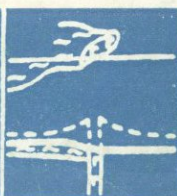


А. Б. ИГНАТЬЕВ

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ
РЕКОНСТРУКЦИИ
ВУЛКАНО - ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ДЕПРЕССИЙ



Хабаровск
1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ
НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ИНСТИТУТ
ТЕКТОНИКИ
И ГЕОФИЗИКИ

ЛАБОРАТОРИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ
НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

The Institute
Tectonics and Geophysics

Far East Research Institute
of Mineral Raw Materials

LABORATORY OF VOLCANO-TECTONIC STRUCTURES

U. M. Frenkel, Editor in Chief

1975

А. В. Игнатьев

PALEOVOLCANIC RECONSTRUCTIONS
of VOLCANO-TECTONIC DEPRESSIONS

G. M. Fremd, Editor in Chief

Khabarovsk
1975

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ

1846

В настоящее время вулканотектонические депрессии и связанная с ними минерализация исследуются в различных регионах Советского Союза. На Дальнем Востоке в пределах Восточно-Азиатского вулканогена их изучением занимается большая группа специалистов. Наиболее широко известны работы И. А. Зверева, А. Б. Игнатъева, А. А. Мещерякова, А. А. Рыбалко, А. А. Фрема, А. А. Шибанова и др. Вместе с тем в последние годы в литературе появились работы, в которых приводятся реконструкции вулканотектонических депрессий Восточно-Сахалинского вулканического пояса (Фрема, 1969, 1972; Фрема, Рыбалко, 1971; Рыбалко, 1972; Ветров, 1972; Шибанов, 1972). Вместе с тем в литературе появились работы, в которых приводятся реконструкции вулканотектонических депрессий Западно-Сибирского вулканического пояса (Игнатъев, 1968, 1970; Игнатъев, 1970), на сегодняшний день исследованы слабо. Но ясно представляется структура, эволюция и



УДК 551,21

Книга посвящена актуальной «кальдерной» проблеме. Автором впервые для Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса изложены результаты исследований структурных форм вулканизма и слагающей их контрастной ассоциации вулканических пород, реконструирована эволюция вулканической деятельности и стадийность формирования позднепермских вулкано-тектонических депрессий, приведена иерархическая систематика тектоно-магматических факторов, определяющих размещение редкоментальной минерализации в их общей структуре. На основании сравнения с аналогичными структурами Советского Союза и зарубежными рассмотрены некоторые теоретические аспекты строения и развития депрессий, в частности, тектонические причины их возникновения, характер внутривулкановых подвижек и инъективные дислокации, развитие компенсационных проседаний и механизм кальдерообразования в связи с игнимбритовым вулканизмом и др. Показаны формальная модель и принципы организации депрессий в структуре вулканического пояса.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами тектоники, петрологии и металлогении вулканических поясов и вулкано-тектонических структур.

Издано по решению Ученого совета
Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
профессор Г. М. Фремд.

Вулканизм в жизни нашей планеты, и особенно в ее истории, имеет исключительно важное значение. Невозможно геологическое изучение земного шара без ясного представления о сущности вулканических процессов.

Академик А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция отдельных палеовулканов и вулcano-тектонических структур, обладающих системной организацией (вулcano-тектонические системы), в рамках крупных линейментов Земли — вулканических поясов — является одной из главных задач на пути разработки глобальной палеовулканологической теории. Эти исследования особенно актуальны при металлогеническом анализе отдельных палеовулканических районов, когда изучение структуры, эволюции вулканизма и типизации древних вулcano-тектонических структур, особенно депрессий, выяснение закономерностей их размещения и связи с тектоникой диктуется необходимостью выявления соотношения эндогенной минерализации с этими элементами для правильной ориентации поисковых и прогнозных работ.

В настоящее время вулcano-тектонические депрессии и связанная с ними минерализация исследуются в различных регионах Советского Союза. На Дальнем Востоке в пределах Восточно-Азиатского вулcanoгена их изучением занимается большая группа исследователей. В Приморье широко известны и достаточно детально изучены позднемиоценовые вулcano-тектонические депрессии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Фремд, 1969, 1972; Фремд, Рыбалко, 1971; Рыбалко, 1972; Ветренников, 1973 и др.). Вместе с тем аналогичные позднепермские и, возможно, более древние структуры, являющиеся составной частью Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Игнатьев, 1968, 1970; Тащи и др., 1970), на сегодняшний день исследованы слабо, а многие из них, вероятно, остаются еще не выявленными. Недостаточно ясным представляется структура, эволюция вулканизма

и механизм формирования вулcano-тектонических депрессий.

Предлагаемая читателю книга, посвященная палеовулканологическим реконструкциям вулcano-тектонических депрессий, — одна из немногих пока публикаций в этом направлении. Автор поставил перед собой задачу изучить структуру, характер заполнения и причины возникновения и развития Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий центральной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, с которым связана разнообразная рудная минерализация. В работе приведена геологическая характеристика вулcano-тектонических депрессий, реконструированы слагающие их структурные формы вулканизма, дана петрографическая и петрохимическая характеристики контрастной ассоциации вулканогенных пород. Богатый фактический материал, положенный в основу работы, дал возможность предложить обоснованную схему эволюции вулканизма с определенной интеграцией вулканических форм в период становления депрессий и разработать иерархическую систематику тектономагматических факторов, определяющих размещение редкометальной минерализации в их общей структуре. В монографии рассмотрены некоторые теоретические аспекты строения и развития вулcano-тектонических депрессий, затрагивающих наиболее важные стороны «кальдерной» проблемы и, прежде всего, соотношения вулканизма (магматизма) с тектоникой как индикатора глубинных процессов, происходящих в коре и верхней мантии.

Основой для проведения палеовулканологических реконструкций вулcano-тектонических депрессий с последующим составлением карт, схем и разрезов и др. послужили материалы автора, собранные в процессе исследования с 1965 по 1972 гг. При решении разнообразных палеовулканологических вопросов наряду с методами палеовулканологических реконструкций, разработанными И. В. Лучицким, Г. М. Фрейдом и др., привлекался дополнительный материал по геологии Хингано-Охотского вулканического пояса и Южных Курил, с вулканизмом которых автор ознакомился по опубликованным данным и в полевых условиях.

Автор хотел бы специально отметить, сколь многим он обязан за научное руководство и помощь в овладении методами палеовулканологических реконструкций доктору геолого-минералогических наук профессору Григорию Максимови-

чу Фремду, и выразить надежду, что некоторые из его идей нашли отражение в этой работе. Особую благодарность автор выражает за помощь в организации палеовулканологических исследований, советы и обсуждения отдельных сторон работы: Е. А. Кулишу, Г. М. Власову, И. И. Берсеневу, В. П. Боровкову, А. П. Ван-Ван-Е, Л. А. Изосову, Е. А. Кириллову, Ю. С. Липкину, В. И. Сухову, А. М. Смирнову, О. Г. Старову и Л. М. Шлейферу.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДЕПРЕССИИ

Западно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс (Ишхасян, Красный, 1969) прослеживается на западе Приморья вдоль границы Хангайского срединного массива с Сихотэ-Алиньской складчатой областью (рис. 1). Развитие пояса находилось под контролем Западно-Сихотэ-Алиньского, Арсеньевского и Алчанского структурных швов, разграничивающих области ранне-позднепалеозойской и мезозойской складчатости (Талия и др., 1970). Отдельные части пояса, разделенные системой поперечных разломов (Изох, 1966, Томпсон, Фаворская, 1968), выделяются структурно-формационными особенностями. Так, с юга на север можно выделить Южную, Центральную, Синегорскую, Кабаргинскую, Алчано-Матайскую и Анюйскую вулканические зоны, в составе которых палеозойские, мезозойские и кайнозойские вулкано-плутонические формации образуют различные типы налебовулканов и вулкано-тектонических структур (Фрейд, Ишхасян, 1970).

