, мелких микролитов, насыщающих даже пепловые частицы (особенно базальтового состава). Тефра направленных взрывов состоит из резургентных продуктов дробления экстрезивных пород и ювенильных фрагментов: в разной степени пористых лав, пемз, содержащих обильные вкрапленники и реже микролиты.

4. При отложении пирокластики из эруптивных туч происходит ее интенсивная золовая дифференциация по крупности и удельному весу. В определенных случаях это приводит к значительным изменениям ее минералого-петрографического и химического составов. Сопоставление имеющихся данных показывает, что интенсивность такой дифференциации прямо пропорциональна степени раскристаллизации исходного расплава и соответственно содержанию кристаллов в тефре. При этом наиболее значительна она в ювенильных разностях, в которых велики различия в плотности между частицами пористого стекла и кристаллами. В расплаве, извергаемом существенно эффузивными вулканами, например базальтовыми, содержание кристаллической фазы обычно невелико. По химическому составу остаточный расплав (стекло) и минеральная фаза слабо различаются между собой. Поэтому золовая дифференциация пирокластики этих вулканов по крупности и удельному весу не приводит к сколько-нибудь существенной дифференциации по химическому составу. В отличие от тефры этого типа в пеплах андезитовых экстрезивно-эксплозивных вулканов, содержащих особенно много кристаллов, такая дифференциация проявлена наиболее четко. Особенно сильно она выражена в ювенильной тефре, состоящей из пемзовых частиц, кристаллов и их обломков песчаной и отчасти алевритовой зернистости и тонкой алевропелитовой витрокластики. В ней лишь грубая тефра, лапилли отражают андезитовый состав извергнутого материала. Песчаная тефра состоит преимущественно из кристаллов и имеет поэтому более основной, андезито-базальтовый состав. Тонкозернистые алевропелитовые пеплы состоят в основном из частиц остаточного стекла и имеют более кислый андезито-дацитовый и даже дацитовый состав. Отмеченная закономерность важна для нас также и потому, что она, как будет показано дальше, сохраняется и при переотложении тефры в водной среде.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ СХЕМЫ СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ И ПЕРИФЕРИИ ВУЛКАНОВ РАЗНЫХ ТИПОВ

Проведенные исследования показали, что отложения, накапливающиеся у подножий и по периферии действующих вулканов, образуют закономерно построенные комплексы. Важнейшими особенностями их являются: четкие вертикальная и радиальная зональность, цикличность и отчетливое расширение области накопления отложений по мере роста вулканов. Мощности, особенности цикличности и состава отложений определяются прежде всего характером вулканической деятельности. Кроме того, мощности, особенности распределения и строения этих отложений в значительной мере обусловлены также рельефом (создаваемым вулканизмом, тектоникой и экзогенными процессами), характером тектонических движений и климатом района.

Выделяются три основные зоны осадконакопления: сам вулкан, область его подножия, протягивающаяся до 10–15 км, и периферия, прослеживающаяся на расстоянии до 20–40 км от центров извержений.

У вулканов разных типов вследствие резко различного характера вулканической деятельности эта общая схема имеет существенные особенности. Кроме того, каждый вулкан имеет свои неповторимые черты морфологии, строения и развития, что определяет и специфику строения, вещественного состава и формирования отложений, накапливающихся у их подножий и на прилегающих территориях.

В настоящей главе кратко изложим лишь наиболее важные особенности строения отложений подножий и периферии типов вулканов, принципиально различающихся по преобладающему характеру вулканической деятельности: существенно эффузивных вулканов, эффузивно-эксплозивных стратовулканов и экструзивно-эксплозивных аппаратов.

Внутреннее строение самих этих вулканов здесь рассматривается лишь схематично, а более детально — в специальных работах [Луцицкий, 1971; и др.].

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ СУЩЕСТВЕННО ЭФФУЗИВНЫХ ВУЛКАНОВ

Среди этих вулканов различаются лавовые плато и постройки ареального вулканизма, щитовые вулканы и существенно лавовые стратовулканы. Для них характерны излияния лав, часто весьма жидких, особенно в ареальных зонах и щитовых вулканах, сопровождающиеся образованием небольших количеств пирокластики, в основном эксплозивными вулканского типа. Имеющиеся в литературе данные показывают, что эти вулканы имеют достаточно простое строение, сложены близкими по составу эффузивами, переслаивающимися с редкими горизонтами и линзами пирокластики — бомб, шлаков, лапиллей, пеплов. Примерами являются постройки в Ключевской группе вулканов [Сирин, 1968; Мелекесцев и др., 1974; Ермаков, 1977], в Срединном хребте Камчатки [Огородов и др., 1972; Краева, 1980], щитовые постройки Исландии [Риттман, 1964, и др.], Гавайских островов [Jaggar, 1947; Макдональд, 1975; Луцицкий, 1971; и др.], Японии [Nakamura, Kazuoki, 1964; и др.] и других районов.

Из-за небольшой роли пирокластики продукты ее переотложения — тефроиды встречаются редко в виде небольших прослоев и линз делювия и отложений мелких водотоков. Примером является Толбачинский дол. Переслаивание лав, маломощных прослоев пеплов и линз таких вулканогенно-осадочных накоплений, часто обожженных лежащими выше лавовыми потоками, является характерной чертой строения этих построек, например в Исландии.

Обширные лавовые покровы бронируют более древние отложения, предохраняя их от размыва, и создают прочные платформы, подпруды в условиях сложного вулканического рельефа. Выше таких перемычек и в западинах лавовых равнин образуются озера, нередко обширные, в которых накапливаются тонкозернистые осадки, диатомовые илы, например в оз. Двухюрточное на Камчатке, оз. Миватн в Исландии [Гептнер, 1980] и др. Излияния лав в такие озера приводят к образованию горизонтов шаровых лав и десквамационных гиалокластов (Исландия). Необходимо отметить, что в строении существенно эффузивных стратовулканов, извергающих более вязкий расплав и поэтому более крутосклонных, значительную роль играют и горизонты пирокластики. Они подчеркивают цикличность строения и развития вулкана. Примером является детально изученный голоценовый вулкан Малый Семачик [Брайцева и др., 1978а, б; Селянгин и др., 1979].

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ ЭФФУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ ВУЛКАНОВ

В отличие от существенно эффузивных построек в образовании вулканов этого типа важную либо решающую роль играет мощная эксплозивная деятельность, чередующаяся с периодами относительного покоя со слабыми эксплозиями и излияниями лав. Примерами являются вулканы Ключевской, Авача, Карымский и многие другие.

Общая схема строения вулканов этого типа и комплекса отложений их подножий и периферии показана на рис. 5. Это типичные стратовулканы. Они состоят из переслаивающихся пачек, линз, горизонтов грубообломочной тефры, отложений раскаленных лавин и глыбовых лавовых потоков, слагающих крутосклонный конус (до 20–40°). В связи с обилием рыхлого пирокластического материала у подножий таких вулканов развиты переслаивающиеся с лавами и тефрой мощные толщи и линзы отложений, состоящих из продуктов его переотложения экзогенными процессами. В строении, генетическом составе и распределении этих отложений в разрезе и на пло-

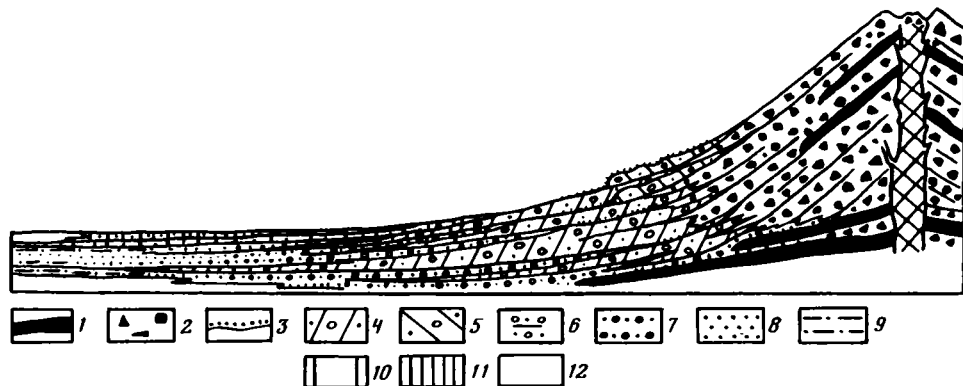


Рис. 5. Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий и периферии эффузивно-эксплозивного вулкана в условиях гумидного климата

1—3 — вулканогенные накопления: 1 — лавовые потоки, 2 — отложения раскаленных лавин, грубая тефра, 3 — почвенно-пирокластический чехол; 4 — лахаровые отложения; 5 — ледниковые отложения; 6—9 — пролювий; 6 — валунные и гравийно-галечные осадки русел и дробящихся водотоков; 7, 8 — осадки распластывающихся водотоков: 7 — гравийно-песчаные, 8 — песчаные, 9 — алевропелитовые осадки иссякающих водотоков; 10 — аллювиально-пролювиальные отложения периферии вулкана, находящегося в стадии затухания деятельности; 11 — аллювиальные и озерно-болотные отложения периферии потухшего вулкана; 12 — аллювиальные и озерно-болотные отложения в прилегающей депрессии

шади существует четкая радиальная зональность и цикличность. Например, в условиях умеренного гумидного климата Камчатки у подножия распространены в основном лахаровые накопления, переслаивающиеся с лавами и тефрой у его верхних частей и с аллювиально-пролювиальными, делювиальными отложениями — у нижних. В связи с этим в поперечном профиле подножие отделяется от вулканического конуса резким перегибом. Его наклон гораздо более пологий (от 10—15° в верхних частях до 5° и менее — в нижних). По периферии действующих вулканов этого типа широко развиты пролювиальные равнины. В разрезах лахаровые отложения переслаиваются с пролювием.

По мере роста вулканов продукты переотложения их пирокластики лахарами и временными водотоками распространяются на все более широкой площади. При этом нередко оказывается, что там, где раньше накапливались мелкозернистые осадки периферических частей небольших конусов выноса, с течением времени начинают отлагаться все более грубые осадки вершинных частей конусов выноса и лахаров. Это хорошо проявлено во многих древних вулканогенно-осадочных толщах, в частности в плиоценовой шапинской свите на Камчатке [Шанцер, Краевая, 1980], в вохчабердской толще Армении, как будет показано ниже. В современных вулканических районах это наиболее удобно показать сравнительным анализом построек, так как современные вулканы обычно неглубоко расчленены эрозией и мы не имеем возможности наблюдать их наиболее нижние горизонты.

У мелких вулканов высотой в несколько сотен метров, как и у моногенных шлаковых, лавово-шлаковых конусов, профиль наиболее простой. Через некоторое время после извержений они оказываются расчлененными многочисленными промоинами и опоясаны шлейфами делювиально-пролювиальных осадков их конусов выноса, простирающимися до 1 км и более. В условиях расчлененного рельефа местности по этим промоинам обломочный материал выносится в ближайшие более крупные водотоки. При длительном перерыве активности такого мелкого вулкана эрозионно-аккумулятивные процессы у его подножия быстро затухают, и при благоприятных условиях склоны его покрываются растительностью.

При переходе ко все более крупным вулканам обнаруживается ясно выраженное и все более расширяющееся подножие и периферия. Примером является ряд вулканов (в скобках указана относительная высота): Карымский (700 м), Крашенинникова (1000 м), Ильинский (1470 м), Желтовский (1500 м), Мутновский (1500 м), Опаля (1800 м) и др. В разрезах их подножий появляются лахаровые накопления,

которые к периферии сменяются делювиально-пролювиальными, пролювиальными осадками мелких водотоков.

Особенно четко выраженными и обширными являются подножия и периферия у крупных стратовулканов: Корякского (3456 м), Острого Толбачика (3682 м), Плоского Толбачика (3085 м), Кроноцкого (3528 м), Ключевского (4850 м) и др. На них формируются мощные, циклично построенные комплексы вулканогенных, лахаровых, аллювиально-пролювиальных, делювиальных и у наиболее высоких — ледниковых накоплений. В благоприятных условиях рельефа они простираются на 10–30 км от центра извержений, постепенно все дальше “вытесняя” озерно-аллювиальные осадки в прилегающих депрессиях. В качестве типичного примера можно указать на вулкан Ключевской, строение подножия которого подробно рассмотрено в следующей главе.

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ ЭКСТРУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ ВУЛКАНОВ

У длительно развивающихся вулканов экструзивная деятельность обычно сочетается с мощными эксплозивными извержениями. Данные по извержениям и изучение разрезов вулканов показывают, что в их деятельности существует достаточно четкая цикличность. Она выражается в чередовании экструзивной деятельности, нередко длительной, сопровождающейся относительно слабыми эксплозивными явлениями, и редких, но чрезвычайно мощных эруптивных циклов вулканского типа либо латерально направленных взрывов, во время которых значительная часть ранее сформированных экструзий уничтожается. Примерами является современная активность вулканов Безымянный и Шивелуч на Камчатке и др.

На основе изучения разрезов ряда вулканов и анализа литературных данных была составлена принципиальная схема строения вулканов этого типа, отложений их подножий и периферии (рис. 6). Характерной особенностью является наличие в их вершинных частях серии экструзивных куполов, иногда сочетающихся с короткими и мощными лавовыми потоками. Купола опоясаны осыпными шлейфами, грубообломочными отложениями раскаленных лавин. На склонах и у подножий вулканов этого типа преобладают циклично переслаивающиеся отложения направленных взрывов, агломератовых и пемзовых пирокластических потоков, слои лапиллей, пеплов, а также горизонты и линзы лахаровых накоплений и отложений временных водотоков. Отложения пирокластических потоков прослеживаются далеко в периферии, на 20–30 км от центра извержений, в области широкого распространения пролювиальных накоплений. Примером является вулкан Кизимен, строение которого рассмотрено в следующей главе.

В стадию затухания вулканической деятельности склоны вулканов обычно уже настолько глубоко расчленены эрозией, что вулканогенные и лахаровые накопления распространяются в основном по рассекающим их глубоким барранкосам и долинам, не наращивая в высоту постройку и ее подножие.

Вулканы, длительное время находящиеся в состоянии относительного покоя, либо уже потухшие, особенно глубоко расчленены. По их периферии уже через несколько тысяч лет начинает формироваться типичный горный, подгорно-равнинный аллювий, вполне сходный с осадками рек в соседних невулканических районах. Примером являются отложения, накапливающиеся по периферии древней постройки вулкана Авачи.

Среди аллювиальных озерно-болотных осадков у подножия, по периферии потухших вулканов и в осадках смежных районов нередко встречаются небольшие линзы хемогенных (карбонатных, кремнистых, железистых и др.) осадков термальных источников.

Как уже отмечалось в первой главе, в истории развития крупных вулканов и вулканических центров характер вулканизма в определенных пределах закономерно изменяется и часто неоднократно. Такие центры имеют сложное строение. Нередко на щитовых лавовых постройках залегают типичные стратовулканы, а на последних — купольные вулканы. Разнообразны их сочетания и на площади. Примерами являются Ключевская группа вулканов, ряд вулканических центров в восточной вулканической зоне Камчатки, а также сложнопостроенные, плиоценовые вулканогенно-осадочные

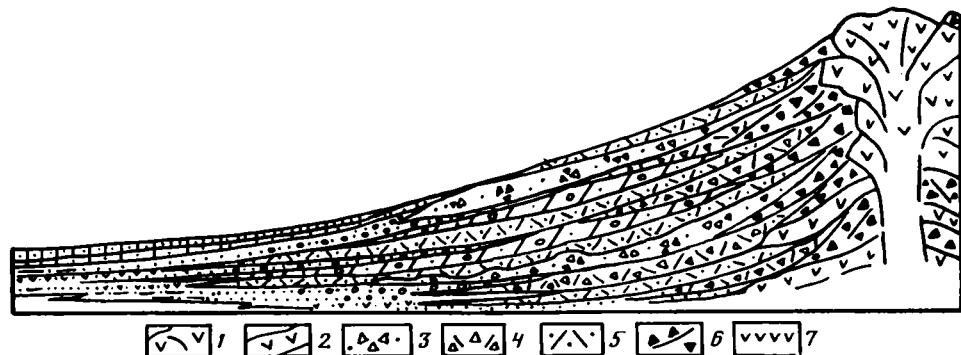


Рис. 6. Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий и периферии экструзивно-эксплозивного вулкана

1 — экструзии; 2 — лавовые потоки; 3–6 — отложения: 3 — направленных взрывов, 4 — агломератовых, 5 — пемзовых пирокластических потоков, 6 — раскаленных лавин; 7 — почвенно-пирокластический чехол. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

толщи Камчатки, Армении и многих других районов. У подножий таких вулканических массивов и хребтов развиты мощные толщи отложений, строение и состав которых отражают характер вулканизма, тектоники, климата и других факторов. На основе сравнительных данных, полученных при изучении отложений подножий современных действующих вулканов, в работе проведен анализ строения ниже-среднеплиоценовой вохчабердской толщи и верхнеплиоценовой сисианской свиты Армении.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК

Склоны действующих вулканов подвергаются энергичному воздействию экзогенных агентов и прежде всего воды, льда и ветра. Здесь интенсивно протекают склоновые процессы. В связи с этим у подножий и по периферии таких вулканов широко распространены лахаровые, пролювиальные, делювиально-пролювиальные, а в определенных условиях ледниковые, водно-ледниковые, озерные и эоловые отложения. Наличие такого своеобразного генетического комплекса обусловлено прежде всего обилием пирокластики, контрастным рельефом и другими причинами. Исследование показало, что влияние климата сказывается прежде всего на степени развития и характерных особенностях тех или иных отложений, а также хемогенном осадконакоплении, которое определяется количеством выпадающих осадков и его соотношением с величиной испарения, а также температурой [Страхов, 1963].

В условиях гумидного климата преобладают лахаровые отложения у подножий вулканов и пролювиальные по их периферии. При переходе к аридному климату лахаровые (селевые) отложения играют все более важную роль по периферии вулканов. Пролувиальные осадки гораздо хуже сортированы; нередко встречаются эоловые отложения. Кроме того, при маловодности и интенсивном испарении часто образуются, особенно в озерных отложениях, аутигенные минералы: карбонаты, гипсы, нередко сода и даже соли. При переходе же от гумидного климата к ледовому все более широкое распространение получают морены. Наиболее детально мы рассмотрим отложения, накапливающиеся в умеренном гумидном климате, а осадки иных климатических обстановок будут с ними сравниваться.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ В УСЛОВИЯХ УМЕРЕННОГО ГУМИДНОГО КЛИМАТА КАМЧАТКИ

Климат Камчатки холодный умеренный со значительным количеством осадков, особенно в горах и вулканических хребтах (до 800 мм в год и более). Более половины из них выпадает в зимнее время. Снеготаяние происходит с мая по сентябрь, достигая максимума в июне—июле. Летние дожди частые, моросящие. Сильные ливни бывают редко [Любимова, 1961; и др.]. В горах и у подножий вулканов до высоты 600—700 м протягивается пояс лесной растительности (каменная береза), до высоты 800—900 м растут кустарники (ольха, кедровый стланик), выше, до 1200—1500 м, простираются луга. В местах активных извержений растительность отсутствует, обширные пространства покрыты лавовыми, пирокластическими потоками, отложениями лахаров и конусов выноса. Склоны наиболее крупных вулканов покрыты ледниками.

В вулканических районах известны все генетические типы отложений, достаточно хорошо изученные в других областях [Шанцер, 1951; 1966; Тимофеев, 1964, 1969, 1970; Лаврушин, 1963, 1976; Лазаренко, 1964; Елисеев, 1965, 1978; Костенко, 1975; Чистяков, 1978; и др.]. Характерные особенности этих отложений: типы слоистости, гранулометрический состав и другие рассматриваются во многих работах [Былинкина, 1954; Малеев, 1959, 1965, 1975а, 1977, 1980; Краевая, 1964, 1969, 1977, 1980а, 1981; Краевая, Мелекесцев, 1969; Краевая и др., 1978; Мелекесцев и др., 1974; Мелекесцев, 1980; Ботвинкина, 1974; Кременецкая, 1977; Гептнер, Кураленко, 1979; Кураленко, 1980а; и др.].

Для успешного изучения древних вулканогенно-осадочных толщ необходимо дальнейшее исследование этих отложений, уточнение и систематизация их диагностических признаков. Поэтому автором проведено, с учетом литературных данных, детальное изучение фациально-генетического состава, строения и формирования этих отложений с использованием метода литолого-фациального анализа, разработанного в Геологическом институте АН СССР [Тимофеев, 1964, 1969, 1970, 1975].

Под генетическим типом осадка в работе понимается один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических признаков, которые отражают общность условий их накопления.

Под фацией подразумевается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались один или несколько генетических типов осадков, а также сами осадки, обладающие соответствующим определенным комплексом первичных признаков (условия + осадок).

На Камчатке у подножий вулканов наряду с разнообразными вулканогенными накоплениями развиты лахаровые, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, а в верхних частях подножий наиболее крупных вулканов — и морены. Кроме того, на открытых пространствах срединных частей конусов выноса нередко присутствуют цепочки песчаных дюн высотой в несколько метров.

Лахаровые отложения

В условиях Камчатки основной причиной возникновения наиболее мощных лахаровых потоков является извержение больших масс раскаленной пирокластики на снег и лед, особенно в зимнее время. Примерами являются извержения вулканов Авачи в 1938, 1945 гг. [Пийп, 1953], Ключевского в 1945 г. [Пийп, 1956], Безымянного в 1956 г. [Горшков, Богоявленская, 1965], Шивелуч в 1964 г. [Дубик, Меняйлов, 1969] и др. Так, при извержении вулкана Ключевского 1 января 1945 г. мощные раскаленные лавины обрушились на ледники, расположенные на седловине с сопкой Средней. При их таянии возник бурный грязекаменный поток, дошедший до р. Камчатки [Пийп, 1956]. Такие мощные лахары захватывают значительные части склонов вулкана, сгружают материал у его подножия и часто выходят далеко на прилегающие территории. Например, при извержении вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. раскаленный материал отложился на площади около 500 км². При этом образовались лахары протяженностью до 90 км, оставившие слой наносов общим объемом до 0,5 км³ [Горшков, Богоявленская, 1965]. Лахары, возникающие во время ливней, имеют гораздо меньшую мощность, широко не распространяются по склонам и подножиям вулканов, а

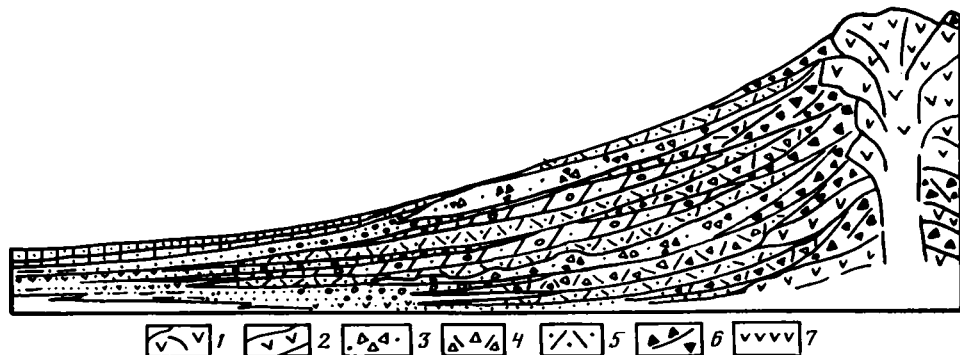


Рис. 6. Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий и периферии экструзивно-эксплозивного вулкана

1 — экструзии; 2 — лавовые потоки; 3–6 — отложения: 3 — направленных взрывов, 4 — агломератовых, 5 — пемзовых пирокластических потоков, 6 — раскаленных лавин; 7 — почвенно-пирокластический чехол. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

толщи Камчатки, Армении и многих других районов. У подножий таких вулканических массивов и хребтов развиты мощные толщ отложений, строение и состав которых отражают характер вулканизма, тектоники, климата и других факторов. На основе сравнительных данных, полученных при изучении отложений подножий современных действующих вулканов, в работе проведен анализ строения ниже-среднеплиоценовой вохчабердской толщ и верхнеплиоценовой сисианской свиты Армении.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК

Склоны действующих вулканов подвергаются энергичному воздействию экзогенных агентов и прежде всего воды, льда и ветра. Здесь интенсивно протекают склоновые процессы. В связи с этим у подножий и по периферии таких вулканов широко распространены лахаровые, пролювиальные, делювиально-пролювиальные, а в определенных условиях ледниковые, водно-ледниковые, озерные и эоловые отложения. Наличие такого своеобразного генетического комплекса обусловлено прежде всего обилием пирокластики, контрастным рельефом и другими причинами. Исследование показало, что влияние климата сказывается прежде всего на степени развития и характерных особенностях тех или иных отложений, а также хемогенном осадконакоплении, которое определяется количеством выпадающих осадков и его соотношением с величиной испарения, а также температурой [Страхов, 1963].

В условиях гумидного климата преобладают лахаровые отложения у подножий вулканов и пролювиальные по их периферии. При переходе к аридному климату лахаровые (селевые) отложения играют все более важную роль по периферии вулканов. Пролувиальные осадки гораздо хуже сортированы; нередко встречаются эоловые отложения. Кроме того, при маловодности и интенсивном испарении часто образуются, особенно в озерных отложениях, аутигенные минералы: карбонаты, гипсы, нередко сода и даже соли. При переходе же от гумидного климата к ледовому все более широкое распространение получают морены. Наиболее детально мы рассмотрим отложения, накапливающиеся в умеренном гумидном климате, а осадки иных климатических обстановок будут с ними сравниваться.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ В УСЛОВИЯХ УМЕРЕННОГО ГУМИДНОГО КЛИМАТА КАМЧАТКИ

Климат Камчатки холодный умеренный со значительным количеством осадков, особенно в горах и вулканических хребтах (до 800 мм в год и более). Более половины из них выпадает в зимнее время. Снеготаяние происходит с мая по сентябрь, достигая максимума в июне—июле. Летние дожди частые, моросящие. Сильные ливни бывают редко [Любимова, 1961; и др.]. В горах и у подножий вулканов до высоты 600—700 м протягивается пояс лесной растительности (каменная береза), до высоты 800—900 м растут кустарники (ольха, кедровый стланник), выше, до 1200—1500 м, простираются луга. В местах активных извержений растительность отсутствует, обширные пространства покрыты лавовыми, пирокластическими потоками, отложениями лахаров и конусов выноса. Склоны наиболее крупных вулканов покрыты ледниками.

В вулканических районах известны все генетические типы отложений, достаточно хорошо изученные в других областях [Шанцер, 1951; 1966; Тимофеев, 1964, 1969, 1970; Лаврушин, 1963, 1976; Лазаренко, 1964; Елисеев, 1965, 1978; Костенко, 1975; Чистяков, 1978; и др.]. Характерные особенности этих отложений: типы слоистости, гранулометрический состав и другие рассматриваются во многих работах [Былинкина, 1954; Малеев, 1959, 1965, 1975а, 1977, 1980; Краевая, 1964, 1969, 1977, 1980а, 1981; Краевая, Мелекесцев, 1969; Краевая и др., 1978; Мелекесцев и др., 1974; Мелекесцев, 1980; Ботвинкина, 1974; Кременецкая, 1977; Гептнер, Кураленко, 1979; Кураленко, 1980а; и др.].

Для успешного изучения древних вулканогенно-осадочных толщ необходимо дальнейшее исследование этих отложений, уточнение и систематизация их диагностических признаков. Поэтому автором проведено, с учетом литературных данных, детальное изучение фациально-генетического состава, строения и формирования этих отложений с использованием метода литолого-фациального анализа, разработанного в Геологическом институте АН СССР [Тимофеев, 1964, 1969, 1970, 1975].

Под генетическим типом осадка в работе понимается один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических признаков, которые отражают общность условий их накопления.

Под фацией подразумевается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались один или несколько генетических типов осадков, а также сами осадки, обладающие соответствующим определенным комплексом первичных признаков (условия + осадок).

На Камчатке у подножий вулканов наряду с разнообразными вулканогенными накоплениями развиты лахаровые, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, а в верхних частях подножий наиболее крупных вулканов — и морены. Кроме того, на открытых пространствах срединных частей конусов выноса нередко присутствуют цепочки песчаных дюн высотой в несколько метров.

Лахаровые отложения

В условиях Камчатки основной причиной возникновения наиболее мощных лахаровых потоков является извержение больших масс раскаленной пирокластики на снег и лед, особенно в зимнее время. Примерами являются извержения вулканов Авачи в 1938, 1945 гг. [Пийп, 1953], Ключевского в 1945 г. [Пийп, 1956], Безымянного в 1956 г. [Горшков, Богоявленская, 1965], Шивелуч в 1964 г. [Дубик, Меняйлов, 1969] и др. Так, при извержении вулкана Ключевского 1 января 1945 г. мощные раскаленные лавины обрушились на ледники, расположенные на седловине с сопкой Средней. При их таянии возник бурный грязекаменный поток, дошедший до р. Камчатки [Пийп, 1956]. Такие мощные лахары захватывают значительные части склонов вулкана, сгружают материал у его подножия и часто выходят далеко на прилегающие территории. Например, при извержении вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. раскаленный материал отложился на площади около 500 км². При этом образовались лахары протяженностью до 90 км, оставившие слой наносов общим объемом до 0,5 км³ [Горшков, Богоявленская, 1965]. Лахары, возникающие во время ливней, имеют гораздо меньшую мощность, широко не распространяются по склонам и подножиям вулканов, а

Фашии и генетические типы осадков лахаровых отложений

Обстановка	Фация	Генетический тип осадка	Индекс
Лахаровые потоки на склонах, в зонах подножий и по периферии вулканов, в долинах и на конусах выноса	Глыбово-валунных осадков водокаменных потоков (ЛВК)	Скопления глыб, валунов, щебня, дресвы, галек с мелкозернистым заполнителем, неслоистые и несортированные	ЛВК-1
	Супесчаных глыбово-валунных осадков грязекаменных потоков (ЛГК)	Скопления глыб, валунов, щебня, дресвы, погруженных в обильный мелкозем. Сортировка отсутствует. Нечеткая расслоенность выражена цепочками, линзами, скоплениями глыб и валунов	ЛГК-1
		Такие же неслоистые и несортированные накопления, но с хаотическим распределением глыб и валунов	ЛГК-2
	Дресвяно-песчаных осадков грязевых потоков (ЛГ)	Песчаные дресвяники, пески с дресвой, редким щебнем, гальками и валунами, совершенно несортированные и неслоистые. Встречаются обломки стволов и ветвей деревьев	ЛГ-1

углубляют и расширяют рассекающие их барранкосы и долины временных водотоков. Основная часть наносов сгружается ими в низовьях долин и на конусах выноса этих водотоков.

Фашии и генетические типы осадков лахаровых отложений. Важнейшие особенности этих отложений определяются плотностью, вязкостью и динамикой лахаровых потоков, а также составом захватываемого ими материала. Характерные признаки современных и древних лахаровых отложений описаны во многих работах [Малеев, 1975а, 1977, 1980; Краевая, 1974, 1977, 1980а; Краевая, Кременецкая, 1978; Арамаки, 1977; Anderson, 1933; Curtis, 1954; Fisher, 1960; Parsons, 1960; Crandell, 1971; Mullineau, Crandell, 1962; и др.]. Важнейшими из них являются фактическое отсутствие сортировки, слоистости, высокая прочность даже только что отложенного осадка, отсутствие обжига, обугливания древесины и травянистых остатков. Некоторая сортировка и слоистость проявляется лишь в слабой концентрации наиболее грубого материала: глыб, валунов в виде субгоризонтальных линз, цепочек.

Сравнение показывает, что чем более плотная и вязкая лахаровая масса, тем меньше в образующихся отложениях признаков дифференциации материала. По этим признакам среди лахаров, как и селей в невулканических районах, можно различать водокаменные, грязекаменные и грязевые потоки. Соответственно можно выделить три основные фашии лахаровых отложений: фацию глыбово-валунных осадков водокаменных потоков, фацию супесчаных глыбово-валунных осадков грязекаменных потоков и фацию дресвяно-песчаных осадков грязевых потоков. В табл. 3 дана краткая характеристика основных генетических типов собственных им осадков.

Бурные водокаменные потоки часто возникают в долинах временных водотоков во время ливней. При движении они подхватывают грубообломочную обмостку. По динамике они имеют переходы с обычными русловыми потоками. После их прохождения остаются скопления и гряды лавовых глыб, валунов, щебня, дресвы с мелкозернистым заполнителем. Мощность 1–5 м.

Отложения грязекаменных потоков распространены наиболее широко и представлены двумя генетическими типами осадков. Первый из них характеризуется совершенно несортированными накоплениями валунов, глыб, щебня, дресвы и обильного мелкозема. Дифференциация грубого материала проявляется лишь в наличии цепочек, линзовидных скоплений глыб, валунов и крупного щебня (табл. IX, 1, 2). На поверхности горизонтов таких отложений отчетливо выражены отдельные гряды из глыб и валунов и межгрядовые ложбины, вытянутые в направлении движения лахара.

Второй генетический тип осадка представлен такими же накоплениями, в которых в отличие от первого типа глыбы и валуны распределены совершенно хаотически (табл. IX, 3, 4), что связано с еще большей вязкостью исходной лахаровой массы. Мощности осадков обоих типов колеблются от долей метра до 20–30 м, достигая максимальной величины в верхних частях подножий.

Отложения грязевых лахаров представлены совершенно неслоистыми и несортированными мелкообломочными супесчаными накоплениями, в которых в отличие от отложений грязекаменных лахаров присутствуют лишь редкие гальки и валуны (табл. X, 1). Мощности до 3–4 м. Боковые окончания и передний фронт залежи отложений таких потоков нередко оканчиваются резким уступом высотой до 0,4–0,7 м, что свидетельствует об очень высокой вязкости потока, сходной с вязкостью грязекаменных лахаров. Примером являются отложения лахара 1956 г. у кратера Карпинского (табл. X, 2, 3). Наиболее широко осадки грязевых потоков встречаются у подножий экструзивно-эксплозивных вулканов. Здесь они часто весьма сходны с отложениями пемзово-пепловых пирокластических потоков, отличаясь отсутствием включений обожженной древесины. Все отмеченные генетические типы осадков нередко встречаются в отложениях одного лахара.

Строение горизонтов лахаровых отложений хорошо видно на примере мощной залежи, образовавшейся, вероятно, в 1945 г. у юго-восточных подножий вулкана Ключевского (табл. IX). Она начинается от устья юго-восточной шарры и широко расплывается у подножия вулкана. У устья шарры она сочетается с грубообломочными накоплениями раскаленных лавин. В окрестностях и выше кратера Стеллера она представлена мощными, совершенно несортированными накоплениями грязекаменных потоков мощностью до 10 м и более. Поверхность залежи неровная, состоящая как бы из натекших друг на друга языков. Ниже, к основанию подножия залежь широко расплывается южнее сейсмостанции Апахончич. Поверхность ее струйчатая, боковые края залежи четко выражены.

К основанию подножия мощность залежи снижается до 1–2 м. Здесь на ее поверхности имеются ясно выраженные гряды, скопления глыб и валунов. По ее краям преобладают песчано-дресвяные маломощные осадки грязевого потока. В них заключены обильные обломки стволов и ветвей деревьев. Во всех случаях отложения залегают согласно, без существенных следов размыва подстилающих накоплений.

Эти данные позволяют представить динамику формирования залежи в следующем виде. Двигающиеся с большой скоростью лавины раскаленной пирокластики все более насыщаются талой водой, подхватывают все новые порции вулканокластики. У подножия вулкана, при резком снижении уклона от 30–35 до 5–10° они расплываются, погребая все неровности рельефа, постепенно теряют скорость и сгружают наносы. Слабеющие боковые потоки, растекающиеся по лесу, переносят в основном лишь щебень и мелкозем. Судя по полному отсутствию расчлененности в них и наличию крутого краевого уступа в окончаниях языков залежи, их накопление произошло сразу, при остановке края потока. Более мощные залежи формировались постепенно, при наложении все новых порций вулканокластики, которые в разрезе сменяют друг друга без четких границ и часто различаются крупностью, цветом отложений, характером распределения глыб и валунов.

Ледниковые отложения

На наиболее крупных вулканах Камчатки существуют ледники горно-долинного типа. На вулканах Ключевской, Толбачик, Шивелуч, Авача и других они достигают значительной протяженности (5–10 км) и играют важную роль в их расчленении [Виноградов, Мелекесцев, 1966; и др.]. Характерной особенностью этих ледников является громадное количество обломочного материала, переносимого на поверхности и в толще льда. Поверхность большинства ледников покрыта мощным чехлом (до 2–4 м) абляционной морены (табл. XI, 1, 3). В ручьях, рассекающих ледяную толщу, например в районе прорыва Белянкина, можно видеть, что общее содержание обломочного материала в ней достигает 20–40%, возраста местами, особенно в нижней части, до 60% и более. При этом он распределен в виде полос и линз, обусловленных как послойно-дифференцированным течением льда, так и движением льда по плоскостям сколов. В краевых

частях ледника эта полосчатость подчеркивает сложные дислокации ледовой толщи (табл. XI, 1, 2).

Обломочный материал захватывается ледником из ложа и бортов долин, а также выносится на его поверхность снежными лавинами, осыпями, обвалами, лахаровыми потоками, выпадает во время извержений. Мощный слой рыхлого материала на поверхности льда, по-видимому, предохраняет его от быстрого таяния даже в зоне абляции (табл. XI, 3).

Положение ледников на склонах действующих вулканов не постоянно. Периодически, во время сильных извержений, они частично либо полностью уничтожаются [Виноградов и др., 1977]. Новые ледники образуются уже на другой части склона. Свидетелями таких своеобразных "блуждающих" ледников по склонам являются голоценовые морены у подножий Ключевского вулкана. Этот процесс пространственно-временного распространения ледников, зависящий в значительной степени от вулканической деятельности, является характерной особенностью зон активного вулканизма.

При послыбно-дифференцированном движении льда в леднике происходит интенсивное дробление и истирание материала, особенно непрочной пирокластики. Это можно наблюдать непосредственно в разрезах ледовой толщи. Свидетельством истирания является обилие пелитовых фракций в ледниковых отложениях, ледниковой мути в вытекающих из-под ледника потоках.

Ледниковые отложения представлены здесь довольно однообразными накоплениями основной, абляционной и конечной морены. Основная морена характеризуется плотными неслоистыми и несортированными накоплениями из глыб, валунов, щебня, дресвы, обильного мелкозема мощностью до 10 м и более. В толще прослеживаются различной четкости пятна, деформированные линзы материала разной крупности, флювиогляциальных галечников. Иногда можно видеть трещины со смещениями, небольшие надвиги, текстуры дробления, растаскивания обломков. Неровности поверхности обломков как крупных, так и песчаных забиты светлой "ледниковой мукой". Глыбы, валуны часто имеют ледниковые шрамы.

Абляционная морена состоит из более рыхлых накоплений, обогащенных глыбами, валунами и залегает на основной морене, с которой имеет постепенные переходы. Мощность сильно колеблется (5–10 м). Отложения облекают неровности рельефа, имеют пятнистую текстуру. Поверхность молодых отложений неровная, мелкохолмистая (табл. XI, 3).

Конечные морены, так же как и абляционные, представлены неслоистыми и несортированными накоплениями глыб, валунов, щебня, дресвы и обильного мелкозема. Характерны скопления материала разной крупности в виде пятен, полос, неправильных линз с нечеткими очертаниями, имеющих наклоны как навстречу движению ледника, так и по его направлению. На многих глыбах, валунах заметны ледниковые шрамы. Неровности обломков часто забиты тонкозернистым материалом. У края современных и в местах распространения голоценовых ледников отложения слагают высокие (до 20–30 м) холмы и гряды.

Строение отложений. Разрезы ледниковых отложений можно наблюдать на северных, восточных, юго-восточных склонах, подножиях Ключевского вулкана [Мелекесцев и др., 1970]. Они представлены грубообломочными накоплениями, среди которых надежно можно выделять лишь отложения абляционной и конечной морен. Например, у края ледника вблизи прорыва Белянкина вскрываются молодые нагромождения конечных морен мощностью до 10–20 м. Они сложены неслоистыми и несортированными глыбово-валунными накоплениями с обильным дресвяно-щебнистым и мелкозернистым наполнителем. Можно видеть полого наклоненные к вулкану цепочки, линзы материала разной крупности, что указывает на чешуйчатое строение толщи. Сходные разрезы можно наблюдать в бортах долин рек к югу от конуса Перрея. Здесь вскрываются молодые конечные и абляционные морены уже исчезнувшего ледника (табл. XI, 4). Местами можно видеть в основании толщи слабые гляциодислокации подстилающих несортированных галечников, валуников. Во всех случаях в разрезах резко преобладают абляционные и конечные морены.

По периферии действующих вулканов обычно развиты конуса выноса дренирующих их временных водотоков. Широкое распространение этих конусов и пролювия обусловлено прежде всего обилием обломочного материала, переносимого временными водотоками и невыработанностью их продольного профиля. Такие водотоки протягиваются на 5–10 — 20–25 км. Наиболее крупные из них начинаются на склонах вулканов и протекают по рассекающим их барранкосам. Ниже они глубоко, до 100 м, врезаются в сгруженные у их устья лахаровые накопления (табл. XII, 1), в толщи различных пирокластических отложений. У основания подножий вулканов при падении уклонов долины водотоков незаметно переходят в их конусы выноса. При этом дно долин постепенно расширяется, а глубина снижается (табл. XII, 2). На их склонах появляются многочисленные, все более сближающиеся по высоте террасы (табл. XII, 3). Наконец дно долины и террасы сливаются, незаметно переходя в конус выноса. На нем поток дробится на ряд непрерывно мигрирующих рукавов (табл. XIII, 1), сгруживая гравийно-галечные наносы. При дальнейшем снижении уклонов он широко распластывается (табл. XIII, 2), все больше теряет скорость и затопляет обширные пространства периферии конусов выноса. Во многих случаях отдельные конусы выноса сливаются между собой в непрерывный шлейф. Такая правильная схема строения долин часто осложняется водопадами, приуроченными к выходам лав, различными лавовыми, шлаковыми и другими перемычками (табл. XIII, 3). На склонах лавовых вулканов морфология долин целиком подчиняется особенностям рельефа лавовых потоков.

Из-за обилия в строении вулканов и их подножий рыхлой вулканокластики водотоки переносят очень много наносов. Вода в них всегда непрозрачная, грязно-серого, бурого цвета. Например, в р.Апахончич в ней содержится 50–200 г/л взвешенных наносов (измерения конца июля 1979 г.).

Питание водотоков происходит лишь за счет таяния снега, льда и дождей. Поэтому расход их крайне изменчив в течение суток. В недождливые дни расход меняется от бурного паводка во второй половине дня до иссякания потока к утру. После него в русле остается плотный слой алевропелитового наилка, "запечатывающего" суточный цикл осадков. Во время дождей по долинам сходят типичные селевые потоки. В течение сезона также происходят закономерные изменения режима водотоков. В половодье в долинах и, нередко, в вершинных частях конусов выноса происходит энергичное углубление русла (до нескольких метров). Область накопления пролювия смещается далеко вниз по течению. После прекращения снеготаяния расход водотоков резко падает. В это время происходит частичное либо полное заполнение наносами ранее образовавшихся врезов. Область накопления пролювия смещается вверх по течению. Нередко осадки, свойственные срединной зоне конусов выноса, отлагаются в их вершинных частях и даже в нижних расширенных частях долин.

В литературе показано, что в долинах временных водотоков отлагаются плохо-сортированные, неяснослоистые галечники с валунами, гравием, песком. Вниз по течению крупность осадков уменьшается, улучшается степень их сортировки. Появляются горизонтально, мелкокосослоистые пески, алевриты в пределах конусов выноса [Мелекесцев и др., 1970; Краевая, 1964, 1977, 1981 и др.].

В целом отложения временных водотоков представлены почти исключительно пролювием. Однако автор счел возможным выделить среди них и русловой аллювий. Он представлен обычно маломощными, но весьма характерными наносами, накапливающимися в русле, на прирусловой отмели и в мелких второстепенных протоках. Их прослойки часто встречаются в разрезах террас в долинах и вершинных частях конусов выноса.

В результате непосредственного наблюдения процессов осадконакопления и изучения разрезов выделены четыре фации аллювия временных водотоков: фация глыбово-валунной отмости, фация валунно-галечных осадков русла, а также развитые весьма эфемерно фация гравийно-песчаных осадков прирусловой отмели и фация песчано-алевритовых осадков второстепенных русел. Краткая характеристика основных генетических типов осадков дана в табл. 4.

Фация глыбово-валунной отмости представлена скоплениями глыб, валунов, крупной гальки, щебня с мелкообломочным заполнителем. Они залегают в виде линз, слоев, иногда разрозненных валунов, во врезках оснований толщ, на горизонтах

Фации и генетические типы осадков аллювия временных водотоков

Обстановка	Фация	Генетический тип осадка	Индекс
Главные и второстепенные русла временных водотоков	Глыбово-валунной отмостки (АО)	Глыбы, валуны, крупные гальки, выстилающие врезы	АО-1
	Валунно-галечных осадков русла (АР)	Валунники, мелкие и крупные галечники с мелкозернистым заполнителем, с нечеткой грубой линзовидной слоистостью	АР-1
		Галечники средние, мелкие, реже крупные, сортированные, с линзовидной слоистостью	АР-2
	Гравийно-песчаных осадков прирусловой отмели (АПО)	Гравий с мелкой галькой, гравийные пески с линзовидной, косой слоистостью	АПО-1
		Пески разнозернистые, сортированные, с мелкой слоистостью	АПО-2
	Алеврито-песчаных осадков второстепенных русел (АВР)	Пески разнозернистые, несортированные, с линзовидной, мелкой косоволнистой, косой слоистостью, с прослоями заилиния	АВР-1
		Алевриты, алевропелиты с прослоями песков, несортированные, с субгоризонтальной слоистостью	АВР-2

лахаровых накоплений, а также иногда внутри толщ. Такая грубообломочная отмостка образуется в результате перемыва, размыва лахаровых отложений, отчасти аллювия и представляет собой перлювий в понимании В.В.Ламакина.

Фация валунно-галечных осадков русла характеризуется двумя генетическими типами осадков. Первый представлен мелкими валунниками, крупными галечниками с умеренным количеством мелкозернистого заполнителя. Слоистость нечеткая, грубая линзовидная. Ко второму типу относятся галечники разной крупности, в основном средние и мелкие, с линзовидной слоистостью. Линзы врезаны друг в друга, в поперечном сечении быстро выклиниваются (1–3 м), в продольном — более протяжены (2–5 м). В разрезах они обычно подстилаются глыбово-валунной отмосткой. Обломочный материал представлен щебнем, дрсвой плотных лав и слабозакругленными, полуокатанными и, редко, окатанными фрагментами более пористых лав, шлаков (табл. XIV). Вниз по течению количество в разной степени окатанных обломков возрастает, улучшается степень сортированности осадка, более четкой становится слоистость. Мощность линз, пачек отложений русловых галечников обычно составляет 0,5–2 м.

Среди отложений фации гравийно-песчаных осадков прирусловой отмели можно выделить два генетических типа осадков. В нижней части прирусловой отмели накапливается гравий с мелкой галькой, гравийные пески, реже мелкие галечники с линзовидной, косой слоистостью. В верхней ее части обычно отлагаются разнозернистые пески с мелкой косой слоистостью (табл. XV, 1).

Отложения фации алеврито-песчаных осадков второстепенных русел также представлены двумя типами образований. Первый из них сложен гравийными, разнозернистыми, алевритовыми песками с субгоризонтальной, линзовидной, мелкой косой слоистостью (рябь течения) (табл. XV, 2, 3). Они чередуются с тонкими (1–6 мм) алеврито-пелитовыми прослоями заилиния. Мощность осадков 0,1–0,4 м. Второй генетический тип осадка представлен горизонтальнослоистыми песчанистыми алевритами, алевропелитами, отлагающимися мелкими иссякающими водотоками и в небольших озерцах в покинутых русловых ложбинах.

Необходимо подчеркнуть, что описанные образования в пределах долин временных водотоков достаточно эфемерны и поэтому сохраняются в ископаемом состоянии лишь в благоприятных условиях. Это связано с тем, что в рассматриваемой климати-

Фации и генетические типы осадков пролювия временных водотоков

Обстановка	Фация	Генетический тип осадка	Индекс
Конусы выноса временных водотоков	Гравийно-галечных осадков дробящихся водотоков (ПДВ)	Галечники крупные, средние, мелкие, редко с валунами, несортированные, с обильным мелкозернистым заполнителем, линзовидно-слоистые	ПДВ-1
		Гравий с мелкими гальками, гравийные пески с мелкой линзовидной слоистостью, с алевропелитовыми прослоями заиления	ПДВ-2
	Алеврито-песчаных осадков распадающихся водотоков (ПРВ)	Пески крупно-, средне- и мелкозернистые с прослоями гравийных, с линзовидной, мелкой косой, косоволнистой слоистостью, с алевропелитовыми прослоями заиления	ПРВ-1
		Алевриты крупно- и мелкозернистые, реже мелкозернистые пески, с мелкой косой, косоволнистой (рябь течения) слоистостью, с прослоями заиления	ПРВ-2
	Алевропелитовых осадков медленно текущих и иссякающих водотоков (ПИБ)	Алевриты, алевропелиты с горизонтальной, волнистой, реже косоволнистой слоистостью	ПИБ-1
		Алевропелиты с тонкой горизонтальной слоистостью, с растительными остатками, с прослоями пеплов	ПИБ-2

ческой обстановке вследствие обилия атмосферных осадков, активной вулканической деятельности, таяния ледников, обилия рыхлых отложений по долинам временных водотоков часто сходят сели и лахары, которые "вычищают" днища от отложенных ранее осадков. Описанные долины можно рассматривать как своеобразные транзитные "каналы", по которым происходит вынос громадного количества материала на прилежащие пространства периферии вулканических построек. Естественно, что этот вынос связан главным образом с пролювием. Поэтому ниже мы остановимся на этих образованиях.

Фации и генетические типы осадков пролювия временных водотоков. Выходя на конус выноса, поток начинает дробиться на множество мелких, быстро мигрирующих русел, отлагающих несортированные галечники (табл. XIII, 1). Ниже, в средней части конуса выноса эти русла постепенно распадаются, сливаясь между собой, на многие десятки метров (табл. XIII, 2). Основной поток отлагает мелкий гравий и песок, а второстепенные потоки — алевритовые и более тонкие наносы. К периферии конуса тонкий слой медленно текущей воды, сгуживающей в основном лишь взвешенные наносы, покрывает обширные пространства. В соответствии с этими особенностями динамики осадконакопления мы выделяем три основные фации: гравийно-галечных осадков дробящихся водотоков, алеврито-песчаных осадков распадающихся водотоков и фацию алевропелитовых осадков медленно текущих и иссякающих водотоков. Изучение осадконакопления на конусе выноса р. Киргурич и др., текстур образующихся осадков и строения отложений позволило выделить ряд генетических типов осадков (табл. 5).