Изучаемые Монастырская и Лозанская вулкано-тектонические депрессии входят в состав Синегорской вулканической зоны (рис. 2). Она расположена на разноморных элементах фундамента юго-восточной части Хангайского срединного массива.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ДЕПРЕССИИ

В строении фундамента принимает участие мощный (до 15 км) комплекс преимущественно морских геосинклиналей 7

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДЕПРЕССИЙ

Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (Ициксон, Красный, 1959) прослеживается на западе Приморья вдоль границы Ханкайского срединного массива с Сихотэ-Алинской складчатой областью (рис. 1). Развитие пояса находилось под контролем Западно-Сихотэ-Алинского, Арсеньевского и Алчанского структурных швов, разграничивающих области ранне-позднепалеозойской и мезозойской складчатости (Тащи и др., 1970). Отдельные части пояса, разделенные системой поперечных разломов (Изох, 1966; Томпсон, Фаворская, 1968), отличаются структурно-формационными особенностями. Так, с юга на север можно выделить Южную, Центральную, Синегорскую, Кабаргинскую, Алчано-Матайскую и Анюйскую вулканические зоны, в составе которых палеозойские, мезозойские и кайнозойские вулканоплутонические формации слагают различные типы палеовулканов и вулканотектонических структур (Фремд, Игнатъев, 1970).

Исследуемые Монастырская и Лозанская вулканотектонические депрессии входят в состав Синегорской вулканической зоны (рис. 2). Она расположена на разнородных элементах фундаментов юго-восточной части Ханкайского срединного массива.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ДЕПРЕССИЙ

В строении фундамента принимает участие мощный (до 15 км) комплекс преимущественно морских геосинклиналь-

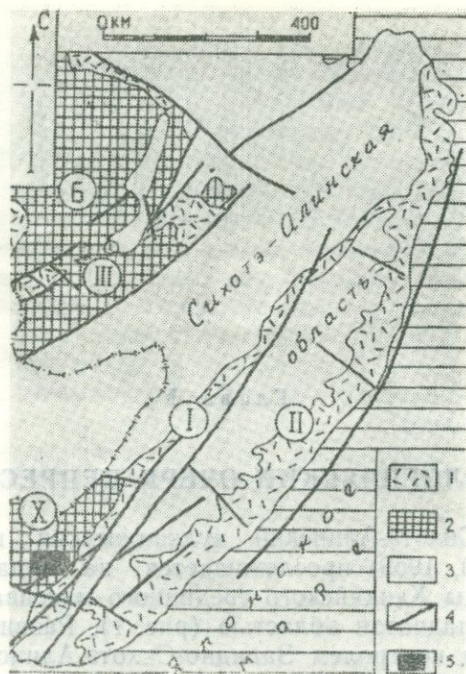


Рис. 1. Вулканические пояса в структуре южной части Дальнего Востока.

1 — Вулканические пояса: I — Западно-Сихотэ-Алиньский; II — Восточно-Сихотэ-Алиньский; III — Хингано-Охотский; 2 — срединные массивы: X — Ханкайский; Б — Бурейнский; 3 — складчатые области; 4 — разломы; 5 — район исследования.

ных отложений верхнего протерозоя и кембрия, слагающих в совокупности нижний структурный этаж. Размещение этих образований в структуре Ханкайского массива подчиняется общей закономерности, подмеченной еще в 1956 г. Н. А. Беляевским, а позднее Ю. Я. Громовым в 1959 г. Она заключается в различной истории геотектонического развития отдельных его участков. Так, в пределах рассматриваемой части массива выделяются структуры ранней (календонской) и более поздней (герцинской) консолидации. К первой относятся Спасский и Вознесенский антиклинории, сложенные протерозойскими и рифейскими отложениями, в составе кото-

рых различные метаморфические сланцы с прослоями известняков, мраморов и терригенных пород. Между ними расположены ниже-среднепалеозойские отложения Черниговской синклинали. В основании их разреза залегают нижнекембрийские породы песчано-сланцевой толщи и прохоровской свиты, представленные известняками, доломитами, глинистыми и филлитовидными сланцами, кремнистыми породами, пес-

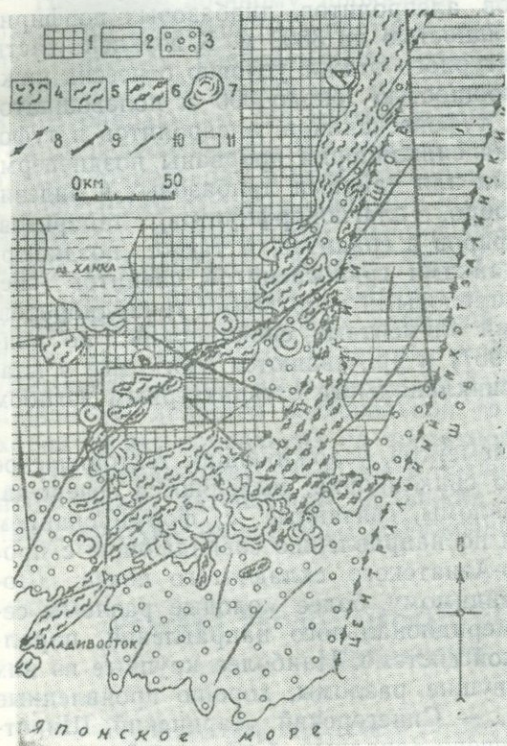


Рис. 2. Структурная позиция южной части Западно - Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

- 1 — Ханкайский срединный массив; 2 — зона Главного антиклинория; 3 — позднепалеозойские и мезозойские прогибы; 4—6 — вулканоплутонические комплексы: 4 — среднепалеозойские; 5 — позднепалеозойские; 6 — мезозойские; 7 — неогеновые базальты; 8 — структурные швы; 9 — Синегорский разлом; 10 — прочие разломы; 11 — Монастырская и Лозанская вулканотектонические депрессии; ЗСА — Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; СВЗ — Синегорская вулканическая зона.

чаниками с прослоями гравелитов и брекчий общей мощностью до 6 000 м. Выше залегают ниже-среднекембрийские отложения медвежинской (меркушевской) свиты, представленные песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность толщи до 1 500 м. К верхнему кембрию относится реттиховская свита — глинистые сланцы, песчаники с прослоями алевролитов, известняков и диабазовых порфиритов общей

мощностью около 2000 м. Еще выше с разрывом или угловым несогласием, а местами, возможно, согласно залегают красноцветные отложения фанзойвой толщи, представленные переслаиванием песчаников и алевролитов, реже конгломератов с горизонтами андезитовых порфиритов и их туфов мощностью до 2200 м, и снегуровской толщи аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями кремнистых алевролитов, гравелитов, алевролитов, диабазовых порфиритов и кислых туфов мощностью до 3800 м. К верхней части разреза нижнего структурного этажа условно отнесена нижнедевонская толща мощностью около 300 м полевошпато-кварцевых песчаников, туфопесчаников, алевролитов и туфо-алевролитов. Отложения синклинория прорваны позднепермскими мелкими штоками или дайками диабазовых и андезитовых порфиритов, габбро, плагиопорфиритов, липаритов, фельзитов, гранит-порфиритов и гранитов, а также позднеюрскими интрузиями и дайками граносиенитов, сиенитов (сиенит-порфиритов) и позднемеловыми интрузиями гранодиоритов. Частными структурными элементами синклинория, по данным Ю. С. Липкина (1967) и др., являются изогнутые в плане антиклинальные и синклинальные с характерным изгибом осей складки.

Среди разрывных элементов, усложняющих тектоническое строение Черниговского синклинория, выделяются северо-западные и широтные разломы, связанные с формированием Ханкайского массива и по направлению совпадающие с простиранием Центрально-Азиатского складчатого пояса (Зоненшайн, 1972), и, по-видимому, более молодые разломы северо-восточного и субмеридионального направления, параллельные Сихотэ-Алинской системе. Наиболее крупные из них региональные долгоживущие разломы, хорошо проявленные в геофизических полях, — Синегорский, Ларинский, Широтный, Медвежинский, Северо-Западный, Сайганский и др.

Синегорский разлом рассматривается большинством исследователей как фрагмент Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва. Он представляет собой зону шириной 5—15 км, представленную серией сближенных разрывов с эшелонированным расположением вулканических аппаратов, экструзивным и интрузивным магматизмом, развитием дайковых серий и линейных интрузий, концентрацией эндогенной минерализации. Л. А. Изосов полагает, что вдоль разлома происходили незначительные горизонтальные смещения (по типу правого

сдвига), в результате чего сейчас наблюдается в ряде случаев волочение осей складок фундамента. Почти аналогично проявлен Северо-Западный разлом, представляющий также зону сближенных разломов, систем трещин и кливажа шириной около 10 км, контролирующую размещение вулканических центров и рудной минерализации.

Несколько по-иному проявлена ортогональная система разломов, в частности, широтная система с характерным кулисообразным расположением разрывных и пликтивных структур. Л. Ф. Назаренко относит субширотные структуры к крутопадающим (до вертикального падения) сбросо-сдвигам. Морфологически они обычно представлены зонами смятия, милонитизации и брекчирования мощностью до 10—12 м с отдельными глинизированными швами мощностью до 0,1 м. Амплитуда вертикальных перемещений оценивается, по данным Е. А. Кириллова, до 500—700 м. Система широтных разломов хорошо проявлена в магнитном поле в виде интенсивных положительных локальных аномалий, знакопеременными полями, как например, Широтный и Медвежинский разломы. Ларинский разлом, выделенный по данным сейсмического зондирования, является региональной трансструктурой, однако характер его проявления на поверхности изучен слабо.

По большинству разломов в позднем палеозое и мезозое происходили интенсивные подвижки. В результате складчатые структуры имеют ярко выраженное блоковое строение.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕПРЕССИЙ

Положение депрессий в структуре фундамента

Монастырская и Лозанская вулканотектонические депрессии (Игнатъев, 1968а) приурочены к опущенному блоку Черниговского синклиория, заполненному продуктами позднепермской вулканической деятельности (рис. 3, 4). Блок ограничен региональными разломами; на западе — Ларинским, на юге — Широтным, на севере — Медвежинским и юго-востоке — Синегорским; его площадь составляет около 700 км². В юго-западной части блока расположена Монастырская, а в северо-восточной — Лозанская депрессии.

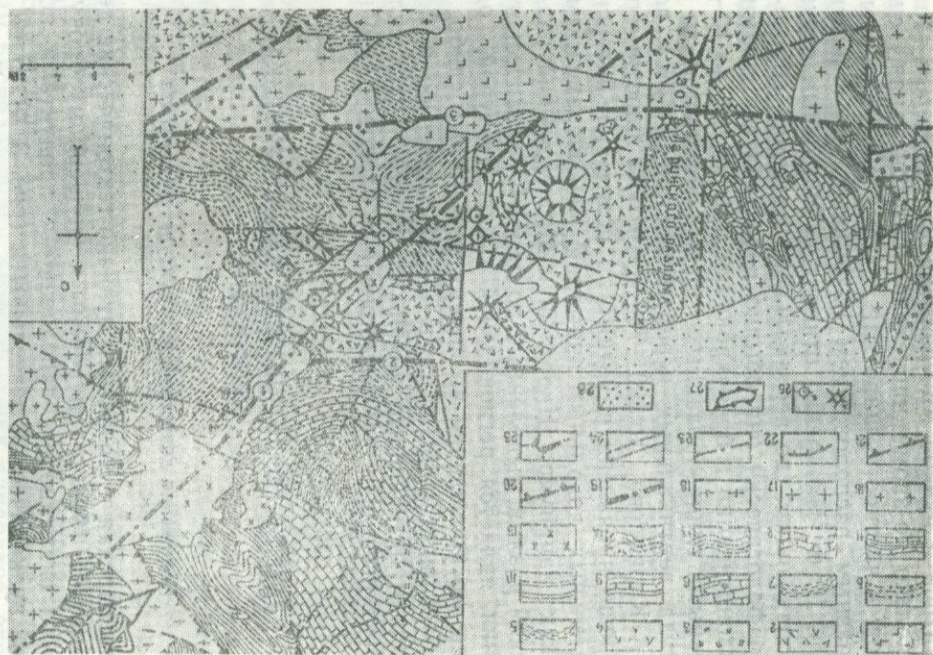


Рис. 3. Тектоническое положение Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий в структуре юго-восточной части Ханкайского массива (по Ю. С. Липкину, 1967, с дополнениями и изменениями автора).

Неправильной формы блок, заполненный вулканитами, ориентирован длинной стороной вдоль зоны Синегорского разлома северо-восточного направления, и занимает резко-дискордантное положение по отношению к северо-западному простиранию Черниговского синклинория.

Контуры депрессий, совпадающие с тектоническими границами блока, срезают складки кембрийского фундамента. Однако в большинстве случаев складчатые структуры массива при приближении к депрессиям как бы «разворачиваются» и обтекают их. Непосредственно у границ депрессий кристаллические породы фундамента испытали дополнительную деформацию, о чем говорит наличие дисгармоничной складчатости с затухающей амплитудой по мере удаления от депрессий (рис. 5). При этом наблюдается падение пород синклинория в сторону депрессий с углами от 30 до 80°.