Фация гравийно-галечных осадков дробящихся водотоков характеризуется осадками двух генетических типов: 1) переслаивающиеся плохосортированные разной крупности галечники с обильным гравийно-песчаным заполнителем (табл. XVI, 1). Слоистость линзовидная. В поперечном сечении линзы — 1—3, в продольном — 3—8 м. В верхних частях конусов границы линз нечеткие. Ниже по течению они выражены четче, осадки

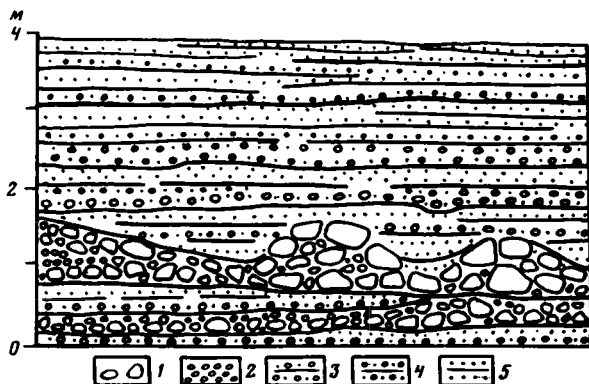


Рис. 7. Разрез 4-метровой террасы р. Киргурич

1 — валунная отмостка; 2 — русловые сортированные галечники; 3, 4 — гравийно-галечные осадки дробящихся водотоков: 3 — несортированные линзовиднослоистые галечники с гравием и песком; 4 — слабосортированный линзовиднослоистый гравий с песком; 5 — разнозернистые пески и алевриты субгоризонтальнослоистые (алеврито-песчаные осадки расплывающихся водотоков)

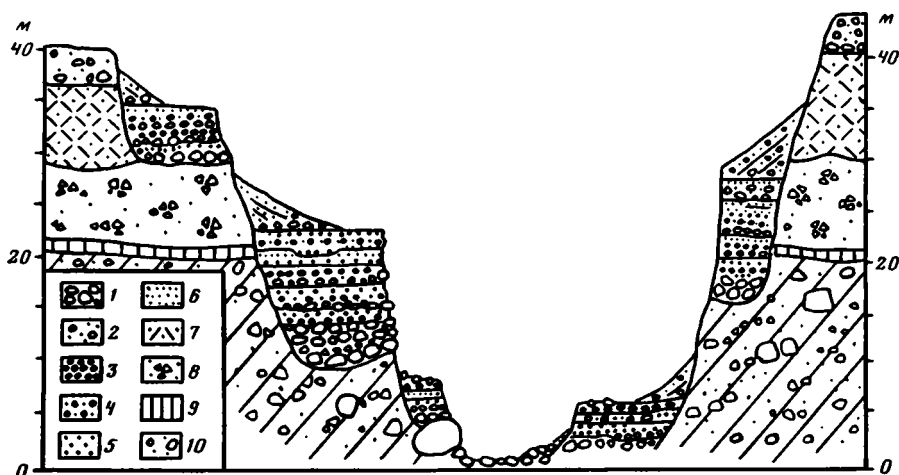


Рис. 8. Строение террас р. Сухая Хапца (1-2 км ниже Камня Амбон)

1 — валунники (отмостка и осадки водокаменных лахаров); 2 — валуны с гравием и песком (осадки грязекаменных лахаров); 3-6 — русловой аллювий: 3 — галечники, 4 — галечники с гравием, 5 — гравий с песком, 6 — гравийный песок; 7, 8 — отложения извержения вулкана Безымянного в 1956 г.: агломератового потока (7), направленного взрыва (8); 9 — почвенно-пирокластический чехол; 10 — обвалы (?) отложения вулкана Камень: грубые брекчии разнообразных вулканических пород

лучше сортированы. В поперечном сечении внутри линз проявляется пологая сходящаяся косая слоистость (табл. XVI, 2, 3); 2) линзовиднопереслаивающиеся: галечный гравий, мелко- и крупнозернистый гравий, песчаный гравий, песок с гравием. Между линзами этих осадков часто встречаются тонкие прослои песка, алеврита и прослои заиления. Отложения этого типа часто переслаиваются с более грубыми галечниками и сменяют постепенно последние в разрезах при удалении от вершинных частей конуса выноса. Отложения обоих типов в разрезах часто залегают на линзах руслового аллювия, либо на валунно-галечной отмостке.

Фация алеврито-песчаных осадков расплывающихся водотоков также представлена осадками двух генетических типов. Первый из них характеризуется переслаивающимися разно-, крупно-, средне-, мелкозернистыми песками с субгоризонтальной, линзовидной, мелкой косой (рябь течения) слоистостью. Отдельные линзы, слои четко разделяются многочисленными тонкими алевропелитовыми прослоями заиления. Они указывают на периодическое обсыхание поверхности конуса выноса. Пески слабо сортированы в вершинных частях конусов выноса и сортированы — в срединных. Ко второму типу относятся тонко переслаивающиеся разнозернистые алевриты, мелкозернистые пески с многочисленными прослоями заиления. Слоистость субгоризонтальная, мелкая

линзовидная, волнистая, косоволнистая, косая (разнообразная рябь течения). Морфология этой ряби подробно описана Т.С.Краевой [1981].

Среди осадков медленно текущих и иссякающих водотоков различаются два типа осадков. Один из них представлен тонкопереслаивающимися мелко- и крупнозернистыми алевритами с примесью алевропелитов, пелитов. С ним сочетается в разрезах и на площади второй тип более тонкозернистых осадков — переслаивающиеся горизонтально, неяснослоистые алевропелиты с обильными растительными, травянистыми остатками с прослоями торфа. Это осадки периодически заливающихся частично заболоченных периферических частей конуса выноса.

Строение отложений временных водотоков. В нижних отрезках долин этих водотоков имеется множество террас. Верхние из них цокольные, фрагментарные, сильно различаются по высоте. Нижние террасы весьма многочисленны, слабо различаются по высоте, особенно при переходе к самым низким. По строению они аккумулятивные, имеют гораздо более мощные отложения (от 1,5—2 до 4—6 м). Характерной их особенностью является переслаивание аллювиальных и пролювиальных осадков. Примером является целый ряд террас в долинах рек Апахончич, Киргурич, Голубельной (рис. 7). Изучение их строения и наблюдения за осадконакоплением (летом 1976 и 1979 гг.) показали, что такая своеобразная ритмичность является отражением неоднократных изменений силы водотока, а соответственно периодическим образованием врезов и их постепенным выполнением все более тонкозернистыми осадками, связанными с продольной миграцией зон осадконакопления в течение одного сезона. Формирование же каждой такой аккумулятивной террасы происходит в течение одного, реже — нескольких сезонов и отражает чередование сезонных циклов врезания и осадконакопления.

При заложении долин временных водотоков вначале их углубление происходит чрезвычайно быстро, при резком преобладании глубинной эрозии. Так, после грандиозного извержения вулкана Безымянного в 1956 г. новая долина р. Сухой Хапицы врезалась до глубины 50—60 м, вероятно, за несколько лет, о чем свидетельствуют шесть—восемь террас на ее бортах (рис. 8).

Вниз по течению рек террасы расширяются и по мере снижения высоты постепенно сливаются с поверхностью конуса выноса. По существу и по морфологии, а также по строению они являются фрагментами самого конуса выноса. Важно отметить, что во всех случаях более низкие террасы смещены вниз по течению по отношению к более верхним. Этот факт наглядно иллюстрирует, как под влиянием только глубинной эрозии происходит постепенное врезание временного водотока в вершинную часть собственного конуса выноса.

Так же как и в нижних частях долин, в вершинных частях конусов выноса осадконакопление достаточно неустойчиво. Об этом свидетельствует, например, разрез карьера на конусе выноса р. Киргурич (табл. XVI, 2).

Переслаивание в разрезе аллювиальных и пролювиальных осадков разной крупности обусловлено, по-видимому, как миграцией потоков по поверхности конуса, так и сезонной цикличностью осадконакопления. Присутствие мощной линзы лахаровых отложений в средней части разреза связано, вероятно, с сильным извержением.

В средней части конусов выноса преобладают песчаные осадки распластывающихся водотоков. В меньшем объеме присутствуют прослои и линзы галечников, залегающие часто с небольшим размывом.

Строение отложений периферических частей конусов выноса изучалось в разрезах в долине р. Камчатки. Здесь наблюдается переслаивание мелкокосослоистых песков, алевритов с горизонтальной, волнистой, мелкокосоволнистой, линзовидной слоистой рябью течения, а также алевропелитов. Осадки хорошо сортированы. В районе пос. Кравчи в разрезах по р. Камчатке можно наблюдать переслаивание ее пойменных осадков желтовато-серого цвета с черными, темно-серыми осадками периферических частей конуса выноса р. Студеной. Они представлены хорошо сортированными мелкозернистыми песками, крупно- и мелкозернистыми алевритами, алевропелитами. В окрестностях пос. Кресты периферические части конуса выноса р. Бильбень сложены циклично переслаивающимися пачками гравия, разнозернистых песков, алевритов с мелкой косой слоистостью (осадки дробящихся и распластывающихся водотоков), горизонтально слоистых алевропелитов (осадки иссякающих водотоков) и пачками вулканических пеплов (почвенно-пирокластические чехлы) (рис. 9). Такое переслаивание свидетельствует о периодической миграции участков осадконакопления по по-

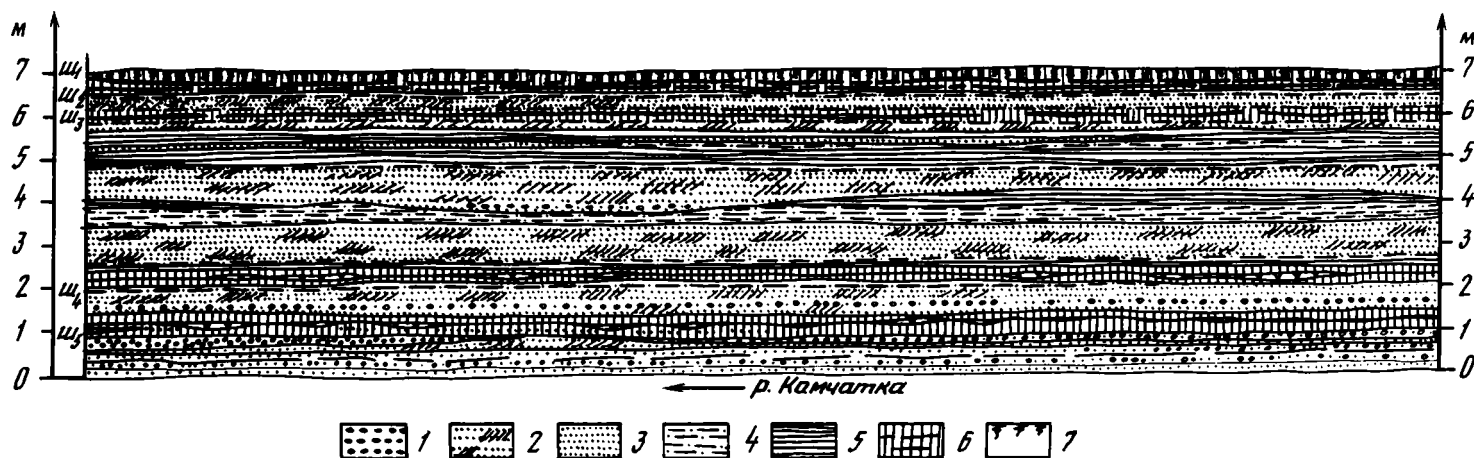


Рис. 9. Разрезы периферических частей конуса выноса р. Бильченок у пос. Кресты

1 — галечный гравий, гравий с песком, линзовиднослоистый (фация песчано-гравийных осадков дробящегося водотока); 2 — крупно- и 3 — мелкозернистые мелкокосослоистые пески (фация песчаных осадков распластывающихся водотоков); 4 — алевриты субгоризонтальнослоистые; 5 — алевропелиты тонкогоризонтальнослоистые (фация алевропелитовых осадков иссякающих водотоков); 6 — бурые алевропелитовые супеси с прослоями пеплов вулкана Шивелуч $Ш_1$ — $Ш_5$ (почвенно-пирокластический чехол); 7 — почва

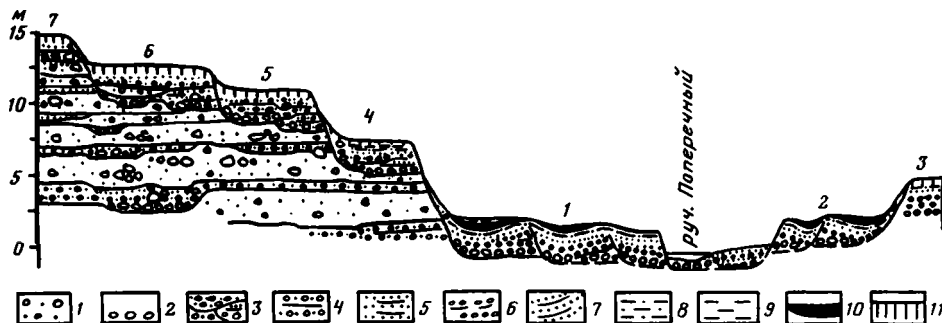


Рис. 10. Сводный разрез долины ручья Поперечного на северном подножии вулкана Кизимен

1 — грубообломочные отложения лахаров; 2-5 — аллювиально-пролювиальные отложения: 2 — галечно-валунная отмостка, 3 — гравийно-галечно-валунные несортированные осадки русел временных водотоков, 4 — гравийно-галечные осадки дробящихся водотоков, 5 — гравийно-песчаные осадки распластывающихся водотоков; 6-10 — горный аллювий: 6 — валунные и галечные осадки русла, 7 — гравийно-песчаные осадки прирусловой отмели, 8 — песчано-алевритовые осадки прирусловой зоны поймы, 9 — алевритовые и алевропелитовые осадки внутренней зоны поймы и стариц, 10 — торфяники в старицах и вторичных водоемах поймы; 11 — почвенно-пирокластический чехол. Цифрами обозначены номера террас

верхности конуса. Действительно, конус выноса р. Бильченёк весьма обширен. Активное накопление осадков в прошлом и в настоящее время происходит лишь в отдельных секторах. На остальной площади, заросшей лесом, медленно формируется почвенно-пирокластический чехол.

На склонах и подножиях действующих вулканов долины временных водотоков периодически уничтожаются во время сильных извержений. Если же вулкан находится в состоянии длительного покоя либо уже потух, то они глубоко расчленяют его, со временем достигают уровня подземных вод. Склоны долин покрываются растительностью. Режим водотока становится более спокойным, уменьшается количество переносимого им материала и, как следствие, возрастает его окатанность и сортированность. Постепенно его отложения приобретают черты типичного горного, подгорно-равнинного аллювия.

Примером являются отложения ручья Поперечного у подножия вулкана Кизимен (рис. 10). Активная эксплозивная деятельность этого вулкана прекратилась около 1500 лет назад (см. гл. IV). Примерно тогда же начала формироваться современная долина ручья Поперечного. У северо-восточного подножия она углубилась в древний конус выноса этого ручья, сложенный переслаивающимися лахаровыми и пролювиальными накоплениями. К настоящему времени здесь в долине образовалась серия террас. Верхние террасы также сложены переслаивающимися лахаровыми и аллювиально-пролювиальными осадками. При переходе к более низким террасам и пойме наблюдается постепенный переход к типичному горному аллювию. В нем выделяется русловой, пойменный и старичный аллювий, сочетающийся с отложениями торфяных болот. Среди руслового аллювия выделяются фации: галечных, галечно-гравийных, косослоистых песчаных осадков русла, гравийно-песчаных, алеврито-песчаных осадков прирусловой отмели. Пойменный аллювий представлен двумя фациями: песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы и алевритовых осадков внутренней части поймы. В старичном аллювии выделяются фация песчано-алевритовых осадков полуизолированных стариц (проток) и фация оглеенных алевропелитовых осадков изолированных стариц. Осадки эти богаты растительными остатками и перекрываются обычно маломощными торфами. На детальной характеристике этих аллювиальных накоплений мы подробно останавливаться не будем, так как они близки по своим особенностям к хорошо изученному горному, подгорно-равнинному, равнинному аллювию невулканических районов [Шанцер, 1951; 1966; Тимофеев, 1964, 1970; Костенко, 1975; Чистяков, 1978; и др.].

Таким образом, эти данные показывают, что со временем по периферии потухших вулканов накопление пролювия сменяется формированием аллювия и озерно-болотных отложений.

Важно также подчеркнуть еще один момент. Достаточно крупные временные водотоки, расчленяющие склоны, подножия вулканов, являются по своей сути одной из крайних форм интенсивно протекающей своеобразной склоновой денудации. В общем ряду классификации генетических типов они в этой связи занимают как бы промежуточное положение между типичным делювием горных стран, аллювием и пролювием. Именно поэтому даже террасы в пределах долин обычно сложены разнородными в генетическом отношении отложениями. Однако в областях активного вулканизма имеются зоны, где достаточно активно протекают процессы, приводящие к накоплению более типичных делювиально-пролювиальных осадков. Такие зоны осадконакопления обычно приурочены к выположенным участкам нижних частей подножий вулканов.

Делювиально-пролювиальные отложения

Как известно, склоновый смыв и делювий наиболее широко развиты в областях семи-аридного климата, для которых характерен разреженный растительный покров. Основными факторами смыва являются дождевые и, в меньшей мере, талые снеговые воды [Шанцер, 1966; Лаврушин, 1965; и др.]. В вулканических районах в условиях влажного климата делювиально-пролювиальные осадки широко развиты лишь в местах распространения больших масс свежей рыхлой пирокластики, еще не покрытой растительностью. Как отмечалось, они приурочены обычно к выположенным участкам нижних частей подножий вулканов. Здесь бесчисленные мелкие ручейки, стекающие с более крутых их участков, образуют свои конуса выноса. При зарастании подножия растительностью их развитие постепенно прекращается.

По динамике накопления среди них можно выделить три основных фации, каждая

Фации и генетические типы осадков делювиально-пролювиальных отложений

Обстановка осадконакопления	Фация	Генетический тип осадка	Индекс
Делювиальные шлейфы и конусы выноса мелких временных водотоков	Песчано-гравийных осадков мелких дробящихся водотоков (ДМДВ)	Мелкие галечники, гравий, пески гравийные, разнотернистые, слабо-сортированные, с мелкой линзовидной слоистостью	ДМДВ-1
	Песчано-алевритовых осадков мелких распластающихся водотоков (ДМРВ)	Переслаивающиеся пески разнотернистые, реже гравийные, алевриты, обильные алевропелитовые прослои заиления. Слоистость мелкая линзовидная	ДМРВ-1
	Алевропелитовых осадков мелких иссякающих водотоков (ДМИВ)	Алевропелиты плотные, тонко горизонтально-слоистые, с прослоями разнотернистых песков, алевритов, пелитов	ДМИВ-1

из которых характеризуется одним генетическим типом осадков (табл. 6): фацию гравийно-песчаных осадков мелких дробящихся водотоков, фацию песчано-алевритовых осадков мелких распластающихся водотоков и фацию алевропелитовых осадков мелких иссякающих водотоков. В какой-то мере эти фации являются аналогами фаций рассмотренного выше пролювия. Однако они достаточно четко отличаются от него своим мелкозернистым составом, отсутствием сортировки, нечеткой слоистостью, небольшими мощностями и положением в общем комплексе отложений подножия. Рассмотрим их подробнее.

Фация гравийно-песчаных осадков мелких дробящихся водотоков представлена линзовидно переслаивающимися гравием, часто с мелкой галькой, гравийными песками. Осадки слабо сортированы, слоистость проявлена нечетко. Мощность их обычно не превышает 1–2 м. Они развиты в руслах мелких водотоков и в вершинных частях их конусов выноса.

Фация песчано-алевритовых осадков мелких распластающихся водотоков характеризуется переслаивающимися плохосортированными гравийными песками, разнотернистыми песками, алевритами, с алевропелитовыми прослоями заиления. Слоистость субгоризонтальная, мелкая линзовидная. Отдельные линзочки имеют мощность от 1–2 до 10–15 см и протяженность от 10–15 см до 1–2 м. В вершинных частях шлейфов осадки более крупнозернистые и крупнолинзовидные. К периферии их крупность и размеры линз в целом быстро уменьшаются. Мощность осадков этого типа в разрезах колеблется от 0,2–0,3 до 1–2 м.

Фация алевропелитовых осадков мелких иссякающих водотоков представлена плотными тонкопереслаивающимися разнотернистыми алевритами, алевропелитами, пелитами. Толщина отдельных слоев составляет 1–5 мм и менее. Осадки развиты локально в периферических частях делювиальных шлейфов либо накапливаются во второй половине лета в их средних, вершинных частях и местами даже в пределах русел мелких водотоков.

Типичным примером делювиально-пролювиальных отложений являются их шлейфы, активно формирующиеся в окрестностях кратера Карпинского на поверхности лахаровых отложений катастрофического извержения вулкана Безымянного в 1956 г. (рис. 11). Здесь более крутые склоны рассечены мелкими (до 2–3 м) долинами. Вниз по течению, на выположенных участках они постепенно расширяются и переходят в довольно обширные конусы выноса. В нижних расширенных участках долин и в вершинных частях этих конусов выноса имеются серии последовательно сменяющих друг друга вниз по течению, слабо различающихся по высоте террас, сложенных гравийными, гравийно-песчаными осадками мелких дробящихся водотоков. Мы видим, что здесь, как и при формировании долин и конусов выноса крупных водотоков, вследствие глубинной эрозии происходит постепенное врезание ручейка в вершинную часть собственного конуса выноса. При этом зона активного накопления осадков на нем постепенно несколько смещается вниз по течению, на более низкий уровень.

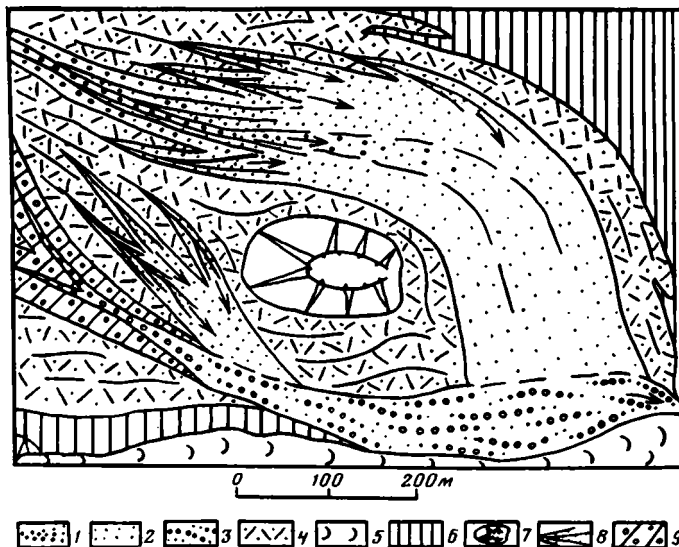


Рис. 11. Схема строения делювиально-пролювиальных отложений у кратера Карпинского

1 — галечно-гравийные осадки русел мелких водотоков; 2 — гравийно-песчаные и алеврито-пелитовые осадки мелких распыстаивающихся и иссякающих водотоков; 3 — валунные и гравийно-галечные осадки русел крупных временных водотоков; 4 — отложения лахаров, образовавшихся при извержении вулкана Безымянного (1956 г.); 5 — лавовые потоки; 6 — почвенно-пирокластический чехол; 7 — кратер Карпинского; 8 — уступы террас на склонах мелких рытвин; 9 — лахаровые отложения. Стрелками показано направление водотоков

При постепенном выполаживании и зарастании склонов накопление делювиально-пролювиальных осадков резко ослабевает (например, на восточных подножиях Ключевского) и происходит лишь в вершинных частях шлейфов и низовьях мелких русловых ложбин. На участках, уже заросших травой, кустарником и лесом, оно прекращается. Здесь образуется почвенно-пирокластический чехол.

Озерные отложения

Озера в вулканических районах возникают: 1) в понижениях на лавовых потоках, ледниковых и других отложениях; 2) в долинах и западинах, подпруженных вулканическими продуктами на склонах, у подножий вулканов и в прилежащих хребтах; 3) по периферии вулканов, в областях опусканий; 4) непосредственно в кратерах вулканов и кальдерах.

Естественно, озерное осадконакопление наиболее интенсивно в районах эксплозивного вулканизма, при наличии больших масс рыхлой пирокластики, не закрепленной растительностью.

Примером являются озерные отложения в подпруженных вулканом Кизимен горных долинах хребта Тумрок. Два озера (оз. Теплякова и небольшое, безымянное) существуют и в настоящее время. К северу от оз. Теплякова небольшое озеро было в соседней подпруженной пирокластическим потоком долине. Здесь, вблизи подножия вулкана, линзовидностойкие галечники (отложения временного водотока) сочетаются с крупнокосослоистым гравием, песком подводной дельты. Далее они сменяются горизонтальнослоистыми песками, чередующимися с прослоями алевритов (осадки внутренней части озера) и, наконец, переслаивающимися алевритами, алевропелитами. Видимая мощность озерных осадков 3–4 м. Несколько большей мощности (до 7–8 м) озерные осадки достигают в следующей долине. Они представлены тонкопереслаивающимися мелкозернистыми песками, алевритами с горизонтальной, волнистой, косоволнистой слоистостью и горизонтальнослоистыми алевропелитами. В толще присутствует три прослоя пемзовых песчаных пеплов с лапиллями.

В области опусканий в северной части Центральной Камчатской депрессии на аллю-

Фации и генетические типы осадков озерных отложений

Обстановка	Фация	Генетический тип осадка	Индекс
Пресноводные озерные водоемы	Галечно-гравийно-песчаных осадков дельты (ОД)	Галечники средние и мелкие, гравий, с линзовидной и крупной косой сходящейся слоистостью	ОД-1
		Пески гравийные, разнотернистые с крупной косой сходящейся слоистостью	ОД-2
	Гравийно-песчаных осадков прибрежных частей озера (ОПЧ)	Гравий, пески разнотернистые, с линзовидной, реже горизонтальной, косой слоистостью	ОПЧ-1
		Пески мелкозернистые, алевроиты с мелкой косой, косоволнистой слоистостью	ОПЧ-2
	Алевроито-пелитовых осадков внутренних частей озера (ОВЧ)	Алевроиты мелкозернистые, с горизонтальной, волнистой слоистостью	ОВЧ-1
		Алевропелиты, пелиты горизонтально-слоистые	ОВЧ-2
	Диатомовых осадков озер (ОДО)	Диатомовые пелиты, глины горизонтально-слоистые, неслоистые	ОДО-1
		Диатомиты массивные, горизонтально-слоистые, легкие, белые, светлые желто-серые, серые	ОДО-2
	Алевроитопелитовых осадков зарастающих озер (ОЗ)	Алевроиты, алевропелиты, пелиты горизонтально- и неяснослоистые, серые, оглеенные, с растительным детритом, прослоями торфа	ОЗ-1

виальной равнине имеются многочисленные озера, сообщающиеся с р. Камчаткой. Питание их обломочным материалом смешанное — за счет выносов свежей вулканокластики временными водотоками со склонов вулканов Ключевской, Шивелуч и за счет материала, приносимого р. Камчаткой. В них накапливаются песчаные, алевроитовые, алевропелитовые осадки, богатые органикой. По мере наполнения они заболачиваются, формируются торфяники по берегам, а затем и на всей площади озера.

На основе изучения таких разрезов выделены следующие основные фации озерных отложений: фация галечно-гравийно-песчаных осадков прибрежных частей озера, фация алевропелитовых осадков внутренних частей озера, фация диатомовых осадков озер и фация богатых органикой алевропелитовых осадков зарастающих озер. В табл. 7 дана краткая характеристика основных генетических типов осадков озерных отложений.

В озера, расположенные в кратерах и кальдерах, нередко происходит поступление гидротермальных растворов и эксгаляционного материала различного состава. Имеющиеся в литературе данные [Власов, 1960; Мархинин, 1967; Аверьянов, Храмова, 1969; Аверьянов, Тюрин, 1972; Малеев, 1980] показывают наличие в них разнообразных хемогенных осадков. По периферии озер отлагается сера, а в центре — черные сульфиды железа, алунит, гипс, опал, каолинит, барит, окислы железа и др. [Малеев, 1980]. Например, в кратерном озере вулкана Эбеко за период между двумя извержениями с 1935 по 1965 г. накопилась слоистая толща серных туффов мощностью 14,5 м в прибрежной области и 4,5 — в центральной. Кратерно-озерные отложения вулкана Билибина состоят из переслаивающегося гравия и опала. В озерах вулкана Кунтоминтар отлагаются железные руды, содержащие 60% окислов железа [Малеев, 1980]. В кратере вулкана Гехаркуник (Армения) мы наблюдали толщу озерных отложений, состоящих из переслаивающихся опализованных щебня, дресвы, песка и опала общей мощностью до 20 м.

Для кратерно-озерных отложений характерна сильная латеральная изменчивость и цикличность строения, обусловленная периодичностью извержений. Она проявляется

в чередовании в разрезе лав, пирокластики, вулканно-терригенных и хемогенных осадков. Например, в кратерно-озерных отложениях вулкана Эбеко Г.М.Власов [1960] выделил семь циклов, состоящих из чередования горизонтов пирокластики, сульфидов железа и серы.

Необходимо отметить, что кратерно-озерные осадки формируются в периоды между мощными пароксизмальными извержениями либо после прекращения активных извержений вулканов. Поэтому в разрезах древних вулканов и встречаются почти исключительно кратерно-озерные отложения лишь последних стадий их развития.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ В УСЛОВИЯХ ВЛАЖНОГО ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА

Характерные особенности осадконакопления в условиях влажного тропического климата определяются обилием осадков и высокой температурой. Необходимо лишь отметить, что склоны крупных вулканов в связи с вертикальной климатической зональностью находятся по существу уже не в обстановке собственно тропического климата. О специфических особенностях строения и отложений подножий и периферии вулканов тропических областей данных сравнительно мало.

Имеющиеся сведения о вулканах Индонезии [Schmidt, 1933; Bemmelen, 1949; Беммелен, 1957] показывают, что главными отложениями у их подножий и периферии являются все те же лахаровые накопления и осадки речных разливов. Сходные данные приводит Вильямс о вулканах Гватемалы [Williams, 1960]. Специфической особенностью режима лахаровых потоков в условиях тропиков является то, что они возникают при выплескивании кратерных озер (они являются наиболее мощными) и во время ливней. Благодаря обилию осадков создаются благоприятные условия для многократного перетока и сортировки осадков обычными водотоками.

В этих условиях, так же как и в обстановке умеренного гумидного климата, после сильных эксплозивных извержений резко активизируются эрозионно-аккумулятивные процессы. Об этом свидетельствуют, например, данные по отложениям, накапливавшимся после извержений вулкана Парикутин в Мексике [Segerstrom, 1950] и вулкана Уразу в Коста-Рике [Waldron, 1967]. В субтропических условиях этих районов в летний дождливый период интенсивно протекают склоновые процессы. На пологих участках накапливаются осадки, сходные с рассмотренными выше делювиально-пролювиальными отложениями. По долинам водотоков часто сходят грязевые потоки. В сухой период на открытых пространствах происходит интенсивная переработка материала ветром. В некоторых местах образуются песчаные дюны высотой до нескольких метров.

В связи с влажным климатом подножия и периферия вулканов находятся обычно в зонах повышенной обводненности грунтов. Это способствует (в отличие от других климатических обстановок) распространению интенсивных оползневых процессов [Waldron, 1967].

Обильные осадки в тропиках создают благоприятные условия для широкого развития вадозных гидротерм, а также для интенсивного разложения свежей вулканокластики в почвенном профиле. Действительно, здесь легко происходит гидратация стекол, выщелачивание большинства их компонентов с накоплением больших масс аллофанов, метагаллуазита, с образованием гиббсита. Таким образом, в благоприятных условиях может произойти существенное обогащение почв, кор выветривания гидроокислами железа и алюминия. Именно с этим процессом многие исследователи связывают образование месторождений боксита [Калугин, 1967; Добровольский, 1974; Бушинский, 1975; Черняховский, 1980; Goldich, Brqquist, 1948; Hay, 1959; Sherman, Allan, 1965; Ruxton, 1967; и др.].

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ В УСЛОВИЯХ АРИДНОГО КЛИМАТА

Дефицит влаги в условиях засушливого семиаридного, аридного климата определяет, как известно, широкое развитие делювиальных, пролювиальных и песчаных золовых накоплений, разнообразных осадков солевых, содовых и других озер. Во всех типах отложений встречаются аутигенные карбонаты, гипс, соли.

Современные и новейшие отложения вулканических районов аридных областей

известны на западе США и Южной Америки, в Восточно-Африканской рифтовой зоне, в Сахаре, Малой Азии и других местах. Имеющиеся в литературе данные по кайнозойским континентальным вулканогенно-осадочным формациям запада США показывают значительную роль в них лахаровых отложений и накоплений аллювиальных шлейфов (пролювий), сочетающихся в ряде случаев с озерными толщами, содержащими хемогенные осадки [Anderson, 1933; Curtis, 1954; Parsons, 1960; Love, 1960; Culbestson, 1962; Lydon, 1968; Adkison, 1973; Walton, 1977, 1979; Boles, Surdam, 1979; и др.].

С целью дополнить эти данные была изучена литология сисианской, белосоватой свит и вохчабердской толщи Армении, накапливавшихся в условиях довольно сухого климата, близкого к современному климату Восточного Закавказья. Поскольку эти толщи отличаются большой мощностью, значительной сложностью строения, фациальной изменчивостью, они будут рассмотрены в гл. VI. Здесь же мы кратко рассмотрим лишь особенности их фациального состава.

Проведенное исследование показало, что в строении отложений вохчабердской толщи, распространенных в Вохчабердском хребте и накапливавшихся на удалении до 25–30 км от центров извержений, лахаровые отложения преобладают либо играют значительную роль в большинстве пачек (табл. XX). Среди них выделяются осадки водокаменных, грязекаменных и грязевых лахаров. Аллювий временных водотоков обычно залегает в виде небольших линз во врезе в вулканогенных, лахаровых накоплениях и представлен в основном слабо сортированными валунно-галечными конгломератами с неясной линзовидной слоистостью. Пролувий временных водотоков сложен переслаивающимися несортированными валунно-галечными осадками дробящихся водотоков, гравийно-песчаными осадками распластывающихся водотоков и песчано-алевритовыми осадками иссякающих водотоков (табл. XXI). По сравнению с пролювием вулканических районов Камчатки они очень слабо сортированы, имеют нечеткую, обычно субгоризонтальную слоистость и постепенные переходы к типичным лахаровым накоплениям. Отсутствие сортировки пролювиальных осадков объясняется маловодностью водотоков и обилием в них наносов. В этом отношении рассматриваемые отложения во многом близки к осадкам временных водотоков, описанным в Средней Азии [Елисеев, 1978].

Эти данные показывают, что при переходе от гумидного климата к аридному в строении не только подножий, но и периферии вулканов, особенно эффузивно- и экструзивно-эксплозивных, начинают играть значительную роль либо даже преобладать лахаровые (селевые) отложения. Осадки обычных временных водотоков соответственно играют меньшую либо подчиненную роль, гораздо хуже сортированы. Это связано прежде всего с тем, что в условиях разреженного растительного покрова и обилия обломочного материала практически любой дождь приводит к образованию селей. Обычные водотоки либо совсем отсутствуют, либо существуют короткое время и не способны вынести и переместить значительное количество осадков.

Характерной отличительной особенностью мелкозернистых осадков иссякающих водотоков является наличие в них прослоев и рассеянных выделений пелитоморфного карбоната, реже гипса, особенно в белосоватой свите.

Озерные осадки присутствуют в сарматских отложениях и в низах вохчабердской свиты (на юго-западном побережье оз. Севан). Они представлены переслаиванием субгоризонтально слоистых песчаников, алевритов, карбонатных глин и слоев, пачек диатомитов, мергелей, известняков, гипсов.

При широком распространении рыхлых отложений по периферии вулканов нередко простираются поля песчаных дюн. Примером являются отложения, развитые по периферии вулкана Ленгаи в Кенийском рифте. В плейстоценовых отложениях этого рифта, в разрезах Олдувайского ущелья и серии Пениндж встречаются пачки золотых отложений в толще флювиальных и озерных отложений [Isaak, 1967; Нау, 1963; Логачев, 1974].

Данные по хемогенной седиментации в современных и неогеновых аридных областях содержатся во многих работах [Smith, 1958; Орлова, 1961, 1962; Страхов, 1963; Troxel, 1963; Dibblee, 1967; Inan et al., 1973; Озол, 1976, 1977]. В прилегающих к вулканическим хребтам озерах в зависимости от степени и характера минерализации их вод наряду с терригенными, вулканогенными материалами отлагаются карбонаты: кальцит, доломит, гипсы, содовые минералы, соли. В благоприятной обстановке в таких озерах за счет интенсивного испарения происходит концентрация гидротермальных растворов

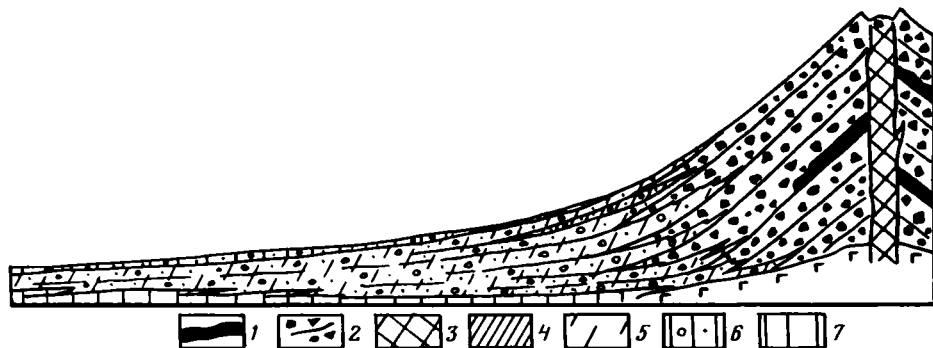


Рис. 12. Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий и периферии эффузивно-эксплозивного вулкана в условиях аридного климата

1 — лавовые потоки; 2 — отложения раскаленных лавин; 3 — жерловые образования; 4–7 — отложения подножия и периферии действующего вулкана: 4 — неслоистые и несортированные отложения лахаров, 5 — переслаивающиеся отложения лахаров и пролювия, 6 — аллювиально-пролювиальные отложения по периферии потухшего вулкана, 7 — аллювиальные, пролювиальные, озерные и другие отложения в прилегающих районах

и выпадение из них части либо всех компонентов, в то время как в гумидном климате они обычно рассеиваются. Хемогенные осадки оказываются обогащенными различными микроэлементами. Во многих случаях образуются крупные месторождения бора-том, целестина, марганца, а также осадки, обогащенные литием, вольфрамом, мышьяком, фтором, йодом и другими элементами [Страхов, 1963].

На основании всех этих данных составлена принципиальная схема строения комплекса отложений подножия и периферии вулканов, накапливавшихся в условиях аридного климата (рис. 12).

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНИТОВ В УСЛОВИЯХ ЛЕДОВОГО КЛИМАТА

В условиях оледенения в формировании отложений подножий наряду с вулканическими процессами основную роль играет эрозионная и аккумулятивная деятельность ледников и водно-ледниковых потоков. Поэтому на особенностях строения именно этих типов отложений мы остановимся подробнее. Современными примерами являются ряд вулканических районов Исландии, Антарктиды, Аляски. Неизмеримо большее значение имели эти процессы в Исландии, на Камчатке и в других регионах во время плейстоценового оледенения.

Наиболее полно особенности строения толщ вулканогенно-осадочных образований, накапливавшихся в условиях ледового климата, можно выявить на примере эффузивных вулканов Исландии. Многие из них — Катла, Грисвотен, Эйравейкюдль — почти полностью покрыты льдом. Их извержения подо льдом сопровождаются образованием интрагляциальных озер и грандиозными потоками талых вод — йокульхлаупами (лахарами), выносящими на прилегающие равнины огромное количество вулканокластики [Гептнер, 1980б; и др.].

Среди отложений, образовавшихся в подледных озерах, А.Р. Гептнер [1977, 1980а, б] описывает подушечные лавы и лавобрекчии, десквамационные и пульверизационные гиалокластиты, сидеромелановую тефру гидроэксплозий. В основании разреза отложений, образовавшихся при подледном извержении, обычно залегают подушечные лавы, а выше — гидроэксплозивные туфы и далее нередко субазральные лавовые потоки. Такая смена отражает развитие извержения от спокойных излияний подо льдом и образования скоплений подушечных лав вначале к гидроэксплозиям и формированию конуса гидроэксплозивных туфов, возвышающегося над поверхностью озера. После прекращения доступа воды в кратер нередко происходят излияния лавовых потоков.

В разрезах крупных вулканических массивов такие вулканогенные накопления нередко переслаиваются с осадками интрагляциальных озер и моренами. Лишь по периферии последние замещаются отложениями йокульхлаупов (лахаров) и флювиогляциальными осадками.

Эффузивно- и экструзивно-эксплозивные вулканы. На деятельность вулканов этих типов оледенение обычно не оказывает существенного влияния, так как их крутосклонные вершины нередко выступают над ледовым щитом, имея на себе сравнительно небольшой покров льда. В связи с этим в строении этих вулканических построек преобладают обычные вулканиты в отличие от вулканов Исландии. Более того, сильные взрывные извержения способны уничтожить ледник вместе с вершиной (например, извержение Катмаи в 1912 г., Сент-Хеленс в 1980 г.), вызывая образование катастрофических лахаров.

У подножий таких вулканов в отличие от отложений подножий, накапливающихся в условиях гумидного климата, резко преобладают ледниковые осадки. Лахаровые отложения сохраняются от переработки ледником лишь по периферии, где они переослаиваются с делювиальными и водно-ледниковыми осадками.

В качестве примера мы рассмотрим строение позднеплейстоценового комплекса ледниковых и водно-ледниковых отложений, распространенных у подножий и по периферии вулканов Ключевской группы. Во время их формирования продолжалась активная деятельность вулканов Ближнего Плоского, Дальнего Плоского, Пратолбачика [Ермаков, 1977; и др.]. Наиболее полные разрезы этих отложений наблюдаются в бортах долин рек Пахчи и Студеной, у западной периферии Ключевской группы вулканов [Мелекесцев, Краевая, 1966; Мелекесцев и др., 1970; Краевая, 1977; Кураленко, 1980в; Краевая и др., 1982; Краевая, Кураленко, 1983]. Т.С. Краевая и др. [1982] выделили среди них ледниковые, озерно-ледниковые, флювиогляциальные отложения. Кроме них, здесь выделены также селевые, делювиально-пролювиальные и склоновые отложения. Были составлены и с помощью тефрохронологического метода сопоставлены их разрезы по бортам долины р. Пахчи, а также изучен их минералого-петрографический состав. Это позволило уточнить основные черты строения и формирования ледникового комплекса района [Краевая, Кураленко, 1983].

В ледниковых отложениях гораздо более четко по сравнению с осадками современных небольших ледников выделяются основная, абляциянная и конечная морены. Основная морена играет более существенную роль и имеет характерные текстуры послойно-дифференцированного движения льда. В ней различаются монолитные, чешуйчатые морены, разнообразные отторженцы подстилающих водно-ледниковых отложений.

В позднеплейстоценовых ледниках происходило весьма интенсивное истирание непрочной пирокластики: пористых шлаков, вулканических стекол. Оно давало много пелитового материала. Следы такого истирания можно наблюдать как непосредственно в разрезах, так и при изучении шлифов. Они детально описаны ранее [Гептнер, Кураленко, 1979].

Флювиогляциальные отложения по составу близки к современным аллювиально-пролювиальным накоплениям по периферии действующих вулканов (см. табл. 5). Отличительной их особенностью является плохая сортировка материала и обилие тонкозернистых алевропелитовых осадков. Кроме того, в отложениях нередко встречаются псевдоморфозы по ледяным жилам.

Озерно-ледниковые осадки весьма разнообразны по составу, имеют быструю фациальную изменчивость при небольшой протяженности залежей и достигают большой мощности (до 20 м). Слои, образовавшиеся на первых этапах существования озера, сложены наиболее грубым материалом. Здесь преобладают пачки (до 1–2 м) несортированных и неслоистых грубообломочных отложений селевых потоков и оплывин, с валунами до 0,5 м в поперечнике. Нередко в осадках заключены смятые, "закатанные" фрагменты слоев подстилающих тонкозернистых осадков. Верхняя часть грубообломочных слоев часто имеет ясную градиационную слоистость, что указывает на их отложение в водной среде. Грубообломочные слои перекрываются песком, светло-серыми алевритами и алевропелитами, подчеркивающими цикличное строение разреза, в значительной мере обусловленное сезонными колебаниями интенсивности осадко-накопления.

Нижние части залежей озерных осадков также нередко разбиты многочисленными трещинами, затухающими вверх по разрезу, имеют дислокации на контакте с мореной. Все это говорит о том, что осадки накапливались в небольших озерах вблизи активного края ледника.

Верхние части разрезов озерных отложений сложены в основном уже тонкозернисты-

ми осадками. Обычно они перекрываются мощными (до 10 м) пачками песчаных, алевритовых, алевропелитовых делювиальных осадков. Последние содержат многочисленные прослои пеплов, что также указывает на их гораздо более медленное накопление уже вдали от активного края ледника и на постепенное сглаживание моренного рельефа.

Строение комплекса отложений. Среди ледниковых и водно-ледниковых отложений района р. Пахчи выделяется два основных комплекса, соответствующих максимально и постмаксимальному продвижениям ледников II фазы позднеплейстоценового оледенения [Краева и др., 1983]. Каждый из этих комплексов представлен мореной и связанными с ней водно-ледниковыми, делювиальными накоплениями. Наиболее полно и разнообразно представлен нижний из них. В его основании залегает плотная бурая, буровато-серая морена M_1 . Бурый цвет обусловлен тем, что в ее составе преобладают обломки в разной степени окисленных базальтовых лав и шлаков буровато-черного, бурого, красно-бурого и красного цветов. Морена перекрывается и латерально сочетается с мощными озерно-ледниковыми, флювиогляциальными, селевыми и делювиальными осадками (яры Осинный, Моренный нос, Изумительный, Двойной, Неприступный). В толще делювия (яр Двойной) И.В. Мелекесцевым найдены костные остатки мамонта. Их радиоуглеродный возраст оказался равным около 21 тыс. лет [Краева и др., 1983]. Завершается разрез погребенным почвенно-пирокластическим чехлом с обильными мерзлотными деформациями.

Выше по неровной границе с активным динамическим контактом залегает мощная (до 20–50 м) рыхлая буровато-серая, серая морена M_2 . Вещественный состав морены в целом сходен с подстилающей мореной M_1 . Отличия заключаются в гораздо меньшем количестве обломков со следами окисления (до 10–30%) и большем количестве обломков плотных лав. Эта морена также перекрывается и латерально сочетается со склоновыми (яр Косой), озерными (яр Моренный нос), флювиогляциальными, делювиальными накоплениями, имеющими, однако, гораздо меньшую мощность. Наконец, в восточной части района в составе разрезов верхнего комплекса появляется еще более молодая морена M_3 (яры Поворотный, Безымянный). Необходимо отметить, что вверх по течению рек Пахчи и Студеной по мере удаления от ледникового края разрезы становятся более однородными и состоят лишь из толщ ледниковых отложений, трудно сопоставимых между собой.

Валунный и галечный материал морен состоит в основном из обломков базальтовых лав, реже шлаков. В гравийных фракциях количество последних уже достигает 50–60%. Песчаные и алевропелитовые фракции представлены частицами дробленых шлаков, прозрачного стекла и обломками кристаллов [Краева, Кураленко, 1983]. Сходный состав имеют селевые, флювиогляциальные, коллювиальные и озерные осадки, так как они формируются за счет переотложения моренного материала. Существенные колебания минерало-петрографического состава отложений обусловлены разнообразием пород ледникового ложа и извергаемой на ледники вулканокластики.

Верхние слои пачек озерных накоплений и делювия, содержащие прослои вулканических пеплов, в отличие от подстилающих морен существенно обогащены переотложенной андезитовой и кислой пирокластикой: обломками лав, стекла, средних плагиоклазов, роговой обманки, пироксенов в рубашке стекла. Слои, перекрывающие пеплы, а также верхние части разрезов делювия, состоят в основном из переотложенных пеплов.

Внутри каждого из отмеченных моренных горизонтов можно выделить несколько более мелких. Обилие морен обусловлено высокой мобильностью края ледника вследствие некоторых климатических колебаний и периодического уничтожения части ледников во время извержения. На рис. 13 приведена принципиальная схема строения комплекса отложений подножия эффузивно-эксплозивного вулкана, накапливавшегося в условиях оледенения. В соседних районах во время оледенения, так же как и в приледниковой зоне у подножий вулканов, в условиях разреженного растительного покрова происходит формирование мощных толщ делювиальных и делювиально-пролювиальных осадков за счет переотложения склоновым смывом выпадающих пеплов и размыва подстилающих толщ (например, в Центральной Камчатской депрессии на склонах долины р. Камчатки и возвышенностей — Генеральского поднятия и др.). Одновременно формируется типичный перигляциальный аллювий, описанный Ю.А. Лаврушиным [1963] в невулканических районах.

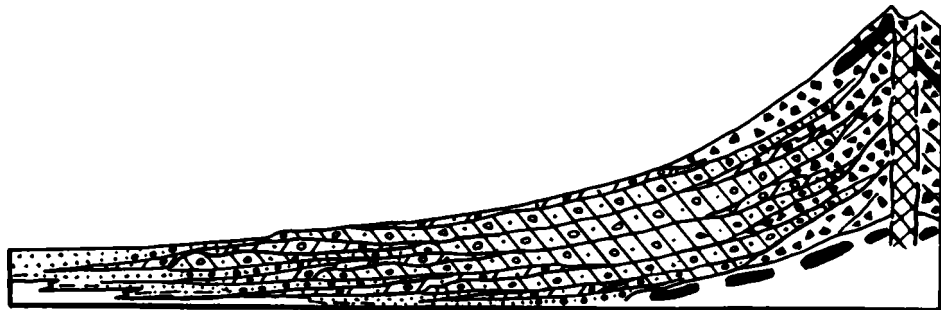


Рис. 13. Принципиальная схема строения комплекса отложений подножия и периферии эффузивно-эксплозивного вулкана в условиях оледенения
Условные обозначения см. на рис. 5

Необ. зимо отметить, что в условиях покровных оледенений не только у подножий вулканов, но и на прилегающих территориях накапливались морены. Лишь по периферии и в краевой зоне ледникового покрова существовали условия для устойчивого накопления водно-ледниковых осадков.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ И ПЕРИФЕРИИ ВУЛКАНОВ

Проведенные за последние годы детальные тефрохронологические исследования с использованием радиоуглеродного датирования многих вулканов мира показали, что в их строении и формировании существует четко выраженная цикличность нескольких порядков, отражающая сложные механизмы авторегуляции магматических систем [Nakamura, Kazuoki, 1964; Thorarinsson, 1967; Брайцева и др., 1978а, б, в, 1979; и др.]. Она выражается в чередовании в разрезах почвенно-пирокластических чехлов вулканов грубой пирокластики и пеплов, отвечающих вулканической деятельности от весьма мощной и частой в начале циклов до редкой и слабой в их конце.

Наши исследования показали, что можно говорить не только о цикличности развития собственно вулканических аппаратов, но и, что не менее важно для нас, о цикличности строения мощных толщ, образующихся у подножия и на периферии вулканов. Наиболее ярко это видно на примере последствий катастрофических пароксизмальных извержений. Возникновение в этих случаях громадных объемов разнообразной пирокластики приводит, с одной стороны, к почти полной перестройке рельефа, а с другой — способствует в конечном итоге резкой активизации процессов эрозии. В результате по возникшим вновь долинам временных водотоков при ливнях почти непрерывно сходят лахары (сели), отложения которых начинают резко преобладать в разрезах. По мере выколаживания склонов и продольных профилей водотоков лахарообразование ослабевает до нового пароксизма. Такая последовательность процессов осадконакопления и обуславливает элементарную цикличность строения отложений в районах, прилегающих к вулканическому центру. Поэтому детальное изучение такой цикличности позволяет выяснить или уточнить основные черты строения и формирования самих вулканов.

Под элементарным циклом в работе, вслед за П.П. Тимофеевым [1970], понимается полифацальный комплекс отложений, состоящий из парагенетически связанных (местом и условиями образования) различных генетических типов, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности. За начало циклов мы принимаем пачки вулканогенных и лахаровых накоплений, свидетельствующих о начале нового цикла активности вулкана. Вверх по разрезу они обычно сменяются частым чередованием более тонких прослоев пирокластики, отражающих ослабление мощ-

ности извержений, а также слоями и линзами делювиальных и аллювиально-пролювиальных осадков. Завершаются циклы нередко маломощными почвенно-пирокластическими чехлами, что указывает на резкое замедление, либо прекращение осадконакопления.