Депрессии ограничены сложной системой линейных разломов или кольцевых сбросов, совпадающих или параллельных разломам кембрийского фундамента. В то же время имеются случаи распространения вулканогенных пород за пределы ограничивающих разломов. По-видимому, правильно будет считать границу депрессий сложной, состоящей из первичных дизъюнктивных и вторичных резкостных границ (Косыгин, Воронин и др., 1965). Дизъюнктивными границами Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий будут соответственно Главный и Внешний сбросы. В тех местах на периферии депрессий, где вулканогенные породы перекрывают ограничивающие сбросы и наблюдается седиментацион-

1 — неогеновые базальты; 2—4 — вулканогенные образования: 2 — позднепермские; 3—4 — среднепалеозойские (3 — кислые, 4 — основные); 5—10 — кембрийские отложения: 5 — снегуровская, фанзовая и реттиховская свиты; 6 — конгломератовая толща; 7 — медвежинская свита; 8 — дмитриевская свита; 9 — прохоровская свита; 10 — песчано-сланцевая толща; 11—14 — рифейские отложения: 11 — коваленковская и волкушинская свиты; 12 — ново-ярославская свита и ее аналоги; 13 — спасская свита и ее аналоги; 14 — татьяновская и нахимовская свиты; 15 — мезозойские граниты; 16 — палеозойские граниты; 17 — среднепалеозойские граниты; 18 — докембрийские гранитоиды, гранито-гнейсы; 19—20 — разломы, ограничивающие депрессии: 19 — региональные линейные; 20 — кольцевые; 21 — сбросы, взбросы, надвиги; 22 — разломы ограничивающие кальдеры оседания; 23 — разломы, ясно выраженные в геофизических полях; 24 — прочие разломы; 25 — кальдеры оседания; 26а — вулканы кислого состава; 26б — вулканы основного состава; 27 — кислые трещинные вулканы. Наименование региональных разломов (цифры в кружочках): 1 — Синегорский, 2 — Медвежинский, 3 — Широтный.

ный контакт с породами фундамента, граница считается резкой. Ограничивающие сбросы являются составными и представлены отдельными отрезками региональных разломов, чаще производными от движений по ним, со ступенчатым погружением блоков фундамента к центру депрессий. Характерно, что они имеют падение к центру депрессий или являются вертикальными.

Среди образований, выполняющих Монастырскую и Лозанскую вулcano-тектонические депрессии, выделяются два позднепермских вулканогенных комплекса. Автор определяет вулканогенный комплекс как совокупность генетически взаимосвязанных покровных, жерловых и околожерловых, экструзивных и субвулканических фаций, возникших в процессе развития конкретной структуры за определенный промежуток времени с закономерной эволюцией вещественного состава. Такая трактовка понятия близка к определению комплекса Е. Т. Шаталовым, В. С. Коптевым-Дворниковым и др. (1965).

Вулканогенные комплексы депрессий обладают рядом типоморфных признаков, имеющих региональное значение для рассматриваемого интервала времени. В частности, слоистые отложения корольковского комплекса содержат остатки позднепермской флоры *Noeggerdthiopsis* sp., *ihded Trizidia* sp. (устное сообщение Л. А. Изосова) и сопоставляются с владивостокской (Игнатьев, Старов, 1968) или барабашской свитам). Слоистые отложения светлоярковского комплекса параллелизуются со светлоярковской толщей поздней перми (Игнатьев, Старов, 1968).

В основе выделения типоморфных признаков лежат многочисленные наблюдения над взаимоотношением различных типов изверженных пород, последовательность образования которых отражает закономерную смену форм связи вулканизма с тектоникой в процессе развития названных вулcano-тектонических депрессий (Игнатьев, 1970в). Так, если магматические образования корольковского комплекса представлены в основном слоистыми толщами, причем нижняя часть их разреза частично формировалась в подводных условиях, то на более позднем этапе развития в результате мощной наземной вулканической деятельности образовались большие массы изверженных пород, слагающие различные по типу вулканы. По многократно наблюдавшимся взаимоотношениям между главными типами пород, а также структурными формами вулканизма, была намечена общая магматическая эволюция

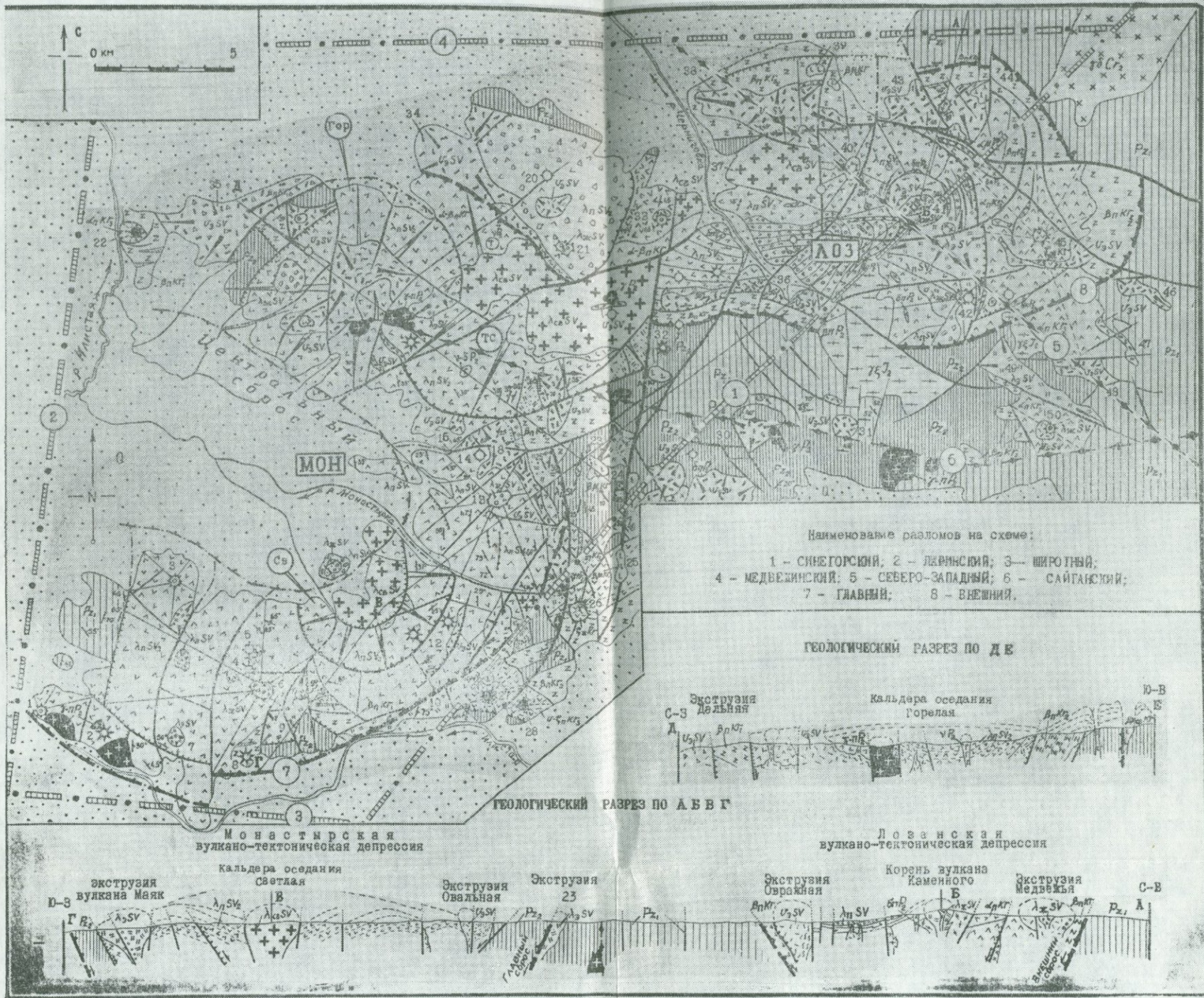


Рис. 4. Палеовулканологическая схема Монастырской и Лозанской вулканно-тектонических депрессий (Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс).