Важной особенностью изучаемых отложений является то, что элементарные циклы прослеживаются на ограниченной площади, быстро выклиниваются по простиранию и обладают четкой направленной изменчивостью от центра извержений к периферии. Цикличность более крупного порядка (макроциклы и др.) выдерживается на гораздо большей площади. Так, макроциклы обычно прослеживаются на большей части, либо на всей площади подножий вулкана. В свою очередь комплекс отложений подножий и периферии вулкана определенного типа по существу сам представляет цикл крупного порядка, в простых случаях — макроцикл, в более сложных — мегацикл. Как известно, в разрезах крупных вулканических центров постройки разных типов закономерно чередуются, образуя цикличность больших порядков (см. гл. VI). Ниже мы покажем на конкретных примерах особенности цикличности строения отдельных эффузивно- и экструзивно-эксплозивных вулканов.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ ЭФФУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ ВУЛКАНОВ

В качестве примера рассмотрим строение мощной толщи рыхлых отложений у подножия вулкана Ключевского (рис. 14, см. вкл.). Этот вулкан возник около 5 тыс. лет назад, по данным В.И. Влодавца [1940], или 19 тыс. лет назад, по данным И.И. Гущенко [1965]. Изучение показало, что рыхлые отложения, широко распространенные у подножия вулкана, очень молоды. Лишь у кратера Карпинского вскрываются отложения, залегающие под маркирующим слоем пепла вулкана Шивелуч Ш₄ (устное сообщение О.А. Брайцевой), отложившегося около 2 тыс. лет назад.

Основные разрезы подножия вулкана показаны на рис. 15. Корреляция разрезов проводилась непосредственным прослеживанием слоев, анализом цикличности и использованием маркирующих прослоев пеплов вулкана Шивелуч: Ш₂, Ш₃ и Ш₄. Эти пеплы имеют соответственно возраст 1000, 1500 и 2000 лет [Брайцева и др., 1978]. В результате была выяснена стратиграфическая последовательность отложений, залегающих выше прослоя пепла Ш₄. Всего в них выделено четыре макроцикла, каждый из которых состоит из нескольких циклов меньшего порядка. Распределение макроциклов на площади показано на серии палеогеографических схем (рис. 16). Необходимо отметить, что непосредственно на склонах вулкана вскрываются лишь наиболее молодые, современные отложения раскаленных лавин. Поэтому размещение более древних таких накоплений на предлагаемых схемах показано с учетом наличия генетически связанных с ними лахаровых отложений.

Изучение разрезов показало, что у подножия вулкана элементарные циклы обычно начинаются мощными слоями таких лахаровых отложений, а завершаются прослоями и линзами делювиально- и аллювиально-пролювиальных отложений. В качестве типичного цикла рассмотрим отложения, распространенные у юго-восточных подножий вулкана, южнее сейсмостанции Апахончич (см. цикл IV₃, рис. 16, Ж). В основании этого цикла залегают обширный горизонт лахаровых отложений мощностью от 0,1–0,5 до 10–15 м, полностью выполняющий неровности подстилающего рельефа. Он прослеживается от устья юго-восточного шарра на склонах вулкана, спускается до уровня кратера Стеллера и далее разделяется на два языка. Один протягивается между покрытым мощным почвенно-пирокластическим чехлом лавовым потоком кратера Пещерного и потоком Апахончич (1946 г.). Второй протягивается южнее кратеров Карпинского и Юбилейного. Поверхность этих лахаровых отложений имеет чрезвычайно свежий облик, совершенно лишена растительности. Местами на ней продолжают активно формироваться делювиально-пролювиальные осадки. Долины временных водотоков здесь весьма многочисленны и врезаны не глубже 15–20 м. Ниже сейсмостанции они образуют конусы выноса, сливающиеся между собой. Все это указывает на недавнее образование этого покрова. В его строении по мере удаления от склонов вулкана выделяются три типа разрезов.

В верхней части подножия, от устья юго-восточного шарра до кратера Стеллера, цикл представлен слоем грубообломочных лахаровых отложений мощностью до 10 м и более и перекрывающими его слоями и линзами лапиллей, шлаков. Ниже по склону,

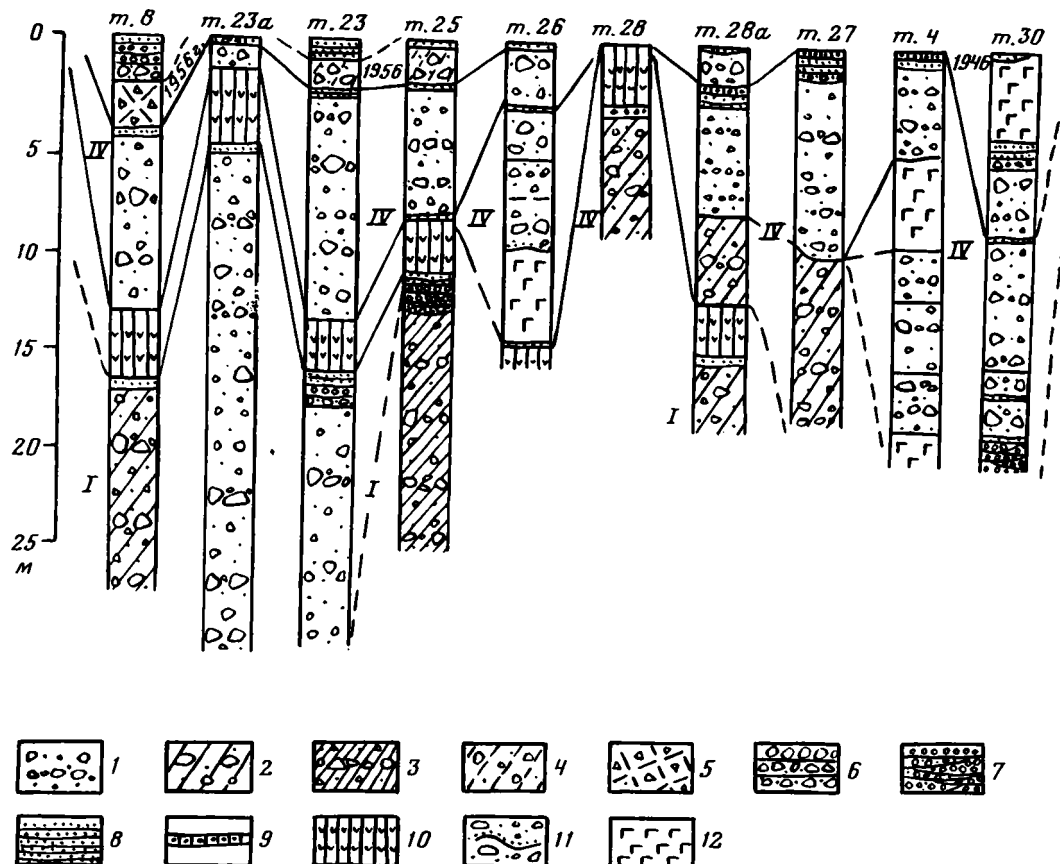


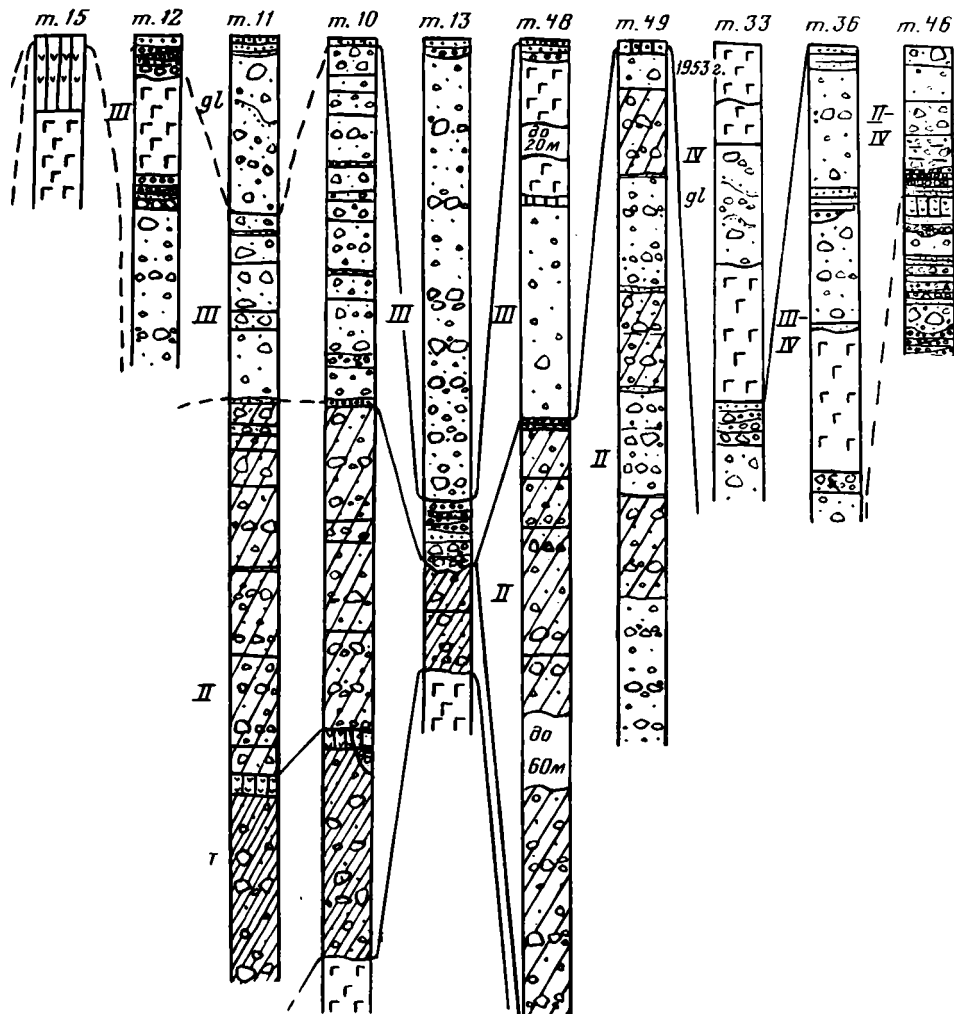
Рис. 15. Схема сопоставления разрезов отложений подножия вулкана Ключевского

1—4 — отложения лахаров: 1 — темно-серые, 2 — бурые, 3 — красно-бурые, 4 — светло-серые; 5 — отложения пирокластического потока вулкана Безымянного (1956 г.); 6—8 — отложения временных водотоков: 6 — валуны, 7 — галечники, 8 — гравий и пески; 9, 10 — почвенно-пирокластические чехлы: 9 — шлаки, лапилли, 10 — пеплы; 11 — морены; 12 — лавовые потоки. I—IV — макроциклы

до сейсмостанции Апахончич, мощность слоя лахаровых отложений снижается до 2—4 м. В разрезах в большинстве случаев этот горизонт перекрыт слоями тефры Ключевского и белыми пеплами вулкана Безымянного. В понижениях рельефа на нем залегают линзы песчано-гравийных делювиально-пролювиальных осадков (до 0,5—1 м). Кроме того, в него врезаны многочисленные террасы временных водотоков. У сейсмостанции и далее к периферии вулкана мощность залегающего в основании цикла слоя лахаровых отложений еще более снижается. Здесь он во многих местах перекрыт аллювиально-пролювиальными осадками, почти полностью размыт и в качестве следов от него остались лишь скопления крупных глыб и валунов (до 1—1,5 м в поперечнике).

Аналогичные по строению разрезы недавно образовавшихся циклов обнажаются на северо-восточном подножии вулкана в бортах долины р. Киргурич и вскрываются в карьерах на ее конусе выноса.

Отложения первого макроцикла вскрыты эрозией лишь в отдельных местах: у кратеров Карпинского, Перрея и в долине р. Киргурич (см. рис. 16, Б, В). На юго-восточном подножии (см. рис. 15, точки 8, 23, 25, 28) в них выделяются два цикла. Нижний из них представлен в основании мощным горизонтом (до 15—20 м) красно-бурых, бурых отложений грязекаменного лахара. В разрезах они перекрываются маломощ-



ным слоем делювия; местами в них во врезях глубиной до 5–10 м залегают валунно-галечные накопления временных водотоков, выше — мощный, до 30 м, горизонт буровато-серых, серых отложений грязекаменного лахара следующего цикла, местами также перекрытых делювиальными осадками. К этому же макроциклу относится и шлаковый конус Карпинского, судя по перекрывающему его чехлу. На восточном подножии к этому макроциклу относятся шлаковый конус Перрея, его лавовый поток, обнажающийся в русле глубокой (до 70–80 м) долины, а также залегающий на нем мощный (до 30 м) горизонт красно-бурых лахаровых накоплений.

В основании ряда разрезов в нижнем отрезке долины р. Киргурич вскрывается толща лахарово-аллювиально-пролювиальных накоплений мощностью 5–6 м. В ней четко выделяется четыре цикла. Каждый из них начинается горизонтом лахаровых отложений, в который последовательно врезаны все менее грубообломочные аллювиальные и пролювиальные осадки: валунники, галечники разной крупности, гравий, пески (рис. 17).

Отложения первого макроцикла повсеместно перекрыты пачкой песчано-алевритовых накоплений почвенно-пирокластического чехла мощностью до 0,5–1 м и более, в котором четко выделяются два горизонта пеплов Шивелуча: Ш₂ и Ш₃, имеющих возраст около 1000 и 1500 лет соответственно. Это позволяет считать время образования отложений первого макроцикла более 1500 лет назад и, вероятно, позже 2000 лет

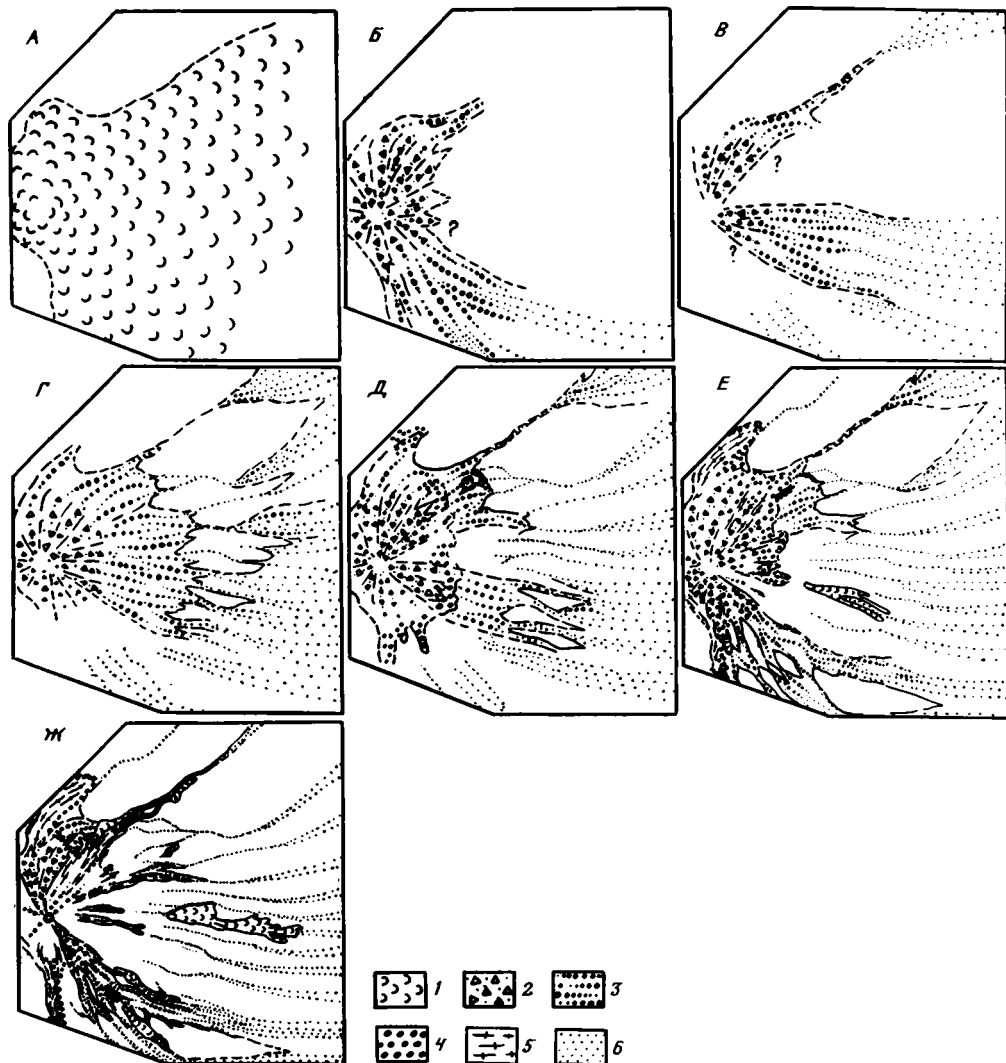


Рис. 16. Палеогеографические схемы последнего этапа развития вулкана Ключевского

А — I этап; Б–Е — макроциклы: Б, В — I, Г — II, Д — III, Е — IV; Ж — отложения последнего цикла (IV₃) (после 1926 г.). 1 — лавовые потоки; 2 — отложения раскаленных лавин; 3 — лахаровые отложения; 4 — морены; 5 — ледники; 6 — отложения временных водотоков

назад (так как в изученных нами разрезах прослая пепла вулкана Шивелуч Ш₄ не встречено). С тех пор и до накопления пепла Ш₂ включительно, т. е. около 500 лет, на эти секторы подножия вулкана не происходили значительные выбросы вулканокластики и не обрушивались катастрофические лахаровые потоки. Наличие в кровле макроцикла погребенного тонкозернистого почвенно-пирокластического чехла у кратера Перрея, на абсолютной высоте 1200 м свидетельствует о длительном существовании здесь растительного покрова, препятствовавшего смыву тонких пеплов. Так, в настоящее время здесь он отсутствует и на поверхности удерживаются лишь лапилли и шлаки. Последующие три макроцикла сформировались уже после выпадения пепла Ш₂, т. е. менее чем за 1000 лет. Судя по примерно одинаковым мощностям разделяющих их слоев базальтовых пеплов и лапиллей (0,4–0,5 м), они образовались за близкие промежуток времени, примерно за 300–330 лет каждый.

Отложения второго макроцикла распространены у восточных подножий вулкана

и вскрываются в глубоких долинах временных водотоков (см. рис. 16, Г) (точки 10, 11, 13, 48, 49). В разрезе у кратера Перрея (т. 10) они представлены горизонтами бурых, буровато-серых лахаровых накоплений общей мощностью от 20 до 60 м, чередующимися с прослоями тефры (лапиллы, пепел) и редкими линзами делювиальных осадков. В бортах долины р. Каменистой, выше кратера Билюкай, в разрезе мощностью до 50 м наблюдается чередование не менее шести горизонтов лахаровых накоплений разного цвета, от темно-серых до красновато-бурых. Завершается макроцикл пачкой шлаковых лапилл и пеплов мощностью до 0,5–0,7 м.

Третий макроцикл также распространен у восточных подножий вулкана, в секторе от кратера Алахонич до кратера S (см. рис. 16, Д). В верхних частях подножий он точно так же представлен переслаивающимися горизонтами серых, буроватых, реже бурых лахаровых накоплений общей мощностью до 30–40 м, чередующимися с тонкими слоями шлаков, лапилл, реже линзами делювия. Выше кратера Перрея в его верхней части прослеживается мощный горизонт ледниковых отложений. В нижней части подножия, южнее кратера Горшок, в нем среди лахаровых отложений залегает лавовый поток. Завершается макроцикл пачкой шлаковых лапилл и грубых вулканических пеплов мощностью 0,4–0,6 м. В этом секторе, в основании подножия вулкана широко распространены делювиальные, делювиально-пролювиальные осадки разнообразных мелких водотоков. Во многих случаях их накопление в настоящее время прекратилось, они перекрыты пеплами недавних извержений, поверхность шлейфов покрыта травянистой растительностью.

Отложения последнего, четвертого макроцикла распространены в основном на юго-восточных и северо-восточных подножиях вулкана (см. рис. 16, Е). В первом случае в нем выделяются три построенных однотипно цикла. Нижний (IV_1) представлен мощным, до 10–15 м горизонтом красновато-бурых, бурых лахаровых отложений, перекрытых местами делювием и залегающим во врезках аллювием. Следующий цикл (IV_2) сложен горизонтами лахаровых отложений серого, темно-серого цвета, включающими шлаковый конус Стеллера, его лавовый поток, а также лавовый поток, прослеживающийся в 0,5 км южнее. Завершается цикл слоями и линзами делювия (от 0,1–0,3 м до 1–2 м) либо прослоем тефры (0,2–0,3 м), либо местами – аллювием и пролювием.

Последний цикл (IV_3 , см. рис. 16, Ж) представлен обширным горизонтом лахаровых накоплений и перекрывающими его делювиальными и аллювиально-пролювиальными осадками. Он рассмотрен выше.

На северо-восточных подножиях вулкана отложения макроцикла IV также широко распространены, и в них выделяется несколько элементарных циклов. Они состоят из переслаивающихся лахаровых, реже ледниковых накоплений, лавовых потоков, линз делювиальных и аллювиально-пролювиальных осадков. Отложения наиболее молодых циклов развиты севернее кратера К и в долине р. Киргурич. Необходимо отметить, что р. Киргурич благодаря прислонению вулкана Ключевского к массиву горы Лавовый Шиш дренирует значительную часть северного сектора склона и подножия вулкана. Поэтому она значительно более многоводна, чем другие временные водотоки. Кроме того, лахаровые потоки, спускающиеся по этому сектору, сливаются в долине этой реки и выносят свои наносы значительно ниже к подножию, чем в других секторах. В связи с этим на удалении 10–15 км от вулкана здесь сформировался своеобразный лахаровый конус выноса, прорезанный в настоящее время рекой (см. рис. 14, точка 46). В нем выделяется до четырех циклов, представленных последовательно сменяющимися друг друга лахаровыми накоплениями и грубообломочными аллювиальными осадками. Последний из них образовался настолько недавно, что его поверхность еще не полностью заросла кустарником.

По периферии вулкана Ключевского на поверхности распространены лишь наиболее молодые, современные пролювиальные осадки. Они вскрываются в ряде карьеров, а также в разрезах поймы р. Камчатки. Так, в карьерах в вершинной части конуса выноса р. Киргурич вскрываются отложения, в которых выделяются два цикла. Начинаются они залегающей во врезках галечно-валунной отмосткой (перемытые лахаровые, пролювиальные осадки), на которой залегают пачки переслаивающихся линзовидно-слоистых гравийно-галечных накоплений дробящихся водотоков. Завершаются циклы переслаивающимися гравийно-песчаными, песчаными осадками распадающимися водотоков.

Разрезы срединных частей конусов выноса можно наблюдать в карьерах в 2–4 км к

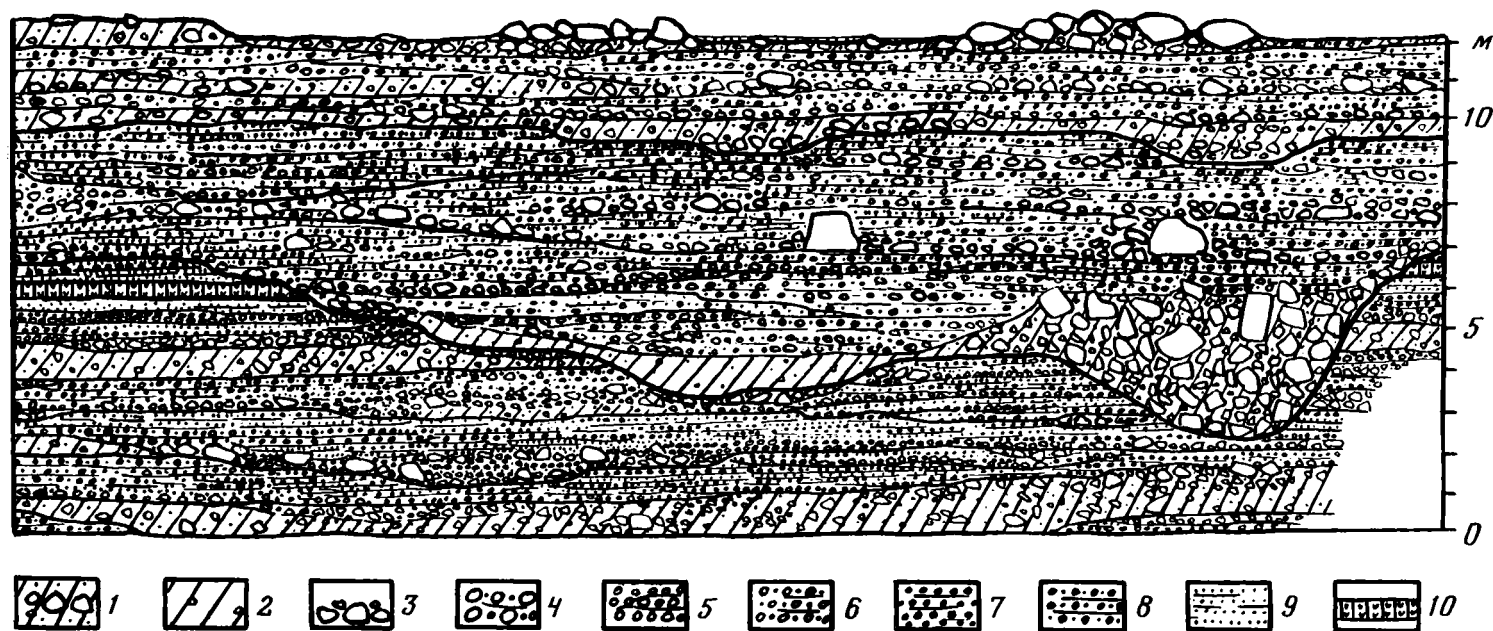


Рис. 17. Отложения нижней части северо-восточного подножия вулкана Ключевского в долине р. Киргурич

1–3 – неслоистые и несортированные отложения лахаров: 1 – валунники с обильным щебнем, дресвой и мелкоземом, 2 – пески со щебнем, гальками и дресвой, 3 – валунники; 4–9 – линзовиднослоистые слабосортированные осадки временных водотоков: 4 – грубые галечники, 5 – галечники, 6 – гравийные галечники, 7 – гравийники, 8 – песчаные гравийники, 9 – пески и алевриты; 10 – пепловые супеси почвенно-пирокластического чехла

востоку от пос. Ключи. Они сложены в основном песчано-гравийными и алевроито-песчаными осадками распластывающихся водотоков.

В разрезах поймы р. Камчатки вскрываются осадки наиболее удаленных частей конусов выноса. Здесь наблюдается переслаивание аллювиальных, реже озерно-болотных осадков, характерных для этой части Центральной Камчатской депрессии, и пролювия — песчано-алевритовых осадков распластывающихся водотоков и алевропелитовых осадков иссякающих водотоков. Необходимо отметить, что наиболее частое переслаивание обусловлено постоянной миграцией основных направлений потоков на конусах выноса, а также особенностями гидрологического режима р. Камчатки. Однако несомненно, что более крупная цикличность связана с цикличностью строения и формирования смежных комплексов отложений подножий действующих вулканов: Ключевского и Шивелуч.

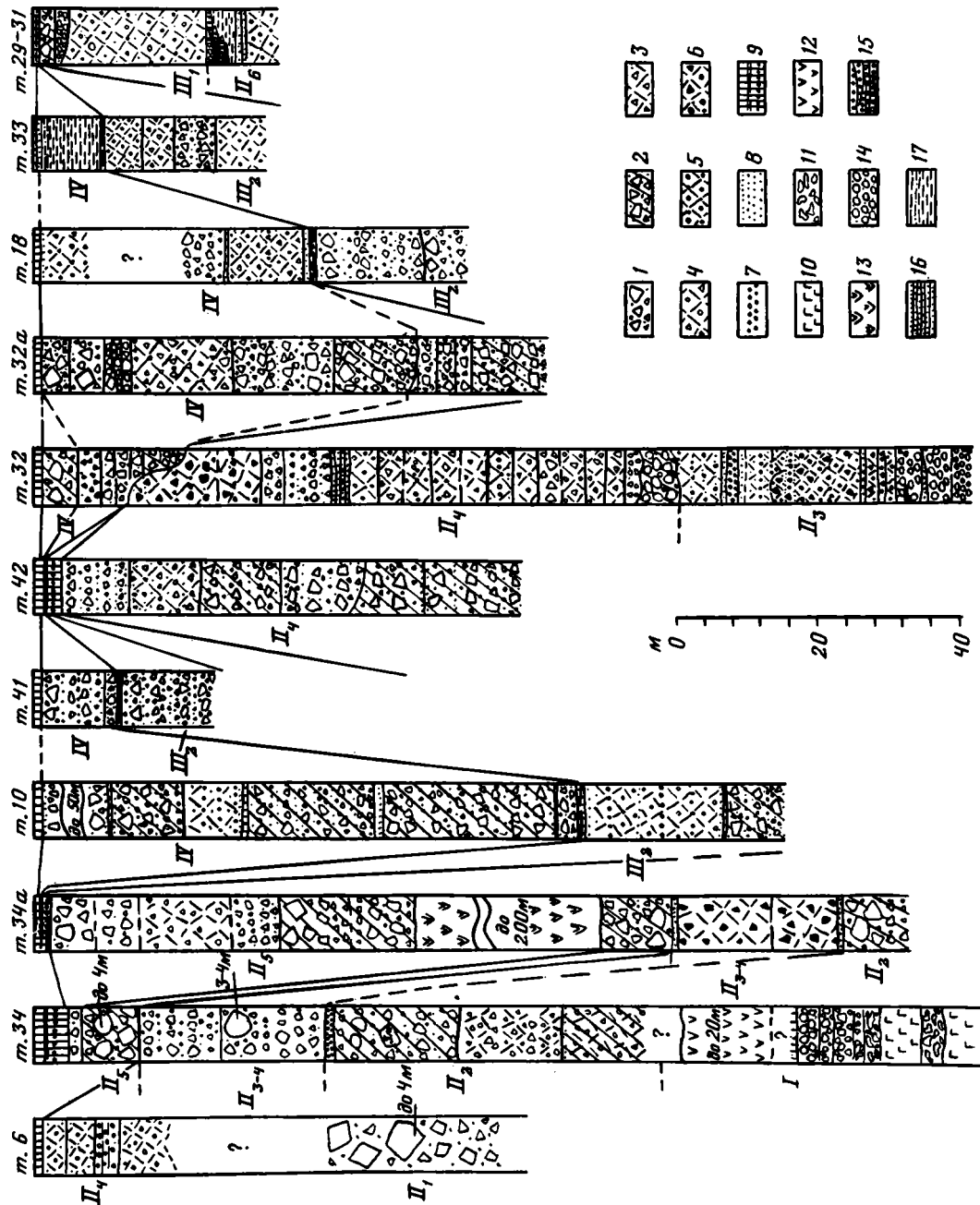
Изложенные данные показывают следующее. Во всех случаях циклы начинаются мощными горизонтами лахаровых накоплений, прослеживаемых в разрезах на значительном расстоянии. Наибольшей мощности они достигают у подножий вулканов, где заполняют долины временных водотоков и распространяются на водоразделах между ними. Завершаются циклы пачками делювиальных и аллювиально-пролювиальных накоплений, наиболее широко развитых у основания подножий и по периферии вулканов, а также слоями пеплов и лапиллей. Все имеющиеся данные об извержениях на Камчатке показывают, что такие мощные лахаровые горизонты, распространенные в долинах и на водоразделах, возникают лишь во время мощных пароксизмальных извержений при наличии значительных слоев снега и льда. В это время лахары сходят по баранкосам на склонах вулкана и сгружают влекомую вулканокластику у подножия, погребая все неровности рельефа. Вместе с тем известно, что в периоды между извержениями, во время ливней часто возникают, хотя и более слабые, лахаровые потоки. Но эти лахары обычно не выходят за пределы долин временных водотоков и сгружают свои наносы в основном лишь в их низовьях и вершинных частях конусов выноса. Поэтому можно сделать вывод о том, что начало циклов связано с пароксизмальными извержениями, и соответственно цикличность строения отложений подножия отражает цикличность вулканической деятельности.

В разрезах последних трех макроциклов уверенно выделяется минимально до 15 отдельных циклов, сформировавшихся за 1000 лет. В них учтены данные лишь по наиболее полным разрезам. В действительности их число выше, вероятно не менее 20. Из сказанного можно заключить, что примерно каждые 50—70 лет сильное извержение Ключевского вулкана сопровождалось накоплением у его подножия мощных горизонтов лахаровых отложений. Необходимо учитывать также тот факт, что не каждое пароксизмальное извержение приводит к формированию мощных и протяженных покровов лахаровых отложений. Для этого необходимо наличие на склонах вулкана значительных запасов снега и льда. Действительно, исторические наблюдения и тефрохронологические исследования показывают, что пароксизмальные извержения происходили чаще. Так, Б.И. Пийп [1956] отмечает, что начиная с 1737 г. такие извержения происходили в среднем каждые 26 лет. По данным И.И. Гуценко [1965], основанным на изучении почвенно-пирокластического чехла, за последние 1700 лет они происходили в среднем через каждые 25 лет. Отсюда можно заключить, что каждое второе либо третье пароксизмальное извержение сопровождалось образованием особо мощных толщ лахаровых отложений у подножия вулкана.

Необходимо также отметить, что в разрезах периферии вулкана находят четкое отражение лишь еще более крупные этапы его развития. Следы менее значительных событий по мере движения от центра извержений к периферии постепенно выпадают из разреза либо сливаются в более крупные циклы.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ ЭКСТРУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ ВУЛКАНОВ

У экструзивно-эксплозивных вулканов по сравнению с предыдущими цикличность проявлена еще более четко, поскольку их редкие, но чрезвычайно мощные пароксизмальные извержения типа направленных взрывов дают громадные массы пирокластики. Она распространяется не только на склонах, но и далеко у подножий вулканов и на прилегающих территориях. Тем самым резко активизируется эрозионно-аккумуля-



тивная деятельность, усиливается накопление лахаровых, аллювиально-пролювиальных, делювиальных осадков. Межпароксизмальные, гораздо более слабые извержения лишь в небольшой степени влияют на эти процессы. Постепенно, по мере выполаживания и зарастания склонов процессы осадконакопления затухают. На участках, покрывшихся растительностью, начинает формироваться почвенно-пирокластический чехол.

Типичным примером является извержение вулкана Безымянного в 1955–1956 гг. При его направленном взрыве 30 марта 1956 г. образовались мощные накопления отложений направленного взрыва и пирокластического потока к востоку от вулкана. На площади около 500 км² отложился слой пеплов мощностью не менее 30–40 см, а общий объем пеплового материала достиг 1,0–1,2 км³ [Горшков, Богоявленская, 1965]. В результате бурного таяния снега образовались грандиозные лахаровые потоки, сошедшие по долине р. Сухой Хапицы и с подножий прилегающих вулканов: Камня, Ключевского, Зиминной. На расстоянии 80–85 км от вулкана лахар влился в долину р. Камчатки, при этом его отложениями были заполнены озера Катлыныч и Бочкарево. Мощность наносов в долине р. Сухой Хапицы достигает 15–20 м, а далее она уменьшается до 1–2 м. В конце потока они представлены хаотической смесью грязи, стволов и ветвей деревьев [Горшков, Богоявленская, 1965].

После извержения, летом 1956 г., стали формироваться новые долины временных водотоков, при этом по ним почти непрерывно шли грязевые потоки, особенно мощные во время ливней. Масса твердого материала в таких потоках, по данным Г.С. Горшкова, достигает 90–95%. Вплоть до настоящего времени идет интенсивный переувлажнение пирокластиков этого извержения. Последующая эксплозивная деятельность, сопровождающая рост экструзивного купола, дала лишь немного пирокластиков, не оказавшей столь заметного влияния на экзогенные процессы.

В настоящее время в бортах долины р. Сухой Хапицы на неровной поверхности подстилающего рельефа залегает мощная толща отложений направленного взрыва и пирокластического потока (до 20–50 м в целом). Выше с размывом в многочисленных ложбинах залегают темновато-серые лахаровые отложения мощностью 1–4 м.

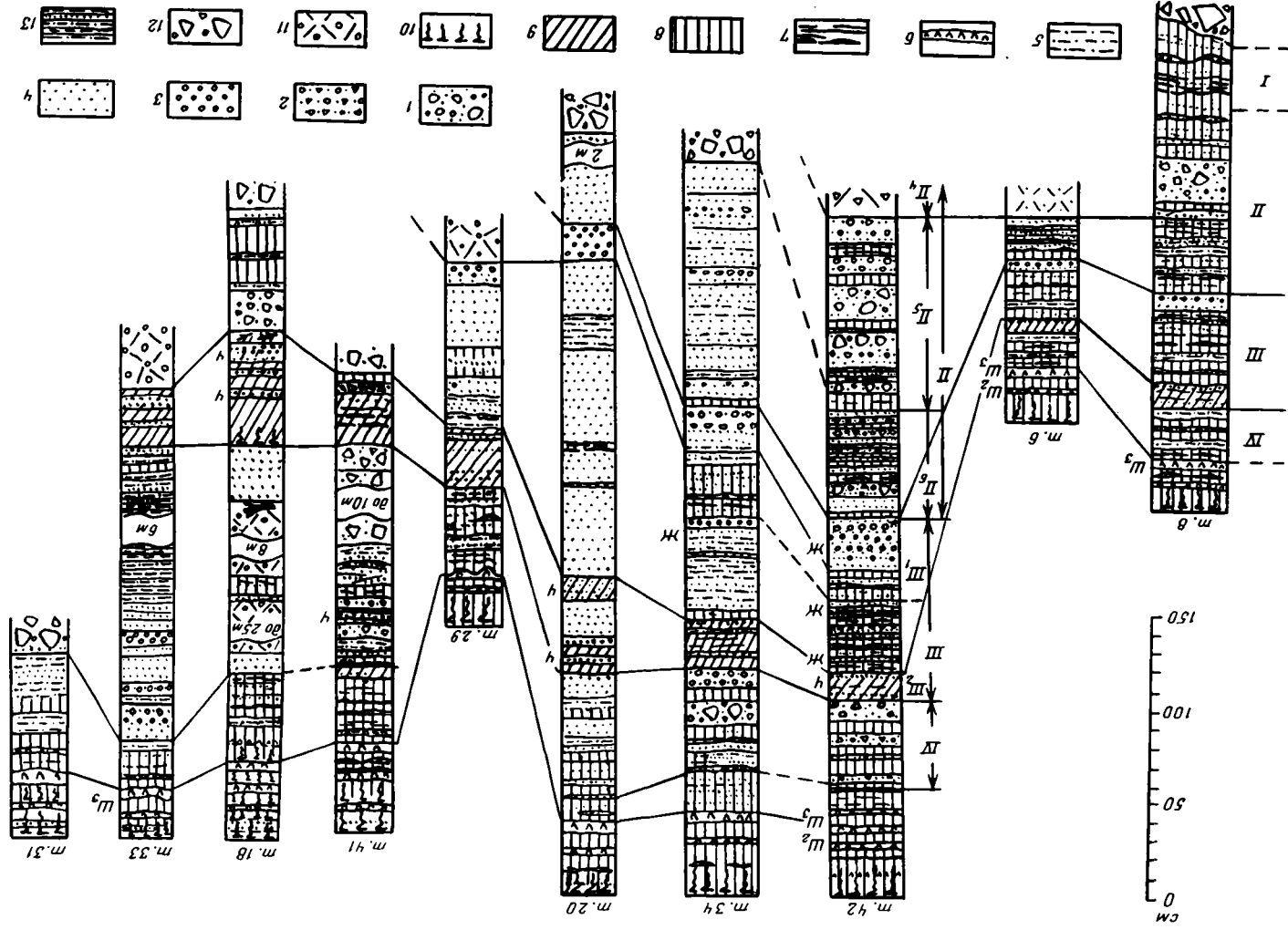
Они содержат обильные валуны и глыбы андезитов и базальтов до 1 м в поперечнике. Эти ложбины, очевидно, образовались еще весной 1956 г. при закладывании новой долины р. Сухой Хапицы. В настоящее время она врезана на 50–60 м и имеет серию террас, отражающих сезонные циклы врезания.

К северу и востоку от камня Амбона мощности пирокластических и лахаровых накоплений в целом снижаются до 1–2 м и менее. Местами они уже сильно размывы и перекрыты аллювиально-пролювиальными осадками. Так, в долине р. Голубельной, в песчано-дресвяные отложения пирокластического потока (мощностью 2–4 м) врезаны разнообразные аллювиальные валунники, галечники, гравийники (до 3–4 м). У краёв Карпинского распространены лишь пеплы и серые отложения лахарового потока (до 1–2 м). В последних валунно-галечный материал представлен лишь обломками базальтов. Край отложений этого потока неровный, лапчатый, с уступом высотой 0,4–0,5 м, что свидетельствует об очень высокой вязкости потока (табл. X, 2). Во многих местах эти отложения размывы, перекрыты песчано-гравийными делювиальными осадками мощностью 1–2 м. Севернее, у подножия Ключевского, на поверхности лахаровых равнин широко развиты лишь белесые делювиально-пролювиальные осадки, содержащие примесь перетолженных пеплов вулкана Безымянного.

Особенности строения вулканов этого типа и отложений их подножий и периферии рассмотрим на примере детального изученного нами (совместно с сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР И.В. Мелекесцевым и В.В. Пономаревой) голоценового вулкана Кизимен. Ранее его строение было известно лишь в общих чертах [Пийп, 1946; Шанцер и др., 1973]. Были изучены основные разрезы грубообломочных накоплений (рис. 18) и почвенно-пирокластических чехлов (рис. 19), составлена геологи-

Рис. 18. Схема сопоставления основных разрезов отложений подножия вулкана Кизимен

1, 2 — грубообломочные отложения раскаленных лавин, агломератовых потоков: 1 — серые, буровато-серые, 2 — бурые; 3–6 — отложения пирокластических потоков: 3 — агломератовых, 4 — пемзово-агломератовых, 5 — пемзовых, 6 — спекшихся пемзово-агломератовых; 7 — пемзовые лапилли; 8 — песчаные пеплы; 9 — почвенно-пирокластический чехол; 10 — базальтовые лавы; 11 — шлаки; 12, 13 — лавы: 12 — андезитовые, 13 — дацитовые; 14, 15 — аллювий: 14 — валунники, 15 — галечники; 16, 17 — озерные осадки: 16 — пески, 17 — алевроиты. I–IV — макроциклы



ческая карта вулкана Кизимен (рис. 20). Корреляция разрезов проводилась как путем прямого прослеживания горизонтов, так и с помощью сопоставления перекрывающих их почвенно-пирокластических чехлов. Последнее облегчается тем, что в них имеется ряд маркирующих горизонтов пеплов: 1) мощного слоя желтых пемзовых лапиллей и песка в нижней половине разреза; 2) пачки черно-бурых пеплов в средней части разреза; 3) белых алевропелитовых пеплов вулкана Шивелуч Ш_2 и Ш_3 , залегающих выше пеплов вулкана Кизимен и таким образом фиксирующих время окончания его экструживно-эксплозивных извержений около 1500 лет назад (по нумерации и датировкам О.А. Брайцевой и др. [1978]). Кроме того, выделяются пачки слоев пеплов, легко прослеживаемые на площади. В итоге выделены четыре макроцикла, отвечающие главным этапам развития вулкана. Три последних из них состоят из нескольких циклов меньшего порядка. Распределение пород разных циклов на площади показано на серии палеогеографических схем (рис. 21). Цикличность проявляется в чередовании мощных толщ отложений пемзовых и агломератовых пирокластических потоков, отвечающих периодам усиленной активности, и разделяющих их отложений раскаленных лавин, тонкозернистых пеплов, горизонтов погребенных почв. Во врезх залегают с разрывом либо согласно пачки, прослой и линзы лахаровых отложений, делювия, пролювия, аллювия, свидетельствующие об ослаблении или полном прекращении вулканической деятельности.

Наиболее древние продукты извержений вулкана обнажаются на его северо-западном подножии, в бортах долины ручья Водопадного (см. рис. 21, I, точка 34). В основании разреза здесь залегают лавы и грубая пирокластика плагиобазальта, а выше — двупироксеновые андезиты. Последующие макроциклы связаны уже с развитием Кизимена как типичного экструживно-эксплозивного вулкана.

Макроцикл II наиболее мощный. К нему относится до 40% разреза почвенно-пирокластического чехла (см. рис. 19). В мощных разрезах у подножия вулкана в нем выделяется не менее шести циклов (см. рис. 21, II₁—II₆).

К циклу II₁ относится мощная (до 50 м) толща пелыватых лавобрекчий с размером обломков до 2—3 м (отложения направленного взрыва?), вскрывающаяся в бортах долины р. Левого Шапиной. К этому же циклу относятся морены, развитые по северо-восточной периферии вулкана. Они включают обломки андезитовых лав и пемз Кизимена. Это свидетельствует о начале экструживной деятельности вулкана еще во время оледенения, около 10 тыс. лет назад.

Цикл II₂ представлен толщей буровато-серых грубообломочных отложений агломератовых потоков, залегающей выше эффузивов первого макроцикла, у северо-западных подножий вулкана, в долине ручья Водопадного. Завершается она слоем окисленных шлаков и линзами делювия (0,5—1 м). Их перекрывают отложения цикла II₃: переслаивающиеся отложения агломератовых потоков (до 20—30 м) с включениями глыб лав до 3—4 м в поперечнике. В средней части пачки присутствует горизонт слабоспекшихся накоплений. Наиболее полный разрез отложений этого и двух следующих циклов вскрывается у восточных подножий вулкана, в борту долины ручья Поперечного (рис. 18, т. 32). Здесь к циклу II₃ относится залегающая в основании разреза пачка голубовато-серых спекшихся отложений пирокластического потока (15—22 м) и пачка серых отложений пемзового пирокластического потока (6 м) с обильной дресвой андезитов (до 30%). Они разделяются прослоем желтых пемзовых лапиллей (0,2 м). Завершается цикл линзой бурых дресвяно-валунных лахаровых отложений (до 4 м).

Цикл II₄ характеризуется пачкой (до 45 м) переслаивающихся горизонтов светло-серых, серых отложений агломератовых потоков с обломками лав (до 0,4—0,5 м). Завершается он линзой делювиальных гравийных песков (до 2—3 м).

Они перекрываются светло-серыми плотными отложениями слабоспекшегося пирокластического потока (цикл II₅) с обломками размером до 0,6 м и мощностью 20 м.

Рис. 19. Схема сопоставления основных разрезов почвенно-пирокластического чехла вулкана Кизимен 1 — несортированный пепел с лапиллями и бомбами; 2 — пепел с лапиллями; 3 — лапилли; 4 — песчаный пепел; 5 — песчано-алевритовый пепел; 6 — белые пеплы вулкана Шивелуч; 7 — черные базальтовые пеплы; 8 — палевые межпелловые супеси; 9 — бурые, черные пеплы и супеси; 10 — соевременная почва; 11, 12 — отложения потоков: 11 — пемзового, 12 — агломератовых; 13 — озерные пески, алевропелиты. I—IV — макроциклы. Ш_2 , Ш_3 — пеплы вулкана Шивелуч; Ж — желтая пемза; Ч — черные пеплы

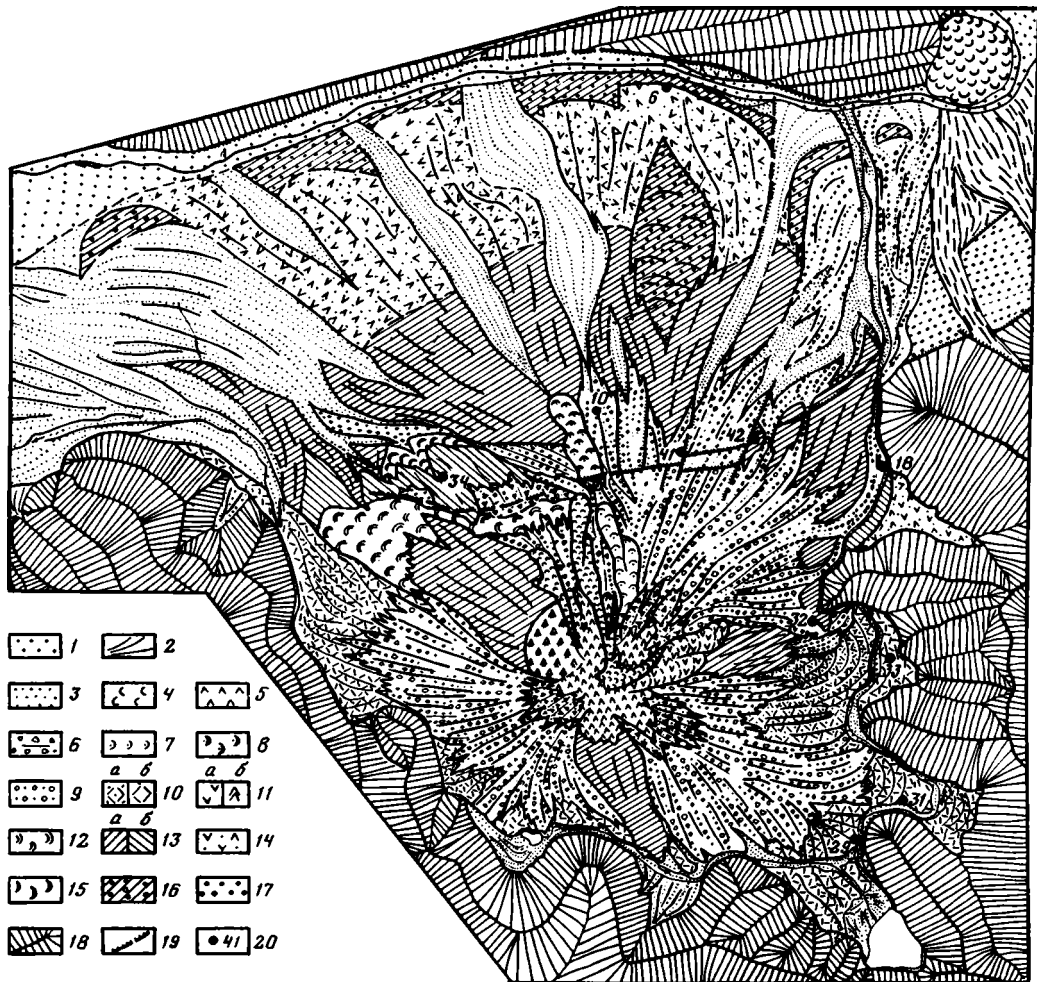


Рис. 20. Геологическая карта вулкана Кизимен

1, 2 — аллювий р. Шапиной (1) и ее притоков (2); 3 — отложения временных и постоянных водотоков по периферии вулкана; 4 — андезито-базальтовые лавы (1927 г. ?); 5—9 — IV макроцикл: 5 — экструзии, 6 — отложения раскаленных лавин, агломератовых потоков; 7 — андезито-дацитовые лавы; 8 — андезитовые лавы; 9 — отложения лахаров; 10 — III макроцикл, отложения пемзовых пирокластических потоков: а — более молодые, б — более древние; 11—14 — II макроцикл: 11 — экструзии: а — более молодые, б — более древние; 12 — дацитовые лавы, 13 — отложения агломератовых потоков: а — более молодых, б — более древних, 14 — отложения пемзовых пирокластических потоков; 15—17 — I макроцикл: 15 — базальтовые лавы, 16 — морены, 17 — флювиогляциальные отложения; 18 — горное обрамление; 19 — сбросы; 20 — основные разрезы

Все пакки разреза сложены роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми андезитами, в разной степени раскристаллизованными (от 20–30 до 70–80%) и пористыми (от легкой пемзы, плавающей в воде, до плотных пород).