Составил А. Б. Игнатьев.
 с использованием материалов Приморского геологического управления (Н. Х. Дударчука, М. А. Евлановой, Ю. Г. Иванова, Л. А. Изосова, В. Т. Карпушкина, В. А. Кретова, Р. Г. Кулинич, Ю. С. Липкина, Л. Ф. Назаренко, Ю. Н. Олейника, О. Г. Старова, Л. М. Шлейфера, Ю. А. Федорова), Полевой экспедиции ДВМСа (В. П. Боровкова, А. С. Бражникова, А. Б. Игнатьева, Е. А. Кириллова, В. Н. Рассудова, В. З. Царько), Приленкой экспедиции (П. П. Астанина, В. П. Боровкова, А. Б. Игнатьева, В. Т. Лукаша), ВСЕГЕИ (Ю. Я. Громова, С. Г. Котляра, Ф. Ш. Кутыева, Г. А. Смирновой).

Возраст Степень тектонического развития	Комп- лексы формации	Фации пород				Структурные элементы	Вулкано-тектонические депрессии:
		Потоки, покровы, толщи	Околосредовые железные	Экструзивные	Субвулкани- ческие		
Верхняя часть Развитие Монастырской и Лозанской вулкано- тектонических депрессии	Светлогорский - SV P ₂ королевский - KR P ₂ Саваль-индустриальный (итингитовый)	Четвертичные отложения				Мехлоковые разломы: региональные разломы фунда- мента сбросы, ограи- чивающие деп- рессии	МОН Монастырская ЛОЗ Лозанская Кальдеры оседания: Св-светлая, Гор-Горелая (ТС) Толстая Сопка Булканы, экструзии, некки 1-Ларинский, 2-экструзив Береговая, 3-Вагровый, 4-некк Садовый, 5-некк Северная, 6-некк, 7-се- паднос-бухарское пол- 8-экструзив Абрамского 9-экструзив вул. Мель, 10-экструзив Саган- ская, 12-некк Сильный, 13-Абраты, 14-диатре- ма 14, 15-диатрема 15 17-экструзив Овальная, 18-экструзив 18, 20- кальдера вул. Увал, 21- Колленкова, 22-кальдер 23-экструзив 23, 24-ка- бузия, 25-некк Дюбри- ва, 26-Басмановский, 27-Радунья, 28-Сам- гай, 29-экструзив Шуге- ва, 30-экструзив Крутогорный, 31-Парвал- ная, 32-некк, 33- Сторожовой, 34-экструзив Черниговская, 35-экструзив Дальняя, 36-экструзив Спранная, 37-шток Центральная, 38-шток 39-некк Радимты, 40-се- падный, 41-Камennyй, 42- Еловый, 43-экструзив Медвежья, 44-Долинный, 45-Котляра, 46-акст, 46 47-акст, 47, 48-акст, 48 49-акст, 49, 50-источник
		Кальдерно-озер- ные отложения	Игнимбитовые отложения: существенно игнимбитовые толщи переслаивание игнимбитов терригенным материалом	Игнимбито- вые и вулканические брекчии, некки фель- зитов Агломерат- овые ву- лканы, туфокоинкре- менты фельзитов Вулканические брекчии, вы- полняющие диатремы	Экструзии фель- зитов и липаритов Моногенные некки диабазов фельзитов Автоматиче- ские брекчии	Дайки, штоки плагинориты габбро и ритов, эндо- зитовых пор- фиритов Столбушки чешские липарит-порфи- риты и эв- зопиты и дайки	
Р ₂ Формирова- ние фунда- мента	Саваль-индустриальный (итингитовый)	Дацинты, фельзо- дациты	Вулканические брекчии, лавобрек- чии фельзо-дацитов	Экструзии фельзо- дацитов	Реконстру- ированный па- леозулянии		
		Андезитовые порфириты Диабазовые порфириты Переслаивание диабазовых пор- фиритов с терри- генным матери- алом	Экструзии дацитов и фельзитов	Некки диа- базовых порфиритов			
		Вулканогенно- терригенные толщи Терригенно- морские толщи					



депрессий, связанная с формированием: 1. Покровов корольковского комплекса и центров их излияния; 2. Светлоярковского комплекса: а) покровов; б) экструзий фельзитов и субвулканических интрузий липаритов; в) интрузий гранитов и гранит-порфиров; 3. Даек и некков основного—среднего составов.

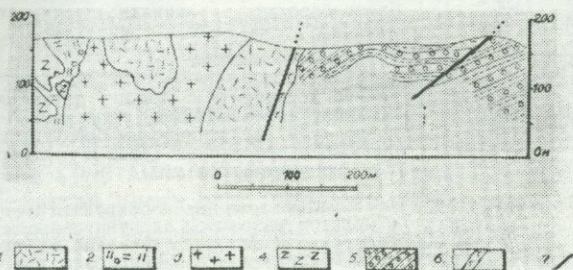


Рис. 5. Деформация боковых пород фундамента у южной границы Синегорского блока.
1 — фельзит; 2 — липарит; 3 — гранит; 4 — диабазовый порфирит; 5 — породы фундамента; 6 — дайки основного состава; 7 — разломы.

Эта последовательность, отражающая основные подразделения геологической колонки (рис. 6), принята нами как эталонная. Однако не все ее подразделения равнозначны по объему и распространению. Кроме того, некоторые из них включают разновозрастные геологические тела (например, покровы с переслаиванием пород корольковского и светлоярковского комплексов). Возрастная корреляция этих последовательно образовавшихся слоев и потоков крайне трудна (за исключением маркирующего горизонта с флорой) из-за слабой обнаженности площади, большого количества вулканических центров, фациальной пестроты вулканогенных отложений, содержащих немногочисленные находки растительных остатков, а также из-за значительной роли разрывных нарушений и блоковой тектоники, определяющей неравномерный эрозионный срез вулканических структур.

Монастырская депрессия

Монастырская вулcano-тектоническая депрессия размером 28×23 км имеет овальную форму, ориентированную длинной осью на северо-восток.

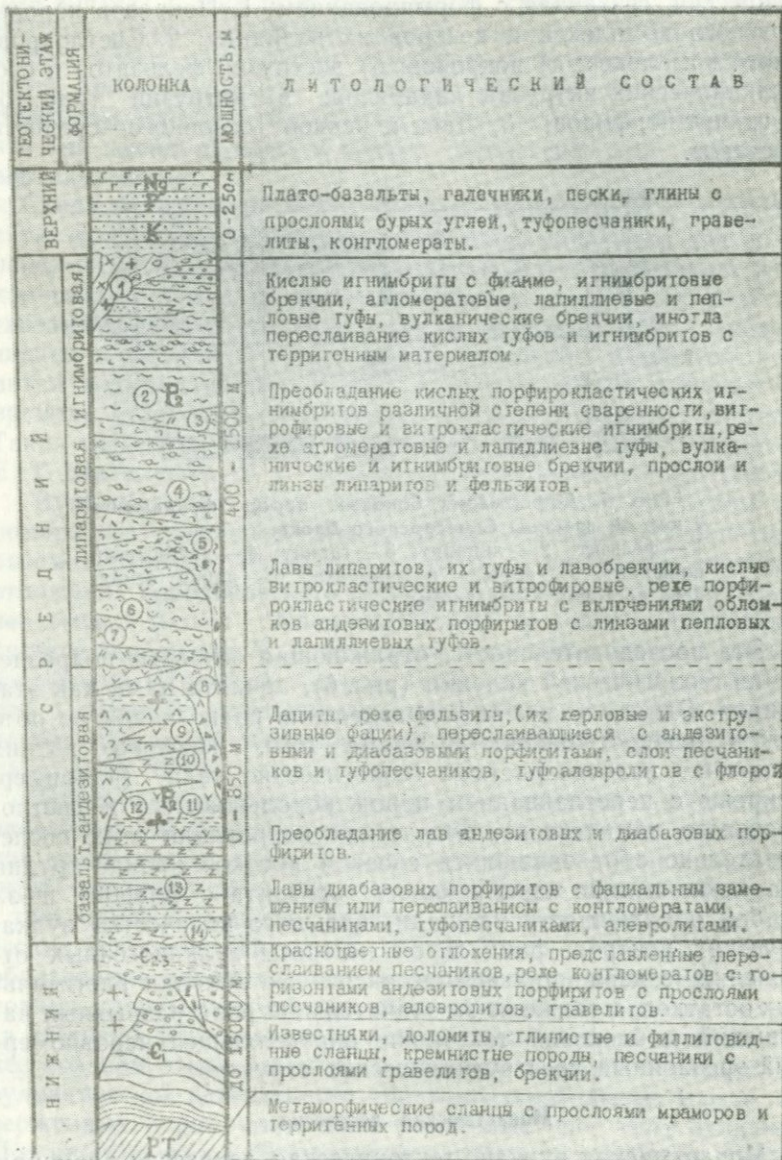


Рис. 6. Стратиграфическое положение базальт-андезитовой (корольковский комплекс) и липаритовой (светлорыбский комплекс) формаций в пределах юго-восточной части Ханкайского массива.

На современном эрозионном срезе депрессия имеет в плане форму амфитеатра, обращенного своей открытой частью на запад. Центр депрессии и ее западный фланг перекрыты молодыми палеогеновыми и четвертичными отложениями.

Граница депрессии определяется взаимно пересекающимися региональными разломами — Ларинским, Широтным, Синегорским и другими, образующими зоны деформации (в виде замкнутой системы дуговых и кулисообразных разрывов) по периферии депрессии. В результате краевая ее часть в зоне шириной до 5 км характеризуется сложным ступенчатым погружением блоков пород. Наибольшие смещения происходили по разрывам, сочетание которых образует Главный сброс (рис. 4). Большая часть ограничивающих разломов перекрыта четвертичными отложениями и недоступна детальному исследованию. По геофизическим данным западный край депрессии опущен вдоль Ларинского разлома на несколько километров. Не перекрытые молодыми отложениями отдельные фрагменты этого сброса, отделяющие породы рифея от нижне-среднепалеозойских образований, характеризуются, по данным В. А. Кретьова, амплитудой смещения от нескольких сот метров до 2,5 км. Южный край депрессии можно проследить по слабо искривленному Главному сбросу — разлому длиной около 15 км. Восточное крыло этого разлома (правый борт р. Снегуровка) представляет зону сближенных трещин общей мощностью до 15—20 м с падением к центру депрессии (аз. пад. 330° , угол 60°) и амплитудой смещения около 500 м (по данным наблюдения на поверхности, бурения и геофизики). Более сложное строение Главного сброса на юго-восточной окраине депрессии. Здесь он представлен мощной, до 1,5 км, зоной окварцованных, гематизированных и хлоритизированных пород, в которых насчитывается 7 крупных разломов (сбросов). Азимут пад. зоны 270° , угол $65\text{—}70^\circ$, погру-

1 — субвулканические липариты и граниты, экструзии фельзитов, в краевых частях вулканические брекчии и агломератовые туфы; 2 — кислые порфирокластические игнимбриты, сваренные; 3 — липариты; 4 — сваренные кислые порфирокластические игнимбриты; 5 — порфирокластические игнимбриты и игнимбритовые брекчии; 6 — сваренные витрофирровые игнимбриты; 7 — слабо сваренные витрокластические игнимбриты; 8 — дациты и их лавобрекчии; 9 — андезитовые порфириты; 10 — диабазовые порфириты; 11 — туфопесчаники, туфоалевролиты; 12 — дациты и андезитовые порфириты; 13 — переслаивание диабазовых порфиритов с песчаниками, гравелитами, конгломератами; 14 — песчаники, гравелиты, конгломераты, режалевролиты (средний девон?).

жение пород в сторону центра депрессии до первой сотни метров. В верховьях р. Монастырки в зоне сброса наблюдаются экструзивные тела. Далее на север, в верховьях р. Грибной, Главный сброс (рис. 4) разграничивает породы светляровского комплекса и фундамента (амплитуда смещения около 1 км). Еще севернее сброс проходит в диабазовых порфиритах корольковского комплекса. Здесь на водоразделе рек Грибная—Падь Бикаревича канава 2040 вскрывает в зоне Главного сброса серию параллельных плоскостей, заполненных желтовато-бурым суглинком и мелким щебнем диабазовых порфиритов. Азимут пад. 230° , угол $70-80^\circ$ (рис. 7).

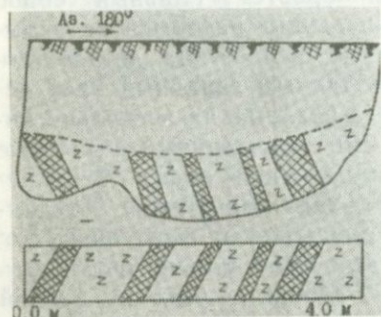


Рис. 7. Строение Главного сброса на водоразделе рек Грибная—Падь Бикаревича.

Внутри Монастырской депрессии проходит Центральный сброс, ограничивающий наиболее опущенную часть депрессии, известную под названием Монастырищинский котел (по В. А. Кретову). Большая часть сброса перекрыта четвертичными отложениями, и его положение фиксируется только по данным электроразведки. Амплитуда смещения по Центральному сбросу ориентировочно, по данным геофизики и отчасти бурения, составляет первые сотни метров.

На площади около 250 м^2 в депрессии развиты позднепермские вулканогенные породы корольковского и светляровского комплексов, образующие в плане полукольцевую структуру протяженностью до 36 км, при средней ширине 7 км. На этой территории, разбитой многочисленными разломами на блоки, реконструированы реликты покровов, вулканы, кальдеры оседания и экструзии.