Цикл II₆ представлен грубообломочными отложениями агломератовых потоков и раскаленных лавин на северо-западных склонах и подножии вулкана (точка 34, а). Размер глыб в них здесь достигает 4–6 м. Мощность пирокластических отложений достигает 100 м и более. В нижней части разреза залегает мощный (до 150–200 м) поток крупнопорфировых кварцосодержащих андезито-дацитов. Сходный петрографический состав имеют и пирокластические накопления. В почвенно-пирокластическом чехле к циклу относится до шести прослоев серых и розовых пеплов с пемзой и дрес-вой андезитов.

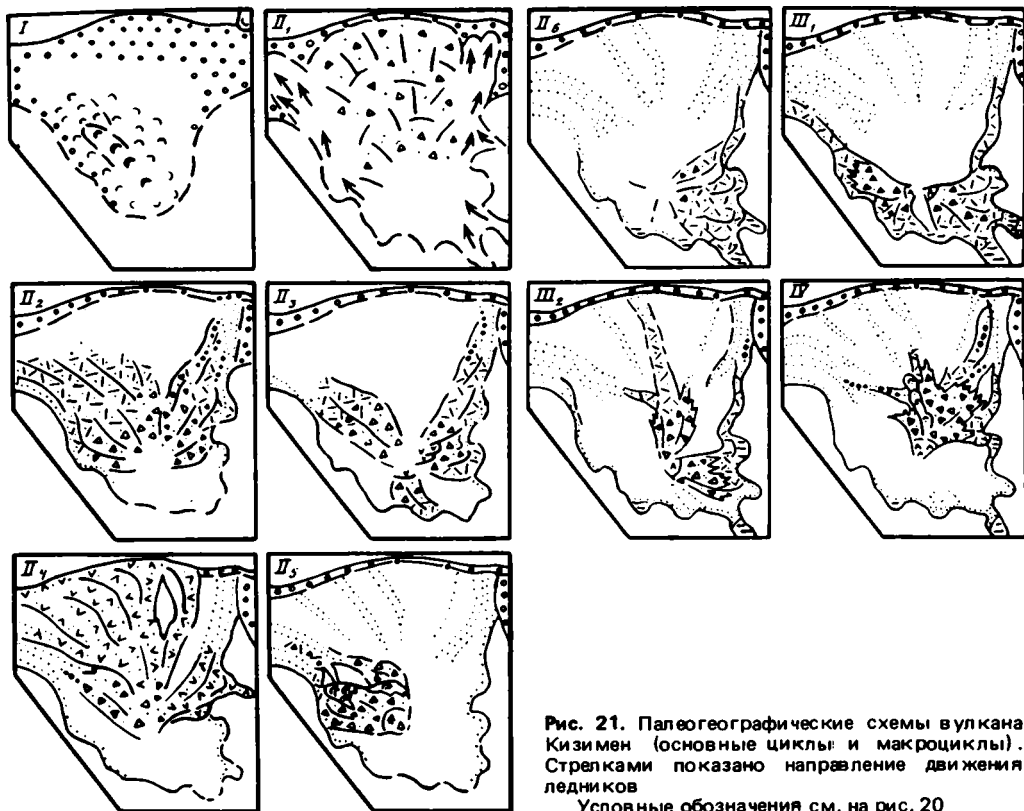


Рис. 21. Палеогеографические схемы вулкана Кизимен (основные циклы и макроциклы). Стрелками показано направление движения ледников

Условные обозначения см. на рис. 20

Макроцикл III сложен в основном накоплениями пемзовых пирокластических потоков у южных и восточных подножий вулкана. В нем выделяется два цикла. Начинается разрез (цикл III₁) отложениями пемзо-пеплового потока мощностью до 20–30 м, широко распространенными у южного подножия вулкана на площади до 35–40 км² (см. рис. 21, III₁). Они прослеживаются далеко вверх по подпруженным вулканом речным долинам и уходят под воды оз. Теплякова. Суммарный объем отложений достигает 0,5 км³. В почвенно-пирокластическом чехле им соответствует прослой (до 25 см) желтых пемзовых лапиллей и песка, широко распространенный в окрестностях. На склонах вулкана пеплово-пемзовые горизонты перекрыты грубообломочными накоплениями раскаленных лавин, а у подножий — слоями и линзами лахаровых, аллювиальных и делювиальных осадков (т. 31, рис. 18).

К циклу III₂ относятся (рис. 21, III₂) отложения агломератовых и пемзовых пирокластических потоков, развитые на восточном и северном подножиях (рис. 18 точки 10, 18, 33, 41). В почвенно-пирокластическом чехле ему соответствует не менее шестисюльми слоев серых, розовых пеплов с лапиллями и дресвой. У восточных подножий вскрывается до пяти горизонтов отложений пемзовых пирокластических потоков общей мощностью до 30 м. В разрезах 60–80-метровой террасы ручья Поперечного цикл представлен буроватыми накоплениями агломератового потока с обломками размером до 0,5–0,6 м и видимой мощностью до 20 м.

Завершение макроцикла фиксируется пачкой буро-черных погребенных почв с базальтовыми чуждыми пеплами, образовавшимися, вероятно, при извержениях в Восточной вулканической зоне. В основании вышележащего пирокластического потока встречаются обильные обугленные древесные остатки. Это указывает на то, что в период покоя в конце макроцикла подножия вулкана покрыла обильная древесная растительность.

Новый этап деятельности вулкана Кизимен охватывает период от накопления пачки черных транзитных пеплов до образования прослоя белого пепла Шивелуча Ш₃ (1500 лет назад). Макроцикл начинается (цикл IV₁) на восточных подножиях отложениями агломератового пирокластического потока, которые прослеживаются вниз по долине ручья Поперечного в разрезах ее 60–80-метровой террасы. Как отмечалось выше, они содержат остатки обугленной древесины. По устному сообщению В.В. Пономаревой, их радиоуглеродный возраст составляет около 2900 лет. Таким образом, макроцикл IV охватывает период продолжительностью до 1400 лет. Выше отмеченного потока залегает несколько пачек буроватых, буро-серых отложений агломератовых потоков. В разрезе Большом (точка 32) они выполняют глубокий врез (см. выше). Несколько южнее этих разрезов (точка 33) вскрывается пачка озерных отложений мощностью до 6–8 м, относящихся к верхам этого цикла (IV₁).

Отложения цикла IV₂ широко распространены на северных подножиях вулкана. Они представлены сходными грубообломочными отложениями агломератовых потоков (до 20–30 м). У подножия и по периферии вулкана с ними сочетаются мощные лахаровые накопления. Они широко развиты на обширном древнем конусе выноса ручья Поперечного (см. рис. 20). На его заболоченной поверхности встречаются гряды и цепочки крупных валунов (до 1 м и более). В бортах долины этого ручья грубообломочные неслоистые и несортированные лахаровые отложения переслаиваются с прослоями и линзами аллювиально-пролювиальных накоплений: валунников, галечников, реже гравийников и песков.

К верхам цикла IV₂ приурочен мощный (до 100 м) поток дацитов, отложения раскаленных лавин и, наконец, поток пироксеновых андезитов на северных склонах. Завершается разрез почвенно-пирокластическим чехлом (до 0,5 м), в котором уже не встречаются пеплы вулкана Кизимен. В почвенно-пирокластическом чехле макроциклу IV соответствует не менее пяти–шести прослоев пеплов с пемзовыми лапиллями и дресвой андезитов. Вверху по разрезу чехла прослои становятся все менее мощными и более тонкозернистыми, что свидетельствует о постепенном ослаблении силы пароксизмальных извержений.

Из изложенных данных можно сделать вывод, что циклическое развитие вулкана Кизимена заключалось в чередовании периодов активности, во время которых формировались мощные толщи пирокластических накоплений и вершинные экстрезивы, и периодов относительного покоя, во время которых преобладали процессы эрозии и переотложения пирокластиков. В начале макроциклов катастрофические эксплозивные извержения сильно разрушали наиболее ослабленные части вершины вулкана, выбрасывая продукты ее дробления и ювенильный материал на прилегающие склоны и подножия. Обычно в этом же направлении в дальнейшем распространялся основной объем грубообломочных продуктов и его последующих извержений до окончательной стабилизации этой части постройки. После периода покоя следующий макроцикл активности начинался обычно взрывным разрушением уже другой части вершины вулкана, и пирокластика отлагалась в новом секторе его подножия. В области же накопления пород предыдущего макроцикла продолжалось формирование (с постепенно ослабевающей интенсивностью) селевых, делювиальных, аллювиально-пролювиальных и озерных осадков.

В настоящее время подножие и периферия вулкана покрыты густой древесной и кустарниковой растительностью. Периферия вулкана сильно заболочена. Во многих случаях мощность торфяников достигает 1,5 м и более. Эрозионная деятельность на склонах и у подножия сконцентрирована главным образом в долинах ручьев. Осадки этих ручьев отлагаются по периферии вулкана в сравнительно узких зонах, обычно прямо в лесу. Таким образом, обстановка осадконакопления у подножия и по периферии вулкана после прекращения активной экстрезивно-эксплозивной деятельности существенно изменилась. Однако вулкан Кизимен окончательно не потух, продолжает действовать мощная фумарола на северном его склоне. Не исключена возможность активизации мощной эксплозивной деятельности. В этом случае сформировавшиеся почвенно-пирокластические чехлы, аллювиально-пролювиальные отложения, торфяники могут быть погребены. Лишь нахождение их в разрезе будет свидетельствовать о длительном периоде покоя вулкана.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ И ПЕРИФЕРИИ ВУЛКАНОВ

Вещественный состав древних вулканогенно-осадочных толщ рассматривается во многих работах. В литературе имеются достаточно подробные классификации вулканокластических пород [Дзоценидзе, 1969; Дзоценидзе, Хворова, 1970; Хворова, 1980; Малеев и др., 1979; и др.]. Тем не менее при изучении таких толщ нередко возникают большие трудности. Они связаны с тем, что многие черты формирования состава пород и диагностики основных типов слагающих их материалов остаются неясными. Вместе с тем значительная часть имеющихся вопросов может быть решена при изучении современных вулканокластических и смешанных осадков, формирование которых можно наблюдать непосредственно. Многие характерные признаки таких осадков рассматриваются в литературе [Малеев, 1959; 1975а, 1977, 1980, 1982; Мелекесцев и др., 1970; Гептнер, 1977; Гептнер, Кураленко, 1979; и др.].

Для того чтобы проследить весь путь свежей вулканокластики от момента ее извержения до захоронения в различных условиях подножий и периферии вулканов и выяснить основные закономерности формирования состава накапливающихся здесь отложений, мы провели исследования в вулканических районах Камчатки. Наиболее детально были изучены отложения подножий и периферии базальтового стратовулкана Ключевского и андезитовых вулканов Безымянный, Шивелуч, Кизимен, а также аллювий рек (Сухой Хапицы, Пахчи, Авачи, Левого Щапиной, Камчатки), дренирующих вулканические хребты.

Проведенное исследование показало, что вещественный состав отложений у подножий действующих вулканов формируется в основном за счет переотложения и измельчения свежей пирокластики, прежде всего грубообломочной, различными экзогенными процессами. При этом лахаровые потоки и ледники производят лишь переотложение и измельчение материала, а водные потоки, кроме того, — его окатывание и сортировку по крупности и удельному весу. Последняя (так же как и в пеплах при золовом разнесе) наиболее хорошо проявлена в отложениях подножий и периферии экструзивно-эксплозивных вулканов и слабее всего — эффузивных и эффузивно-эксплозивных.

Ниже на конкретных примерах мы рассмотрим основные черты вещественного состава этих отложений у отмеченных типов вулканов.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ БАЗАЛЬНОГО ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОГО

Преобладающая часть исходных пород у вулкана Ключевского (см. гл. I) образуется при извержениях вулканского, в меньшей мере вулканско-стромболианского и стромболианского типов. Они представлены в основном отложениями раскаленных лавин, тефрой: бомбами, лапиллями, пеплом, а также глыбовыми лавами.

Уже во время извержений и вскоре после них значительная часть свежей вулканокластики выносится со склонов постройки мощными лахаровыми потоками и сгружается у ее подножия, отчасти достигая и периферии. В дальнейшем процессами склонового смыва и временными водотоками обломочный материал постепенно переотлагается, сортируется, окатывается и отлагается еще дальше, у основания подножия и по периферии вулкана. Часть его достигает р. Камчатки. Здесь он смешивается с терригенным и вулканотерригенным материалом и затем частично выносится в Камчатский залив.

Лахаровые накопления, слагающие основную часть отложений подножий, как отмечалось выше, формируются преимущественно во время извержений за счет переотложения со склонов вулкана материала раскаленных лавин и тефры. Этим и обусловлено большое сходство их состава. Реже такие лахары захватывают материал более древних вулканогенных, лахаровых и ледниковых накоплений, а в долинах рек — и отложений последних. В отличие от отложений раскаленных лавин лахаровые накопления менее грубые. В них из-за интенсивного измельчения содержание обломков древесной и более крупной размерности снижается от 90—95% до 60—40% и менее.

Грубообломочный материал лахаровых отложений состоит в основном из округленных, оглаженных либо угловатых глыб, валунов, щебня плотных или умеренно пористых лав. У некоторых из них (до 10–30%) имеются фрагменты затертой поверхностной шлаковой скульптуры, иногда с поверхностью “хлебной корки”. Нередко лава в разной степени окислена и имеет буроватый, бурый, иногда даже буро-красный цвет. Микроскопически эти обломки представлены непрозрачной, полупрозрачной основной массой с кристаллитовой, микронолитовой, мелко-, реже крупномикронолитовой основной массой и вкрапленниками (до 30–50%) плагиоклазов, реже пироксенов, оливина и рудного минерала. Такие текстуры, структуры основной массы свойственны средним и крупным вулканическим бомбам, а также шлаково-глыбовой лаве верхних и нижних частей лавовых потоков. В лахаровых отложениях обломки этих двух типов пород выделить в большинстве случаев не удается.

Гравийные фракции этих отложений состоят из дресвы таких же лав и значительного количества оглаженных комковатых фрагментов шлаков. Содержание этих фрагментов возрастает при переходе к более мелким частицам. Основная их часть по своему облику и микроструктуре сильно пористая (непрозрачная, полупрозрачная основная масса с кристаллитовой, микронолитовой структурой), сходна с лапиллями, шлаками вулканических извержений. Наряду с черными фрагментами присутствует переменное количество частиц, в разной степени окисленных с поверхности. Нередко окисная пленка у них стерта, оббита, и под ней обнажается их внутренняя неокисленная часть.

Песчаный и более тонкий материал состоит из: 1) угловатых комковатых частиц непрозрачных шлаков и осколков перегородок между их газовыми порами (30–70%); 2) угловатых обломков кристаллов: плагиоклазов, пироксенов, оливина (от первых процентов в грубопесчаных до 60–70% и более – в мелкоалевритовых фракциях); 3) угловатых обломков плотных лав и их основной массы с микронолитовой структурой (от 1–5 до 20–25%); 4) остроугольных частиц пористого прозрачного стекла с обильными микронолитами (от 0 до 15–20%). Сравнение показывает, что по составу, морфологии частиц этот материал сходен с пеплами извержений вулканического типа.

Во многих мощных горизонтах лахаровых накоплений наблюдаются существенные постепенные изменения содержания основных компонентов по простираению и разрезу. Например, в верхнем лахаровом горизонте у кратеров Перрея и Горшок (рис. 15, макроцикл, III, точки 10, 13) происходят колебания от темно-серых, черных накоплений, в которых основными компонентами являются свежие обломки лав, а в мелкозерме – и шлаков, кристаллов, прозрачного стекла, до разностей, состоящих преимущественно из резургентного материала. Последние имеют бурый, красно-бурый цвет и состоят почти исключительно из обломков в разной степени окисленных лав, шлаков, кристаллов (табл. XVII, 1–3).

Подобная неоднородность состава в мощных горизонтах лахаровых накоплений в значительной мере отражает особенности динамики пароксизмальных извержений, с которыми связано их образование (см. гл. III). В одних случаях переотлагаются резургентные продукты эксплозивного разрушения вершины вулкана, а в других – в основном ювенильная пирокластика. Рассмотрим эти изменения состава лахаровых отложений снизу вверх по разрезу подножия вулкана.

Отложения макроцикла I имеют обычно бурый и красно-бурый цвет, так как состоят в основном из резургентной вулканокластики, что указывает на мощную взрывную деятельность во время их накопления. Например, в разрезе у кратера Перрея в мелкозерме лахаровых отложений до 20% частиц полностью окислено и до 70–90% – частично. В макроцикле II отложения имеют более пестрый состав. Цвет их буровато-серый, бурый, темно-серый. В разрезе у кратера Перрея содержание в них в разной степени окисленных обломков колеблется от 10 до 40%. В бортах долины р. Каменистой наблюдается чередование бурых, красно-бурых горизонтов лахаровых отложений, состоящих на 30–70% из резургентного материала, несущего следы окисления, и темно-серых лахаровых брекчий, состоящих полностью (либо преимущественно) из ювенильной пирокластики: обломков пористых тахилитовых шлаков (50–60%), прозрачного стекла (до 20–30%) и минералов (20–30%).

Отложения макроцикла III имеют темно-серый, реже буровато-серый цвет и состоят в основном из свежих обломков лав, шлаков с примесью прозрачных стекол в мелкозернистом заполнителе (5–10%) и частиц окисленных пород (от нескольких до 10%). Близкий состав имеют также отложения макроцикла IV.

В целом при переходе к более молодым отложениям в них уменьшается содержание резургентных обломков окисленных пород. Это указывает на некоторое ослабление силы пароксизмальных взрывных извержений и на преобладание тенденций наращивания вулканической постройки.

В отличие от рассмотренных накоплений отложения лахаров, возникающих во время дождей, залегают лишь во врезках, в пределах долин временных водотоков и вершинных частей их конусов выноса. Они состоят обычно из смеси неокатанных обломков, захваченных из бортов долин, и значительной примеси (до 30%) в разной степени окатанного, оглаженного материала, заимствованного из подстилающих аллювиально-пролювиальных накоплений.

Ледниковые отложения распространены лишь в верхних частях подножий и на склонах вулкана. Они образуются за счет переотложения, дробления и истирания ледником разнообразной вулканокластики, лав, захваченных им из бортов и ложа, а также пирокластики, выпадающей на его поверхность во время извержений и затем захороняемой в толще льда. Поэтому по составу они весьма сходны с лахаровыми отложениями. Самый грубый материал представлен обломками лав. В виде примеси присутствуют фрагменты шлаков. При этом их содержание растёт при переходе к более тонким фракциям. Последние состоят в основном из частиц пористых непрозрачных, полупрозрачных шлаков, обломков минералов и реже — частиц прозрачного стекла, окисленных шлаков (табл. XVII, 4–6). Нередко отдельные горизонты, пятна, линзы, чешуи существенно различаются по составу и в первую очередь по соотношению окисленных, резургентных и ювенильных компонентов. Это выражается и в окраске пород — от черных до красно-бурых. Кроме того, в виде отдельных прослоев, линз иногда присутствует стекловатый ювенильный материал, характерный для извержений стромболианского, вулкано-стромболианского типов.

Делювиально-пролювиальные осадки мелких водотоков, дренирующих открытые пространства подножий, распространены в западинах, на выположенных участках вблизи границы растительности. Выделяются следующие их основные разности, которые образуются при переотложении склоновым смывом: свежих лахаровых отложений, пирокластики боковых прорывов вблизи шлаковых конусов, вулканических пеплов (вулканы Ключевской, Безымянный и др.), а также смешанные типы.

Осадки, образующиеся при перемыве лахаровых накоплений, полностью отражают их состав. Это можно видеть в многочисленных разрезах подножия. В юго-западном секторе подножия вулкана такие осадки в настоящее время активно формируются на поверхности лахаровых накоплений последнего макроцикла (IV). Грубые их фракции представлены щебнем, дресвой лав и комковатыми фрагментами непрозрачных шлаков, часть из которых окислена. При переходе к более тонким фракциям последние преобладают (40–70%), растёт также содержание обломков кристаллов (до 60%), частиц прозрачного стекла (0–20%). Слабая сортировка осадков не изменяет соотношения основных компонентов по сравнению с нижележащими лахаровыми накоплениями.

Делювий вблизи шлаковых конусов боковых прорывов, например у кратера Билюкай (1938), сложен в основном переотложенной стекловатой тефрой без заметных следов обработки.

На юго-восточных подножиях вулкана Ключевского сейчас активно формируются светло-серые делювиально-пролювиальные осадки, образующиеся за счет перемыва больших масс пеплов вулкана Безымянного. Они состоят из угловатых обломков плотных, реже пористых, хорошо раскристаллизованных андезитов, их основной массы и обломков плагиоклазов, пироксенов, реже рудных и роговой обманки. Лишь в виде примесей присутствует переменное количество обломков базальтовых шлаков, лав, стекла.

Вещественный состав отложений временных водотоков (аллювия и пролювия) формируется в основном за счет размыва рыхлых отложений раскаленных лавин, тефры и лахаровых, ледниковых накоплений. В качестве примера рассмотрим состав осадков рек Апахончич и Киргурич. Долины этих рек пролегают в местах широкого распространения пирокластики, лав и лахаровых накоплений недавних извержений (макроцикл IV). Они еще не успели глубоко врезаться. Поэтому их осадки формируются прежде всего за счет перемыва вулканокластики макроцикла IV. Наблюдения показывают, что лавовые потоки разрушаются ими очень слабо, прежде всего шлаково-глыбовые

Таблица 8

**Минеральный состав осадков временных водотоков у подножия базальтового
эффузивно-эксплозивного вулкана Ключевского (фракция 0,25–0,1 мм), %**

№ п/п	Номер образца	Легкая фракция					Содержание тяжелой фракции	Тяжелая фракция				
		Лавы, шлаки		Стекла		Плагиоклаз		Моноклинный пироксен	Ромбический пироксен	Оливин	Роговая обманка	Обломки лав, шлаков
		свежие	окисленные	свежие	окисленные							
1	761	55,2	13,4	4,6	2,2	24,6	15,3	25,6	3,2	8,2	—	63,0
2	79118	48,4	12,1	17,4	1,9	20,2	22,2	18,5	7,9	7,2	0,7	65,7
3	7639	51,8	11,3	15,0	1,9	20,0	23,0	19,5	2,9	12,6	—	65,0
4	79188	50,2	15,4	11,2	2,1	21,1	27,1	25,6	2,9	9,4	0,5	61,6
5	7641	51,5	12,7	13,1	2,5	20,2	26,3	24,8	2,3	10,1	0,5	62,3
6	7640	46,2	8,6	18,8	4,2	22,2	14,3	24,7	2,5	10,6	—	62,2
7	7655	56,7	21,9	3,9	1,9	15,6	21,4	14,4	3,2	16,0	—	66,4
8	7642	58,6	8,8	16,7	0,9	15,0	14,1	22,7	6,7	13,4	—	57,2
9	7660	56,3	4,8	20,8	1,4	16,7	21,2	26,7	6,7	16,6	0,6	49,4
10	7911	49,5	10,7	15,7	1,4	22,7	34,7	25,0	9,5	17,9	0,6	47,0
11	79287	53,2	8,1	19,4	1,5	17,8	27,8	30,8	5,5	4,5	—	59,2
12	7662	49,7	9,4	25,2	1,8	13,9	14,9	26,7	7,8	16,1	0,4	49,0
13	7663	52,4	7,5	21,2	2,1	16,8	19,0	25,3	8,0	16,7	0,7	49,3
14	7912	53,0	9,7	17,1	0,4	19,8	30,3	25,6	7,8	15,5	0,9	50,2

Примечание. 1 — 6 — осадки в долине р. Апахончич; 1,2 — несортированный песок с дресвой и гравием — осадок грязевого лахара, 3 — русловой гравийный песок, 4–5 — песок на прирусловой отмели, 6 — алевропелитовый наилок в русле; 7–10 — осадки в долине р. Киргурич: 7 — галечник, 8 — гравийный песок в русле, 9, 10 — песок на прирусловой отмели; 9 — крупнозернистый, 10 — мелкозернистый; 11–14 — осадки конуса выноса р. Киргурич: 11 — осадки грязевого лахара, 12–14 — осадки распластывающихся водотоков — песок: 12 — гравийный, 13 — среднезернистый, 14 — мелкозернистый.

образования их верхних, либо боковых и фронтальных частей. В монолитных лавах реки проточили узкие извилистые русла глубиной не более 1–1,5 м, а у их краёв образуются водопады.

В процессе транспортировки подхваченный потоком пирокластический материал постепенно сортируется по крупности, удельному весу и соответственно по вещественному составу и окатывается. В связи с существенно различной прочностью пород и длительностью переноса материала в осадках всегда присутствуют в разной степени окатанные и угловатые (принесенные лахаром либо вымытые из соседних разрезов лахаровых накоплений) обломки. Например, в вершинных частях конусов выноса крупные гальки, валуны обычно окатаны. Мелкие гальки окатаны (20–30%), полуокатаны (40–50%), угловаты со сглаженными гранями и углами (20–30%) и угловаты (щебень, 5–10%). В гравии содержание таких компонентов равно 5–10, 20–30, 45–50 и 25–35% соответственно. Наиболее хорошо окатаны, полуокатаны фрагменты пористых шлаков. Песчаные частицы (табл. XVIII, 1, 2) угловатые. У них лишь обколоты наиболее острые грани и углы. Алевритовые частицы (табл. XVIII, 3–5) угловатые, остроугольные. Как и в вулканических пеплах они не имеют заметных следов обработки.

По сравнению с пирокластическими, лахаровыми отложениями осадки временных водотоков более смешанные, усредненные по составу. Как и в первых в них крупногалечный, валунный материал представлен фрагментами плотных, умеренно пористых лав. При переходе к более тонким фракциям появляются в разной степени окатанные фрагменты свежих и частично окисленных шлаков (от 5–10% в мелко-, среднегалечных до 70–80 — в крупнопесчаных). Песчаные и более тонкие фракции и осадки состоят в основном из обломков таких шлаков, кристаллов и примеси частиц прозрачного стекла, обычно содержащего обильные микронолиты.

Сравнение показывает, что по мере улучшения сортировки осадка происходит закономерное изменение распределения основных компонентов по фракциям (табл. 8). При переходе от несортированных отложений лахаров к сортированным русловым осадкам долин временных водотоков в одних и тех же фракциях несколько возрастает содержание более плотных компонентов, в том числе тяжелой фракции, и уменьшается — более легких пористых шлаковых, стекловатых фрагментов. Например, во фракции 0,25–0,1 мм из русловых осадков р. Апахончич в легкой фракции присутствуют обломки шлаков, лав: свежих (51,8%), окисленных (11,2%), прозрачного стекла (15%), плагиоклазов (20%) и окисленного стекла (1,9%). В тяжелой фракции присутствуют обломки пироксенов (22,3%), оливина (12,6%) и обильные частицы непрозрачных шлаков с включенными в них тяжелыми минералами (65%).

При переходе к лучше сортированным песчано-гравийным, песчаным осадкам прирусловой отмели несколько увеличивается содержание минералов тяжелой фракции (23–27,1%) и уменьшается — частиц прозрачного стекла (11,2–13,4%).

При спаде паводка иссякающий водоток переносит и отлагает в основном лишь тонкозернистые взвешенные наносы. Из крупных частиц сюда попадают лишь наиболее легкие пористые фрагменты шлаков, прозрачного стекла. Поэтому в таких осадках в русле р. Апахончич в тех же фракциях значительно ниже содержание тяжелой фракции (14,3%), представленной в основном обломками шлаков, и выше — частиц прозрачного стекла (23%) в легкой фракции.

Та же самая тенденция, но гораздо ярче проявляется в пределах конусов выноса, например р. Киргурич (рис. 22). Здесь при переходе от слабосортированных гравийно-галечных осадков русел и дробящихся водотоков в вершинной части конуса к сортированным песчаным и алевритовым осадкам расплывающихся водотоков в средней части конуса возрастает содержание тяжелых минералов (в средне- и мелкозернистых песках их содержание максимально во фракции 0,25–0,1 мм, а в крупнозернистых алевритах — во фракции 0,1–0,05 мм). Содержание же частиц легких пористых шлаков и прозрачного стекла снижается. При движении по фациальному профилю дальше к периферии конуса выноса, к алевропелитовым осадкам иссякающих водотоков содержание тяжелых минералов в тех же фракциях начинает быстро падать, поскольку в тонкозернистые осадки из крупноалевопелитовых и особенно песчаных частиц попадают лишь наиболее легкие, состоящие из пористых шлаков и стекол.

В целом дифференциация по крупности приводит к тому, что у подножия вулкана в отложениях преобладает грубообломочный материал, состоящий из обломков лав, 5. Зак. 638

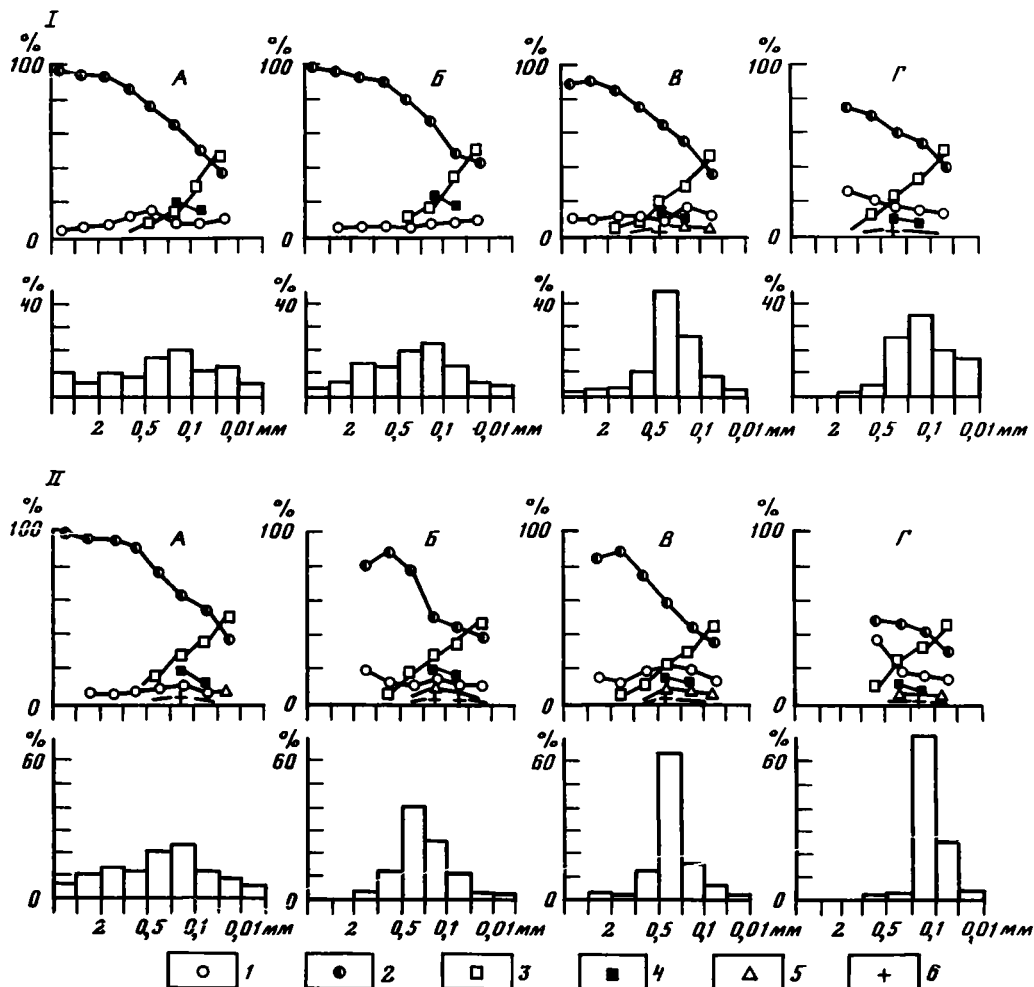


Рис. 22. Гранулометрический состав и распределение основных компонентов по фракциям в современных осадках р. Киргурич (подножие и периферия базальтового вулкана Ключевского)

I — осадки в низовьях долины р. Киргурич; II — осадки конуса выноса р. Киргурич
1 — частицы прозрачного стекла; 2 — обломки лав и шлаков; 3 — плагиоклазы; 4—6 — тяжелая фракция в целом (4), в том числе пироксены (5) и оливины (6). Отложения: А — лахара, Б — дробящегося русла, В — распластывающегося водотока, Г — иссякающего водотока

а к периферии выносятся мелкозернистый, образующийся при измельчении непрочной пористой лавокластике, шлаковых бомб, лапиллей и пеплов. При переносе этого мелкозернистого материала также происходит их заметная сортировка. Однако вследствие близости химического состава компонентов разных типов: лито-, витро- и кристаллокластике и небольшого содержания кристаллической фазы, она, как и при золовой дифференциации базальтовой тefры, не приводит к существенным различиям химического состава осадка. Колебания в содержании элементов часто не выходят за пределы ошибок анализа (табл. 9). Намечается слабое уменьшение содержания в алевропелитовом наилке Mg и Fe за счет снижения содержания в нем темноцветных минералов.

Приведенные данные показывают, что отложения макроцикла IV в целом достаточно близки по составу, поскольку формировались в основном за счет переотложения свежей вулканокластике. У восточного подножия вулкана поступление столь больших масс свежего материала в это время не происходило. Здесь долины временных водотоков углубились до гораздо более древних отложений макроциклов I и II, от-

**Химические анализы современных осадков в руслах временных водотоков
у подножия базальтового вулкана Ключевского, вес. %**

Окисел	р. Каменистая			р. Киргурич		
	Мелкий гравий	Мелкозер- нистый песок	Алевропе- литовый наилот	Мелкий гравий	Мелкозер- нистый песок	Алевропе- литовый наилот
SiO ₂	51,37	49,46	48,07	52,62	53,87	51,29
TiO ₂	1,07	1,08	1,07	1,00	1,03	0,91
Al ₂ O ₃	18,85	17,70	19,66	15,38	16,56	18,39
Fe ₂ O ₃ (общ.)	9,36	9,39	9,03	8,91	9,59	7,70
MnO	0,15	0,17	0,12	0,15	0,16	0,12
MgO	4,54	4,51	3,24	6,05	6,73	3,36
CaO	9,49	8,97	9,28	8,21	8,27	9,08
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,26	0,24	0,26	0,30
Na ₂ O	3,26	3,14	2,86	3,32	3,59	3,16
K ₂ O	0,66	0,65	0,54	0,75	0,93	0,67
Сумма	98,98	95,31	94,13	96,63	100,99	94,98

Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе — ЖУ-48.

личающихся обилием в их составе окисленной вулканокластки. Поэтому в руслах водотоков (по сравнению с отложениями их высоких террас) накапливаются осадки, в значительной мере состоящие из окисленной вулканокластки. В связи с этим они имеют буровато-серый и бурый цвет (см. табл. 8).

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОГО**

Проведенное исследование показало, что рыхлые отложения подножий и периферии вулкана сложены лишь свежим и в разной степени окисленным материалом, не испытавшим еще сколько-нибудь существенных вторичных изменений. Это наглядно видно на приведенных выше фотографиях обломков из отложений разного генезиса (табл. XVII, XVIII).

Пирокластика сравнительно недавних извержений не имеет даже следов вторичных изменений. В более древних отложениях обнаружены следы начальных преобразований. Интенсивность их тем выше, чем больше возраст отложений. Необходимо отметить, что эти изменения обусловлены деятельностью просачивающихся поверхностных вод. Уровень подземных вод находится ниже тальвегов временных водотоков, и их выходы у подножия вулкана не обнаружены. Разгрузка подземных вод происходит лишь по периферии, у долины р. Камчатки.

В наиболее древних отложениях макроцикла I оптически обнаруживается слабая палагонитизация прозрачного стекла. Толщина каемок палагонита 0,01—0,03 мм. Кроме того, на обломках и в промежутках между ними наблюдаются редкие мелкие (до 0,06 мм) сгустки белого, на просвет буроватого глинистого изотропного вещества ($n = 1,580 \div 1,590$). Можно полагать, что на некотором уровне оно стало формироваться одновременно с продолжающейся палагонитизацией. ИК-спектры пелитовой фракции указывают на наличие небольших количеств слабо связанной воды (рис. 23, д, е). Слабая полоска поглощения в области 1650—1670 см⁻¹ соответствует ее деформационным колебаниям, а небольшой прогиб в области 3420—3490 см⁻¹ отвечает ее валентным колебаниям. Слабый рефлекс 1470—1480 см⁻¹ соответствует деформационным колебаниям гидроксила [Плюснина, 1977]. На кривой нагревания обнаруживается два эндозффекта при температурах 170 и 740°C. Первый из них указывает на потерю молекулярной воды, а второй — конституционной (из смектита?). Общая потеря веса достигает 4% (рис. 24, е).

При переходе к более молодым отложениям макроциклов II и III в том же разрезе

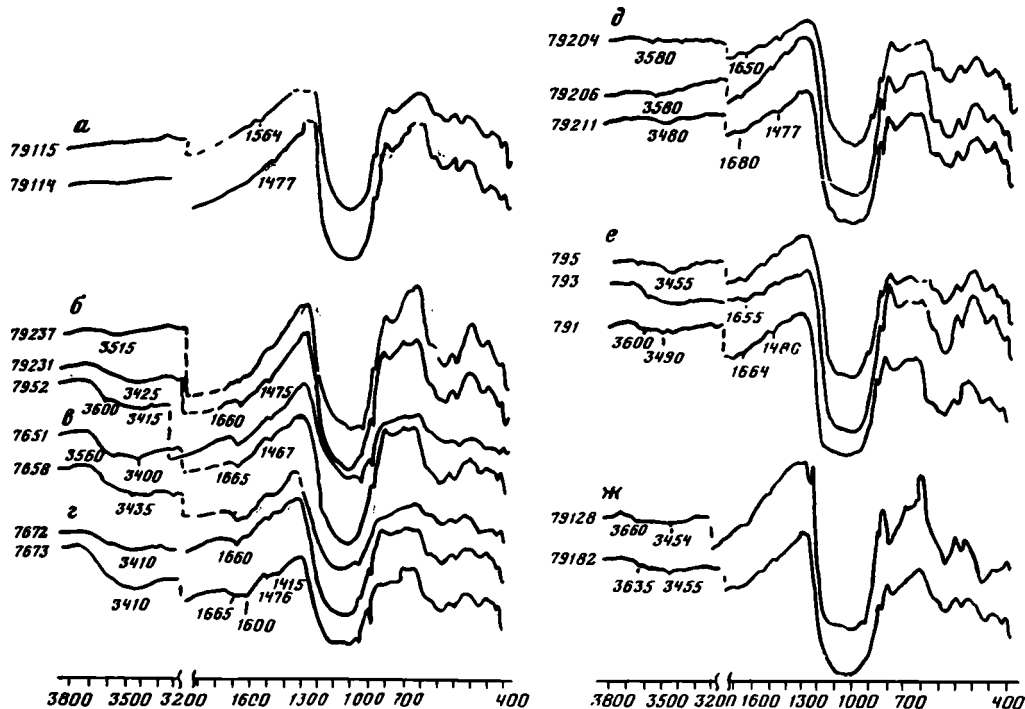


Рис. 23. ИК-спектрограммы фракции менее 0,01 мм из отложений подножия и периферии вулкана Ключевского

а — свежие пеплы извержения прорыва Билукай (1938 г.); б—г — базальтовые пеплы из почвенно-пирокластического чехла между маркирующими слоями пеплов вулкана Шивелуч Ш₂ и Ш₃; б — у восточного подножия вулкана, в — у основания северо-восточного подножия вулкана, г — у г. Ключи; д—ж — мелкозем из отложений подножия вулкана Ключевского: д, е — из лахаровых отложений I макроцикла у кратера Перрея (д), в долине р. Киргурич (е), ж — современный наилкок в руслах рек Алахончи и Голубельная. Снято Т.В. Долматовым

у кратера Перрея выделения изотропного глинистого вещества исчезают, каемки палагонита в частицах прозрачного стекла становятся очень тонкими (до 0,01 мм). На ИК-спектрах полосы поглощения воды очень слабые (см. рис. 23, д). При нагревании обнаруживается эндозэффект при 130°C. Потеря веса из пелитовой фракции 1,5–2%.

Сходная картина наблюдается в близких по возрасту пеплах из почвенно-пирокластического чехла (ППЧ) у кратера Карпинского (рис. 23, б, 24, а, б), на абсолютной высоте около 900 м над уровнем моря. Гипсометрически ниже (около 200 м над уровнем моря) в одновозрастных чехлах палагонитизация стекла проявлена сильнее. На ИК-спектрах присутствуют более четкие полосы поглощения, соответствующие молекулярной воде (1660–1665 и 3400–3415 см⁻¹) и гидроксильной группе OH⁻¹ (1465 и 3560–3600 см⁻¹) (рис. 23, в). При нагревании (рис. 24, в, г) фиксируется эндозэффект при 130°C, соответствующий удалению молекулярной воды. Общая потеря веса при нагревании до 1000°C достигла 20%. Она связана с высвобождением воды и удалением органического вещества.

В современном наилке рек, дренирующих подножие вулкана, наряду с резко преобладающими обломками неизмененных шлаков, лав и стекол присутствуют частицы с каемками палагонита, встречаются очень редкие мелкие сгустки белесого изотропного глинистого минерала ($n = 1,580 \div 1,590$). ИК-спектры и кривые нагревания (рис. 23, ж, 24, ж, з) указывают на присутствие в пелитовой фракции небольшого количества слабосвязанной воды (до 2–3%). Во всех случаях в пелитовой фракции рентгеновским анализом установлено наличие аморфной фазы и плагиоклазов (рис. 25, 1–4). Лишь в осадках у подножия потухшего вулкана Камень присутствуют следы смектита (рис. 25, 5).

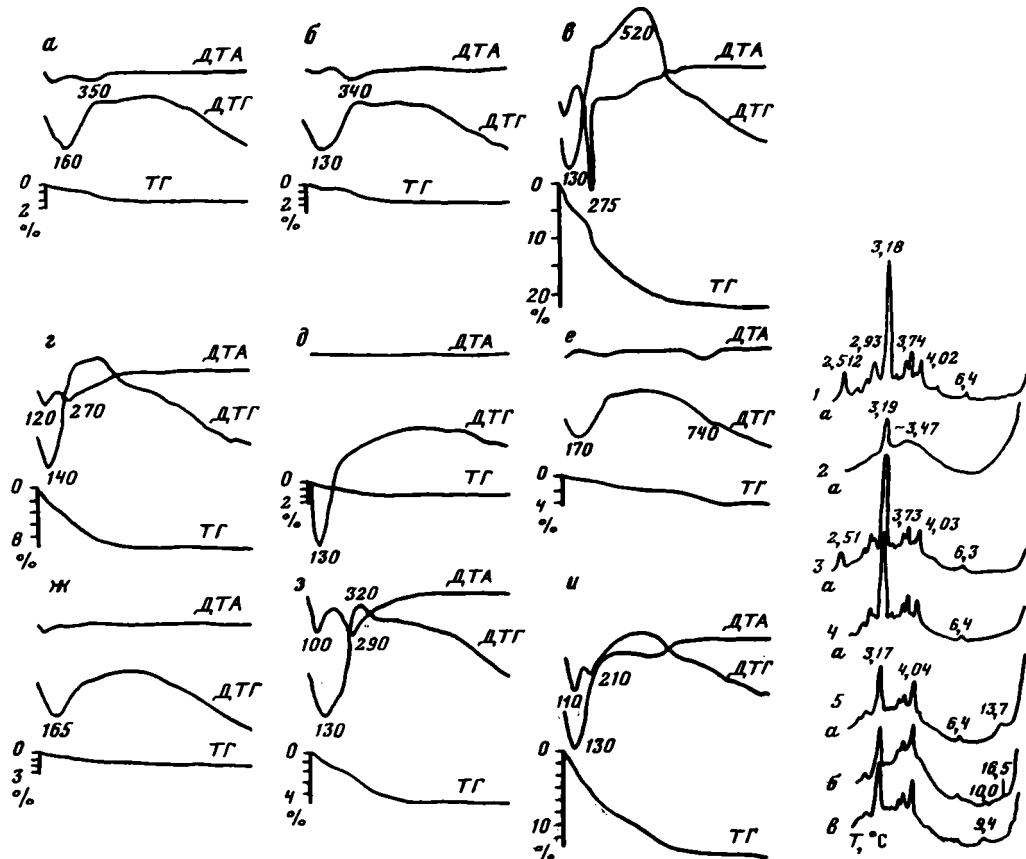


Рис. 24. Кривые нагревания фракций менее 0,01 мм из отложений подножия вулкана Ключевского (а-з) и аллювия р. Камчатки (и)

а-з — пеплы из почвенно-пирокластического чехла: а, б — у восточного подножия вулкана, у кратера Карпинского, между пеплами Ш₂ и Ш₃; а, з — у основания северо-восточного подножия; д, е — из лахаровых отложений у восточного подножия вулкана, у кратера Перрея; ж, з — современный наилот в русле р. Апахончич. ДТА — дифференциальная кривая нагревания; ДТГ — дифференциальная кривая потери веса; ТГ — кривая потери веса. Снято Т.В. Долматовым. Цифры у кривых — температура минимумов, °С

Рис. 25. Рентгенограммы фракции менее 0,001 мм из отложений подножия вулканов Ключевского (1-4) и Камня (5)

Пеплы из почвенно-пирокластического чехла: 1, 2 — у восточного подножия вулкана, у кратера Карпинского, между слоями пеплов Ш₂ и Ш₃; 3, 4 — из лахаровых отложений: 3 — у восточного подножия у кратера Перрея, 4 — у основания северо-восточного подножия, долина р. Киргурич; 5 — наилот в русле р. Голубельной. Образцы: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550°С

Более древние отложения, обнажающиеся по периферии вулканов Ключевской группы, изменены сильнее. В почвенно-пирокластическом чехле у г. Ключи прослеживается ряд от свежих базальтовых пеплов в верхней части разреза до сильно палагонитизированных (50–100% объема песчаных частиц и лапиллей) на глубине 1,5–2 м и более, между пеплами Шивелуча Ш₅ и Ш₆ (2500 и 6700–7000 лет соответственно) [Диков, 1974] и ниже. На ИК-спектрах это выражается в наличии полос поглощения молекулярной воды и гидроксила (рис. 23, 2). По нашему мнению, столь сильное изменение вулканического стекла в почвенно-пирокластическом чехле в значительной степени обусловлено почвенным процессом. Особенно наглядно его роль выявляется при изучении разрезов, в которых происходит переслаивание почвенно-пирокластических слоев в пролювии (см. рис. 9). Здесь гидратация частиц базальтового стекла проявлена

заметно слабее в алевритовых и алевропелитовых пролювиальных осадках, чем в заключенных в эти осадки погребенных почвенно-пирокластических чехлах (со слоями пеплов Шивелуча Ш₃, Ш₄ и Ш₅ соответственно). На важную роль почвенного процесса в преобразовании вулканических стекол указывал И.А. Соколов [1973], изучавший почвы Камчатки.

В верхнеплейстоценовых лахаровых и пролювиальных отложениях, обнажающихся в 5 км ниже пос. Козыревск, в обломках прозрачного базальтового стекла имеются четкие каемки палагонита (до 0,1–0,2 мм), а также тончайшая пленочная, точечная опаловая цементация. В песчаных и гравийно-галечных осадках часто наблюдаются корочки, почковидные натеки опала (у пос. Козыревск).

Для ледниковых и водно-ледниковых отложений (Q₃) в долине р. Пахчи также характерна слабая гидратация частиц стекла, а в хорошо проницаемых песчано-гравийных разностях встречаются пленочные, почковидные выделения буроватого изотропного либо слабо двупреломляющего глинистого вещества (сметита) с $n = 1,580 \div 1,590$ и реже — опала, пелитоморфного, мелкозернистого кальцита.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЙ АНДЕЗИТОВЫХ ЭКСТРУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ ВУЛКАНОВ

Вещественный состав отложений подножий вулканов этого типа рассмотрим на примере вулканов Безымянный, Шивелуч, Кизимен. Он формируется за счет переотложения лахарами и временными водотоками пирокластике отложений направленных взрывов, пирокластических потоков, раскаленных лавин и тефры. Так же как и в предыдущем случае, лахары лишь переотлагают и измельчают этот материал, а водотоки, кроме того, окатывают его (особенно легко непрочную пемзу) и сортируют по крупности и удельному весу. Однако здесь такая сортировка, как и в пеплах, приводит к существенным изменениям состава осадков.

Отложения подножия вулкана Безымянного. Пирокластические накопления его пароксизмального извержения 30 марта 1956 г. и продукты их переотложения образуют один элементарный цикл (см. гл. III). В отношении состава последних действует та же закономерность, которая была отмечена выше для отложений подножия вулкана Ключевского. Лахаровые, делювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения, которые накапливались здесь во время и вскоре после этого извержения, состоят почти исключительно из переотложенной светлой андезитовой пирокластики. В дальнейшем, по мере смыва выпавшей тефры и углубления долин водотоков, в составе формирующихся отложений быстро увеличивается примесь темной базальтовой вулканокластики, вымытой из более древних накоплений.

Таблица 10

Минеральный состав осадков временных водотоков в области распространения отложений направленного взрыва вулкана Безымянного (1956 г.), фракция 0,25–0,1 мм, %

№ п/п	Номер образца	Легкая фракция					Плаггиоклазы
		Андезитовые		Базальтовые			
		Обломки лав	Стекло	Обломки лав, шлаков	Стекло		
1	79160	61,7	—	—	—	38,3	
2	7623	79,9	0,6	2,4	—	17,1	
3	79150	23,4	—	51,6	3,8	21,2	
4	763	46,7	—	23,6	1,9	27,8	
5	766	44,9	—	11,3	1,4	42,4	
6	767	20,6	—	43,1	12,1	24,2	
7	7630	56,1	—	5,6	6,5	31,8	
8	7648	23,1	5,3	33,3	4,0	34,3	

Примечание. 1, 2 — отложения направленного взрыва (1) и отложения пирокластического потока (2) в борту долины р. Сухой Хапицы; 3 — песок из русла р. Сухой Хапицы; 4–6 — отложе-

Например, в долине р. Сухой Хапицы, в области распространения отложений агломератового потока, лахаровые накопления состоят из продуктов их размыва. Они представлены угловатыми обломками светло-серых, пористых, хорошо раскристаллизованных пироксен-роговообманковых андезитов, реже — обломками более плотных серых, темно-серых, буроватых андезитов, еще реже — андезито-базальтов. Мелкозернистый заполнитель отложений представлен обломками основной массы этих же лав, а также обломков, реже — идиоморфных зерен плагиоклазов, роговой обманки, гиперстена, авгита, магнетита (табл. 10).

Лахаровые отложения, распространенные севернее, у кратеров Карпинского, Юбилейного, формировались за счет переотложения лишь мелкообломочной тефры направленного взрыва и разнообразной базальтовой вулканокластики, захваченной из подстилающих пород. Поэтому, во-первых, мелкозернистые фракции их представлены обломками плотных и умеренно пористых андезитов и свойственных им минералов: плагиоклазов, гиперстена, авгита, магнетита, и редко — роговой обманки. Во-вторых, здесь присутствует значительная, весьма изменчивая по простиранию примесь базальтового материала: обломков лав, шлаков, а в мелкоземке также плагиоклазов, оливина, пироксенов с фрагментами непрозрачной основной массы и коричневого стекла (от 5—10 до 50% и более). В отдельных случаях, например в долине р. Апахончич, маломощные пачки этих накоплений состоят в основном из него. Пирокластика вулкана Безымянного присутствует лишь в виде примеси, чем обуславливает их более светлый, серый цвет.

Делювиально-пролювиальные осадки, широко распространенные на подножиях, покрытых пирокластическими и лахаровыми накоплениями грандиозного извержения Безымянного, также наследуют их состав. В отличие от них у временных водотоков — рек Сухой Хапицы, Голубельной и других, лишь отложения верхних террас, формировавшихся вскоре после извержения, состоят в основном из свежей андезитовой вулканокластики. При переходе к низким террасам в отложениях начинает преобладать базальтовый материал, вымытый из более древних накоплений.