Породы корольковского комплекса располагаются преимущественно в блоках по краевой части депрессии как с внутренней, так и с внешней стороны Главного сброса.

Одна такая группа блоков с общим моноклиальным (50—70°) падением пород на север обнажается в южной части депрессии на правом берегу р. Илистой. В западной части депрессии с внутренней стороны Главного сброса отмечаются сходные по строению единичные блоки. Здесь же, на правом берегу р. Илистой, расположен вулкан Халкидон. В северной и восточной частях депрессии расположены еще две группы блоков пород корольковского комплекса, где также отмечается крутое падение пород к центру депрессии, составляющее 50—80°. В юго-восточной части депрессии во внешней зоне Главного сброса породами корольковского комплекса сложено несколько вулканов: Вассиановский, Радужный и Сайганский. В некоторых местах вулканогенные породы комплекса перекрывают тектонические границы блоков разных порядков и залегают с несогласием прямо на породах фундамента.

Отложения корольковского комплекса представлены в основном покровными фациями. В их составе можно выделить две слоистые толщи — нижнюю и верхнюю, отличающиеся по литологическим и петрографическим признакам, а также соотношением между основными, средними и кислыми лавами и туфами и количеством терригенного материала. Породы нижней толщи залегают непосредственно на породах фундамента. На северо-западе депрессии на правом берегу р. Илистой толща имеет следующее строение (снизу вверх): 1) песчаники кварцево-полевошпатовые, среднезернистые, желтовато-серые, с редкими гальками, мощность более 60 м; 2) диабазовые порфириты, массивные, зеленовато-бурые, мощность 1 м; 3) песчаники кварцево-полевошпатовые, среднезернистые, желтовато- или зеленовато-серые, мощность 6 м; 4) диабазовые порфириты миндалекаменные, зеленовато-серые, мощность 5 м; 5) песчаники кварцево-полевошпатовые, конгломератовые, желтовато-серые, мощность 20 м; 6) переслаивание кварцево-полевошпатовых песчаников с гравелитами или конгломератами, мощность 21 м; 7) диабазовые порфириты миндалекаменные, зеленовато-серые, мощность 8 м; 8) переслаивание среднезернистых, кварцево-полевошпатовых песчаников, желтовато-серых или вишневых, мощность 80 м; 9) диабазовые порфириты миндалекаменные, грязно-зеленые, мощность 14 м. Вскрытая мощность разреза 215 м.

Детали разреза можно наблюдать на рис. 8. Здесь примерно в 200 м от р. Илстой вскрыто переслаивание массивных зеленовато-серых миндалекаменных диабазовых порфиритов (миндалины из кальцита размером до 1 см) с желтовато-серыми песчаниками, среднезернистыми кварцево-полевошпатового состава с редкими листочками биотита. Песчаник плохо отсортирован. В нем часто присутствует галька размером 1—2 см, а иногда и больше. Кроме того, для слоев песчаника характерно резкое изменение мощности, контакт их с диабазовыми порфиритами четкий, неровный. В гравелитах, конгломератах и песчаниках галька состоит из кварца кремней и диабазовых порфиритов.

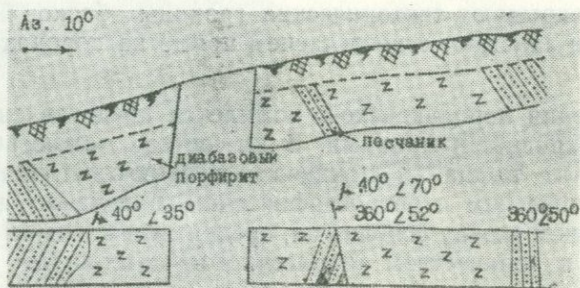


Рис. 8. Переслаивание лав диабазовых порфиритов с терригенным материалом в нижней части корольковского комплекса, район вулкана Халкидон.

На юге депрессии, на правом берегу р. Илстой в 2-х км к северу от с. Абражеевки, строение нижней толщи почти аналогичное вышеописанному, хотя здесь заметно увеличивается количество и мощность лавовых потоков диабазовых порфиритов с одновременным уменьшением терригенного материала. Эта фациальная изменчивость становится более заметной ближе к восточной окраине Монастырской депрессии. Здесь отложения нижней толщи представлены существенно лавовым материалом. Характерный разрез этих отложений находится в верховьях р. Грибной, в районе высоты 474,9 м. В основании разреза отмечается слой туфа диабазового порфирита (0,4 м), залегающий с угловым несогласием в 14° на породах фундамента. Дальше вверх по разрезу идут: 1) диабазовые порфириты темно-зеленые и серые, плотные. В основании покров

прослежен маломощный слой из туфов, мощность более 10 м; 2) прослой туфа диабазового порфирита, мощность 1 м; 3) диабазовый порфирит темно-зеленый, плотный, мощность 25 м; 4) алевролит серо-зеленый, слоистый, мощность 6 м; 5) диабазовый порфирит грязно-зеленый с мелкими миндалинами, мощность 20—25 м; 6) андезитовый порфирит серо-зеленый, мощность 55 м; 7) диабазовый порфирит тонкозернистый, мощность 60 м; 8) диабазовый порфирит миндалекаменный, мощность 65 м; 9) диабазовый порфирит плотный, массивный, мощность 10 м. Мощность толщи равна 240—245 м.

Выше к северу подобное строение нижней толщи сохраняется. В некоторых случаях, например, в верховьях р. Новая Грибная, в основании разреза на породах фундамента залегают шаровые лавы диабазовых порфиритов (канавы 2006 и 2007, рис. 9), свидетельствующие о подводном излиянии.

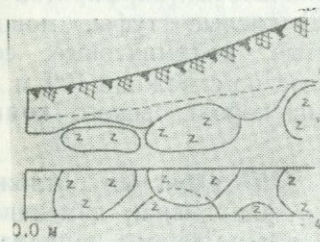


Рис. 9. Шаровые лавы диабазовых порфиритов в верховьях р. Новая Грибная (по О. Г. Старову, 1969).

Оложения верхней толщи корольковского комплекса развиты главным образом в юго-восточной части депрессии. Наиболее полный их разрез можно наблюдать в районе с. Вассиановка по скв. 31 (снизу вверх): 1) песчаники зеленовато-серые, возможно, туфогенные, кремненные, серицитизированные, мощность 25—27 м; 2) дациты и фельзито-дациты темно-серые, хлоритизированные, мощность 20 м; 3) галька дробленая с глиной, с зеркалами скольжения (кern весь не поднят), мощность 3—4 м; 4) фельзито-дациты темно-серые, мощность 30 м; 5) диабазовые порфириты миндалекаменные, зеленоватые, мощность 15 м; 6) липарит розовато-серый, мощность 3—4 м; 7) керны нет, но, по данным магнитокоротажа, должны быть кислые эффузивы, мощность 5 м; 8) кварцево-серицитовые породы, мощность 20—22 м; 9) андезитовые порфириты темно-зеленые, мощность 2—3 м;

10) фельзито-дациты темно-серые, мощность 2 м; 11) липариты серые, мощность 1 м; 12) андезитовые порфириты, мощность 1 м; 13) кварцево-серицитовые породы, мощность 20—22 м. Мощность разреза по скважине 122—129 м.