Отложения подножия и периферии вулкана Шивелуч. В них, как и в ювенильных пеплах этого вулкана, весьма сильно проявлена дифференциация по составу, что обусловлено особенностями исходной породы (см. гл. I). Пироксен-роговообманковые андезиты и их пемзы состоят из значительного количества вкрапленников и стекловатой, в разной степени пористой основной массы ($n = 1,500-1,512$, что соответствует дациту). При переотложении непрочная порода легко измельчается. Освободившиеся минералы и фрагменты стекла, особенно пористые, сильно различаются по удельному весу и поэтому, как и при золотой дифференциации, легко сортируются

Содержание тяжелой фракции	Тяжелая фракция				
	Оливин	Пироксены	Роговая обманка	Рудные	Обломки лав, шлаков
21,5	—	48,7	6,0	10,7	34,6
20,0	1,7	39,0	11,9	15,2	32,2
27,2	14,3	40,2	1,5	7,4	36,0
19,1	1,9	38,1	3,1	17,5	39,4
20,0	0,8	33,1	6,0	22,5	37,6
43,3	0,6	40,0	2,9	30,2	26,3
20,8	—	39,4	21,2	11,3	28,1
13,6	2,6	60,0	9,6	13,0	14,8

ния грязевого лахара (4, 5) и песок из русла ручья (6) у кратера Юбилейного; 7, 8 — песок (7) и алевропелитовый наилок (8) из русла ручья у кратера Карпинского.

**Минеральный состав осадков временных водотоков у подножия и на периферии
андезитового экструзивно-эксплозивного вулкана Шивелуч (фракция 0,25–0,1 мм), %**

Место взятия образца	Осадок	Номер образца	Легкая фракция			Общее содержание тяжелой фракции	Тяжелая фракция			
			Обломки лав	Обломки стекол	Плагиио-клазы		Пироксены	Роговая обманка	Рудные	Обломки лав
Русло р. Кебеку, верховье	Гравийный песок	7807	24,3	7,7	68,0	41,4	18,4	60,4	17,2	4,0
	Песок	7805	27,2	5,0	67,8	26,2	7,4	72,0	11,8	8,8
Русло р. Кебеку, низовье	Гравийный песок	782	35,0	3,5	61,5	36,2	10,4	62,5	25,0	2,1
		784	29,4	7,7	62,9	32,1	11,7	60,8	21,6	5,9
		786	30,9	6,7	62,4	34,1	11,2	59,5	25,9	3,4
	Песок	783	25,6	7,9	66,5	35,1	12,5	59,5	25,0	3,0
		785	25,5	44,6	29,9	19,7	14,1	69,4	11,2	5,3
р. Ильпинец	Алевропелит	7818	36,1	6,5	57,4	29,9	14,3	60,0	18,0	7,7
	Песок в русле									
Конус выноса Безымянного ручья	Песок	7977	34,9	2,4	62,7	18,5	7,5	68,1	15,9	8,5
	Алевролит	7978	38,6	4,5	56,9	9,4	11,5	64,9	9,4	14,2
	Алевропелит	7976	9,0	84,0	7,0	3,8	14,4	61,6	4,8	19,2

водным потоком на существенно минеральные, более основные и существенно витрокластические, более кислые фракции.

В качестве иллюстрации рассмотрим ряд примеров. У р. Кебеку осадки имеют следующий состав (образцы предоставлены В.В. Пономаревой). Гравий и гальки состоят из полуокатанных, окатанных, реже угловатых обломков плотных, умеренно пористых хорошо раскристаллизованных роговообманковых андезитов: серых, голубовато-серых (60–70%) и розовых, буроватых в разной мере окисленных (до 25–30%), реже присутствуют белые фрагменты пемзовидного андезита (10–15%) и примесь (до 1–2%) черных обломков базальтов и сланцев.

Состав песчаных и более тонких фракций существенно зависит от общей крупности и сортированности осадка. В верховьях реки в гравийно-песчаных осадках прирусловой отмели песчаные фракции состоят в основном из зерен минералов, покрытых рубашкой тонкопористого стекла и их обломков: плагиоклазов, минералов тяжелой фракции (30–40%): роговой обманки, реже магнетита, пироксенов, а также обломков плотных, слабопористых лав (30–35%) и реже светлых пемзовидных частиц (табл. XIX). При переходе к тонким фракциям содержание минералов уменьшается, а частиц основной массы: лав, пемзы, стекла ($n = 1,500 \div 1,512$) — увеличивается, так что в мелкоалевритовых и пелитовых фракциях последние резко преобладают (рис. 26).

Характерно, что содержание тяжелой фракции ниже в плохосортированных осадках (около 30%) и возрастает до 40% — в сортированных. Здесь же, при переходе к тонкозернистым осадкам иссякающих водотоков в одних и тех же фракциях возрастает содержание пемзовидных частиц и уменьшается — плагиоклазов, тяжелой фракции, в в последней — особенно сильно рудных минералов (табл. 11). Это обусловлено тем, что иссякающие водотоки из крупных частиц в состоянии переносить лишь наиболее легкие, в основном пемзовый песок и даже пемзовый гравий. Еще более четко такая дифференциация проявлена в осадках конусов выноса. Примером являются осадки ручья Безымянного (табл. 11).

Такая сильная дифференциация приводит к существенным изменениям химического состава осадков. Песчаные осадки, заметно обогащенные минералами (до 70–75%), имеют более основной, андезито-базальтовый состав, по сравнению с исход-

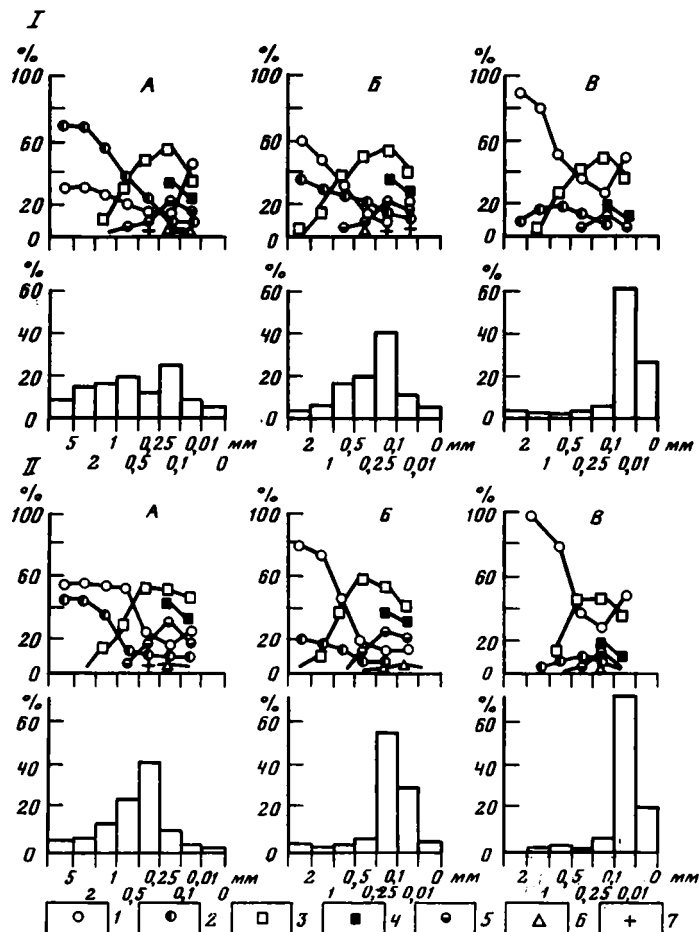


Рис. 26. Гранулометрический состав и распределение основных компонентов по фракциям в осадках временных водотоков у подножия андезитового вулкана Шивелуч в долине р. Кебеку (I) и по его периферии, на конусе выноса ручья Безымянного (II)

Фации: А — гравийно-галечных осадков дробящихся водотоков, Б — алеврито-песчаных осадков расплывающихся водотоков, В — алевропелитовых осадков медленно текущих и иссякающих водотоков. 1 — частицы стекла; 2 — обломки лав; 3 — плагиоклазы; 4 — тяжелая фракция в целом; 5 — роговая обманка; 6 — пироксены; 7 — магнетит

ной андезитовой пирокластикой (табл. 12). Содержание SiO_2 при этом уменьшается от 58–60 до 54,5–56%. Одновременно несколько уменьшается содержание К и возрастает — Al, Fe, Ca и Mg, за счет увеличения относительного количества плагиоклазов и темноцветных минералов.

При переходе к алевритовым и алевропелитовым осадкам иссякающих водотоков их химический состав, наоборот, становится более кислым ($\text{SiO}_2 = 62\text{--}63\%$) за счет уменьшения содержания тех же минералов и резкого увеличения — частиц кислого стекла. Одновременно увеличивается содержание щелочей и уменьшается — Al, Fe, Mn, Mg, Ca. Аналогичный состав имеют осадки ручья Поперечного у подножия вулкана Кизимен (табл. 13).

Такая дифференциация особенно сильно проявлена в андезитовой вулканокластике, выносимой в долину р. Камчатки. Здесь на прирусловой отмели (например, у пос. Камаки) легко образуется из нее слитых тяжелых минералов, среди которых до 50% и более занимают рудные. Одновременно в песках и алевритах возникают прослои и линзы легкого пемзового гравия.

Химические анализы современных осадков в русле и на конусе выноса временных водотоков у подножия андезитового вулкана Шивелуч, вес. %

Окисел	Русло р. Кебеку (юго-восточное подножие)			Конус выноса ручья Безымляного (южное подножие)	
	Гравий	Мелкозернистый песок	Алевропелитовый иллок	Среднезернистый песок	Алевропелитовый иллок
SiO ₂	58,32	56,14	62,27	57,50	62,88
TiO ₂	0,70	0,73	0,57	0,55	0,54
Al ₂ O ₃	14,60	16,53	14,33	18,33	15,01
Fe ₂ O ₃ (общ.)	7,19	8,05	4,87	5,41	4,78
MnO	0,13	0,15	0,06	0,11	0,09
MgO	5,51	5,74	3,07	4,58	3,29
CaO	6,50	7,68	4,54	7,50	5,26
Na ₂ O	4,11	4,19	4,54	4,51	4,24
K ₂ O	1,16	0,77	1,68	0,95	1,46
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,22	0,16	0,22
Сумма	98,43	100,18	96,15	99,34	97,77

Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе — JY-48.

Таблица 13

Химические анализы аллювиальных и озерных осадков у подножия андезитового вулкана Кизимен, вес. %

Окисел	I			II		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,64	53,95	63,81	64,75	56,73	71,66
TiO ₂	0,76	1,34	0,54	0,65	1,00	0,31
Al ₂ O ₃	17,07	16,35	15,93	15,12	17,47	13,42
Fe ₂ O ₃ (общ.)	7,21	12,15	4,29	6,55	9,91	3,24
MnO	0,15	0,21	0,08	0,10	0,18	0,07
MgO	3,70	4,80	1,81	2,14	4,12	0,85
CaO	6,85	7,14	5,01	4,15	7,62	1,49
P ₂ O ₅	0,08	0,16	0,03	0,02	0,09	0,06
Na ₂ O	3,58	3,19	3,40	3,08	3,28	2,79
K ₂ O	1,13	0,77	1,51	1,62	0,79	2,57
П.п.п.	0,62	0,90	3,51	2,62	0,40	4,13
Сумма	100,90	101,07	100,05	100,91	101,69	100,78

I — аллювий ручья Поперечного: 1 — русловый гравий, 2 — русловый песок, 3 — алевропелитовый иллок. II — озерные осадки (цикл IV₁): 4 — пемзовый гравий, 5 — песок, 6 — алевропелит. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе — JY-48 М.И. Кайковым.

Отложения подножия и периферии Кизимена по вещественному составу принципиально сходны. Во всех циклах лахаровые отложения наследуют состав тех пирокластических накоплений, с извержениями которых они связаны. Некоторые отличия проявляются лишь в составе накоплений в глубоко врезанной долине ручья Поперечного. В них проявляется значительная примесь обломков, захваченных из более древних пирокластических накоплений, залегающих в бортах долины, а также разнообразных обломков измененных пород щипинской свиты, обнажающихся в правом борту долины и приносимых его правыми притоками. Это относится также и к аллювию этого ручья.

Делювиально-пролювиальные, аллювиальные осадки, залегающие в верхних частях циклов, состоят из продуктов перемыва залегающих ниже пирокластических, лахаровых накоплений. В одних случаях они представлены исключительно обломками плотных андезитов и минералов: плагиоклазов, роговой обманки и др., в других — пемзой, идиоморфными и рогульками стекла (на пемзовых потоках). Лишь в пролювиальных осадках конусов выноса глубоко врезавшихся долин материал становится более смешанным.

Современная долина ручья Поперечного глубоко врезана в отложения подножия вулкана Кизимен и, местами, в плиоценовые измененные толщи. Поэтому ее осадки состоят из разнообразных фрагментов свежей пирокластики и весьма изменчивой примеси в разной степени измененных стекол, лав и минералов (в сумме до 20—30%).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ АЛЛЮВИЯ РЕК, ДРЕНИРУЮЩИХ СКЛОНЫ НЕСКОЛЬКИХ СОСЕДНИХ ВУЛКАНОВ

Выше мы рассмотрели вещественный состав отложений, накапливающихся у подножий отдельных вулканов. Однако в вулканических хребтах многие временные водотоки сливаются в более мощные. Примерами являются реки Сухая Хапица и Студеная в Ключевской группе вулканов. Сухая Хапица дренирует с востока склоны действующих вулканов Ключевского, Безымянного и уже потухших вулканов Камень, Зимина, а р. Студеная дренирует их же с запада, а также склоны вулканов Дальнего Плоского, Удина, Острого Толбачика. При выходе на периферию вулканической группы они образуют обширные конусы выноса. Осадки этих рек имеют ряд особенностей. Вследствие большей их протяженности и многоводности они сортированы лучше осадков мелких временных водотоков. Материал, особенно галечно-валунный, лучше окатан. По вещественному составу осадки смешанные. При этом уверенно в них удастся диагностировать лишь материалы, резко различающиеся по составу, например, базальтовый и андезитовый. Покажем это на примере аллювия р. Сухой Хапицы.

В темно-серых осадках низких террас и русла этой реки выделяются следующие компоненты: 1) темные обломки базальтовых свежих и окисленных шлаков (50—60%) и стекол (до 5%); 2) обломки слабо измененных (гидратация, следы смектита) базальтовых шлаков, лав и стекол (в сумме до 15—20%); 3) светло-серые частицы свежих андезитовых лав, пемз, стекол и обломки кристаллов: плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки в сростках с такими стеклами (25—30%); 4) небольшая примесь (до 5%) обеленных, измененных, иногда алунитизированных андезитов.

Базальтовый материал сносится несомненно с вулканов Ключевского и Камень. Причем свежая вулканокластика поступает со склонов их обоих, а слабо измененная — лишь с уже потухшего и глубже расчлененного вулкана Камень и его обвалных отложений. Различить свежие ее разности этих двух вулканов невозможно. Свежая андезитовая вулканокластика образуется в основном за счет переотложения пирокластики направленного взрыва и агломератового потока извержения вулкана Безымянного в 1956 г. Небольшая ее часть, а также измененные разности образовались за счет разрушения вулкана Зимина.

Сложнее установить первоначальные источники материала в осадках р. Студеной, дренирующей Ключевскую группу вулканов с запада. В составе ее осадков резко преобладает базальтовый материал: валуны, гальки и гравий состоят из окатанных обломков лав, а в тонкозернистых фракциях присутствуют обломки разнообразных пористых шлаков (45—55%), прозрачных стекол с $n = 1,550 \div 1,580$ (20—30%), минералов: плагиоклазов, пироксенов, оливина, магнетита (от 20—30% во фракции 0,25—0,1 мм до 40% во фракции 0,1—0,05 мм, и выше в более тонких). В виде примеси (2—3%) встречаются обломки светлых андезитов, зерна роговой обманки. Выделить среди этого достаточно однородного материала разности, сносимые с отдельных вулканов, не представляется возможным.

Крупные реки Камчатки дренируют разнообразные действующие и потухшие вулканы, а также хребты, сложенные вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и метаморфическими толщами. Поэтому аллювий этих рек по вещественному составу материала смешанный. В нем присутствуют компоненты, весьма разнообразные по составу, степени обработки и интенсивности изменения. При этом в нем четко проявляется известная тенденция [Шутов, 1975], выражающаяся в том, что чем дальше вулканокластический материал переносится, тем выше в нем содержание минералов в песчаных фракциях, вследствие более интенсивного измельчения стекол и лав, особенно измененных, их перехода в алевропелитовые фракции. Наиболее сильно такая сортировка проявлена в продуктах перемыва пирокластиче- андезитовых экструзивно-эксплозивных вулканов.

В качестве примеров рассмотрим состав аллювия р. Камчатки и ее притока, р.левой Шапиной. Аллювий верхнего течения р.левой Шапиной и ее правых притоков формируется в основном за счет размыва хребта Тумрок, сложенного нижнеплиоценовой вулканогенно-осадочной шапинской свитой и верхнеплиоценовым существенно андезитовым тумрокским вулканогенным комплексом. Поэтому в составе аллювия присутствуют различные компоненты. Выше устья р.Белой гравийно-галечные фракции состоят из окатанных обломков базальтовых (50–60%), андезитовых лав (15–20%), различных песчаников и алевролитов (25–30%). В песчаных фракциях присутствуют (фракция 0,25–0,1 мм) обломки свежих и слабо измененных базальтовых, андезито-базальтовых лав, шлаков (20%), прозрачного стекла (4,9%), андезитовых лав (9,4%), а также значительно измененных лав (17,9%) и обломки и идиоморфные зерна свежих и, реже, в разной степени измененных минералов (47,8%): плагиоклазы (21,8%), моноклинных (7,8%), ромбических (5,7%) пироксенов, рудного минерала (12,7%), редкие зерна роговой обманки, оливина (0,5%).

На прирусловой отмели, на пляже и в разрезах распространены черные прослои естественного шлиха мощностью 0,5–1,5 см. Нередко на 90–95% он состоит из тяжелых минералов: магнетита (до 40–60%) и пироксенов.

Левый приток р.Белая дренирует мощную гидротермально-измененную зону в хребте Тумрок. Ее отложения имеют желто-рыжий цвет и состоят на 60–70% из желто-белых, желтых, рыжих, сильно выщелоченных, окварцованных, каолинизированных пород. В подчиненном количестве присутствуют обломки свежих и слабо измененных базальтовых шлаков, лав, реже стекол и андезитовых лав, а также плагиоклазы, пироксены, магнетит. Примесь обломков выщелоченных, обеленных пород легко выявляется в аллювии р.левой Шапиной и прослеживается (ниже устья р.Белой) далеко вниз по течению.

Таким образом аллювий р.левой Шапиной состоит из смешанного вулканотерригенного материала. Грубые фракции представлены в основном фрагментами базальтовых и андезитовых лав, образовавшихся очевидно, при дезинтеграции древних лавовых потоков, грубой тефры, размыве толщ конгломератов. В мелких фракциях удается диагностировать материал, имевший несомненно первично пирокластическое происхождение (в сумме не менее 40–50%). Сравнение показывает, что часть обломков сильно измененных пород образовалась еще в плиоцене при разрушении более древних толщ.

Река Камчатка, наиболее крупная водная артерия полуострова, дренирует Центральную Камчатскую депрессию и прилегающие к ней склоны Среднего и Восточного хребтов. Состав ее аллювия существенно изменяется вниз по течению. В ее верхнем течении в нем присутствуют лишь продукты разрушения древних метаморфических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Гальки и гравий состоят из хорошо окатанных обломков в разной степени измененных базальтовых, андезитовых лав, реже шлаков, пемз, песчаников, алевролитов, метаморфических пород. В песчаных алевритовых фракциях преобладают обломки этих же пород (до 50%), плагиоклазы (25–30%), тяжелые минералы: пироксены, роговая обманка, рудные, эпидот, гранат (до 30–40% в русловых осадках и до 5–15% в пойменных и старичных), а также примесь кварца, частиц базальтового и кислого стекла.

Ниже пос.Лазо и до хребта Кумроч р.Камчатка огибает существенно базальтовые постройки Ключевской группы вулканов (на правом берегу) и андезитовый вулкан

Шивелуч (ниже, на левобережье). Здесь наблюдаются сложные сочетания, переслаивание аллювия р. Камчатки, в основном пойменного и старичного, с пеплами, а также с пролювием периферических частей конусов выноса временных водотоков, дренирующих склоны и подножья этих вулканов. Поэтому в составе аллювия здесь появляется все возрастающая примесь свежей базальтовой вулканокластики: угловатых обломков базальтовых шлаков (до 15–20% и более), прозрачного стекла (до 5–10%) и обломков свежих плагиоклазов, пироксенов, оливина. В разрезах аллювий р. Камчатки отличается от черного пролювия своим желтовато-серым цветом и составом.

Ниже пос. Ключи уже присутствует примесь свежей андезитовой вулканокластики, сносимой с вулкана Шивелуч (до 15–20%): обломки плотных, и пористых светло-серых, серых, реже розоватых роговообманковых андезитов и их основной массы, идиоморфных зерен плагиоклазов, роговой обманки, гиперстена, магнетита. Эта вулканокластика очень легко сортируется и шлихуется. Здесь аллювий сложен чрезвычайно разнообразными компонентами. В нем около 50% материала представлено в разной мере окатанными обломками (от угловатых до хорошо окатанных) трудно диагностируемых и измененных базальтовых и андезитовых лав, шлаков (25%) и собственных им минералов (25%): плагиоклазов, пироксенов, оливина, рудных. Минералы и обломки кварца, кварцитов, граната, метаморфических пород стали редкими (в сумме менее 5%) и хорошо окатанными. Содержание свежей угловатой, практически неокатанной вулканокластики достигает 40–50% (из них базальтовой – 25–30, андезитовой 15–20%). Образовалась она, как показано выше, в основном за счет переотложения и измельчения свежей пирокластической вулканов Ключевской группы и Шивелуча.

Выносимый реками материал на берегу Тихого океана в пляжевой зоне подвергается интенсивной переработке: окатыванию, сортировке по крупности и удельному составу. Здесь пески более чем на 50% состоят из тяжелых минералов, среди которых во фракции 0,2–0,05 мм резко увеличивается содержание рудного минерала (особенно при перемыыве андезитовой вулканокластики). Подобная картина наблюдается в пляжевых отложениях Камчатского, Авачинского заливов, и, вероятно, в Кроноцком заливе. В них фракции 0,25–0,1 мм состоят на 50–80%, а 0,1–0,05 мм на 80–90% из минералов тяжелой фракции, среди которых содержание рудных минералов в первом случае достигает 25–35%, а во втором – 70–80%. Поэтому мелкозернистые пески этих отложений являются концентратом рудных минералов. Учитывая большие объемы пляжевых, прибрежно-морских отложений в Камчатском, Авачинском заливах, в них можно ожидать большие запасы россыпного титано-магнетита (в отличие от Курильских островов, у которых осадки пляжей слабо развиты, хотя в ряде случаев они очень богаты, по данным Ю.А. Павлидиса [1968], рудными минералами).

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

По происхождению обломочного материала в вулканических районах Камчатки существуют следующие три основных типа отложений (не считая вулканогенных накоплений): 1) осадки, накапливающиеся у подножий и по периферии действующих вулканов и вулканических групп; 2) аллювиальные и озерные отложения, состоящие в основном из продуктов разрушения древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; 3) смешанные осадки.

Опыт показывает, что для успешного распознавания этих типов пород в древних отложениях совершенно необходимо сочетать изучение их минералого-петрографического состава с детальными литолого-фациальными исследованиями. Ведь нередко все три типа пород, столь различных по происхождению слагающего материала, петрографически весьма сходны. Поэтому представляется, что петрографическое название породы можно дополнить генетическим (пирокластический материал, тефра, тефроид, туфрит, вулканотерригенный материал и т.д.) лишь после комплексного исследования.

Выше было показано, что отложения, накапливающиеся у подножий и по периферии действующих вулканов, образуются в основном за счет переотложения и измельчения свежей пирокластической. Лахары сносят ее со склонов вулканов и сгуживают у подножия и по периферии без всякой сортировки. Временными водотоками часть ее переотлагается еще далее к периферии и отлагается в благоприятных условиях в виде

обширных конусов выноса. При этом материал еще более измельчается, окатывается и сортируется по крупности и удельному весу. Такая сортировка сильно разнородного материала приводит к весьма значительным изменениям общего минерального и химического состава осадка. Наиболее сильно они проявлены у отложений подножий и периферии экструзивно-эксплозивных вулканов.

Рыхлая пирокластика сносится прежде всего. По сравнению с ней скорость разрушения эффузивных и экструзивных пород гораздо меньше. В связи с этим и благодаря обилию пирокластического материала продукты их дезинтеграции экзогенными процессами играют небольшую роль в составе отложений подножий и периферии действующих вулканов. Однако в составе самой исходной пирокластики обычно немало резургентного материала, который, как и продукты измельчения грубых ювенильных ее разновидностей, большей частью неотличим от фрагментов, образующихся при разрушении эффузивных и экструзивных пород. Поэтому лишь небольшая часть отложений, образующаяся при местном переотложении тефры, легко определяется как тефроиды. Преобладающую часть осадков лучше называть синхронными вулканотерригенными.

Вследствие цикличности вулканической деятельности и вариаций состава извергаемого материала вещественный состав отложений подножий и периферии действующих вулканов также закономерно изменяется.

Отложения подножий и периферии соседних действующих и уже потухших вулканов переслаиваются в разрезах, а их вулканокластика в ряде случаев в разных пропорциях смешана. Благодаря этому в вулканическом районе даже на небольшой площади присутствуют весьма разнообразные по составу отложения. Примером являются отложения, развитые в пределах Ключевской группы вулканов и по ее периферии. Латерально они сочетаются с аллювиальными и озерно-болотными отложениями Центральной Камчатской депрессии. Последние состоят в основном из разнообразного смешанного вулканотерригенного материала и значительной примеси свежей вулканокластики, сносимой с вулканов.

После прекращения активной деятельности вулканы быстро разрушаются. При этом по мере их расчленения и приближения к некоторому профилю относительного равновесия темпы эрозии и осадконакопления постепенно снижаются. Вместо лахаровых и пролювиальных отложений по периферии вулканов и в прилегающих районах начинает накапливаться типичный горный и подгорно-равнинный аллювий. Одновременно состав осадка становится существенно иным. По мере расчленения вулкана он становится все более смешанным. Наряду со свежим материалом появляются обломки измененных пород, слагающих внутренние части вулканических массивов. Наряду с переотложенным пирокластическим материалом все более существенную роль начинают играть продукты дезинтеграции эффузивных и экструзивных пород (если они имеются в области питания). Сами осадки становятся лучше сортированными, а обломки — лучше окатанными. В благоприятных условиях вулкан может разрушиться почти полностью.

Изучение четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии показало, что они в основном состоят из смешанного вулканотерригенного материала, образованного при разрушении разнообразных четвертичных вулканов и более древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Лишь в районах, прилегающих к Ключевской группе вулканов и вулкану Шивелуч, широко развиты толщи синхронных вулканотерригенных накоплений. Эти данные показывают, что, если в вулканических хребтах и у их подножий преобладают толщи вулканогенных и синхронных вулканотерригенных пород, то в прилежащих депрессиях и прогибах не менее важную роль играют смешанные вулканотерригенные породы и туффы.

Отсюда следует, что только сочетание минералого-петрографических и литолого-фациальных исследований дает возможность выяснить состав и происхождение обломочного материала, палеогеографические и палеовулканические условия и основные черты формирования вулканогенно-осадочных толщ.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ АРМЕНИИ

В предыдущих главах мы рассмотрели основные черты строения, фациально-генетического и вещественного состава отложений, развитых в районах современного вулканизма на Камчатке. Особенность методического подхода при их изучении заключалась в том, что, имея возможность наблюдать непосредственно многие современные процессы, мы стремились выявить характерные особенности текстур, строения и состава формирующихся отложений. При изучении же древних вулканогенно-осадочных комплексов цель и методика исследований оказывается существенно иной. Здесь, исходя из детального изучения отложений и учитывая данные по современным осадкам, нужно выяснить условия осадконакопления.

В областях древнего вулканизма широко развиты мощные полифациальные вулканогенно-осадочные толщи. Некоторые исследователи называют их вулканогенными молассами [Ротман, 1963; Шанцер, Краевая, 1980; и др.]. Примерами являются четвертичные отложения Камчатки [Мелекесцев, 1980; и др.], плиоценовые отложения в Срединном и Восточном хребтах Камчатки [Ротман, 1960, 1963; Шанцер, Краевая, 1980], кайнозойские толщи Запада США [Anderson, 1933; Curtis, 1954; Fisher, 1960; Parsons, 1960; Lydon, 1968; Walton, 1979], образования девонского вулканического пояса Казахстана [Мазарович, 1973] и др. Приведенные в этих работах данные показывают, что доля в таких комплексах вулканогенно-осадочных пород, их строение и вещественный состав в первую очередь определяются характером вулканизма. При существенно эксплозивном вулканизме они распространены очень широко и слагают мощные толщи. Наоборот, при эффузивном вулканизме они не играют заметной самостоятельной роли и нередко присутствуют в подчиненном объеме по сравнению с терригенными, вулканотерригенными, органогенными, либо хемогенными образованиями.

В качестве примеров нами изучены (с учетом данных предшествующих авторов) с использованием методов литолого-фациального и циклического анализов некоторые кайнозойские вулканогенно-осадочные толщи Армении. Изучались белесоватая свита (сармат) и вохчабердская толща (нижний-средний плиоцен), развитые в Гегамском нагорье, и сисианская, горисская и ишхансарская свиты (верхний плиоцен) — в Сиюньском нагорье. Для целей нашей работы удобнее рассмотреть эти толщи не в стратиграфической последовательности, а по мере их удаления от центра извержений к периферии. Все эти отложения интересны для нас еще и потому, что они накапливались в достаточно засушливой аридной, либо семиаридной климатической обстановке.

СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА (ВОХЧАБЕРДСКАЯ ТОЛЩА)

Вохчабердская толща широко распространена на Центрально-Армянском нагорье и наиболее полно обнажена на Гегамском нагорье. Стратиграфия и петрография отложений этого района рассматривается во многих работах [Паффенгольц, 1959; Асланян, 1958; Габриелян, 1947, 1964 а, б, 1970; Думитрашко, Бальян, 1952; Милановский, 1952, 1957; Бальян, 1962, 1969; Исаакян, 1956; Адамян, 1961; Остроумова, 1962, 1967, 1970; Арзуманян и др., 1970; Акопян, 1963; Ширинян, 1975; Карапетян, 1976; Асланян и др., 1978; и др.]. В настоящее время большинство исследователей на основании находок фауны и условий залегания вохчабердскую толщу относят к нижнему и среднему плиоцену.

Наиболее детально нами было изучено строение вохчабердской толщи в юго-западной части нагорья, на Вохчабердском хребте и в бассейнах рек Азат и Веди, где она хорошо обнажена (рис. 27). Основные разрезы показаны на рис. 28. Детальный литолого-фациальный анализ, сравнение с осадками современных вулканических районов позволили выявить происхождение основных типов отложений. Прослеживание их на площади, изучение цикличности строения толщи и минералого-петрографические исследования дают возможность сопоставить разрезы и выяснить стратиграфическую последовательность отложений.

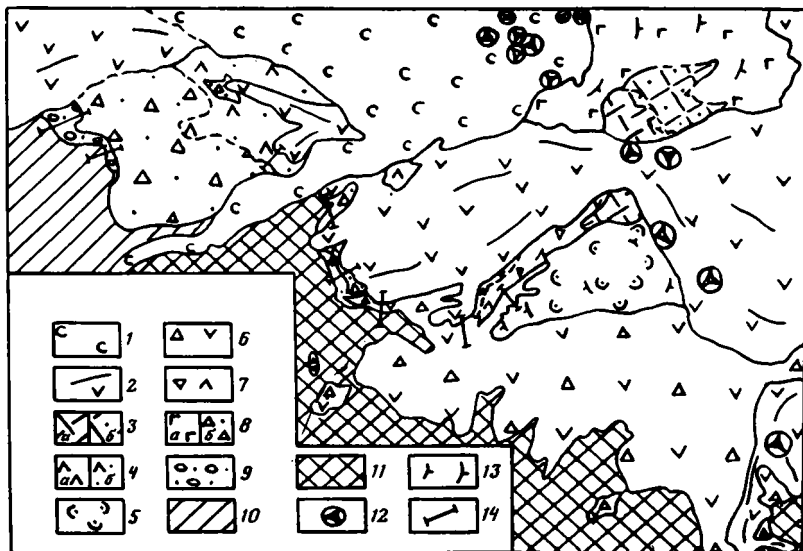


Рис. 27. Схематическая геологическая карта юго-западной части Гегамского нагорья (составлена с использованием данных К.Н. Паффенгольца [1959], А.Т. Аспяняна с соавторами [1978])

1 — четвертичные базальтовые, андезито-базальтовые лавы; 2, 3 — верхний плиоцен: 2 — базальтовые, андезитовые, трахандезитовые лавы; 3 — липаритовые, перлитовые лавы и экструзии (а), агломератовые потоки (б); нижний-средний плиоцен (вохчабердская толща): 4 — верхняя подтолща — андезитовые экструзии (а), лавовые потоки, агломератовые и пемзовые туфы, конгломераты, валунники, галечники, пески (б); 5—7 — нижняя подтолща: 5 — базальтовые, андезитовые лавы, лавобреккии, 6 — андезитовые, дацитовые лавы, лавобреккии, агломератовые и пемзовые туфы, 7 — андезитовые агломератовые и пемзовые туфы, реже базальтовые и андезитовые лавы; 8 — базальтовые, андезито-базальтовые лавы (а), лахаровые бреккии, валунные и галечные конгломераты, гравелиты, песчаники (б); 9 — сармат, белесоватая свита: песчаники, галечники, валунники, глины; 10 — олигоцен-средний миоцен; 11 — доолигоценные отложения; 12 — шлаковые конусы; 13 — преобладающие направления течения лав; 14 — основные разрезы

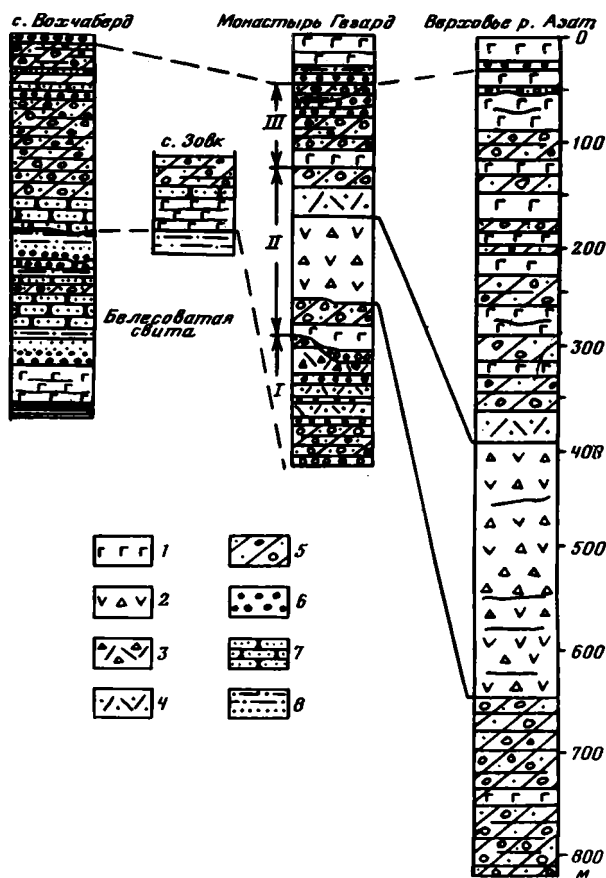
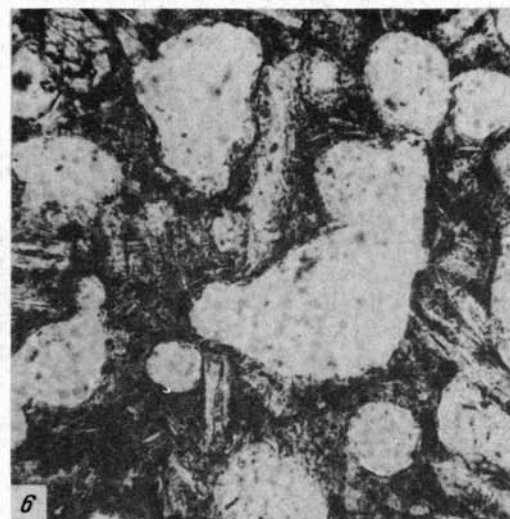
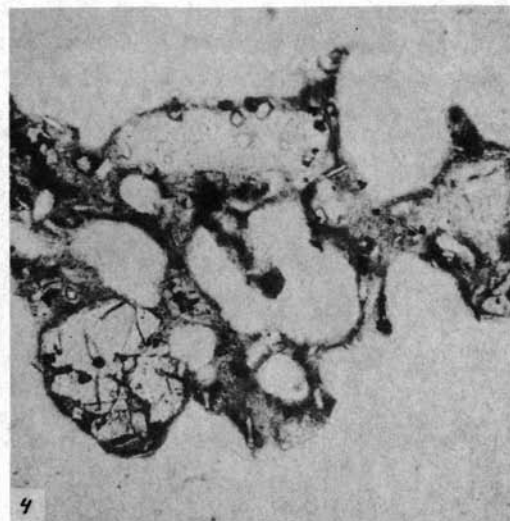
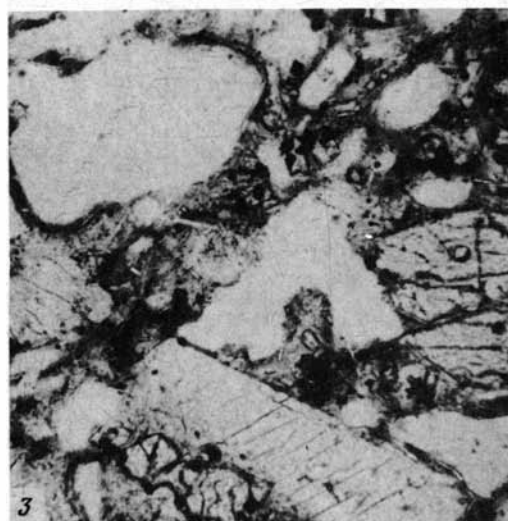
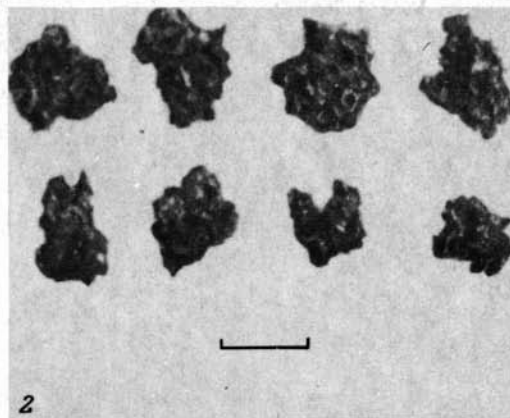
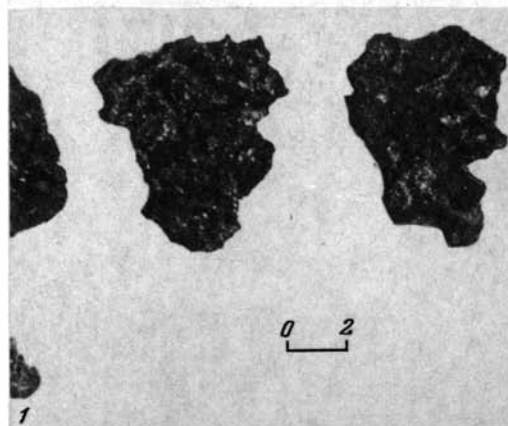
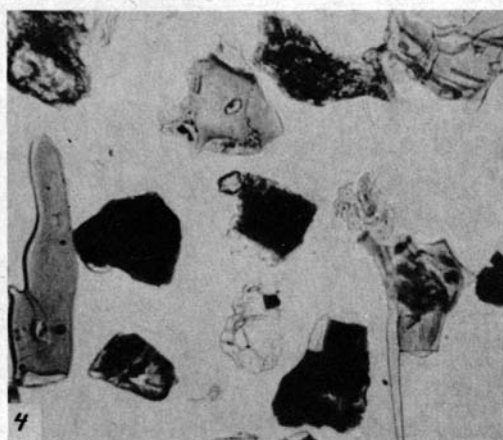
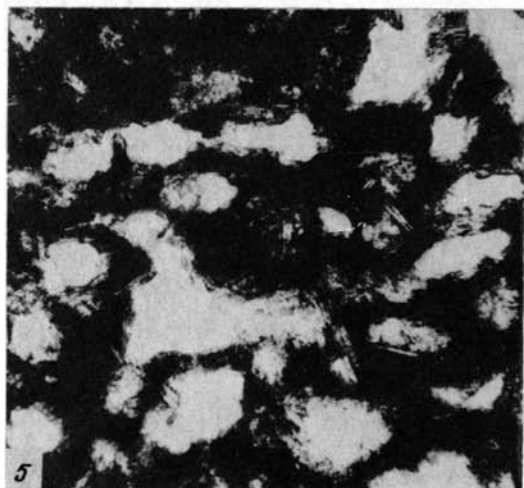
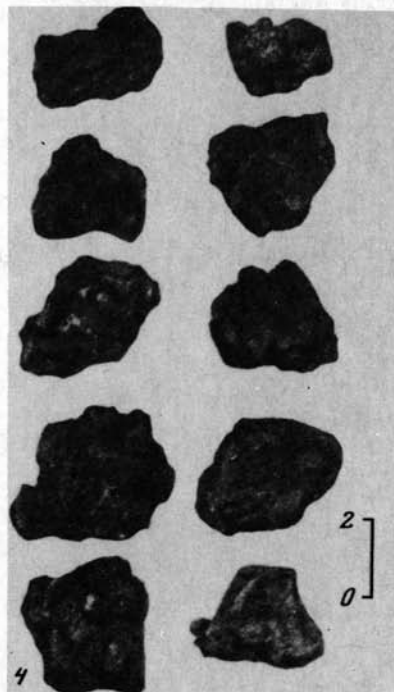
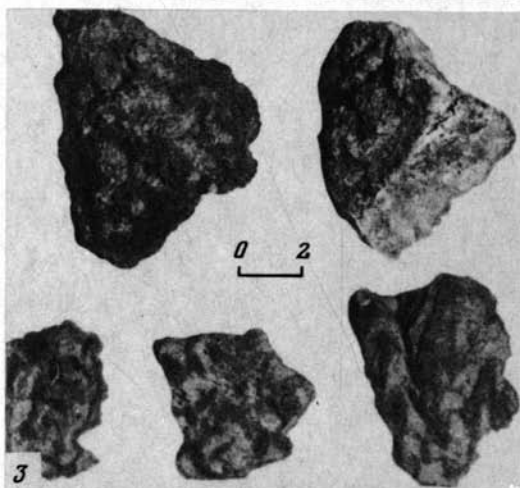
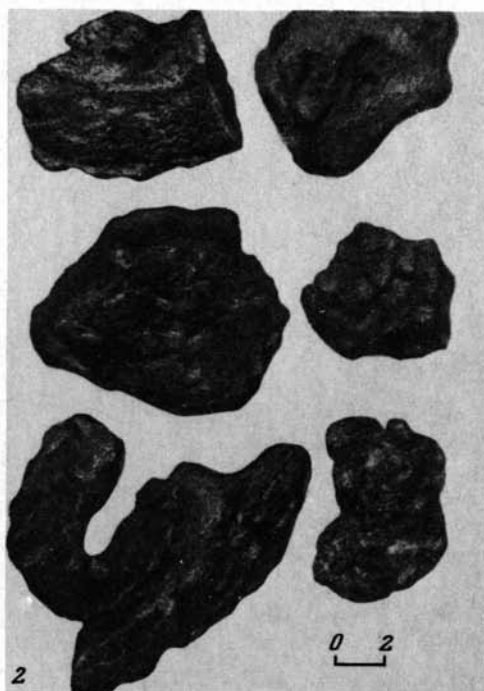


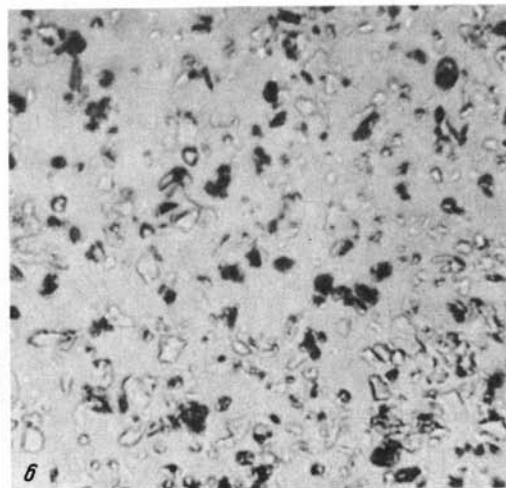
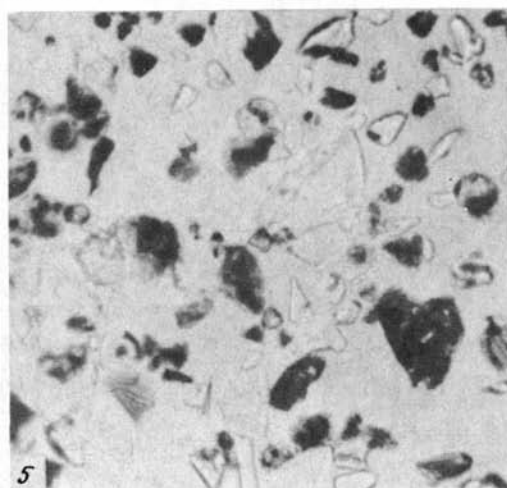
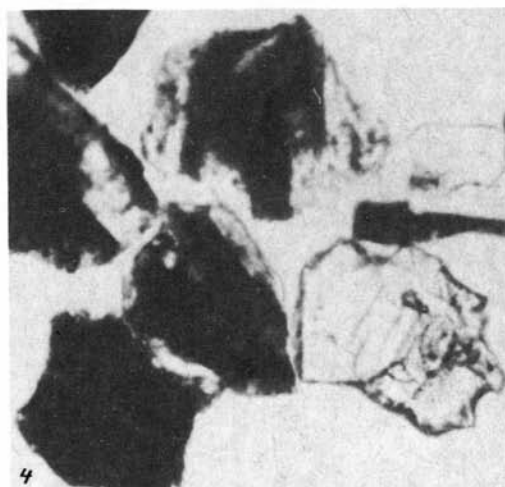
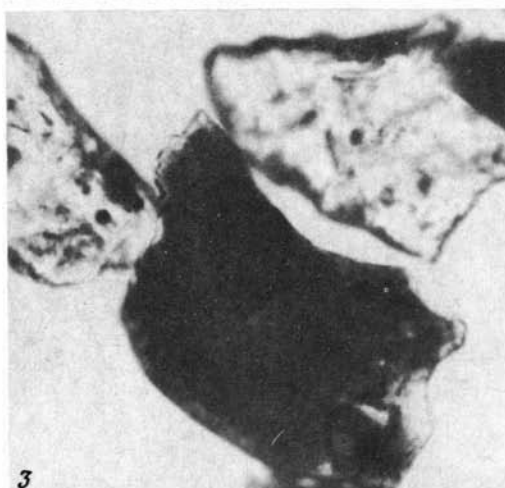
Рис. 28. Основные разрезы нижней подтолщи вохчабердской толщи

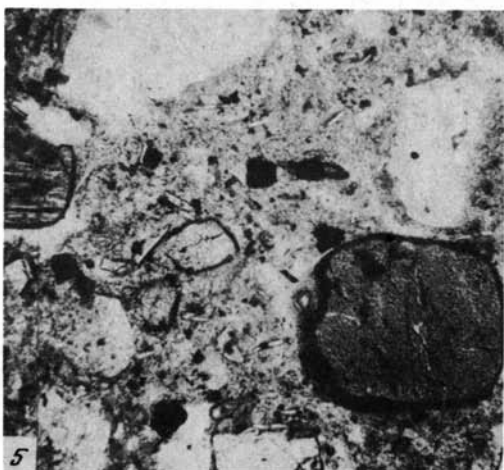
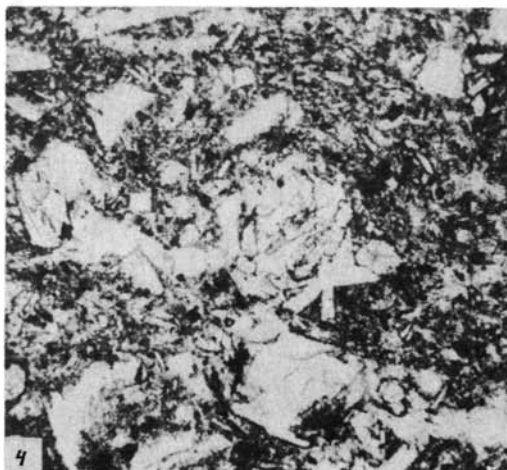
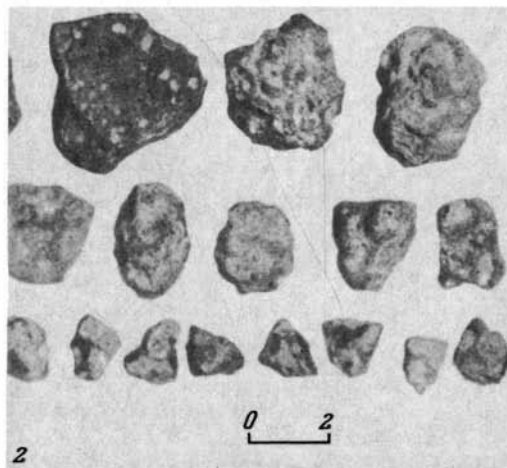
1 — базальтовые лавы; 2 — андезитовые, дацитовые лавы, лавобреккии; 3, 4 — туфы: 3 — агломератовые, 4 — пемзовые; 5 — неслоистые и несортированные отложения лахаров; 6 — конгломераты; 7 — песчаники; 8 — пески, алевриты. Римскими цифрами показаны мегациклы











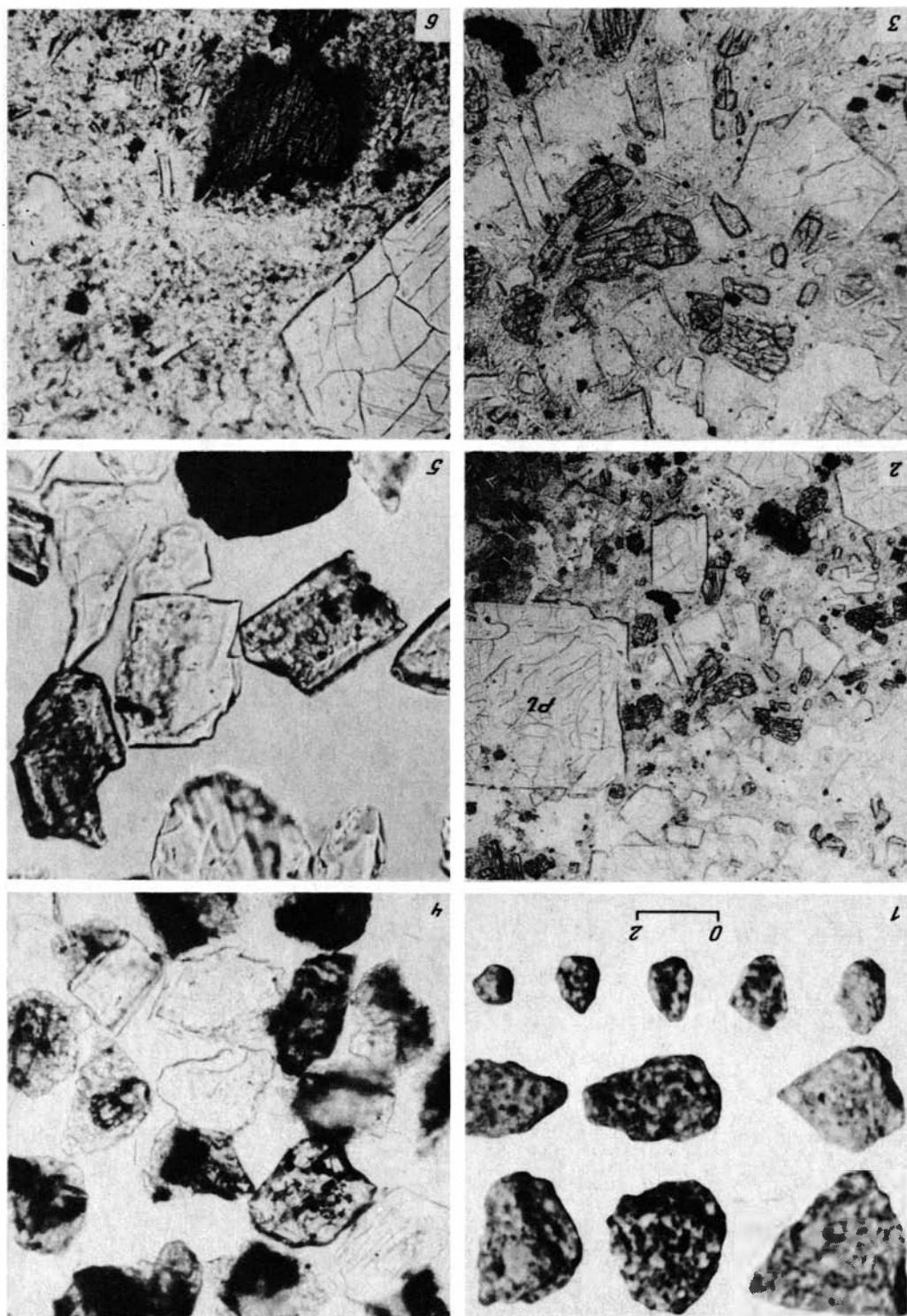
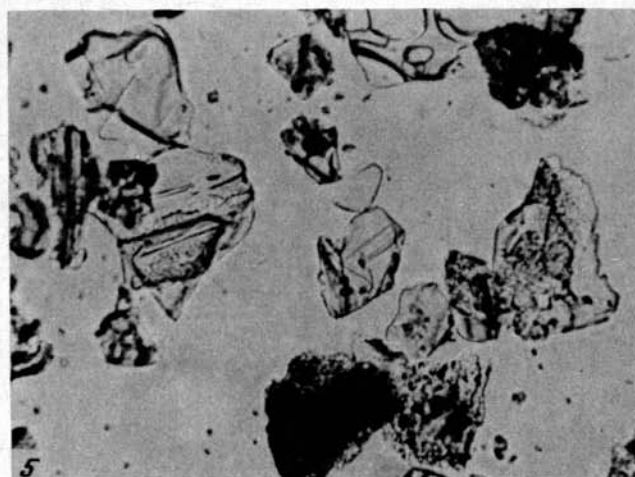
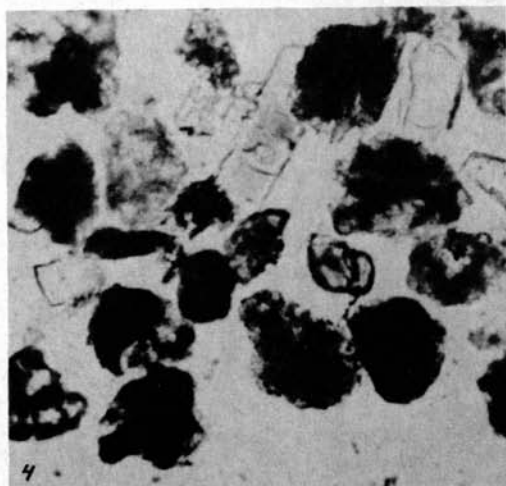
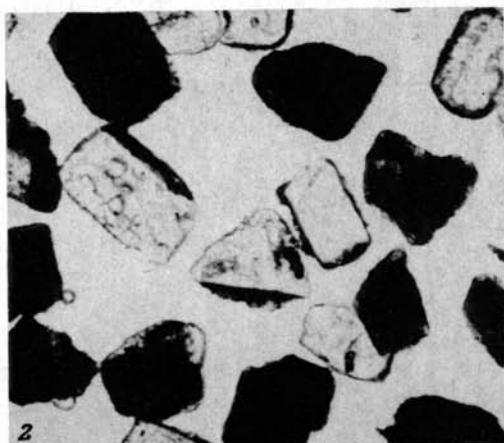
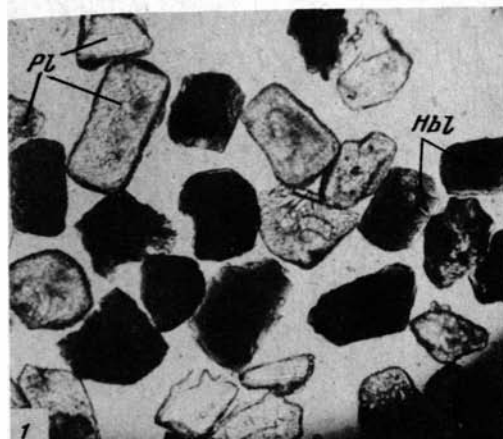
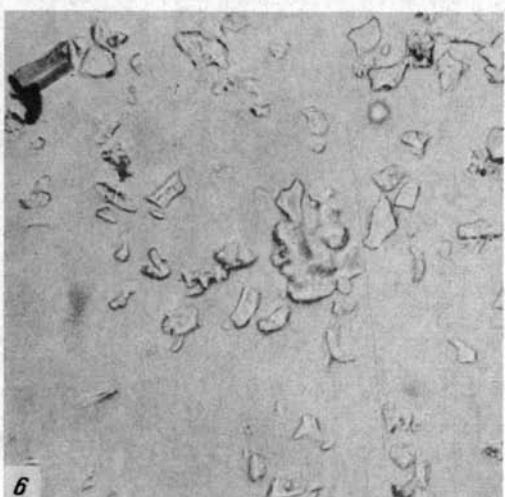
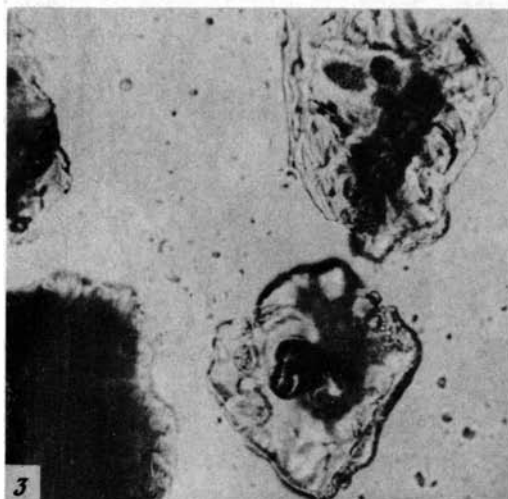
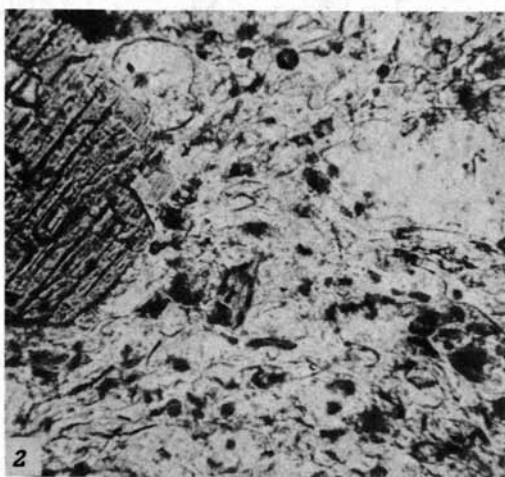
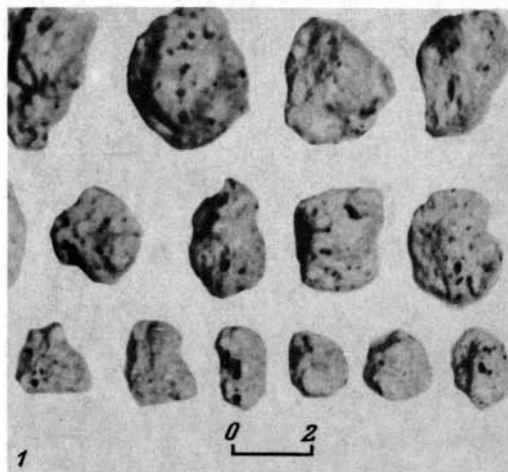
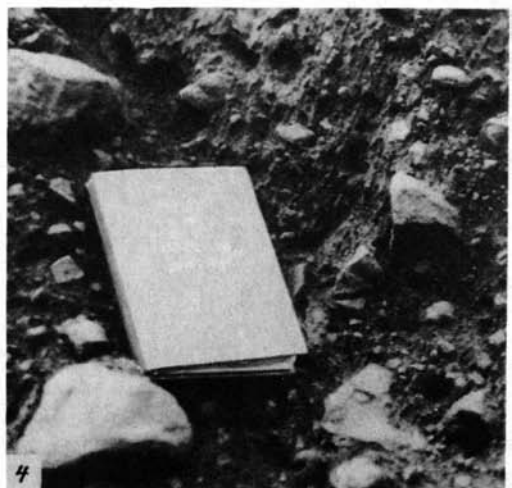
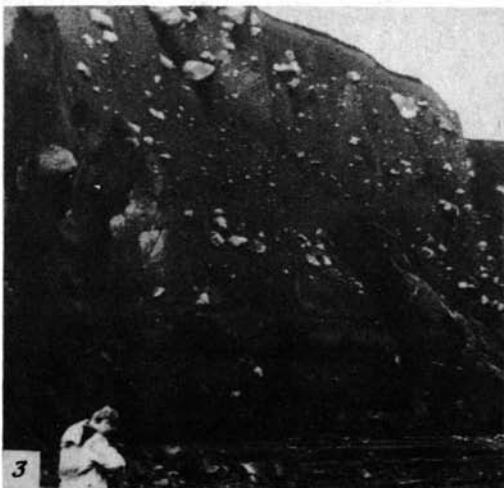


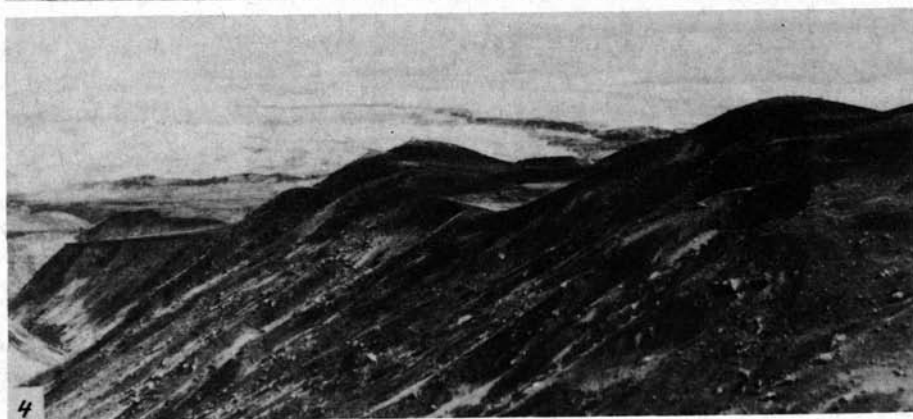
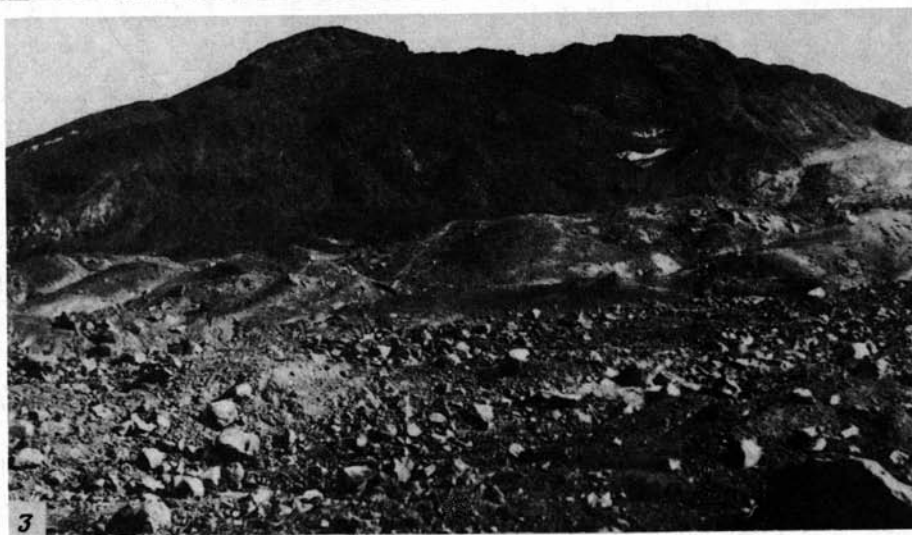
Таблица VI

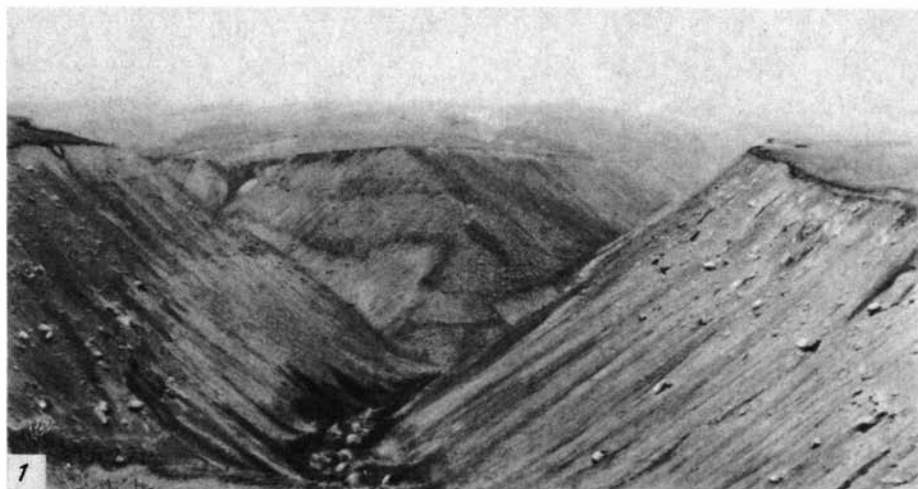


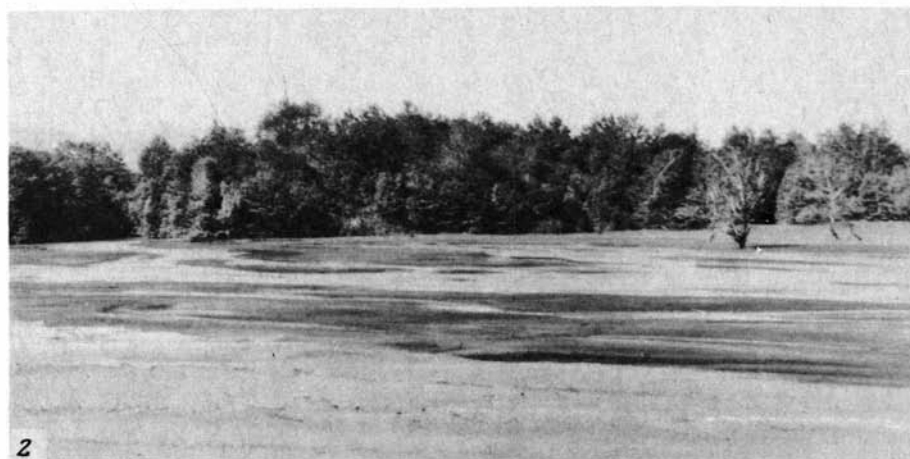




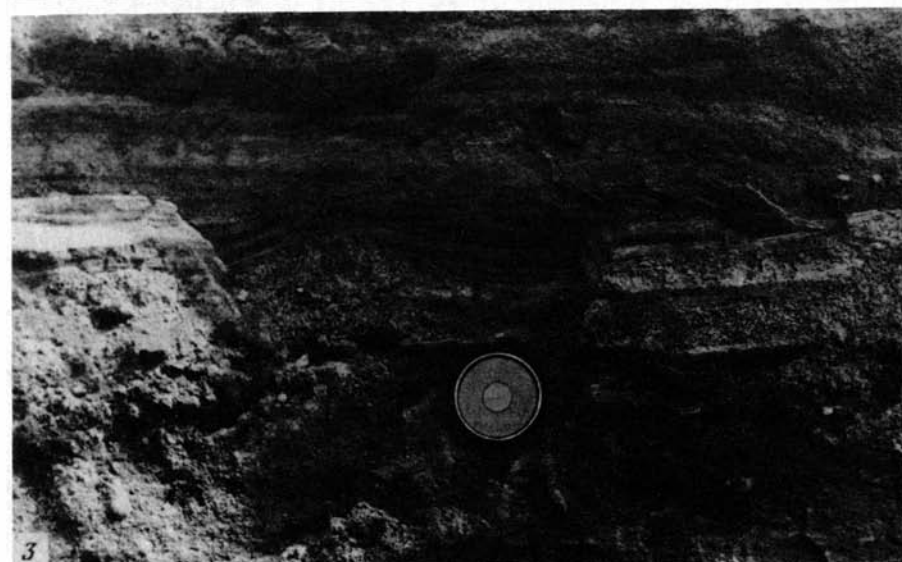
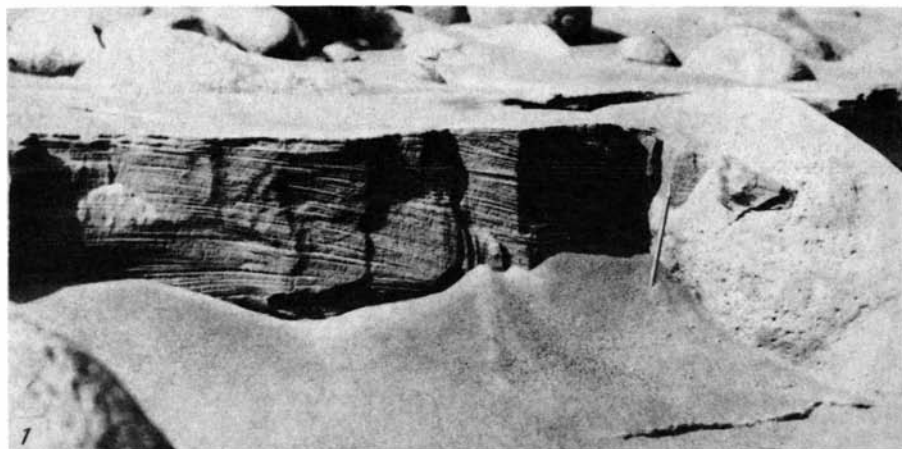


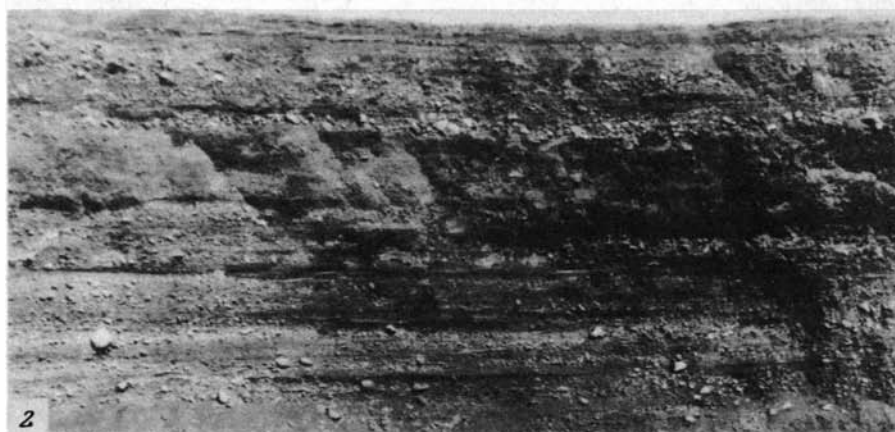


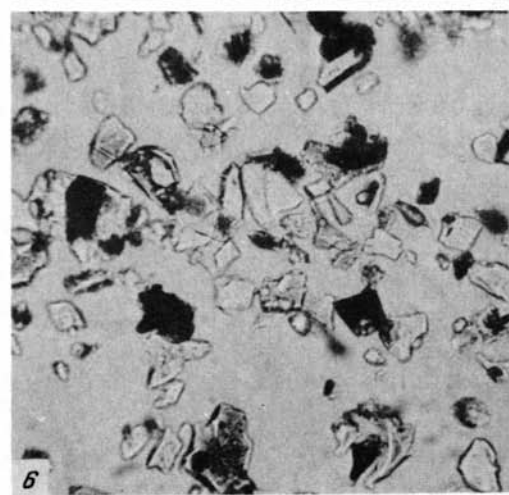
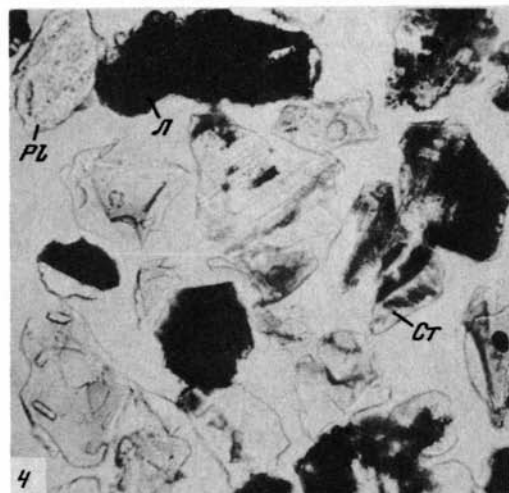
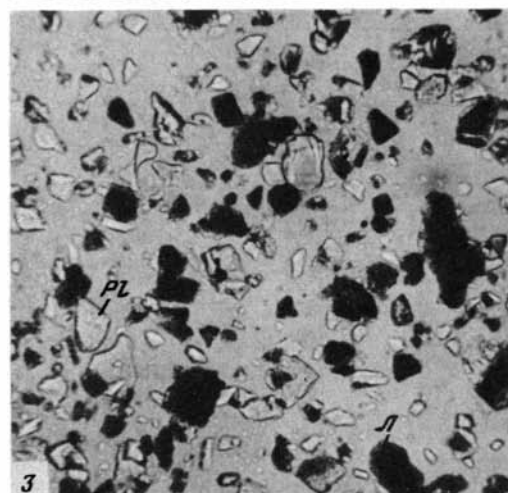
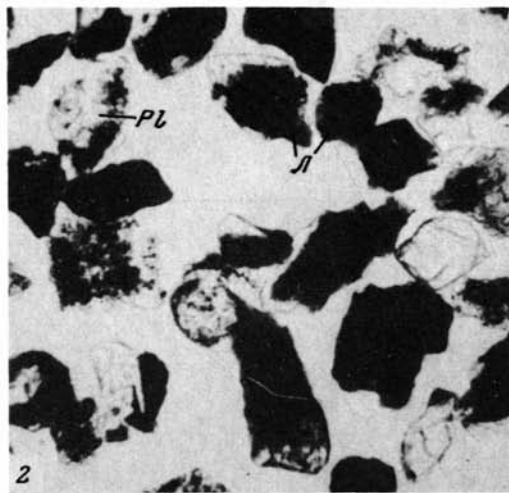
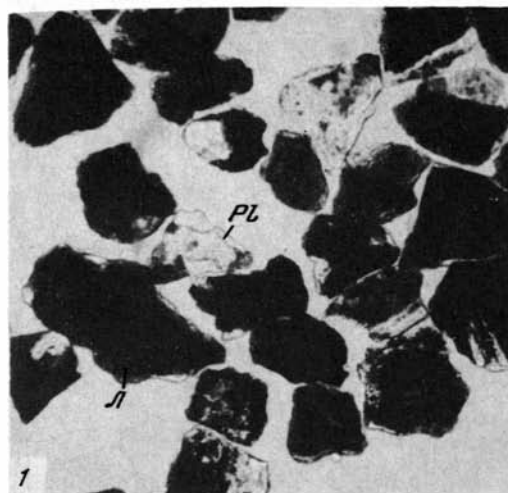


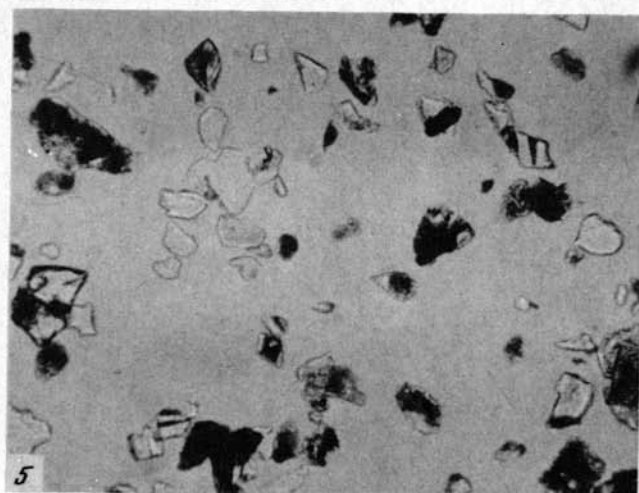
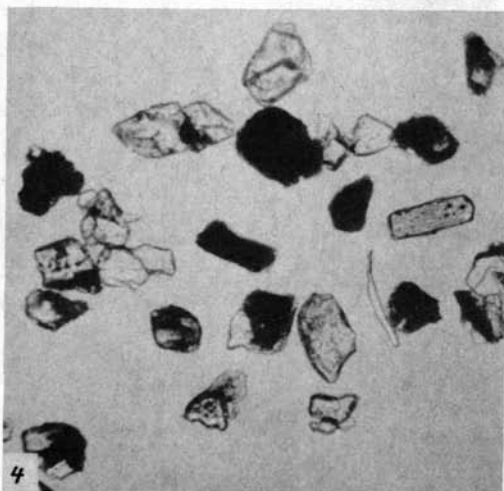
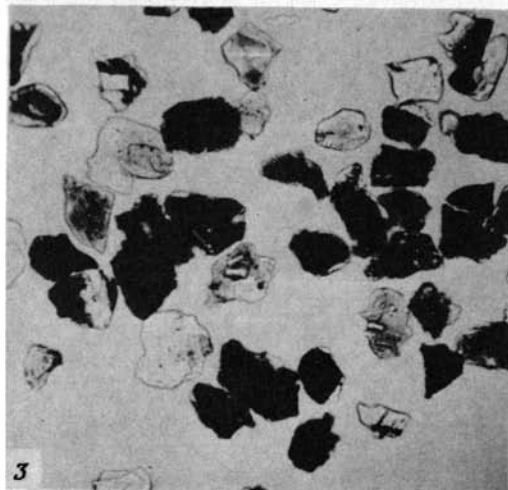
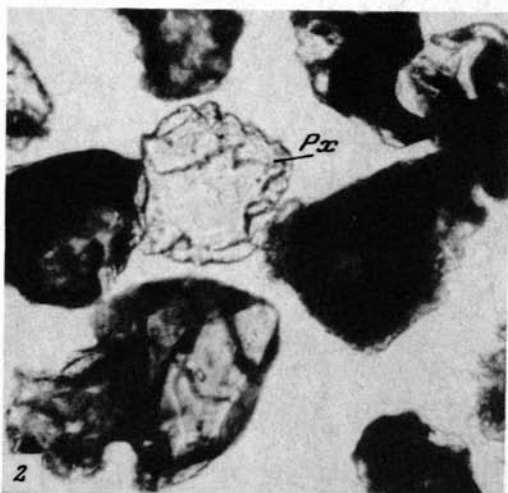
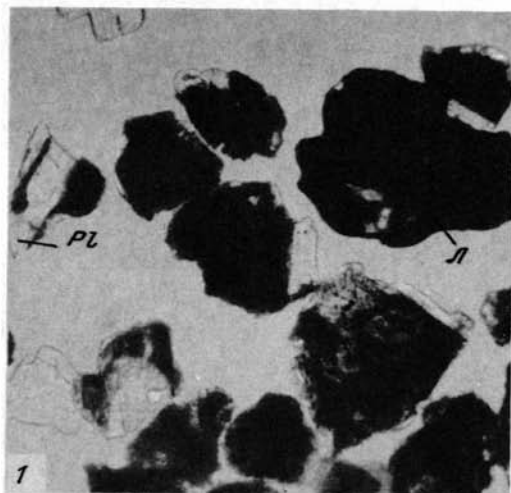


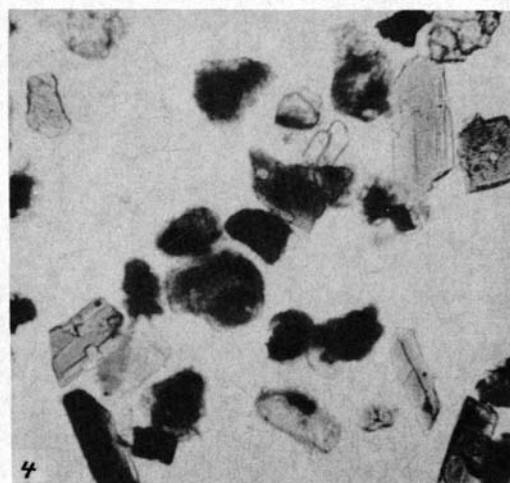
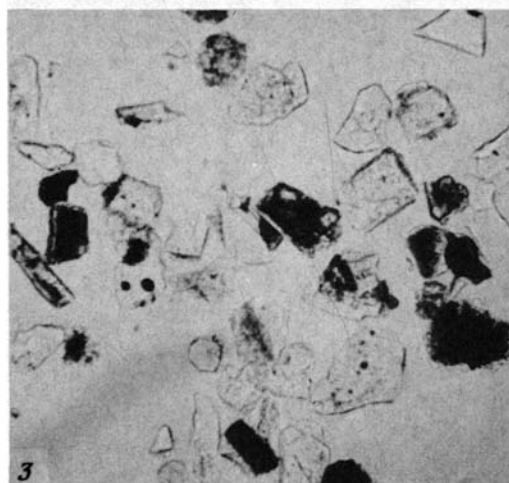
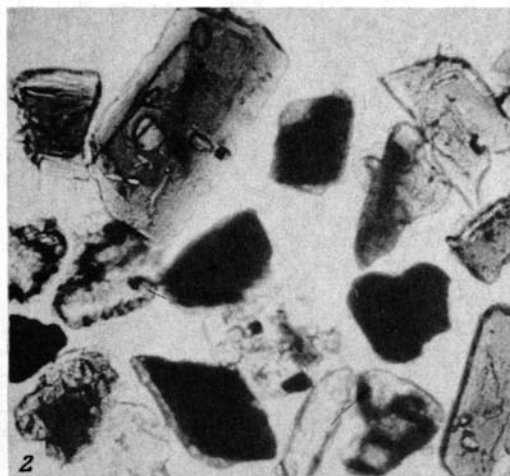
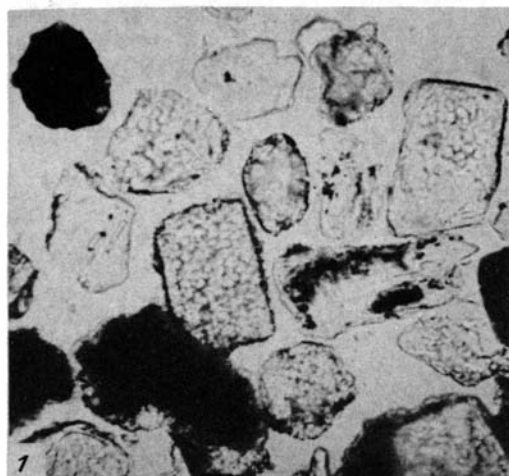












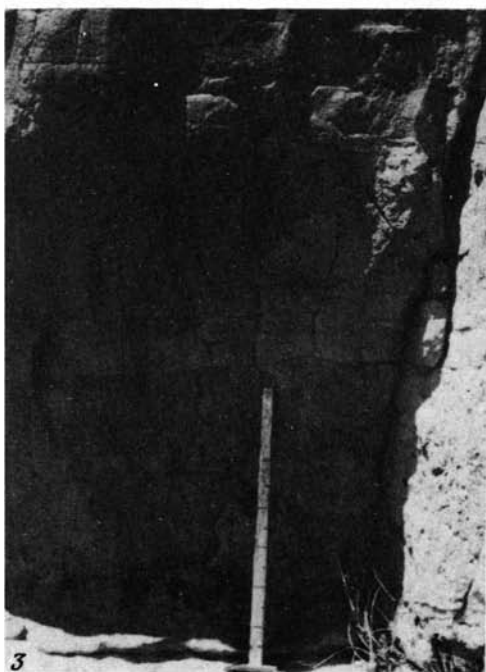
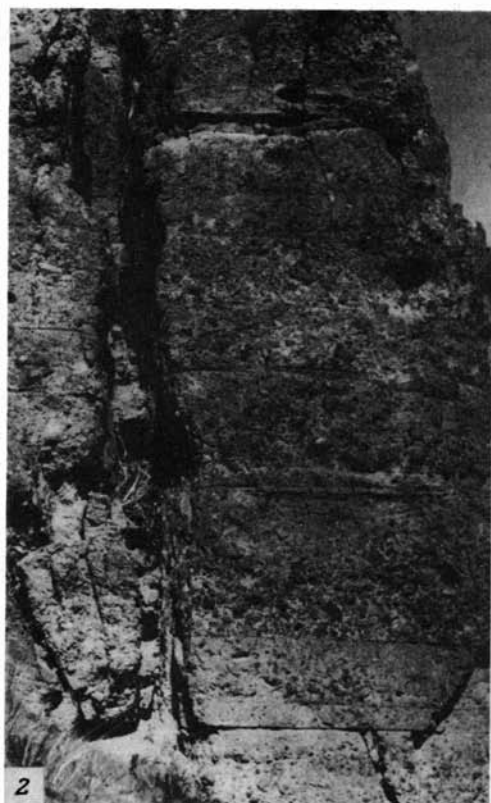
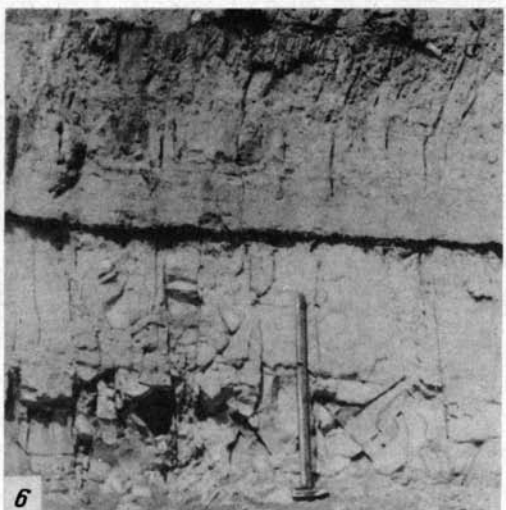
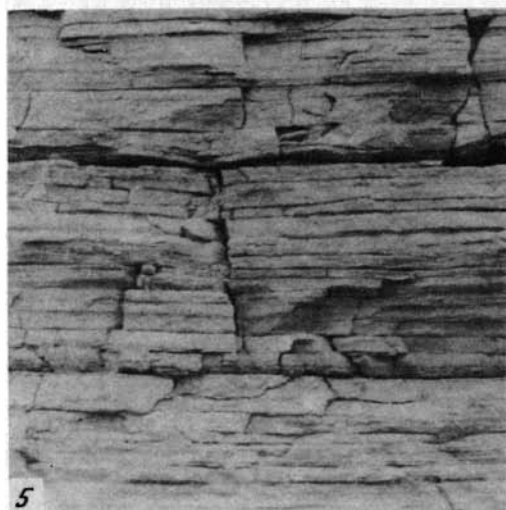
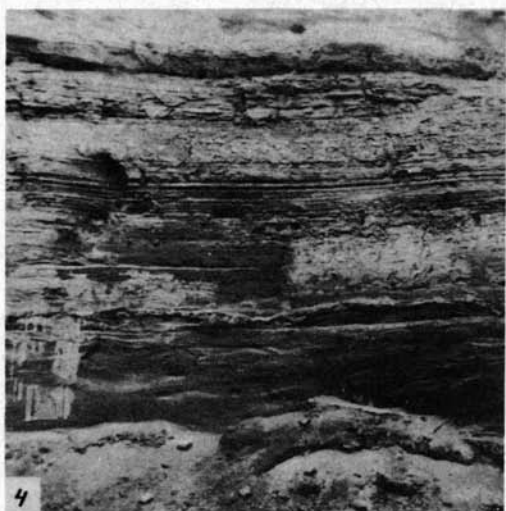
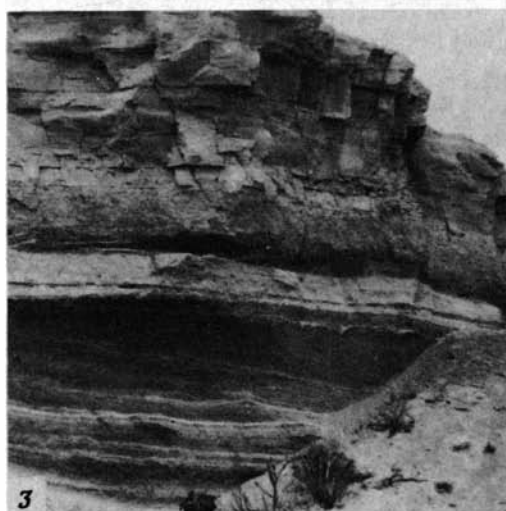
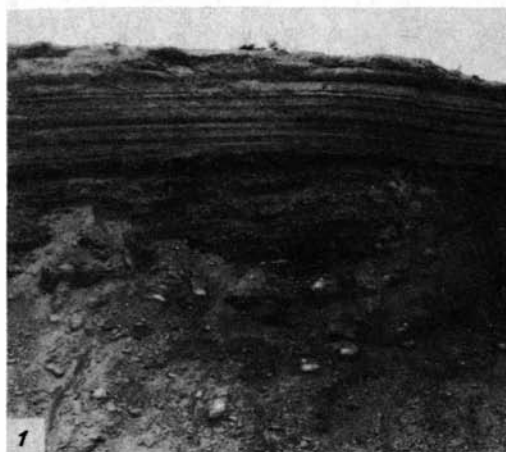
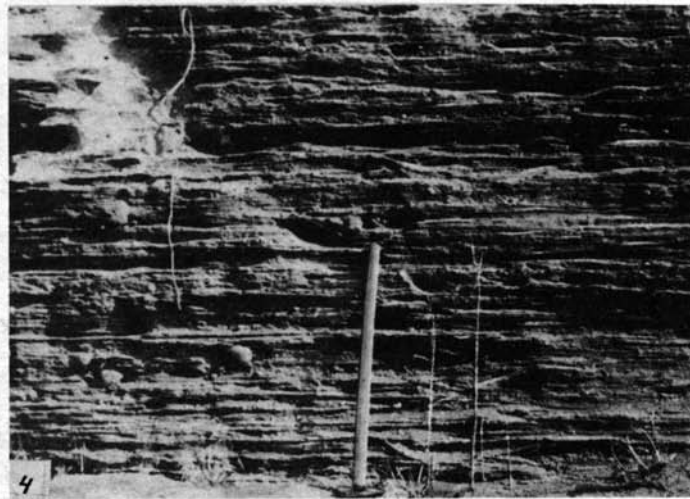
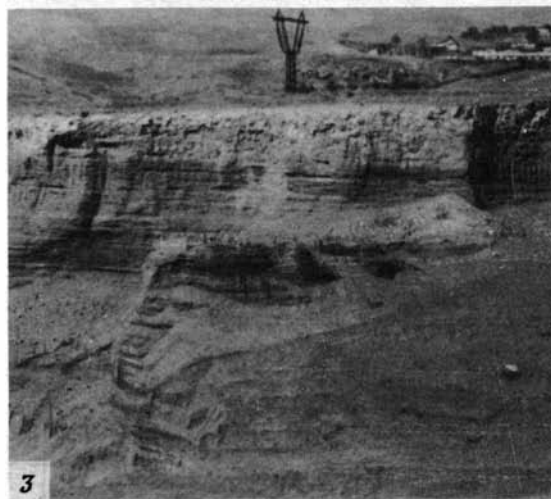
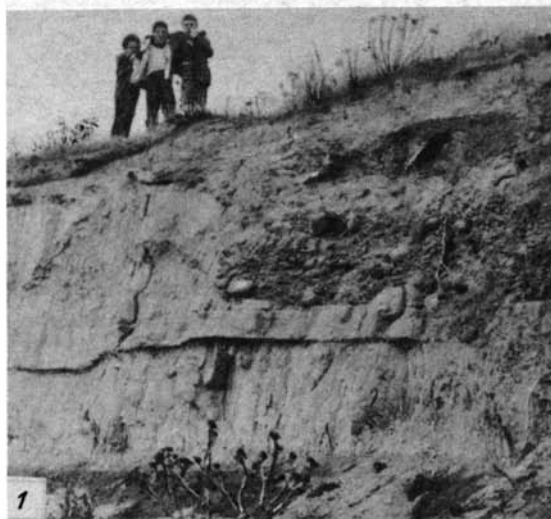




Таблица XXII







В составе вохчабердской толщи выделены две подтолщи, разделенные глубоким размывом. В нижней подтолще выделяются три мегацикла, отражающих последовательную смену характера вулканизма на данной территории. Кроме того, в них выделяется ряд циклов I и II порядков. Однако они развиты локально, далеко не прослеживаются и дают лишь общее представление о характере цикличности низких порядков. Каждый мегацикл начинается пачками базальтовых лав и завершается мощными пачками андезитовых туфов и продуктов их перемыва. Распределение отложений мегациклов на площади показано на серии палеогеографических схем (рис. 29).

В многочисленных разрезах в Вохчабердском хребте можно видеть, что в целом толща согласно залегает на отложениях белесоватой свиты. В районах, не очень удаленных от Гегамского нагорья, разрез вохчабердской толщи начинается долеритовыми базальтами. Два потока таких базальтов общей мощностью 6—8 м вскрываются в тальвеге ручья в 1—1,5 км к юго-востоку от с.Зовк. Они залегают на глинах, песчаниках белесоватой свиты. Непосредственно под лавами они обожжены и имеют красно-бурый цвет. На лавах залегают серые песчаники, конгломерато-брекчии вохчабердской толщи. К западу пачка долеритовых базальтов, по-видимому, выклинивается, и вулканогенно-осадочные породы вохчабердской толщи согласно, с постепенным переходом, а местами с небольшим размывом и даже угловым несогласием залегают на терригенных отложениях белесоватой свиты.

Более молодые отложения первого и последующих макроциклов вскрываются в более полном разрезе у монастыря Гегард. В основании разреза здесь залегают две пачки отложений верхней части нижнего мегацикла, прислоненные к древнему доплиоценовому рельефу (рис. 28). Нижняя представлена чередующимися слоями и линзами желтовато-серых слабо сортированных валунных и галечных конгломератов, гравелитов, песчаников, являющихся отложениями временных водотоков, и пачками неслоистых и несортированных конгломератов, по всем признакам являющихся типичными отложениями лахаров. В обломочном материале присутствуют фрагменты бесцветных (50—60%) и коричневых (40—50%) стекловатых плагиоклазовых андезитов, дацитов, плотных и пемзовидных. Мелкозернистый заполнитель состоит из обломков тех же пород (70—75%), кислых и средних плагиоклазов (25—30%) и редких зерен (около 1%) пироксенов, роговой обманки, реже биотита. Мощность пачки 30 м.

Выше залегает пачка, состоящая из переслаивающихся мощных (до 20—25 м) горизонтов неслоистых желто-серых агломератовых туфов, являющихся отложениями пирокластических потоков, и слоев и линз гравийно-галечных конгломератов песчаников, являющихся отложениями временных водотоков. Обломочный материал состоит из фрагментов светлых, в разной степени раскристаллизованных и стекловатых пемзовидных дацитов. Среди вкрапленников (20—30%) в них встречаются кислые и средние плагиоклазы (20—25%), биотит (около 1—2%), роговая обманка (около 1%), ромбический пироксен (около 1%), редкие рудные минералы. Мелкие фракции состоят из обломков этих же пород и минералов. Мощность пачки 80—100 м. К сожалению, аналогии этих пачек в других разрезах не вскрываются.

Судя по генетическому и минералого-петрографическому составу отложений они накапливались у подножия растущего одного (или нескольких) андезито-дацитового, а в дальнейшем дацитового высокоэксплозивного стратовулкана. Судя по петрографическим особенностям извергаемый материал был достаточно вязким, и эксплозивная деятельность сопровождалась, возможно, образованием экструзий и глыбовых лавовых потоков.

Эта толща рассечена врезами глубиной до 30—40 м, выполненными валунными и галечными конгломератами, гравелитами, песчаниками общей мощностью до 20 м. Состав обломочного материала близок к составу подстилающих пород. Существование этих врезов свидетельствует об ослаблении, либо даже перерыве вулканической деятельности в конце первого мегацикла.

Выше в этом же разрезе, у монастыря Гегард, залегают отложения второго мегацикла. В нем выделяется четыре пачки. В основании его залегают долеритовые базальты. На левом борту ущелья они представлены одним потоком моноклиновой базальта со столбчатой отдельностью (10—20 м) и лавобрекчиями (до 20 м). На правом его борту выделяются три потока общей мощностью до 40 м. Эти потоки базальтов прослеживаются на юг и вскрываются в основании разрезов вохчабердской толщи в бортах долин правых притоков р. Азат (например, у развалин с. Каладиби). Наличие их свидетельствует о том,

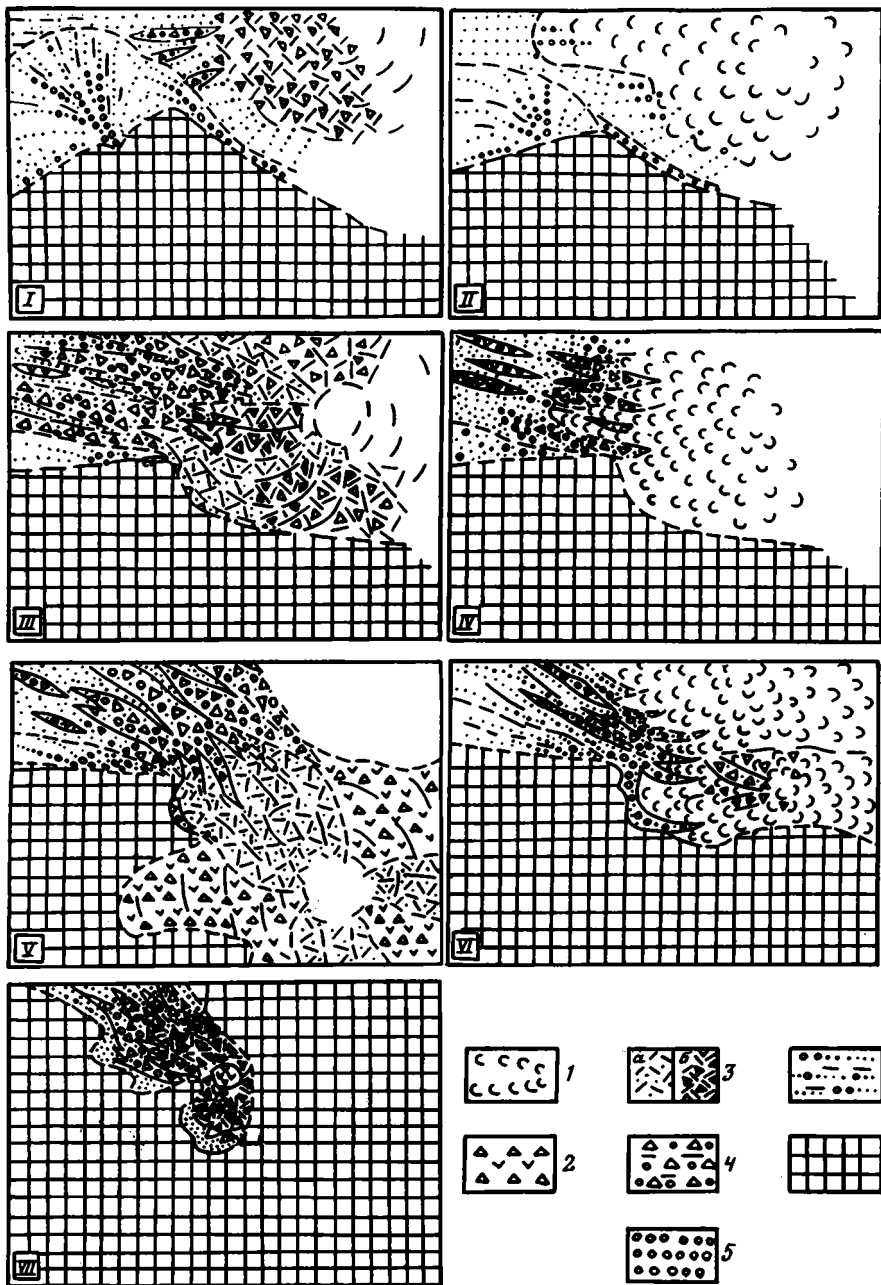


Рис. 29. Фациально-палеогеографические схемы белосватой свиты и вохчабердской толщи

I — сармат, белосватая свита; II—VII — ранний—средний плиоцен, вохчабердская толща (II—VI — нижняя подтолща, VII — верхняя подтолща); 1 — базальтовые, андезитовые лавовые потоки; 2 — андезитовые, дацитовые лавовые потоки, отложения направленных взрывов; 3 — отложения пемзовых (а) и агломератовых (б) пирокластических потоков; 4 — отложения лахаров; 5 — аллювий: русловые валунники и галечники; 6 — пролювий; 7 — области денудации

что новая вспышка вулканической активности, так же как и предыдущая, началась излияниями жидких базальтовых лав.

На этих лавах залегают переслаивающиеся линзовиднослоистые конгломераты, неслоистые конгломерато-брекчии (отложения лахаров и временных водотоков). В них присутствуют обломки плотных и пемзовидных бесцветных и бурых стекловатых плагиоклазовых андезитов, дацитов. Вкрапленники (10–30%): плагиоклазы, редкие пироксены, роговая обманка, магнетит. Мощность пачки 10–15 м. Подобный состав обломочного материала свидетельствует о том, что эти осадки образовались в основном за счет переотложения пирокластики андезитовых эффузивно- и, возможно, экструзивно-эксплозивных вулканов. В верховье р. Азат им соответствуют имеющиеся в основании разреза отложения раскаленных лавин мощностью до 100 м.

Выше залегают мощная пачка неслоистых темно-бурых слабоспекшихся лавобрекчий со сложным пятнистым, гнездовым распределением обломков разного цвета, плотности, состава. Преобладают обломки пироксеновых андезитов; в основании пачки присутствуют обломки дацитов. Мощность ее в разрезе возрастает к югу от 15–20 до 80–100 м. Эта пачка широко распространена в юго-западной части района (см. рис. 27). Здесь, в окрестностях развалин с. Кладби, она достигает мощности 200–300 м. По генезису это типичные слабо спекшиеся отложения гигантских направленных взрывов. Судя по составу обломочного материала этими взрывами были уничтожены ранее образовавшиеся андезитовые эффузивно-эксплозивные вулканы. Центр извержений располагался, по-видимому, в южной части вулканического нагорья. В дальнейшем происходили извержения пирокластических потоков. Об этом свидетельствует пачка белых пемзовых туфов, прослеживающихся выше в разрезе у монастыря Гегард. В них преобладает пемза, витро-кристаллокластика пироксен-роговообманковых андезитов с примесью обломков кислых биотитсодержащих пород в основании пачки. На туфах местами встречаются линзы переотложенной пемзы. Мощность отложений 25–30 м.

Третий мегацикл вновь начинается образованием эффузивно-эксплозивных вулканов андезито-базальтового, базальтового, андезитового состава. В верховьях р. Азат, в районах, прилегающих к центрам извержений, им соответствует мощная толща (до 200–300 м) переслаивающихся лав и агломератовых туфов. В разрезе у монастыря Гегард им соответствуют переслаивающиеся неслоистые и несортированные грубые конгломераты (отложения лахаров), которые состоят из обломков плагиоклазовых андезито-базальтов, андезитов. Порода содержит вкрапленники плагиоклаза (20–35%), пироксенов (1–3%), редкие зерна роговой обманки, магнетита и имеет бурую, коричневую основную массу с микролитовой структурой. На левом борту ущелья в средней части пачки присутствует поток базальта со столбчатой отдельностью. Мощность пачки 20–50 м.

Выше залегают переслаивающиеся валунно-галечные конгломераты, конгломерато-брекчии, гравийники, песчаники (1,5–3 м) и желто-серые неяснослоистые песчаники (от 0,5 до 1 м). Мощность цикла 2–3 м. Гальки, валуны окатаны, полуокатаны. Порода представлена в основном фрагментами андезито-базальтов, пироксеновых, реже пироксен-роговообманковых андезитов, андезито-дацитов, базальтов. Соотношения этих компонентов по разрезу колеблются. Для всех пород характерно низкое, умеренное количество вкрапленников (5–20, реже до 30%), свойственное эффузивным породам района. Основная масса плотная, умеренно пористая, имеет микролитовую, гиалопилитовую структуру, коричневый цвет. Все эти данные показывают, что отложения представляют собой аллювий временных водотоков, накапливавшийся синхронно с толщей эффузивно-эксплозивных образований. Мощность пачки 70–80 м.

Разрез нижней подтолщи вохчабердской толщи завершается пачкой терригенных отложений — типичным горным аллювием, накапливавшимся уже после прекращения вулканической деятельности в районе. В разрезе переслаиваются русловые рыхлые валунники, галечники, гравийники с редкими прослоями и линзами неяснослоистых желто-серых плотных песчаников (0,2–0,5 м) (пойменный аллювий). Гальки, валуны хорошо окатаны. Отложения по составу смешанные. Присутствуют фрагменты андезито-базальтовых, базальтовых, андезитовых лав (20–80%) и переменное количество фрагментов древних пород: песчаников, глинистых, кремнистых сланцев, мергелей. Мощность 15–30 м.

Верхняя подтолща вохчабердской толщи распространена не так широко, как нижняя. Она обнажается севернее сел Гохт, Гегард и прослеживается от них к северо-западу, к с. Зовк, а также вскрывается в ряде долин правых притоков р. Азат, в 5–10 км южнее

монастыря Гегард. Основную ее часть составляют отложения агломератовых и пемзовых пирокластических потоков направленных взрывов типичного андезитового экструзивно-эксплозивного вулкана. Они образуют по существу один крупный мегацикл. При этом в его нижней части преобладают вулканогенные накопления, а в верхней — вулканогенно-осадочные. Завершается же мегацикл часто смешанными и терригенными отложениями. Так, в разрезе к северо-западу от с. Гегард отложения залегают с глубоким размывом на породах нижней подтолщи и представлены тремя пачками.

1. Нижняя пачка в основании сложена переслаивающимися слоями светло-серых, голубовато-серых неслоистых и несортированных агломератовых туфов (мощностью по 2–6 м), представленными обломками роговообманково-пироксеновых, пироксен-роговообманковых андезитов. Они являются типичными отложениями агломератовых пирокластических потоков. Между ними встречаются слои и линзы валунно-галечных конгломератов, гравелитов, гравия и песков, представляющих собой продукты переотложения этой пирокластики временными водотоками. Общая мощность достигает 150 м. Выше залегают маркирующий горизонт уплотненных белых пемзово-пепловых отложений пирокластического потока, прослеживающийся далее на северо-запад, до с. Зовк. Его мощность 25–30 м. Завершается нижняя пачка микродолеритовыми оливин-пироксеновыми базальтами. В восточной части разреза они выполняют врез, и здесь выделяется шесть потоков волнистых лав общей мощностью до 25 м. В западной части разреза прослеживается лишь один поток (4–5 м).

2. Вторая пачка представлена лишь продуктами переотложения вулканокластики. Наблюдаются переслаивающиеся слои и линзы несортированных лахаровых отложений, валунники, галечники, пески, слабо сцементированные песчаники, алевролиты. Материал представлен обломками серых, светло-серых пироксен-роговообманковых, роговообманковых хорошо раскристаллизованных андезитов, сходных с обломочным материалом из нижней пачки. Общая мощность отложений 90–95 м.

3. Завершают разрез переслаивающиеся желто-серые галечники, гравийники, супеси. Валуны, гальки хорошо окатаны. Состав их смешанный: присутствуют фрагменты андезитовых, андезито-базальтовых лав, а также обломки древних палеогеновых пород: глинистых, кремнистых сланцев, песчаников, мергелей. Мощность 15–20 м. Эти отложения накапливались, по-видимому, уже после прекращения вулканической деятельности в районе.

Суммарная мощность отложений верхней подтолщи в этом разрезе достигает 280–300 м. Аналогичный разрез наблюдается в каньоне правого притока р. Азат в 5 км к югу от монастыря Гегард. Отличие заключается в меньшей мощности отложений (110 м) и в том, что нижняя пачка представлена толщей типичных отложений направленного взрыва мощностью до 40–50 м. Мощность второй и третьей пачки 50–60 и 4–5 м соответственно.

От с. Гегард к западу мощность верхней подтолщи быстро уменьшается до 10–20 м. У с. Вохчаберд она сложена пачкой (15 м) галечников и валунников с включением глыб до 1 м в поперечнике.

В водораздельной части Гегамского нагорья разрез вохчабердской толщи завершается кислыми породами (вулканы Спитаксар и др.), образовавшимися, вероятно, в заключительные этапы ее формирования.

СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРИФЕРИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Выше, на примере отложений вохчабердской толщи, распространенных в окрестностях с. Гегард, монастыря Гегард и далее к юго-востоку, показано строение отложений, накапливавшихся в области подножий вулканического нагорья. Западнее, в Вохчабердском хребте, распространены отложения нижней подтолщи этой же толщи, которые накапливались по существу уже по периферии этого нагорья на удалении до 20–25 км от центров извержений (см. рис. 27). Наиболее полный их разрез описан в окрестностях с. Вохчаберд (см. рис. 28). Отметим, что такой четкой цикличности, как в отложениях подножия, здесь нет; сопоставление отдельных горизонтов затруднительно.

В основании разреза залегают тонкие слои, линзы мелкозернистых отложений: темно-серых неслоистых, несортированных супесчаных, супесчано-дресвяных нако-

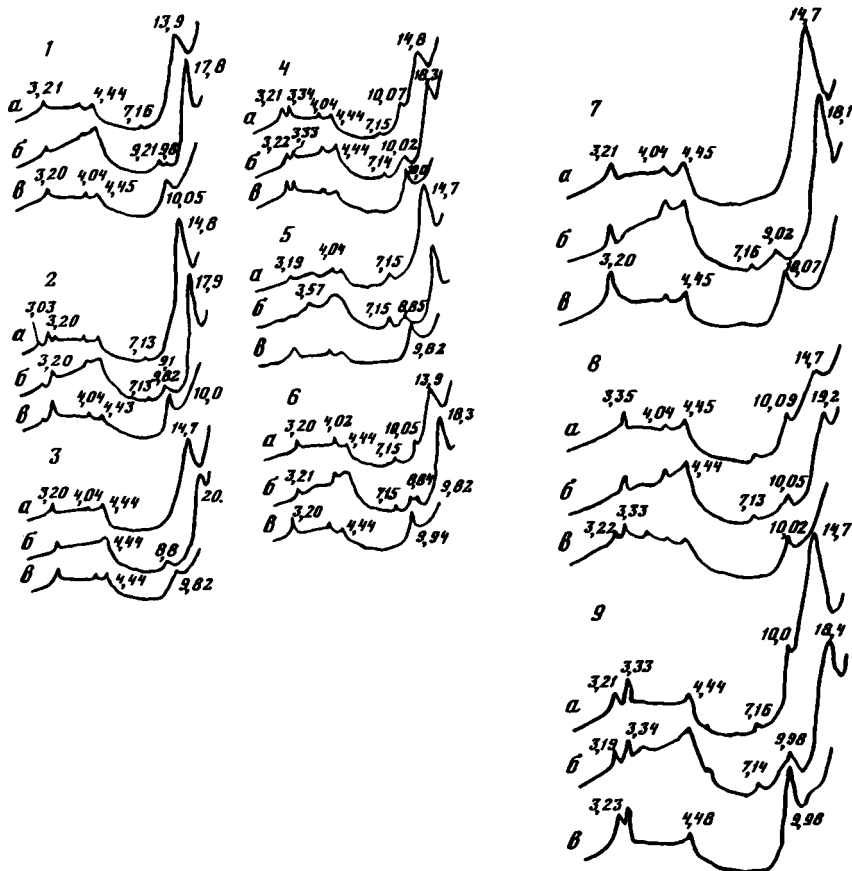


Рис. 30. Рентгенограммы фракции менее 0,001 мм из отложений нижней подтолщи вохчабердской толщи

1—4 — из нижней (1), средней (2, 3) и верхней (4) частей разреза отложений периферии вулканического хребта, у с. Вохчаберд; 5—9 — из отложений подножия вулканического хребта: 5, 6 — из андезитовых пемзовых туфов (первый мегацикл) у монастыря Гегард, 7 — из андезитовых агломератовых туфов (второй мегацикл), верховье р. Азат, 8, 9 — из терригенных отложений, завершающих нижнюю подтолщу у монастыря Гегард. Образцы: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550° С. Снято В.А. Александровой

плений, со щебнем, гальками, валунами (отложения лахаров), гравийных конгломератов, субгоризонтально-слоистых, слабосортированных песчаников, алевролитов (пролювий временных водотоков), чередующихся с желто-серыми терригенными галечниками, песчаниками, алевролитами (пролювий) (табл. XX). В терригенных накоплениях в цементе присутствует аутигенный пелитоморфный кальцит. Западнее, в разрезе у г. Джрвеж, его содержание в цементе тонкозернистых терригенных и вулканогенно-терригенных пород возрастает; в них появляются тонкие (до 1—2 см) прослои белого пелитоморфного кальцита.

Вверх по разрезу прослои терригенных пород среди синхронных вулкано-терригенных исчезают. Отложения становятся все более грубозернистыми. Среди них резко преобладают несортированные накопления грязевых, грязекаменных, водокаменных лахаров (табл. XXI), чередующиеся с прослоями, линзами слабосортированных галечников, гравийников, песчаников. Одновременно пачки лахаровых отложений становятся более мощными (до 1—2, реже 4—5 м), в них появляются более крупные обломки (до 0,2—0,5 м в поперечнике), которые как бы плавают в мелкозернистом матриксе (табл. XXI, 1, 2). Отдельные части разреза практически целиком состоят из субгоризонтальных

слоев накоплений грязевых и грязекаменных лахаров. Иногда в них есть остатки травянистой, реже мелкой древесной растительности, ориентированные с юго-востока на северо-запад, в направлении движения лахаров. В верхах разреза отложения постепенно вновь становятся более мелкообломочными.

По минералого-петрографическому составу нижняя подтолща представлена в основном разнообразными обломками андезито-базальтов, андезитов, соотношения между которыми, их петрографические особенности, колеблются по разрезу. В основании толщи преобладают фрагменты существенно плагиоклазовых андезито-базальтов, для которых характерно низкое содержание вкрапленников (5–10, даже до 20–30%): плагиоклазов (5–30%), пироксенов (до 1–3%). Основная масса коричневая, бесцветная, имеет микролитовую, гиалопилитовую структуру. В подчиненном количестве (20–30%) присутствуют обломки хорошо раскристаллизованных роговообманково-пироксеновых, роговообманковых, биотитсодержащих андезитов, дацитов.

Вверх по разрезу обломки андезитов, дацитов с роговой обманкой, биотитом исчезают, и порода состоит в основном из обломков андезито-базальтов, их основной массы и минералов. Далее постепенно появляются и начинают преобладать фрагменты пироксеновых андезитов, а в верхней части разреза — плотных и пемзовидных пироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов.

Отложения нижней подтолщи претерпели заметные вторичные изменения. В андезитовых туфах, туфобрекчиях, а также в переслаивающихся с ними лахаровых и аллювиально-пролювиальных отложениях в разрезах у монастыря Гегард, в Вохчабердском и других хребтах тонкозернистый матрикс в значительной степени замещен тонкодисперсными глинистыми минералами с очень слабым двупреломлением. Рентгеноструктурным анализом установлено (определения Б.А. Сахарова), что среди них резко преобладают плохокристаллизованные смектиты (рис. 30, а). Кроме того, в подчиненном количестве, либо в виде примеси присутствует также непрерывный ряд смешанослойных минералов от чистого смектита до гидрослюда. В отдельных образцах встречается гидрослюда (10Å). Во всех образцах присутствует также примесь плагиоклазов (3,21Å, 4,04Å).

В основании разреза у монастыря в туфах нижнего мегацикла помимо отмеченных минералов присутствует примесь цеолитов (7,15Å). Здесь чешуйки биотита заметно гидратированы, обесцвечены. По спайности в них присутствуют выделения гидроокислов железа.

В базальтовых лавах и лавобрекчиях (низы второго мегацикла в разрезе у монастыря) изменения также значительны. В них оливин замещен смектитом, местами карбонатом. В газовых пустотах, на поверхности обломков присутствуют выделения зеленого смектита, опала, местами кальцита и цеолитов.

В отличие от рассмотренных пород отложения верхнего горизонта толщи практически свежие. В них лишь в проницаемых разностях: песках, галечниках на обломках присутствуют тонкие каемки желтоватого изотропного глинистого вещества ($n = 1,580 \div 1,600$).

Следует отметить, что во всех изученных разрезах отсутствуют следы гидротермальной деятельности. Это может служить определенным указанием на маловодность во время накопления вохчабердской толщи. На такое явление указывал Н.М. Страхов [1963].

Рассмотренные разрезы нижней подтолщи вохчабердской толщи у монастыря Гегард и у с. Вохчаберд в целом весьма близки по минералого-петрографическому составу обломочного материала. Однако сопоставление отдельных горизонтов затруднительно, так как у с. Вохчаберд состав его значительно более усредненный из-за многократного переотложения, и к тому же снос сюда мог быть и с вулканов, ныне погребенных четвертичными лавами в центральной части Гегамского нагорья. Об этом свидетельствует, в частности, значительное содержание обломков андезитов в верхней части разреза у с. Вохчаберд, играющих незначительную роль в верхах разреза у монастыря Гегард.

Таким образом, в отложениях периферии вулканического нагорья практически отсутствуют обломочные аналоги базальтового вулканизма, так как он не давал заметных количеств пирокластики. Они сложены в основном переотложенной агломератовой, реже пемзовой вулканокластикой андезитовых эффузивно- и экструзивно-эксплозивных вулканов.

Постепенное вытеснение из разреза терригенных отложений и возрастание крупности обломочного материала в синхронных вулкано-терригенных отложениях свидетельст-

вуют о расширении области накопления грубообломочных селевых и пролювиальных осадков, обусловленном, на наш взгляд, прежде всего постепенным увеличением размеров вулканических массивов в осевой части Гегамского нагорья.

Разрезы отложений в Вохчабердском хребте на удалении до 20–30 км и более от исходных вулканов сложены в основном неслоистыми и несортированными лахаровыми накоплениями, с прослоями и линзами слабосортированных пролювиальных отложений. Это свидетельствует о преимущественно селевом режиме стока со склонов вулканов. Осадки обычных водотоков в отличие например от современных отложений вулканических районов Камчатки здесь не играют заметной роли. Это говорит о маловодности этих водотоков и о достаточно засушливых условиях времени накопления толщи, сходных с условиями накопления осадков мелких конусов выноса в современных предгорьях Средней Азии. О сухости климата свидетельствует также незначительное количество растительных остатков в этих отложениях, присутствие рассеянного аутигенного карбоната и тонких прослоев мергелей в тонкозернистых осадках подтверждают существующие представления о сухости климата, близкой к современной в Восточном Закавказье, в нижнем и особенно среднем плиоцене [Асланян, 1958; Муратов, 1964; Милановский, 1968; Габриелян, 1970 и др.].

Сравнение отложений нижней и верхней подтолщи показывает, что в последней преобладают аллювиальные осадки, а лахаровые присутствуют в подчиненном объеме. В аллювии материал гораздо лучше сортирован, окатан. Аутигенные карбонаты отсутствуют. Эти данные свидетельствуют о более влажном климате в период формирования отложений.

Наличие в кровле нижней подтолщи терригенных, вулканотерригенных накоплений, глубокий размыв, разделяющий подтолщи, слабая литификация пород верхней из них и иные климатические условия времени ее формирования — все эти данные указывают на длительный перерыв во времени их образования. Они позволяют предположить, что верхняя подтолща формировалась в позднем плиоцене, для которого, как известно, был характерен более влажный климат в этом регионе по сравнению с предшествующими эпохами.

Примером отложений, накапливавшихся по периферии вулканических массивов является также подстилающая вохчабердскую толщу белесоватая свита (см. рис. 28).

Отложения белесоватой свиты выходят к востоку от г. Еревана, в районе г. Джрвеж—с. Вохчаберд—с. Гегадир. Их мощность достигает 150–200 м. К северо-западу, у с. Мангюс, они вскрываются в целом ряде скважин и достигают мощности до 300 м и более [Асланян, 1958]. Синхронные им сарматские отложения известны также на юго-западном побережье оз. Севан. Бурение близ сел Еранос и Арцвакар показало, что они имеют здесь мощность 500–600 м [Милановский, 1968].

Уг. Джрвеж—с. Вохчаберд. обнажаются в основном аллювиально-пролювиальные накопления. К северу, северо-западу они сменяются прибрежно-морскими, лагунными, озерными отложениями, вскрытыми скважинами [Асланян, 1958]. Наиболее полный разрез свиты описан в борту ущелья Джрвеж в уступах искусственных террас. Он начинается тремя потоками долеритовых базальтов с волнистой поверхностью мощностью 10–12 м, залегающими с угловым несогласием на пестроцветной глинистой толще (олигоцен, миоцен).

Выше залегает толща пролювиальных накоплений, представленных в основном слоями, прослоями и линзами слабо сортированных галечников, гравийников, глинистых песчаников, алевролитов зеленовато-серого, желтовато-серого цвета, тонких белых прослоев пелитоморфного кальцита. Состав обломочного материала весьма разнообразен и сильно меняется по разрезу. Присутствуют окатанные обломки подстилающих пород — мергелей, дацитовых, базальтовых, андезитовых лав, обсидиана, метаморфических пород, кварцитов, глинистые катуны. Мелкозернистый материал состоит из обломков этих же пород, плагиоклазов, кальцита, гипса, кварца, реже пироксенов, роговой обманки, рудных; цемент глинисто-карбонатный.

В нижней части свиты присутствует пачка вулканогенно-осадочных пород. В основании она представлена в основном мелкообломочными пролювиальными отложениями: переслаивающимися, с многочисленными врезами, несортированными песками, песчаниками, алевролитами и прослоями белого пелитоморфного кальцита (мощностью 1–5 см), с линзами галечников, гравия, реже селевых накоплений (рис. 31.). В составе обломочного материала преобладают обломки дацитов, липаритов, обсидианов. При-

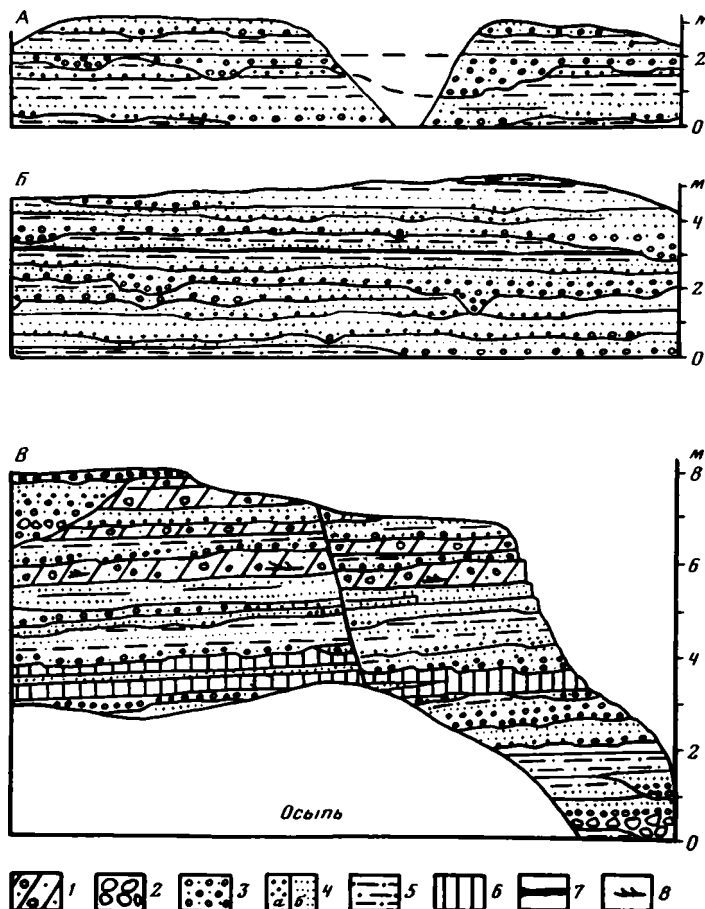


Рис. 31. Разрезы вулканогенной молассы в нижней части белесоватой свиты в 1,5 км к западу от с. Вохчаберд (А, Б) и в основании нижней подтопки вохчабердской толщи в 1 км к юго-востоку от с. Вохчаберд (В)

1 — неслоистые и несортированные песчаники с "плавающими" щебнем, гальками, дрсвой — отложения лахаров; 2—7 — отложения временных водотоков: 2 — разногалечные конгломераты, выполняющие мелкие врезы, 3 — линзовиднослоистые галечные гравелиты, гравелиты (отложения дробящихся водотоков), 4 — песчаники крупно- (а) и мелкозернистые (б), субгоризонтальнослоистые (отложения расплывающихся водотоков), 5 — алевролиты горизонтальнослоистые, 6 — алевролиты и глинистые алевролиты неяснослоистые, 7 — тонкие прослои белого пелитоморфного кальцита (отложения исскающих водотоков); 8 — растительные остатки

существует также переменное количество фрагментов пород, свойственных подстилающим толщам. Мощность 10—15 м.

Верхняя часть пачки (до 30 м) представлена более грубообломочными аллювиально-пролювиальными осадками: переслаивающимися галечниками с прослоями и линзами гравийников, валунников, песчаников. В составе обломочного материала здесь преобладают уже фрагменты андезито-базальтовых и андезитовых лав.

В целом отложения белесоватой свиты в этом районе формировались в основном на конусах выноса за счет сноса временными потоками терригенного материала с близлежащих гор, сложенных в основном песчано-глинистыми породами олигоцена и миоцена. В начале формирования свиты происходила вулканическая деятельность. Об этом свидетельствует накопление горизонтов волнистых базальтовых лав, а после некоторого перерыва — формирование пролювиальных и лахаровых накоплений, за счет сноса материала вначале со склонов кислых, дацитовых, андезитовых и базальтовых вулканов, а затем — в основном с андезито-базальтовых и андезитовых. В дальнейшем, по-

видимому, был длительный перерыв в вулканической активности до времени формирования вохчабердской толщи.

Аллювиально-пролювиальный, селевый генезис синхронных вулканотерригенных и терригенных отложений, плохая сортировка и окатанность материала, наличие в тонкозернистых породах обильных прослоев аутигенного кальцита, гипса, обилие карбонатного и гипсового цемента свидетельствуют о достаточно сухом и жарком климате времени накопления белесоватой свиты.

СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ КРУПНОГО ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА

Выше нами рассмотрено строение толщ, сложенных существенно аллювиально-пролювиальными и лахаровыми отложениями. Ниже мы остановимся на особенностях строения и формирования осадков, накапливавшихся в крупном подпрудном озере, примыкавшем к вулканическому центру, на примере сисианской свиты. Эти отложения в определенной степени являются примером вулканогенно-осадочной седиментации в конечном водоеме стока.

В бассейне р. Воротан и на прилегающем Синюкском нагорье широко развиты вулканогенные толщи: горисская вулканогенно-обломочная свита и ишхансарская существенно эффузивная свита, а также фациально с ними связанная озерная сисианская диатомитовая свита, ингрессивно залегающая в долине р. Воротан (Палеоворотан) и по ее притокам (рис. 32).

Стратиграфии этих отложений посвящено большое количество работ [Соловкин, 1940; Паффенгольц, 1940; Тахтаджян, Габриелян, 1948; Татевосян, 1956; Исаханян, 1965; Габриелян и др., 1955; Асланян, 1958; Назарян, 1959; Ширинян, 1959, 1970; Габриелян, 1964б; Милановский, 1968; Бальян, 1962, 1969; Игнатьева, 1967; и др.].

Верхнеплиоценовый возраст отложений большинством исследователей определяется на основании их взаимоотношений с более древними нижне- и среднеплиоценовыми образованиями и перекрывающими лавами Ераблурского плато с врезанной в них апшеронской террасой, а также на основании определений ископаемой флоры из сисианской свиты [Криштофович, 1939; Тахтаджян, Габриелян, 1948; Габриелян, 1964б]. Детальные исследования с учетом литературных данных позволяют представить стратиграфию отложений района в следующем виде: 1) в основании разреза, вероятно, залегают эффузивная толща, на что указывает наличие потока андезито-базальтовых лав в нижней части обнажения у с. Агуди; 2) у сел Урут и Вагуди они перекрываются лавами и лавобрекчиями пироксеновых и роговообманковых андезитов основной части эффузивной ишхансарской свиты; 3) стратиграфически выше залегает верхняя часть вулканогенно-обломочной горисской свиты, пространственно связанная с обширной, обращенной к востоку кальдерой, которая сечет ишхансарскую свиту (см. рис. 32); 4) разрез завершается покровными лавами Ераблурского плато, переслаивающимися с эффузивами верхней части ишхансарской свиты.

Горизонты переслаиваются и латерально сменяются озерной сисианской свитой (рис. 33). Во все эти толщи врезана современная долина р. Воротан, в которую спускаются потоки четвертичных лав.

Фациально-генетический состав отложений свит весьма пестрый. В горисской свите выделяются отложения направленных взрывов, агломератовых и пемзовых пирокластических потоков, отложения пемзо- и пеплопадов.

Оказалось, что отложения направленных взрывов с характерным для них сложным, пятнистым распределением обломков разного состава, степени раскристаллизации, плотности и цвета слагают основную часть мощных разрезов (до 400 м) свиты у г. Горис. Два горизонта этих отложений залегают среди озерных осадков в разрезе у с. Агуди. Преобладающий состав обломков в них от толщи к толще колеблется от пироксеновых андезитов до роговообманковых, биотитсодержащих андезитов.

В подчиненном объеме в разрезе горисской свиты у г. Горис встречаются пачки светло-серых накоплений агломератовых потоков. У сел Урут и Шамб в толще озерных отложений сисианской свиты залегают не менее двух горизонтов отложений пемзовых пирокластических потоков мощностью по 2–3 м (табл. XXII). Они представлены фрагментами стекловатой пемзы с редкими вкрапленниками (до 15%) плагиоклазов, кварца, биотита, реже — роговой обманки, рудных.

Среди эффузивов ишхансарской свиты наиболее интересными являются мощные

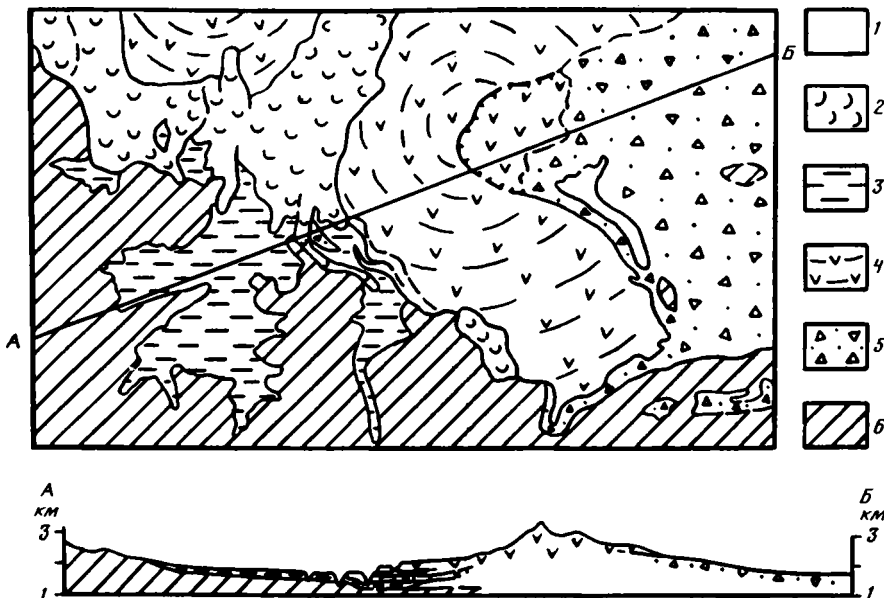


Рис. 32. Схематическая геологическая карта бассейна р. Воротан (составлена с использованием данных К.Н. Паффенгольца)

1 — голоценовые галечники; 2 — четвертичные базальтовые, андезитово-базальтовые лавы; 3–5 — верхнеплиоценовые толщи, связанные фациальными переходами: 3 — сисианская свита: алевроиты, пески, глины, диатомиты, 4 — ишхансарская свита: базальтовые, андезитовые лавы, пирокласты, 5 — горисская вулканогенно-обломочная свита; 6 — доплиоценовые отложения

пачки лавобрекчий пироксеновых и роговообманковых андезитов, обнажающиеся у сел Шамб и Вагуди. Обломки имеют размер от 2–4 до 20 см, реже крупнее. Обычно у них обнаруживается светлая корочка закалки толщиной 0,2–1 см и темно-серая, более густо раскристаллизованная внутренняя часть. Лавобрекчии залегают на глинистых, диатомитовых осадках, как бы деформируя их, и перекрываются тонкими их пачками. Все эти данные позволяют предполагать, что лавобрекчии образовались в результате дезинтеграции андезитовой лавы при излиянии ее в озеро либо на влажный грунт. Под ее весом озерные осадки интенсивно сминались, оползали.

Сисианская свита представлена в основном разнообразными озерными накоплениями, в которых выделяются четыре фации.

Фация галечно-гравийно-песчаных осадков озерной дельты характеризуется двумя генетическими типами осадков. Первый из них представлен мелкими и средними галечниками, гравием с крупной, высотой до 2 м, косой сходящейся слоистостью (табл. XXIII, 1, 2); они накапливаются на дельтах горных ручьев. Второй тип представлен гравийными, разнозернистыми песками с крупной косой сходящейся слоистостью (до 2–3 м).

Фация гравийно-песчаных осадков прибрежных частей озера характеризуется также двумя генетическими типами осадков: 1) гравием, разнозернистыми песками с горизонтальной, линзовидной, мелкой косой слоистостью (табл. XXIII, 3, 4); 2) песками, крупными алевроитами с горизонтальной, волнистой, мелкой косой и косоволнистой слоистостью.

Фация алевропелитовых осадков внутренних частей озера характеризуется двумя генетическими типами осадков: 1) алевроитами с горизонтальной, волнистой слоистостью и 2) горизонтальнослоистыми алевропелитами, пелитами (табл. XXIII, 5). Эти осадки накапливались из взвесей.

Фация диатомовых илов озер также представлена двумя типами осадков, между которыми существуют постепенные переходы. Первыми являются массивные либо неясногоризонтальнослоистые диатомовые пелиты, алевропелиты, глины серого, желтовато-серого цвета. Залегают обычно в виде отдельных слоев мощностью 0,2–1 м.

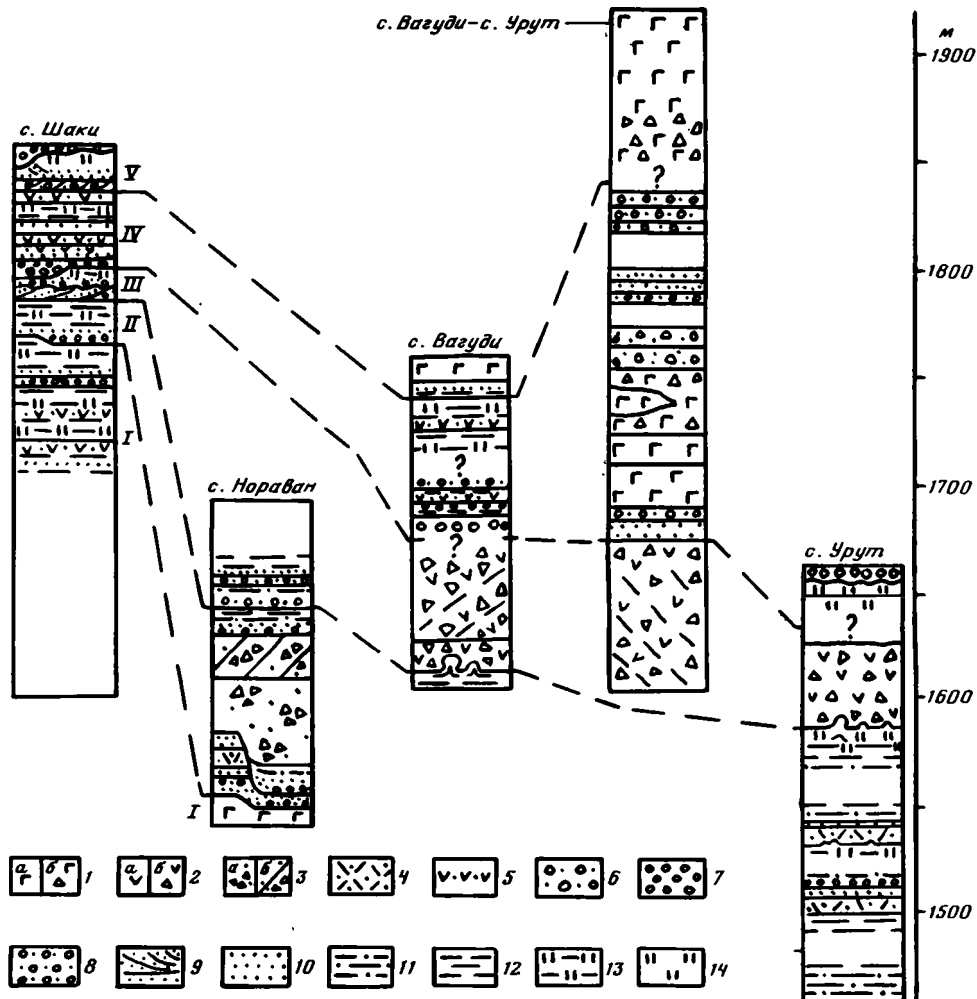


Рис. 33. Основные разрезы сисианской свиты в районе сел Шаки и Урут

1, 2 — андезито-базальтовые (1) и андезитовые (2) лавы (а) и лавобрекчи (б); 3 — вулканические брекчи, серые (а) и бурые (б) (отложения направленных взрывов); 4 — неслоистые отложения пемзовых пирокластических потоков; 5 — андезитовые и дацитовые вулканические пеплы; 6 — неслоистые и несортированные отложения лахаров; 7 — линзовиднослоистые валунники и галечники (русловой аллювий); 8 — линзовиднослоистые несортированные гравийные галечники, песчаные гравийники (пролювий); 9—14 — озерные отложения; 9 — крупнокосослоистые гравийники, пески (осадки дельты), 10 — пески горизонтально- и мелкокосослоистые (осадки прибрежной части озера), 11—14 — горизонтально-слоистые алевриты (11), алевропелиты и алевритовые глины (12), глинистые диатомиты (13), диатомиты (14) (осадки внутренних частей озера). I—V — макроциклы.

Вторыми — массивные неслоистые диатомиты белого, желтовато-белого цвета, очень легкие (табл. XXIII, 6). Залегают в виде слоев мощностью от 0,1—1 м, разделенных либо чередующихся с прослоями алевропелитов.

Отличительной особенностью тонкозернистых осадков внутренних частей озера в нижней части свиты является присутствие в них редких тонких прослоев (до 1—4 см) гипса, а также его рассеянных выделений. А.А. Габриелян [19646] отмечает присутствие в разрезе у с. Шамб прослоя гипса мощностью 2 м. Наличие прослоев гипса достаточно убедительно свидетельствует о заметной засушливости климата времени накопления отложений (по крайней мере периодической его аридизации).

Помимо резко преобладающих озерных осадков, в сисианской свите присутствуют также аллювиальные и пролювиальные накопления. Аллювий представлен в основном

русловыми галечниками, которые залегают в отмеченных выше врезам внутри свиты (табл. XXIV, 12). Отложения конусов выноса сложены переслаивающимися линзовидно-слоистыми галечно-гравийными осадками дробящихся водотоков и гравийно-песчаными, песчано-алевритовыми осадками распластывающихся водотоков (табл. XXIV, 3, 4).

Строение сисианской свиты весьма сложное. В разрезах наблюдается переслаивание озерных осадков разной крупности, аллювия и различных вулканогенных накоплений. Это указывает на периодические изменения уровня озера и на одновременное формирование вулканического массива Ишхансар, продукты извержения которого подпруживали р. Палеоворотан.

В связи с этим в строении толщи четко выделяется цикличность по крайней мере двух порядков. Наиболее хорошо она выражена в районах, прилегающих к вулкану. В более удаленных районах у г. Сисиан и далее вверх по долинам рек разрезы более однородны по строению, и цикличность в них выражена слабее.

Разрез элементарного цикла обычно начинается отложениями пирокластических потоков, либо грубообломочными гравийно-галечными прибрежными осадками. Завершается цикл тонкозернистыми более глубоководными озерными осадками (табл. XXIII, 5).

Макроциклы отражают крупные этапы развития вулканического центра. Они обычно начинаются залегающими с разрывом наиболее грубыми аллювиальными, дельтовыми осадками и постепенно завершаются наиболее тонкими (алевропелитами и диатомитами), накапливавшимися в удаленных от берега частях озера. Это связано с повышением его уровня при наращивании вулканогенной плотины во время активизации извержений. Завершались макроциклы, по-видимому, перерывами вулканической активности, во время которых уровень озера снижался. Всего выделяется пять макроциклов.

Первые два макроцикла наиболее мощные. Они сочетаются на северо-востоке района с нижней частью горисской свиты — отложениями пирокластических потоков, направленных взрывов, лавов и состоят в значительной мере из продуктов их перемыва. У с. Шаки макроциклы разделены между собой врезом, выполненным аллювиальными, дельтовыми осадками. Озерные накопления представлены в основном песками, алевритами, алевропелитами, глинистыми диатомитами (завершающими циклами).

Третий макроцикл, сравнительно маломощный, сопоставляется и переслаивается с основной частью эффузивной ишхансарской свиты. У сел Урут и Вагуди он сложен тонкими пачками алевропелитов, глинистых и чистых диатомитов, подстилающих и переслаивающихся с горизонтами лавобрекчий. У с. Шаки он представлен в основном пачками черного шлакового гравия, галечников, песков, ритмично переслаивающихся с серыми алевритами. Вверх по разрезу циклы становятся более тонкообломочными — песчано-алевропелитовыми. Последний из них завершается пачкой глинистых диатомитов (до 2 м).

Четвертый макроцикл сопоставляется с верхней частью горисской вулканогенно-обломочной толщи. Значительной мощности он достигает у сел Шаки и Вагуди. Он начинается аллювиальными галечниками, врезанными в диатомиты предыдущего макроцикла, и состоит из ритмично чередующихся пачек пемзового гравия, песков, алевритов, диатомовых алевропелитов, реже глинистых диатомитов.

Последний, наименее мощный макроцикл можно сопоставить с покровными лавами Ераблурского плато и верхней части ишхансарской свиты. Он состоит из тонкозернистых осадков — алевритов, алевропелитов, глинистых и чистых диатомитов, в которых иногда встречаются тонкие черные прослои андезито-базальтовых пеплов. В северо-западной части района (гора Цхук и др.) с ним синхронны, возможно, извержения андезито-базальтовой пирокластики и лав, о чем свидетельствует состав залегающих здесь дельтовых осадков. Изложенные данные сведены на схематическом литолого-фациальном разрезе верхнеплиоценовых отложений района (рис. 34).

Вещественный состав отложений сисианской свиты формировался за счет трех основных типов материала: переотложения свежей пирокластики, сноса вулканотерригенных продуктов разрушения более древних вулканических массивов и толщ в прилегающих хребтах, накопления панцирей диатомовых водорослей. Исходная пирокластика представлена отложениями направленных взрывов, агломератовых и пемзовых пирокластических потоков.

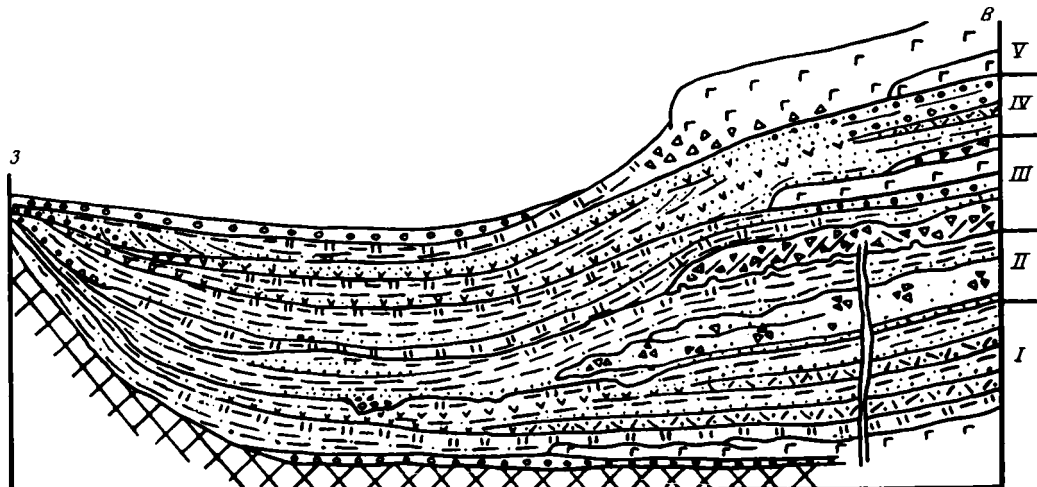


Рис. 34. Схематический сводный литолого-фациальный разрез сисианской свиты по линии: верховье р. Воротан—с. Урут
Условные обозначения см. на рис. 33. I—V — макроциклы

Среди отложений направленных взрывов по составу обломков выделяется два типа. Один из них состоит из продуктов взрывного дробления пироксеновых андезито-базальтовых и андезитовых экструзивных и отчасти эффузивных пород. В шлифах видно, что они состоят из вкрапленников (40–50%) плагиоклазов, пироксенов, реже роговой обманки и почти нацело раскристаллизованной основной массы с микролитовой, микронолитовой структурой. Второй тип состоит в основном из обломков слабо пористых стекловатых роговообманковых, биотит-роговообманковых андезитов. Они имеют буровато-серый, буро-коричневый цвет и состоят из редких вкрапленников (до 10–20%) плагиоклаза, базальтической роговой обманки, реже биотита, рудных и обильной стекловатой основной массы с редкими микролитами. Тонкозернистый материал состоит из остроугольных частиц такого стекла и редких обломков кристаллов. Оба типа отложений встречаются в разрезах у г. Гориса и у с. Агуди.

Отложения агломератовых потоков представлены серыми, светло-серыми обломками пироксеновых и роговообманково-пироксеновых андезитов. В них содержатся те же вкрапленники (30–40%). Основная масса пористая, стекловатая, содержит лишь редкие микролиты. Мелкозернистый заполнитель и пеплы, связанные с этими отложениями, состоят из той же витро- и кристаллокластики.

Отложения пемзовых пирокластических потоков состоят из бесцветного стекла с редкими (5–10%) вкрапленниками плагиоклаза, биотита, магнетита; в других случаях присутствуют также (либо преобладают) зерна базальтической роговой обманки, пироксенов. Мелкозем состоит из витрокластики и редких зерен минералов.

Важно отметить, что вблизи подножия вулкана Ишхансар состав озерных осадков закономерно изменяется, отражая цикличность вулканической деятельности. Например, осадки, перекрывающие слои описанных выше пирокластических отложений, в начале полностью сходны с ними по составу. В одних случаях они состоят из перетолоченной лаво- и кристаллокластики, в других — из частиц стекла и пемзы. Лишь выше по разрезу в них появляется все возрастающая примесь чуждых обломков. Отложения отдельных макроциклов имеют резко различный состав, что обусловлено столь же резкими различиями в составе извергаемого вулканом материала.

Например, пакки осадков, соответствующих периоду образования эффузивного, эффузивно-эксплозивного вулкана (макроцикл III), состоят в целом из более однородных темно-серых, черных, плотных и пористых полуокатанных фрагментов пироксеновых, реже роговообманково-пироксеновых андезито-базальтов и андезитов. Микроскопически их основная масса (85–95%) состоит из разноокрашенного стекла (30–90%) с микролитами, микронолитами и редкими вкрапленниками плагиоклазов, пироксенов, реже роговой обманки, рудных. В тонких фракциях преобладают обломки этой основ-

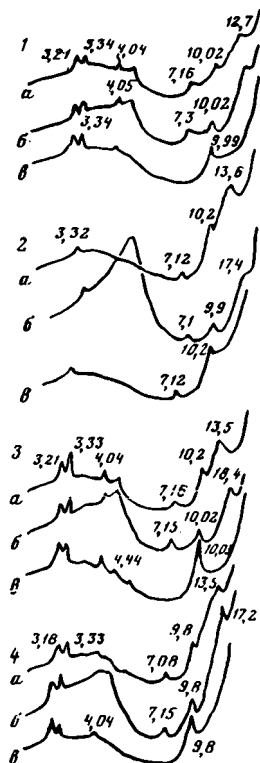


Рис. 35. Рентгенограммы фракции менее 0,001 мм из глинистых отложений сисианской свиты

Образцы: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550° С. Снято В.А. Александровой

ной массы. Большинство фрагментов свежие с незначительными изменениями, гидратацией стекла.

Отложения сисианской свиты, развитые к югу от г. Сисиан и в верховьях р. Воротан, состоят из угловатых и в разной степени окатанных фрагментов: 1) свежих либо слабо измененных разнообразных по структуре андезитовых, реже кислых и андезито-базальтовых лав, их основной массы, стекол и свойственных им минералов: плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, биотита, рудных (в сумме до 50–60%); 2) сходных, но сильно измененных пород (до 40–50%). В глинистой фракции, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствуют смектиты, гидрослюда, плагиоклазы, аморфная фаза (вероятно, смесь опала и стекла), следы кристобалита (определения Б.А. Сахарова) (рис. 35). Такой состав осадков связан с тем, что они формируются здесь за счет сноса материала с прилежащих хребтов, сложенных более древними вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Состав этих отложений снизу вверх по разрезу в отличие от предыдущих достаточно устойчив. Резкие колебания обнаруживаются лишь выше прослоев пеплов.

Формирование сисианской свиты. Все имеющиеся данные говорят о том, что отложения накапливались в озере, образовавшемся, как отмечал еще А.Т. Асланян [1958], в результате подпруживания долины р. Палеоворотан продуктами извержений вулкана Ишхансар. Вблизи подножия вулкана осадконакопление в озере имело ярко выраженную цикличность, обусловленную в первую очередь цикличностью вулканической деятельности нескольких порядков и колебаниями уровня озера. На удалении от вулкана, в верховьях р. Воротан и ее притоков, основную роль играли лишь колебания уровня озера и его гидрологического режима.

Вначале произошло подпруживание долины р. Палеоворотан эффузивами. Первый и второй макроциклы формировались под непосредственным воздействием экструзивно-эксплозивной, эффузивно-эксплозивной деятельности вулкана Ишхансар, сопровождавшейся направленными взрывами, пирокластическими потоками. Благодаря периодическому обильному сносу продуктов перемыва свежей вулканокластики накопилась мощная (до 200 м) толща ритмично переслаивающихся песчаных, алевропелитовых, диатомовых осадков. Первый макроцикл завершился частичным спуском озера и образованием врезов в верховьях долин. Следующий макроцикл начался восстановлением плотины из мощнейших отложений направленных взрывов и накоплением вначале аллювиальных, дельтовых, а затем и озерных, все более тонкозернистых осадков. Завершился он, возможно, некоторым понижением уровня озера.

Начало третьего макроцикла совпало с началом периода преимущественно эффузивных извержений Ишхансара и формирования ишхансарской свиты. Склоны и подножие вулкана покрылись лавами, предохраняющими лежащие ниже толщи от размыва. Отдельные потоки спускались, вероятно, непосредственно в озеро, благодаря чему образовались скопления лавобрекчий с характерной коркой заалки. Снос свежей вулканокластики в озеро сильно замедлился. В районе сел Вагуди, Шамб, вблизи уступа Ераблурского плато, медленно накапливались глинистые и чистые диатомовые илы. В конце макроцикла озеро вновь было частично спущено. Образовались врезы, заполненные аллювием.

Четвертый макроцикл начался мощнейшей эксплозивной деятельностью, в результате которой образовалась обширная, обращенная к юго-востоку взрывная кальдера в восточной части вулканического массива и связанные с ней толщи отложений направленные

ных взрывов (верхняя часть горисской свиты). Они вновь подпрудили долину Палеоворотана. В озере стали отлагаться продукты перемыва свежей пирокластики: лито- и пемзокластические гравий, пески, алевроиты, а в периоды ослабления сноса между извержениями — алевроиты, глинистые, диатомовые илы.

Последний макроцикл ознаменовался вновь существенно эффузивной деятельностью в западной части вулканического массива и на Ераблурском плато. Вблизи уступа плато накапливались глинистые и чистые диатомовые илы. Вскоре озеро было спущено по вновь углубленной долине, заложившейся в основном по контакту лав плато и менее прочных пород юры и мела.

Из изложенного можно сделать следующие основные выводы. 1. Характер, скорость осадконакопления и состав осадков в крупном подпрудном сисианском озере, в районах, прилегающих к вулканам Ишхансар, Цхук, в первую очередь определялись особенностями их извержений и составом извергаемых продуктов. В периоды эксплозивной деятельности здесь накапливались мощные толщи осадков из переотложенной пирокластики в начале циклов и из обогащенных ею диатомовых илов — в конце. В периоды эффузивных извержений вследствие ослабления сноса отлагались гораздо менее мощные осадки, а местами в основном лишь диатомовые илы.

2. На удалении от вулканов отлагались однородные по составу вулкано-терригенные, терригенные тонкозернистые осадки и глинистые диатомовые илы.

3. Присутствие в озерных отложениях тонких прослоев и рассеянных выделений аутигенного гипса (у с. Шамб и южнее г. Сисиан) свидетельствует о достаточно сухом (по крайней мере временами) климате времени накопления сисианской свиты, вероятно близком к семиаридному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главной целью работы было изучение строения, вещественного состава и формирования отложений у подножий действующих вулканов на примере современных и новейших базальтовых и андезитовых вулканов Камчатки и Армении. В результате проведенных исследований получен ряд главных выводов.

1. Детальное изучение пирокластического материала показало, что его важнейшие особенности обусловлены прежде всего составом исходного расплава, характером вулканизма и типами извержений. Эти факторы определяют существование естественных природных ассоциаций пирокластического материала. Детальная их характеристика дана в табл. 2, которая в связи с этим может являться одним из вариантов генетической его классификации. Основу ее составляет разделение пирокластического материала по составу на базальтовый и андезитовый; по характеру деятельности — на пирокластику трех основных типов аппаратов: существенно-эффузивных щитовых вулканов, эффузивно-эксплозивных стратовулканов и экструзивно-эксплозивных построек; по типам извержений — на четыре группы, отвечающие важнейшим их типам: гавайскому, Strombolianскому, вулканскому и направленным взрывам.

Известно, что при отложении пирокластики из эруптивных туч происходит их дифференциация по крупности и удельному весу и, соответственно, по минералого-петрографическому и химическому составам. Исследования показали, что при этом вследствие особенностей исходного материала наиболее существенные изменения минералого-петрографического и химического составов происходят в ювенильных пеплах направленных взрывов и сильных вулканских (плинианских) извержений андезитовых экструзивно-эксплозивных вулканов. Это связано с тем, что они состоят в основном из легких пемзовых частиц, кристаллов песчаной и отчасти алевритовой размерности и тонкой витрокластики.

2. Вулканический аппарат и отложения, накапливающиеся у его подножия и по периферии, образуют закономерно построенный комплекс, важнейшими особенностями которого являются: четкая вертикальная и радиальная зональность, ясно выраженная цикличность и отчетливое расширение области накопления отложений по мере роста вулкана. Мощность, состав отложений и особенности цикличности определяются прежде всего характером вулканической деятельности, а также рельефом (создаваемым вулканизмом, тектоникой и экзогенными процессами), характером тектонических движений и климатом района. Выделяются три основные зоны осадконакопления: собственно вулкан, область его подножия и периферия. У вулканов разных типов вследствие резко различного характера вулканической деятельности отмеченная общая схема имеет весьма существенные особенности.

В строении существенно эффузивных вулканов резко преобладают лавы, переслаивающиеся с редкими горизонтами и линзами пирокластики и продуктов ее переотложения. Лишь у подножий и по периферии эффузивно- и экструзивно-эксплозивных вулканов развиты мощные толщи рыхлых отложений. При этом в первом случае среди них обычно значительную роль играют лавы, а во втором часто преобладают пирокластические накопления.

3. Изучение подножий современных действующих вулканов и древних вулканогенно-осадочных толщ показало, что в них встречаются практически все генетические типы отложений, известные и в невулканических областях. Однако наиболее широко в них

распространены лахаровые, пролювиальные и делювиально-пролювиальные накопления. В определенных условиях встречаются ледниковые, водно-ледниковые, озерные и эоловые осадки. Распространение такого своеобразного генетического комплекса у подножий и по периферии действующих вулканов обусловлено прежде всего обилием незакрепленной растительностью рыхлой пирокластики, контрастным рельефом и другими причинами. Степень развития и характерные особенности тех или иных из этих отложений обусловлены в значительной степени климатическими условиями района и размерами самих вулканов.

В условиях умеренного гумидного климата Камчатки небольшие вулканы опоясаны шлейфами делювиально-пролювиальных осадков. По мере роста вулкана образуется четко выраженное подножие, в строении которого наиболее широко представлены лахаровые отложения, и периферия, где преобладают пролювиальные, а в благоприятной обстановке и озерные накопления. У наиболее крупных вулканов в верхах подножий распространены также морены. В результате детального литолого-фациального анализа выявлены диагностические признаки, фациально-генетический состав, основные черты строения и формирования всех этих осадков. Краткая характеристика основных фаций и генетических типов осадков дана в табл. 3—7. Характерной особенностью всех отложений является присутствие в них, особенно по периферии вулканов, растительных остатков, иногда прослоев торфа.

После прекращения или длительного перерыва вулканической деятельности нередко уже через несколько тысяч лет здесь начинают накапливаться типичные аллювиальные и озерно-болотные отложения, как и в соседних невулканических районах Камчатки.

При переходе от гумидного климата к аридному в строении не только подножий, но и периферии вулканов, особенно эффузивно- и экструзивно-эксплозивных, начинают преобладать лахаровые отложения. Осадки временных водотоков играют меньшую роль и гораздо хуже сортированы. Это связано с тем, что в условиях засушливого климата, при разреженности или отсутствии растительного покрова и обилии обломочного материала практически любой дождь вызывает образование лахаровых потоков. Обычные водотоки при этом существуют ограниченное время и не способны вынести и переместить значительное количество обломочного материала. Другой важной особенностью аллювиально-пролювиальных и озерных отложений является присутствие хемогенных минералов: прослоев и рассеянных выделений кальцита, гипса и отсутствие либо редкость растительных остатков.

При переходе от гумидного климата к ледовому в строении подножий вулканов вместо лахаровых накоплений начинают преобладать морены. Лишь в краевой зоне ледников присутствуют прослои и линзы водно-ледниковых отложений, а по периферии ледникового покрова преобладают флювиогляциальные отложения с прослоями и линзами лахаровых образований.

4. В строении отложений, накапливающихся у подножий действующих вулканов, установлено существование цикличности нескольких порядков, отражающей прежде всего цикличность вулканической деятельности. На основе литолого-фациального анализа и изучения цикличности строения этих отложений созданы серии палеогеографических карт, отражающих основные этапы формирования самих вулканов и вулканогенно-осадочных толщ.

Элементарные циклы обусловлены в основном периодичностью пароксизмальных извержений и наиболее четко проявлены у экструзивно-эксплозивных вулканов. У их подножий они развиты не повсеместно, а главным образом в области распространения продуктов такого извержения. Разрез цикла обычно начинается пачкой пирокластических и лахаровых накоплений пароксизмального извержения, а завершается делювиально-пролювиальными или пролювиальными отложениями. Цикличность более крупного порядка (макроциклы и т.д.) отражает периодичность изменения интенсивности и частоты пароксизмальных извержений. Эти циклы уже выдерживаются на весьма значительной площади. Сами вулканы и комплексы отложений их подножий, а также закономерно повторяющиеся их сочетания в разрезах вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ образуют циклы крупного порядка. Примером являются вохчабердская толща и сисианская свита Армении. Необходимо отметить, что на такую цикличность нередко накладывается цикличность, образующаяся в результате тектонических движений.

5. Выявлены основные закономерности формирования вещественного состава отло-

7. Зак. 638 97

жений подножий и периферии базальтовых и андезитовых вулканов. Установлено, что он образуется прежде всего за счет переотложения, измельчения и смешивания свежей пирокластики лахарами и ледниками, а также ее окатывания и дифференциации временными водотоками по крупности и удельному весу, а следовательно, по минералогическому и химическому составу. Интенсивность такой дифференциации определяется в значительной степени интенсивностью раскристаллизации извергнутого материала. Она слабо выражена в осадках, распространенных по периферии базальтовых существенно эффузивных и эффузивно-эксплозивных вулканов. Наоборот, как и в пеплах при эоловом разносе такая дифференциация наиболее сильно проявлена при накоплении пролювиальных осадков по периферии андезитовых экструзивно-эксплозивных вулканов.

В этих условиях лишь валунно-галечные русловые осадки и гравийно-галечные осадки дробящихся водотоков, накапливающиеся в долинах и вершинных частях конусов выноса, вполне отражают состав извергнутого материала. Песчаные осадки расплывающихся водотоков состоят в основном из минералов: плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, рудных и поэтому имеют более основной химический состав, чем исходный материал. Алевропелитовые, пелитовые осадки медленно текущих и иссякающих водотоков, накапливающиеся в основном по периферии конусов выноса, состоят преимущественно из частиц остаточного стекла и поэтому имеют более кислый, нередко андезито-дацитовый химический состав. Принципиально сходные особенности состава имеют и озерные образования. В них также песчаные осадки прибрежных частей озера имеют более основной, а алевропелитовые осадки внутренних частей озера — более кислый состав по сравнению с андезитовым составом исходной пирокластики.

Таким образом, важнейшие особенности дифференциации пирокластики при ее переотложении временными водотоками и в озерных условиях оказываются принципиально сходными с основными чертами ее эоловой дифференциации. Важно подчеркнуть, что отмеченные тенденции усиливаются при дальнейшем переотложении вулканокластики реками и в морских условиях.

В целом обломочный материал, сносимый лахарами и временными водотоками со склонов действующих вулканов, сгружается главным образом у их подножий и отчасти по периферии. После прекращения вулканической деятельности материал выносятся горными ручьями и реками на прилегающие территории. Накапливающиеся там аллювиальные осадки имеют смешанный состав. В них более существенную роль играют продукты дезинтеграции эффузивных и экструзивных пород (если они имеются в области сноса), появляются обломки измененных лав и пирокластики. Обломки становятся лучше окатанными и сортированными по крупности и удельному весу.

Полученные результаты имеют важное значение для научных исследований, крупномасштабной геологической съемки, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологических изысканий в районах современного и древнего вулканизма, а также для оценки вулканической опасности в областях активного вулканизма в связи с растущим их хозяйственным освоением.

Результаты работы следует учитывать при литологических, вулканологических и петрографических исследованиях. В частности, полученные данные о составе пирокластического материала и продуктов его переотложения важны для выяснения областей сноса и основных черт вулканической деятельности, а также для уточнения и конкретизации существующих классификаций вулканокластических и смешанных пород. Кроме того, эти данные следует учитывать при изучении не только континентальных, но и морских вулканогенно-осадочных толщ, поскольку в значительной мере они также формируются за счет пирокластики наземных вулканов и продуктов ее переотложения.

В последние годы проводятся детальные тефрохронологические исследования, позволяющие в сочетании с радиоуглеродным датированием выяснять строение и историю развития вулканов. Исследования показали, что метод литолого-фацеального анализа, изучение цикличности строения отложений подножий и периферии вулканов в сочетании с минералогическими петрографическими исследованиями позволяет существенно дополнить такие работы, а в ряде случаев является основным, давая возможность производить детальные корреляции и палеогеографические реконструкции. Более того, такие методы можно успешно применять также к изучению более древних континентальных и морских вулканогенно-осадочных толщ, поискам и разведке содержащихся в них раз-

личных полезных ископаемых, таких, как нефть, газ, каменный уголь, фосфориты, диатомиты, бентониты, россыпи титаномагнетита, строительные материалы.

Подножия вулканов являются вместилищем громадных запасов разнообразных строительных материалов, которые используются пока еще слабо. Например, мощные отложения направленных взрывов у подножий вулканов Авача, Безымянный, Шивелуч являются неисчерпаемыми месторождениями щебня и дресвы, практически готовых к употреблению в качестве наполнителя для тяжелых бетонов, для дорожного строительства и т.д. Шлаковые конусы боковых прорывов, отложения пемзовых пирокластических потоков могут разрабатываться как месторождения шлаков и пемз — легких наполнителей бетонов. Отложения агломератовых пирокластических потоков липаритовых вулканов Армении разрабатываются как месторождения пемзы и вспученных перлитов в основном для нужд республики и прилежащих районов. Отложения направленных взрывов этих вулканов могут при определенных условиях разрабатываться как месторождения невспученного перлита для транспортировки в более отдаленные районы.

На конусах выноса временных водотоков находятся значительные запасы галечников, гравия и песков, которые также могут применяться в качестве заполнителя бетона, при строительстве дорог. В озерных отложениях присутствуют залежи диатомитов, которые имеют тем лучшее качество, чем меньше примесей обломочного материала поступало во время их накопления. Так, в сисианской свите Армении пласты наиболее высококачественного диатомита приурочены к первому и пятому макроциклам, во время формирования которых поступление в водоем свежего вулканокластического материала резко замедлилось.

Вулканогенно-осадочные толщи, накапливавшиеся в условиях аридного климата, характеризуются обилием хемогенных минералов; нередко в них встречаются месторождения боратов. Представляется, что сарматская белесоватая свита Армении перспективна для поисков этого полезного ископаемого. В ее строении значительную роль играют озерные осадки, в которых могут быть встречены бораты.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов И.П., Тюрин И.И.* Литолого-фациальные особенности кратерно-озерных отложений и связанных с ними полезных ископаемых. — В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск, 1972, с. 23—26.
- Аверьянов И.П., Храмова Г.Г.* Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 78—90.
- Адамян А.А.* Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. — Изв. АН АрмССР. Геол.-геогр. науки, 1961, т. 14, № 6, с. 41—49.
- Акопян Ц.Г.* Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1963. 174 с.
- Арамаки С.В.* Пирокластические потоки и кальдеры в Японии. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 164—172.
- Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Давтян А.Р.* Неогеновая система. — В кн.: Геология СССР, т. 43. Армянская ССР. М.: Недра, 1970, с. 165—203.
- Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958. 430 с.
- Асланян А.Т., Бандасарян Г.П., Ширинян К.Г.* Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1978, т. 31, № 6, с. 7—21.
- Бальян С.П.* Вулканическое нагорье Армянской ССР. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. 1. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962, с. 220—250.
- Бальян С.П.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1969. 390 с.
- Беммелен Р.В.* Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. лит. 1957. 394 с.
- Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и его агломератовый поток. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1960, № 18, с. 3—34.
- Ботвинкина Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 319 с.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А.* и др. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1978а, № 54, с. 41—52.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А.* и др. Тефрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1978б, № 55, с. 41—53.
- Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д.* Тефрохронологические исследования вулкана Карымский. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 48—58.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В.* Возрастное расчленение голоценовых вулканических образований Толбачинского дола. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении. М.: Наука, 1978в, с. 64—72.
- Будников В.А.* Некоторые минералого-геохимические особенности пеплов Большого трещинного Толбачинского извержения. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 12—21.
- Будников В.А., Малеев Е.Ф.* Пирокластика Олимпийского прорыва вулкана Алаид извержения 1972 г. — Бюл. вулканол. станций, 1977, № 53, с. 65—76.
- Будников В.А., Малеев Е.Ф., Овсянников А.А.* Сравнительная характеристика пеплов северного и южного прорывов БТТИ 1975—1976 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56, с. 131—141.
- Будников В.А., Мархинин Е.К., Овсянников А.А.* Количество, распространение и петрохимические особенности пирокластики Большого трещинного Толбачинского извержения. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 32—43.
- Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
- Былинкина А.А.* К изучению сухих рек Ключевского вулкана. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1954, вып. 8, с. 236—242.
- Виноградов В.Н., Иванов Б.В., Чирков А.М.* Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1976 г. — Вопр. географии Камчатки, 1977, вып. 7, с. 31—37.
- Виноградов В.Н., Мелекесцев И.В.* Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М.: Географиздат, 1966, вып. 12, с. 91—99.
- Власов Г.М.* Особенности кратерно-озерных отложений. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 36, вып. 6, с. 95—109.
- Влодавец В.И.* Ключевская группа вулканов. — Тр. Камч. вулканол. станции, 1940, вып. 1.

Влодавец В.И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 26—30.

Габриелян А.А. Третичные отложения Котайского района Армянской ССР: Стратиграфический очерк. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1947. 69 с.

Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964а. 210 с.

Габриелян А.А. Бассейн р. Воротан и Зангезур. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. 2. Стратиграфия. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964б, с. 366—376.

Габриелян А.А. История геологического развития. — В кн.: Геология СССР, т. 43. Армянская ССР. М.: Недра, 1970, с. 424—443.

Габриелян А.А., Исхакян Д.П., Адамян А.И., Бальян С.П. К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. — Науч. тр. Ереван. гос. ун-та, 1955, т. 52, с. 26—43.

Гелтнер А.Р. О минеральном составе поздней-кайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 4, с. 143—150.

Гелтнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980а, с. 94—122.

Гелтнер А.Р. Особенности ледового литогенеза в обстановке активного вулканизма. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980б, с. 136—146.

Гелтнер А.Р., Кураленко Н.П. О формировании состава рыхлых отложений у подножья активных вулканов. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 5, с. 30—45.

Гелтнер А.Р., Пономарева В.В. Применение минералогического анализа для корреляции пеплов вулкана Шивелуч. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56, с. 126—130.

Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его извержения 1955—1963 гг. М.: Наука, 1965. 170 с.

Горшков Г.С., Былинкина А.А. Наблюдения над извержением вулкана Шивелуч в 1948—1950 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1954, № 20, с. 8—31.

Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 3—37.

Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 143 с.

Дзюццидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 340 с.

Дзюццидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 7—30.

Диков Н.Н. Археология Камчатки и возраст пеплов вулкана Шивелуч. — Тр. СВКНИИ, 1974, вып. 59, с. 132—135.

Добровольский В.В. Гипергенные образования Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 2, с. 5—55.

Дубик Ю.М., Меньялов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканизм и извержения. М.: Наука, 1969, с. 36—77.

Думитрашко Н.В., Бальян С.П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1, с. 15—21.

Елисеев В.И. Пролувий предгорий аридной зоны. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М.: Наука, 1965, с. 34—49.

Елисеев В.И. Пролувий. М.: Недра, 1978. 232 с.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 222 с.

Иванов Б.В. Современное образование подущенных лав в субзаральных условиях на Карымском вулкане. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 49—55.

Иванов Б.В. Геологический и энергетический эффект извержения вулкана Карымского в 1962—1965 гг. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 94—97.

Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 134 с.

Иванов Б.В., Федоров М.В., Кирсанов И.Т. Карымский вулкан и особенности его извержения в 1962—1965 гг. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 36—46.

Игнатьева Л.А. Литология сисианской диатомитовой свиты в неогене Армении. — Бюл. МОИП. Н.С.Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 4, с. 67—80.

Исаакян С.А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагеза (АрмССР). — Докл. АН АрмССР, 1956, т. 22, № 2, с. 77—80.

Искава Т., Минamoto М., Куно Х. и др. Спекшишие туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. — В кн.: Проблемы палеовулканологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 478—489.

Исханян Д.П. О возрасте неогеновых пород междуречья рек Воротан и Акера. — Учен. зап. Ереван. гос. ун-та, 1965, т. 99, с. 3—10.

Калугин А.С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 1, с. 3—22.

Карапетян К.И. К вопросу о верхнеплиоцен-четвертичных магматических формациях Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1976, т. 29, № 3, с. 89—96.

Кирсанов И.Т. Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965—1974 гг. и их геологический эффект. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 50—69.

Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П., Штейнберг Г.С. Некоторые закономерности извержений Ключевского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 93—98.

Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А. Главный и побочный кратеры Ключевского вулкана в 1966—1968 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1970, № 46, с. 33—41.

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970. 259 с.

Костенко Н.П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 216 с.

Краева Т.С. Сухие реки районов Ключев-

ской и Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1964, вып. 2, с. 56—62.

Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений подножий молодых вулканов Курило-Камчатской вулканической зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М., 1969. 26 с.

Краевая Т.С. Отложения лахаров в плиоценовых и антропогенных вулканогенных образованиях Камчатки. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 169—170.

Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 125 с.

Краевая Т.С. О структурно-текстурных особенностях отложений лахаров. — Вулканология и сейсмология, 1980а, № 1, с. 74—79.

Краевая Т.С. О строении базальтовых стратовулканов. — Вулканология и сейсмология, 1980б, № 5, с. 78—82.

Краевая Т.С. Знаки ряби в руслах временных водотоков. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 2, с. 161—164.

Краевая Т.С., Кураленко Н.П. Верхнеплейстоценовые ледниковые образования подножий активных вулканов Камчатки. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 2, с. 25—35.

Краевая Т.С., Кременецкая Т.Н. Отложения "сухих" рек, лахаров и особенности их литификации в диагенезе (на примере молодых вулканогенных толщ Камчатки). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 2, с. 138—147.

Краевая Т.С., Лупкина Е.Г., Егорова И.А. и др. К палеогеографии эпохи позднелетнего оледенения крупных вулканических центров Камчатки. В кн.: XI Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М.: Наука, 1982, т. 2, с. 130—131.

Краевая Т.С., Лупкина Е.Г., Егорова И.А. и др. Возраст последнего позднелетнего оледенения Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1983, № 1, с. 90—92.

Краевая Т.С., Лупкина Е.Г., Кременецкая Т.Н. О вулканогенных молассах позднего кайнозоя Камчатки. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 2, с. 74—84.

Краевая Т.С., Мелаксцев И.В. Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 35—55.

Кременецкая Т.И. Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка). М.: Наука, 1977. 98 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 299).

Криштофович А.Н. Отпечатки растений с р. Базар-чая в Армении. — Ботан. журн., 1939, № 5, с. 53—57.

Кулаков В.С. Паразитные кратеры, возникшие в 1932 г. у подножья Ключевского вулкана на Камчатке. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1934, т. 8, с. 17—30.

Кураленко Н.П. Строение и формирование аллювия в областях активного вулканизма (на примере р. Камчатки и ее притоков). — В кн.: Региональная геология некоторых районов СССР. М.: Наука, 1980а, вып. 4, с. 11—19.

Кураленко Н.П. Пеплы основных типов извержений некоторых андезитовых вулканов Камчатки. — Литология и полез. ископаемые, 1980б, № 6, с. 123—131.

Кураленко Н.П. Особенности строения

комплекса отложений краевых зон ледников области активного вулканизма (Северная Камчатка). — В кн.: Краевые образования покровных и горных оледенений: К VI Всесоюз. совещ. по краевым образованиям оледенений. Киев, 1980а, с. 22—24.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Наука, 1963. 266 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 87).

Лаврушин Ю.А. О механизме накопления ритмично-слоистых отложений склонов. — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965, с. 133—142.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 235 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 288).

Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Наука, 1964. 233 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 120).

Логачев Н.А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 1, с. 62—236.

Луцкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 479 с.; Т. 2. 382 с.

Любимова Е.Л. Камчатка. Физико-географический очерк. М.: Географиздат. 1961. 130 с.

Мазарович О.А. Геология девонских моласс каледонид. Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1973. 30 с.

Макдональд Г.А. Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.

Макдональд Г.А. Опасность вулканических извержений. — В кн.: Геологические стихии. М.: Мир, 1978, с. 97—185.

Малева Е.Ф. О петрографических принципах классификации вулканокластических пород. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959, с. 449—458.

Малева Е.Ф. Условия накопления вулканотерригенного материала. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 55—62.

Малева Е.Ф. Характер пирокластиков вулканостромболианских взрывов Карымского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1968, № 44, с. 45—68.

Малева Е.Ф. Агломератовые пирокластические потоки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 5—34.

Малева Е.Ф. О критериях определения некоторых грубообломочных вулканических фаций. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 23—31.

Малева Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулкаников. М.: Наука, 1975а. 257 с.

Малева Е.Ф. Пеплы вулкана Тятя извержения 1973 г. (предварительное сообщение). — Бюл. вулканол. станций, 1975б, № 51, с. 19—27.

Малева Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 212 с.

Малева Е.Ф. Вулканиды. М.: Недра, 1980. 240 с.

Малева Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. М.: Недра, 1982. 151 с.

- Малева Е.Ф., Ванде-Курков Ю.В.* Некоторые вопросы формирования лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 70–76.
- Малева Е.Ф., Ванде-Курков Ю.В.* Особенности пирокластики северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения и генезис светло-серых пеплов. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 44–55.
- Малева Е.Ф., Петрова М.А., Фролов В.Т.* и др. Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 55–62.
- Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 254 с.
- Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пузач В.Б., Дубик Ю.М.* Извержение вулкана Безымянного весной 1961 г. — Бюл. вулканол. станций, 1963, № 34, с. 12–35.
- Мелекесцев И.В.* Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 17–23.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Мелекесцев И.В., Кравея Т.С.* Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 81–86.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н.* и др. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 434 с.
- Мелекесцев И.В., Кравея Т.С., Брайцева О.А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 103 с.
- Меньйлов А.А.* Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. — Тр. Лаб. вулканологии и Камч. вулканол. станций, 1947, вып. 4, с. 3–91.
- Меньйлов А.А.* Извержение вулкана Шивелуч в 1944–1948 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1953, № 18, с. 3–24.
- Меньйлов А.А.* Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 264 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 9).
- Меньйлов А.А., Набоко С.И., Табаков Н.Д., Башарина Л.Н.* Извержение Шивелуча летом 1946 г. — Бюл. вулканол. станций, 1949, № 16, с. 3–11.
- Милановский Е.Е.* Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 110–119.
- Милановский Е.Е.* Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, т. 13, с. 169–180.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Муратов М.В.* Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черно-морско-Каспийского бассейна. — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 4, с. 3–20.
- Набоко С.И.* Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1947а, вып. 4, с. 92–135.
- Набоко С.И.* Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. М.: Изд-во АН СССР, 1947б. 135 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 5).
- Набоко С.И.* Вулканические эксгальции и продукты их реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 303 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 16).
- Назарян А.Н.* Плиоценовые озерные отложения верховья р. Воротан. — Тр. Упр. геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, 1959, № 2, с. 56–63.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 190 с.
- Озол А.А.* Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 3, с. 75–84.
- Озол А.А.* Тектоника плит и процессы вулканогенно-осадочного образования бора. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 68–75.
- Орлова Е.В.* Особенности геологической обстановки вулканогенно-осадочных месторождений бора на примере боросных провинций Северной и Южной Америки. М.: Недра, 1961. 30 с.
- Орлова Е.В.* Геологические предпосылки для поисков боратов вулканогенно-осадочного происхождения. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 5, с. 3–20.
- Остроумова А.С.* Третичный вулканизм западного Даралагеза (Армения): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1962. 34 с.
- Остроумова А.С.* Миоплиоценовые вулканические породы Айоцдзора и бассейна р. Веди. — В кн.: Геология АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970, т. 4, с. 449–455.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А.* Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. 279 с.
- Павлидис Ю.А.* Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага (на примере Курильских островов). М.: Наука, 1968. 111 с.
- Паффенгольц К.Н.* О возрасте Герюсинской толщи. — Сов. геология, 1940, № 9, с. 109–110.
- Паффенгольц К.Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 506 с.
- Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян. Арагац.* Ереван, 1964. 80 с.
- Пийп Б.И.* Вулкан Плоский Толбачик. — Бюл. вулканол. станций, 1946а, № 12, с. 70–73.
- Пийп Б.И.* О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1946б, № 12, с. 18–28.
- Пийп Б.И.* Новый побочный кратер вулкана Толбачик. — Бюл. вулканол. станций, 1946а, № 13, с. 19–21.
- Пийп Б.И.* Вулкан Кизимен. — Бюл. вулканол. станций на Камчатке, 1946г, № 13, с. 22–32.
- Пийп Б.И.* Новое эруптивное состояние вулкана Шивелуч с конца 1944 г. по май 1945 г. и некоторые замечания о геологической структуре этого вулкана и его прошлых извержениях. — Бюл. вулканол. станций, 1948, № 14, с. 38–51.
- Пийп Б.И.* Извержение Авачинской сопки в 1945 г. — Бюл. вулканол. станций, 1953, № 17, с. 6–23.

Пуйл Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 312 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 11).

Пуйл Б.И. Особенности извержений Ключевской сопки. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13, с. 99–119.

Плюснин И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 174 с.

Пономарева В.В. Тейра шлаковых конусов Толбачинского дола (Ключевская группа вулканов, Камчатка). — Вулканология и сейсмология, 1982, № 2, с. 62–72.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.

Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 347–377.

Ротман В.К. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 913–916.

Ротман В.К. Вулканогенно-моlassesовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). — Тр. Лаб. палеовулканизма АН СССР, 1963, вып. 1, с. 44–56.

Селянчин О.Б., Брайцева О.А., Егорова И.А. и др. Геологические тефрохронологические исследования современного вулкана. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 31–49.

Серафимова Е.К. Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука, 1979. 168 с.

Сирин А.Н. О соотношении центрального и аркального вулканизма. М.: Наука, 1968. 195 с.

Сколотнев С.Г. Аллюмокремнекислотные новообразования в базальтах прорыва Былинкиной (Ключевская сопка). — Литология и полезные ископаемые, 1982, № 4, с. 55–67.

Соколов И.А. Вулканизм и почвообразование (на примере Камчатки). М.: Недра, 1973.

Соловкин А.Н. О четвертичных образованиях Карабахского плато. — Сов. геология, 1940, № 9, с. 107–109.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; Т. 2, 573 с.; Т. 3. 549 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 535 с.

Татевосян Т.Ш. К петрографии андезитобазальтов Ереванского плато. — Изв. АН АрмССР, 1956, № 8, с. 85–88.

Техтаджян А.Л., Габриелян А.А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа. — Докл. АН АрмССР, 1948, № 1, с. 211–213.

Тимербаева К.М. Петрология ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 208 с.

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964, 260 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 94).

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 198).

Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений. — В кн.: Проблемы литологии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 182–190.

Флёров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др. Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 6, с. 28–44.

Федотов С.А., Иванов Б.В., Флёров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1981 г. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 5, с. 82–87.

Федотов С.А., Иванов Б.В., Флёров Г.Б. и др. Изучение вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 6, с. 9–28.

Федотов С.А., Ковалев Г.Н., Мархинин Е.К. и др. Хронология и особенности южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 11–22.

Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193–1196.

Хворова И.В. Вулканизм и осадкообразование. — В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 9–35.

Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 129 с.

Черняховский А.Г. Климатическая зональность эллиовидного процесса. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 28–59.

Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 268 с.

Шанцер Е.В. Аллювий рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 274 с. (Тр. Ин-та геол. наук; Вып. 135. Сер. геол., № 55).

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 237 с.

Шанцер А.Е., Кравецкая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 162 с.

Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 29–35.

Ширинян К.Г. Описание пути Сисианский перевал—Горис. — В кн.: Путеводитель I Всесоюз. вулканол. совещ. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.

Ширинян К.Г. Андезитобазальты и андезиты Сисианского нагорья. — В кн.: Геология АрмССР, т. 4. Петрография, вулканические породы. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970, с. 560–589.

Ширинян К.Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1975, т. 28, № 1, с. 3–15.

Ширинян К.Г., Карапетян Д.И. Генетические типы новейших вулканогенно-осадочных пород Армении. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 70–81.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 109 с.

Adkison W.L. Lithologic characteristics of upper Oligocene and Miocene rocks drilled at Elk Hills, Kern County, California. Washington, US, Gov. print. off., 1973. 113 p.

Anderson C.A. The Tuscan formation of northern California with a discussion of the origin of volcanic breccia. — Univ. Calif. publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 1933, vol. 23, N 7, p. 215–276.

Bemmelen R.W. van. The geology of Indonesia: General geology. The Hague: Gov. print. off. Batavia, 1949. Vol. 1. 732 p.

Boles J.K., Surdam R.C. Diagenesis of volcano-genic sediments in a Tertiary Saline Lake: Wagon bed formation, Wyoming. — Amer. J. Sci., 1979, vol. 279, N 7, p. 832–853.

Bordet P., Marinelli G., Mittenperghor M., Tazieff H. Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). Bruxelles, impr. Hayez, 1963. 70 p. (Soc. Belge geol., paleontol. et hydrol.; N 7).

Bullard F.M. Volcanoes in history, in theory, in eruption. Austin, London: Univ. Tex. press, 1963. 441 p.

Cook E.F. Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in Eastern Nevada. Wash. 1965. 66 p. (Nev. Bur. Mines Rep.; N 11).

Crandell D.R. Postglacial lahars from Mount Rainier volcano. Wash. (D.C.), 1971. 73 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 677).

Culbertson W.C. Laney shale member and tower sandstone lentil of the Green River formation, Green River Area, Wyoming. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1962, N 450-C, p. 60–119.

Curtis G.H. Mode of origin of Pyroclastic Debris in the Mehrten Formation of the Sierra Nevada. — Univ. Cal. Publ. Geol. Sci., 1954, vol. 29, N 9, p. 453–502.

Day A.L., Allen E.T., Shepart E.P. The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak. — Carnegie Inst. Wash. Publ., 1925, N 360, p. 36–44.

Dibblee T.W. Areal geology of the western Mojave Desert, California. Wash. (D.C.), 1967. 153 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 522).

Fenner C.N. The Katmai region Alaska and the great eruption of 1912. — J. Geol., 1920, vol. 28, N 7, p. 16–32.

Fenner C.N. Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yellowstone Park. — In: Trans. Amer. Geophys. Union, 18th annu. meet. pt 1. Wash., 1937, p. 236–239.

Fisher R.V. Criteria for recognition of laharic breccia, Southern Cascade Mountains, Washington. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, p. 127–132.

Foxworthy B.L., Hill M.R. Volcanic eruptions of 1980 at Mount St. Helens: The first 100 days. Wash. (D.C.), 1982. 125 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1249).

Goldish S.S., Bragquist H.R. Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti. Wash., 1948. 953 p. (US Gov. print. off.).

Hay R.L. Origin and weathering of late Pleistocene ash deposits on St. Vincent, B.W.J. — J. Geol., 1959, vol. 67, N 1, p. 65–87.

Hay R.L. Stratigraphy of beds I through IV, Olduvai Gorge. — Tanganyika Sci., 1963, vol. 139, N 3557, p. 63–85.

Heiken G.H. Morphology and petrography of volcanic ashes. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 7, p. 1961–1988.

Heiken G.H. An atlas of volcanic ash. Washington, Smithsonian inst. press. 1974. 101 p. (Smithsonian Contrib. Earth Sci.; N 12).

Inan K., Dunham A.C., Esson I. Mineralogy,

chemistry and origin of Kirka Borate deposit, Eskishehir Province, Turkey. — Trans. Inst. Mining and Met. B, 1973, vol. 82, p. 231–247.

Isaak G.L. The stratigraphy of the Penini Group-Early Middle Pleistocene formations west of Lake Natron, Tanzania. — In: Back-ground to evolution in Africa. Chicago: Univ. Chicago press. 1967, p. 106–131.

Jaggard T.A. Genetic classification of active volcanoes. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1910, vol. 21, N 23, p. 114–126.

Jaggard T.A. Origin and development of craters. Baltimore, Md. Waverly press, 1947. 508 p. (Mem. Geol. Soc. Amer.; Vol. 21).

Lacroix A. La Montagne Pelée et ses eruptions. P., Baudry, 1904. 450 p.

Love I.D. Cenozoic sedimentation and crustal movement in Wyoming. — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258A, p. 204–214.

Lydon P.A. Geology and lahars of the Tuscan Formation, Northern California. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 441–475.

Macdonald G.A. The 1952 eruption of Kilauea. — Volcano Lett., 1952, N 518, p. 24–26.

Macdonald G.A., Abbott A.T. Volcanoes in the Sea. Honolulu: Univ. of Hawaii press, 1970. 417 p.

Macdonald G.A., Finch R.H. The Mauna Loa eruption of January 1949. — Volcano Lett., 1949, N 503, p. 41–45.

Macdonald G.A., Finch R.H. The June 1950 eruption of Mauna Loa. — Volcano Lett., 1950, N 509, p. 18–21.

Martin G.S. The recent eruption of Katmai volcano in Alaska. — Nat. Geogr. Mag., 1913, vol. 24, N 2, p. 24–36.

Menard H.W. Pleistocene and recent sediments from the floor of the Northeastern Pacific Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 64, p. 1279–1294.

Moore J.G., Melson W.G. Nuees Ardentes of the 1968 eruption of Mayon Volcano, Philippines. — Bull. Vulcanol., 1969, N 33, p. 600–620.

Mullineau D.R., Crandell D.R. Recent lahars from Mount St. Helens, Washington. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 7, p. 855–869.

Nakamura K. Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano: Izu. — Bull. Earthquake Res. Inst. Jap., 1964, vol. 42, N 4, p. 649–728.

Parsons W.H. Origin of Tertiary volcanic breccias, Wyoming. — In: Intern. geol. Congr.: Rep. of 21st sess., Morden, 1960. Copenhagen, 1960, pt 13, p. 139–146.

Perret F.A. The eruption of Mt. Pelee, 1929–1932. — Carnegie Inst. Wash. Bull., 1935, N 458, p. 34–51.

Rose W.Z., Anderson A.T., Woodruff L.G., Bonis S.B. The October 1974 basaltic tephra from Fuego volcano: Description and history of the magma body. — J. Vulcanol. and Geotherm. Res., 1978, N 4, p. 3–53.

Ruxton B.P. Rates of weathering of Quaternary volcanic ash in northeastern Papua. — In: Austral. N.Z. Assoc. Adv. Sci. 39th Congr., Melbourne. Adelaide, 1967, vol. 4, p. 367–376.

Segerstrom K. Erosion studies at Paricutin, State of Michoacan, Mexico. — US Geol. Surv. Bull., 1950, N 965-A, p. 1–164.

Schmidt K.G. Die Schuttlströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930. — Ing. Nederl. Ind., 1933, bd. 69, N 7/9, blz. 91–171.

Sherman G.D., Allan V.T. Genesis of Hawaiian bauxite. — Econ. Geol., 1965, vol. 60, p. 89–99.

Smith W.C. Borat deposits of the Mojave

Region, California. — *Mines Mag.*, 1958, vol. 48, N 7, p. 94–113.

Stoiber R.E., Rose W.E. The geochemistry of Central American volcanic gas condensates. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 4, p. 2891–2912.

Tazieff H. Premier exploration du cratère du Volcan Nyiragongo. — *Bull. Soc. belge géol.*, 1949, vol. 58, p. 165–173.

The 1980 eruptions of Mount St. Helens / Ed. P.W. Lipman, D.R. Mullineau. Wash. (D.C.), 1981. 844 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1250).

Thorarinsson S. The eruptions of Hekla in historical times. A. Tephrochronological study. — In: The eruption of Hekla 1947–1948. Reykjavic: H.F. Leiftur, 1967, p. 1–170.

Tómasson I. Mineralogical and petrographical classification of Icelandic tephra layers. The eruption of Hekla, 1947–1978. — Reykjavic: H.F. Leiftur, 1967, p. 171–183.

Troxel B.W. Mineral resources and geologic features of the Trona sheet geologic map of California. — *Min. Inform. Serv. Cal. Div. Mines and Geol.*, 1963, vol. 16, N 11, p. 32–46.

Waldron H.H. Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazu volcanic Costa Rica. — *US Geol. Surv. Bull.*, 1967, N 1241-I, p. 11–137.

Walker G.R. Grain size characteristics of pyroclastic deposits. — *J. Geol.*, 1971, vol. 79, p. 696–714.

Walker G.P., Croasdele R. Characteristics of some basaltic pyroclastics. — *Bull. Volcanol.*, 1972, N 35, p. 303–317.

Walton A.W. Petrology of volcanic sedimentary rocks, Vieja group, southern Rim Rock Country, Trans-Pecos Texas. — *J. Sediment. Petrol.*, 1977, vol. 47, N 1, p. 137–157.

Walton A.W. Volcanic sediment apron in the tascotal formation (Oligocene?), Trans-Pecos Texas. — *J. Sediment. Petrol.*, 1979, vol. 49, N 1, p. 303–314.

Wentworth C.K. Ash formation of the Island of Hawaii. Washington, 1938. 183 p. (Spec. Rep. Hawaiian Volcano Observ.; N 3).

Wentworth C.K., Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — *Bull. Natur. Res. Council. Washington*, 1932, vol. 89, p. 19–53.

Williams H. The history and character of volcanic domes. — *Univ. Cal. Publ. Geol. Sci.*, 1932, vol. 21, p. 51–146.

Williams H. Volcanic history of the Guatemalan Highlands. Berkeley; Los Angeles, Univ. of California press, 1960. 87 p.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Внешний вид мелких шлаковых бомб (1) и лапиллей (2) (прорыва Билюкай, 1938 г.) и их микроструктура: 3, 4 — ув. 160; 5, 6 — ув. 320.

Т а б л и ц а II

Вулканические пеплы извержений стромболианского типа; иммерсия (прорыв Билюкай, 1938 г.)
Фракции, мм: 1, 2 — 0,25–0,1; 3–6 — 0,1–0,05; 7, 8 — 0,05–0,01

Т а б л и ц а III

Мелкие вулканические бомбы и шлаки извержения вулканского типа кратера Тиранус (1938 г.) вулкана Ключевского

1–4 — внешний вид; 5 — шлиф, ув. 160; основная масса полупрозрачная, непрозрачная (тахилит), так как насыщена микролитами и кристаллитами

Т а б л и ц а IV

Пеплы извержений вулканского типа из разреза почвенно-пирокластического чехла вулкана Ключевского

1 — общий вид чехла вблизи прорыва Юбилейного (1945 г.); 2–6 — фракции, мм: 2, 3 — 0,25–0,1, 4 — 0,1–0,05; 5 — 0,05–0,01; 6 — менее 0,01

Т а б л и ц а V

Отложения раскаленных лавин вулкана Кизимен (макроцикл IV)

1 — разрез по ручью Чаевка; 2 — форма мелкого щебня, дресвы; 3–5 — микроструктура обломков, ув. 160; 3 — плагиобазальт, 4 — пироксеновый андезит, 5 — пироксен-роговообманковый андезит

Т а б л и ц а VI

Пирокластика отложений направленного взрыва (пироксеновый андезит — 1–5) и агломератового потока (пироксен-роговообманковый андезит — 6) извержения вулкана Безымянного в 1956 г.

1 — вулканический щебень, дресва; 2, 3 — их микроструктура; 2 — ув. 160, 3 — ув. 320; 4, 5 — заполнитель отложений, иммерсия: 4 — фракция 0,25–0,1, 5 — фракция 0,1–0,05 мм; 6 — пемзовый андезит агломератового потока, ув. 160. Pl — плагиоклаз, Px — пироксен

Т а б л и ц а VII

Ювенильные пеплы направленных взрывов вулкана Шивелуч

1 — пеплы извержения 1964 г., фракция 0,25–0,1 мм; 2–4 — пеплы из почвенно-пирокластического чехла, слоя Ш₂; 2–4 — фракции, мм: 2 — 0,25–0,1; 3 — 0,1–0,05, 4 — 0,05–0,01; 5 — для сравнения — пеплы вулкана Кизимен (макроцикл III), фракция 0,05–0,01

Т а б л и ц а VIII

Отложения пемзового пирокластического потока вулкана Кизимен (макроцикл IV)

1 — пемзовые фрагменты, 2 — их микроструктура, ув. 320; 3–6 — заполнитель отложений: фракции, мм: 3, 4 — 0,25–0,1; 5 — 0,1–0,05; 6 — 0,05–0,01

Т а б л и ц а IX

Отложения грязекаменного лахарового потока вблизи сейсмостанции Апахончич

1 — поверхность отложений; 2 — супесчаные глыбово-валунные осадки с обособлением скоплений грубого материала; 3 — такие же осадки, но совершенно неслоистые и несортированные и их деталь (4)

Т а б л и ц а X

Отложения грязевых лахаров

1 — отложения дождевого лахарового потока в долине р. Голубельной; 2, 3 — отложения грязевых потоков, образовавшихся при извержении вулкана Безыманного (1956 г.): 2 — вблизи кратера Стеллера, 3 — в низовьях долины р. Апахончич (в верхней части разреза)

Т а б л и ц а XI

Ледники и морены у подножья вулкана Ключевского

1 — ледник вблизи кратера Белянкина (1953 г.); 2 — там же, мореносодержащий лед; 3 — там же, поверхность ледника; на заднем плане кратер Белянкина; 4 — голоценовые морены на восточном подножии вулкана Ключевского вблизи кратера Перрея

Т а б л и ц а XII

Долины временных водотоков у подножья вулкана Ключевского

1 — верховье (у кратера Перрея); 2 — средняя часть (вблизи конуса S); 3 — нижняя часть долин (р. Голубельная)

Т а б л и ц а XIII

Долины и конусы выноса временных водотоков

1 — вершинная часть конуса выноса р. Апахончич; река дробится на множество быстро мигрирующих русел; 2 — средняя часть конуса выноса р. Киргурич; поток расплывается по песчаной равнине; 3 — р. Каменистая, подпруженная лавовым потоком извержения 1938 г.; на заднем плане кратер Билюкай

Т а б л и ц а XIV

Окатанность галечно-валунного (1, 2), крупногалечного (3) и мелкогалечного (4) материала в русле р. Апахончич в районе сейсмостанции

Т а б л и ц а XV

Песчаные осадки прирусловой отмели (1) и второстепенных русел (2, 3) р. Киргурич: 2 — поверхность осушенного второстепенного русла, 3 — разрез осадков второстепенного русла; видны алевропелитовые прослои заиления

Т а б л и ц а XVI

Гравийно-галечные осадки дробящихся водотоков

1 — в нижней части разреза 4-метровой террасы р. Апахончич; 2, 3 — в вершинной части конуса выноса р. Киргурич: 2 — разрез в направлении течения, 3 — разрез поперек направления течения

Т а б л и ц а XVII

Морфология частиц из отложений подножья вулкана Ключевского

Лахаровые отложения у кратера Перрея (макросикл III): 1—3 — фракции, мм: 1 — 0,25—0,1; 2 — 0,1—0,05; 3 — 0,05—0,01. Современные морены у кратера Белянкина: 4, 5 — легкая (4), тяжелая (5) подфракции 0,1—0,05; 6 — 0,05—0,01. Pl — плагиоклазы, Px — пироксены, Ol — оливин, St — стекло, L — обломки лав, шлаков

Т а б л и ц а XVIII

Песчано-алевритовый материал из отложений конуса выноса р. Киргурич

1—2 — фракция 0,25—0,1 мм: 1 — легкая; 2 — тяжелая подфракции; 3, 4 — фракция 0,1—0,05 мм: 3 — легкая; 4 — тяжелая подфракции; 5 — фракция 0,05—0,01 мм. Pl — плагиоклазы, Px — пироксены, L — обломки лав, шлаков

Т а б л и ц а XIX

Песчано-алевритовый материал из отложений р. Ильпинец, у подножья андезитового вулкана Шивелуч. Фракции, мм: 1, 2 — 0,25—0,1; 3, 4 — 0,1—0,05; 1, 3 — легкая, 2, 4 — тяжелая подфракции

Т а б л и ц а XX

Переслаивание пачек отложений грязекаменных (1, 2) и грязевых (3, 4) лахаровых потоков в средней части нижней подтолщи вохчабердской толщи в 1,5 км к востоку от с. Вохчаберд

Т а б л и ц а XXI

Разрезы нижней подтолщи вохчабердской толщи в 1 км к юго-востоку от с. Вохчаберд

1, 2 — тонкое переслаивание несортированных и неслоистых отложений грязевых и грязекамен-

ных лахаров, линзовиднослоистых валунно-галечных осадков водокаменных лахаров и дробящихся водотоков и горизонтально, мелколинзовиднослоистых песчано-алевритовых осадков распластывающихся и иссякающих водотоков (3)

Т а б л и ц а XXII

Пирокластические отложения в нижней части сисианской свиты

1 — прослой пемзовой тефры в алевропелитах макроцикла II на правом берегу р. Воротан у г. Сисиан; 2, 3 — отложения пемзового пирокластического потока в макроцикле II у с. Урут (2 — общий вид разреза, 3 — мелкие деформации озерных алевритовых осадков на контакте с отложениями пирокластического потока)

Т а б л и ц а XXIII

Озерные отложения сисианской свиты у с. Шаки

1, 2 — гравийно-галечные осадки подводной дельты в средней (1) и верхней (2) частях свиты (в основании разрезов); 3, 4 — циклическое переслаивание песчано-гравийных осадков прибрежных частей озера (в основании разрезов) и песчано-алевритовых, алевропелитовых осадков внутренних частей озера (в верхних частях разрезов), во втором (3) и третьем (4) макроциклах; 5 — горизонтальнослоистые алевропелиты, 6 — глинистые диатомиты (осадки внутренних частей озера) в верхних частях циклов

Т а б л и ц а XXIV

Грубообломочные валунно-галечные аллювиальные (1, 2), песчано-гравийные пролювиальные (3 — общий вид, 4 — деталь) осадки в верхней части сисианской свиты; выемки у дороги г. Ереван—г. Горис в окрестностях с. Шаки

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Минералого-петрографический состав пирокластики базальтовых и андезитовых вулканов . . .	5
Основные компоненты пирокластики и принципы ее систематизации	5
Пирокластика извержений гавайского типа	7
Пирокластика извержений стромболианского типа	7
Пирокластика извержений вулканского типа	9
Пирокластика извержений типа направленных взрывов	13
Глава вторая	
Принципиальные схемы строения комплексов отложений подножий и периферии вулканов разных типов	22
Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий существенно эффузивных вулканов	23
Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий эффузивно-эксплозивных вулканов	23
Принципиальная схема строения комплекса отложений подножий экструзивно-эксплозивных вулканов	25
Глава третья	
Основные черты строения и формирования отложений подножий вулканов различных климатических обстановок	26
Отложения подножий вулканов в условиях умеренного гумидного климата Камчатки	27
Лахаровые отложения	27
Ледниковые отложения	29
Отложения временных водотоков	31
Дельювиально-пролювиальные отложения	37
Озерные отложения	39
Отложения подножий вулканов в условиях влажного тропического климата	41
Отложения подножий вулканов в условиях аридного климата	41
Отложения подножий вулканов в условиях ледового климата	43
Глава четвертая	
Цикличность строения комплексов отложений подножий и периферии вулканов	46
Цикличность строения отложений подножий эффузивно-эксплозивных вулканов	47
Цикличность строения отложений подножий экструзивно-эксплозивных вулканов	53
Глава пятая	
Вещественный состав отложений подножий и периферии вулканов	61
Вещественный состав отложений подножий базальтового вулкана Ключевского	61
Основные черты вторичных преобразований отложений подножий вулкана Ключевского . . .	67
Вещественный состав отложений подножий андезитовых экструзивно-эксплозивных вулканов	70
Вещественный состав аллювия рек, дренирующих склоны нескольких соседних вулканов . . .	75
Вещественный состав аллювия транзитных рек Камчатки	76
Некоторые закономерности формирования вещественного состава континентальных отложений вулканических районов	77
Глава шестая	
Особенности строения плиоценовых континентальных вулканогенно-осадочных толщ Армении . . .	79
Строение отложений подножия вулканического хребта (вохчабердская толща)	79
Строение отложений периферии вулканического хребта	84
Строение отложений крупного подпрудного озера	89
Заключение	96
Литература	100
Объяснения к фототаблицам	107

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Mineralo-petrographic composition of pyroclastics of basalt and andesite volcanites	5
Major components of pyroclastics and principles of its systematization	5
Pyroclastics of eruption of Hawaiian type	7
Pyroclastics of eruptions of Strombolian type	7
Pyroclastics of eruptions of Volcanian type	9
Pyroclastics of eruptions belonging to the type of directed explosions	13
Chapter two	
Principle schemes of structure of deposit complexes in piedmont and peripheral parts of volcanoes belonging to different types	22
Principle scheme of structure of deposits complex in piedmont of essentially effusive volcanoes	23
Principle scheme of structure of deposit complex in piedmont of effusive-explosive volcanoes	23
Principle scheme of structure of deposit complex in piedmont of extrusive-explosive volcanoes	25
Chapter three	
Main features of structure and formation of deposits in piedmont of volcanoes in different climatic environments	26
Deposits of volcano piedmonds in conditions of moderate humid climate of Kamchatka	27
Lahar deposits	27
Glacial deposits	29
Deposits of seasonal streams	31
Deluvial-proluvial deposits	37
Lake deposits	39
Volcano piedmont deposits in conditions of humid tropical climate	41
Volcano piedmont deposits in conditions of arid climate	41
Volcano piedmont deposits in conditions of glacial climate	43
Chapter four	
Cyclic recurrence in structure of deposit complexes in piedmont and peripheral parts of volcanoes	46
Cyclic recurrence in structure of deposits in piedmont of effusive-explosive volcanoes	47
Cyclic recurrence in structure of deposits in piedmont of extrusive-explosive volcanoes	53
Chapter five	
Matter composition of deposits in piedmont and peripheral parts of volcanoes	61
Matter composition of deposits in piedmont of the Klyuchevsk basalt volcano	61
Main features of secondary transformations of deposits in piedmont of the Klyuchevsk volcano	67
Matter composition of deposits in piedmont of andesite extrusive-explosive volcanoes	70
Matter composition of alluvial deposits of rivers draining slopes of several adjacent volcanoes	75
Matter composition of alluvial deposits of transit rivers in Kamchatka	76
Some laws governing formation of matter composition of continental deposits in volcanic regions	77
Chapter six	
Structure of pliocene continental volcanogeno-sedimentary deposits of Armenia	79
Structure of deposits in piedmont of volcanic ridge	79
Structure of deposits in peripheral part of volcanic ridge	84
Structure of deposits of large dam lake	89
Conclusions	96
Bibliography	100
Figure captions to photo-tables	107

Николай Павлович
Кураленко

ОТЛОЖЕНИЯ
ПОДНОЖИЙ ВУЛКАНОВ
РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВЕК

(Труды, вып. 407)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.Д. Хуторской
Редактор издательства М.А. Яценко
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технический редактор Г.П. Каренина
Корректор Л.М. Сахарова

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ 35023

Подписано к печати 06.08.86. Т — 15228
Формат 70X100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 9,1 + 2,1 вкл. Усл.кр.-отт. 11,4
Уч.-изд.л. 14,0. Тираж 800 экз. Тип. зак. 638
Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