Верхнюю часть этого разреза можно проследить несколько севернее, выше по склону в скважине № 12 (снизу вверх): 1) фельзит-порфиры светло-серые, серицитизированные, с кварцево-карбонатными прожилками. Участками порода полностью превращена в кварцево-серицитовую и аналогична породе (слоя № 13), вскрытой в скв. 31. Таким образом, нами сопоставляется 1 слой по скв. 12 с 13 слоем по скв. 31, мощность 20 м; 2) туфы диабазовых порфиритов зеленовато-серые, мощность 8 м; 3) песчаники кварцево-полевошпатовые, серые, мощность 9 м; 4) керн не поднят, мощность 21 м; 5) песчаники кварцево-серицитовые, светло-серые, мощность 61 м; 6) диабазовые порфириты зеленовато-серые, мощность 21,0 м; 7) туфы диабазовых порфиритов зеленовато-серые, мощность 10 м; 8) кислые туфы, мощность 5 м; 9) песчаники мелкозернистые, полимиктовые, серые, мощность 14,0 м. Мощность разреза по скважине 199 м. Полная мощность слоистых отложений корольковского комплекса составляет около 850 м.

Как видно из изложенного, для слоистых отложений комплекса отмечается не только фациальная изменчивость и непостоянство мощностей в латеральном направлении, в частности, с запада на восток депрессии, но и резкое изменение состава пород в вертикальном разрезе. Приведенный выше разрез по скв. 31 и 12 отражает общие особенности строения слоистых отложений комплекса для всей юго-восточной части депрессии (рис. 10). Именно здесь возникли вулканические центры с более кислыми породами — стратовулканы Вассиановский, Радужный и др., с деятельностью которых, по-видимому, и было связано образование контрастных по составу отложений верхней толщи корольковского комплекса.

Выше по разрезу идут слоистые отложения (покровная фация) светлоярковского комплекса. Их моноклиналичное падение к центру депрессии иногда нарушается мелкими складками с различным положением осей. Одна такая небольшая складка описана О. Г. Старовым в 1969 г. на правом берегу р. Новая Грибная. Падение пород на крыльях

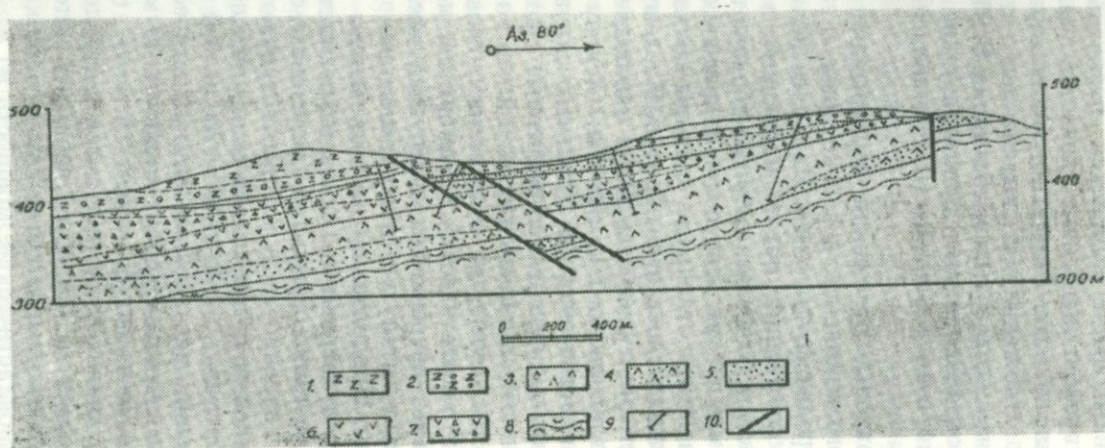


Рис. 10. Строение корольковского комплекса в районе юго-восточной части Монастырской вулканотектонической депрессии.

Составил С. Г. Котляр.

- 1 — диабазовые порфириты; 2 — миндалекаменные диабазовые порфириты; 3 — андезитовые порфириты; 4 — туфы андезитовых порфиритов; 5 — песчаники, 6 — дациты; 7 — лавобрекчии дацитов; 8 — породы фундамента; 9 — скважины; 10 — разломы.

Этой синклинали составляет $25-30^\circ$, а ось складки ориентирована в северо-восточном направлении.

В составе покровных фаций комплекса различные типы игнимбритов резко преобладают над другими продуктами. Поэтому нами была принята соответствующая стратификация игнимбритовых отложений с выделением «потоков», «единиц охлаждения» и «слоев», разработанная Г. Мартином для игнимбритов Новой Зеландии и принятая у нас в Союзе при изучении игнимбритов Камчатки (Шеймович, 1969) и в других районах.

Кислые игнимбритовые отложения перекрывают образования корольковского комплекса, а в некоторых случаях залегают прямо на породах фундамента. Наиболее полный разрез игнимбритовых отложений можно наблюдать в юго-восточной части депрессии. Здесь игнимбриты образуют 3 потока с общим падением к центру депрессии. В пределах каждого потока можно наметить отдельные единицы охлаждения, состоящие из нескольких слоев игнимбритов. На левом борту долины реки Монастырки, у высоты 231 м наблюдается следующий разрез светлоярковского комплекса: (снизу вверх): 1-й поток. Витрокластические (в отдельных случаях порфирокластические) игнимбриты, слабо сваренные с розоватым или буроватым оттенком, мощность 110 м. 2-й поток. Витрофирные игнимбриты серые, до темно-серых, сильно сваренные с линзами витрокластических игнимбритов, мощность 70—80 м. Далее разрез прерывается экструзией фельзитов, слагающих небольшую вытянутую в широтном направлении безымянную вершину. Продолжение разреза можно наблюдать по другую сторону вершины: снова витрокластические игнимбриты серые, до темно-серых или зеленовато-серых, с различной степенью сваренности, в которых встречаются прослой и линзы лапиллиевых туфов и слабо сваренных порфирокластических игнимбритов, мощность 180—200 м. 3-й поток. 1-я единица охлаждения: несваренные витрокластические игнимбриты с обломками чуждых пород, мощность 30 м. Далее разрез снова прерывается изометричным штоком (диаметром до 300 м) субвулканических липаритов. Продолжение разреза начинается сразу за скалистой вершиной штока: игнимбриты черные, темно-серые с зеленоватым оттенком, слабо сваренные, порфирокластические, мощность 90 м; 2-я единица охлаждения: игнимбритовые брекчии с цементом из сваренного, слабо раскристаллизованного игнимбрита, мощность

15—16 м. Игнимбриты сваренные, порфирокластические, зеленовато-серые, мощность 40—45 м. Игнимбриты витрокластические, темно-серые, сваренные, мощность 25 м. Игнимбриты порфирокластические, от серых до зеленовато-серых или темных. В верхней части разреза слабо сваренные разности с содержанием обломков фенокристаллов кварца до 60%, мощность до 40 м. 3-я единица охлаждения: агломератовые туфы с переслаиванием несваренных порфирокластических игнимбритов, сильно трещиноватых, передробленных, мощность до 30 м. Игнимбриты витрокластические слабо сваренные, переходящие в пепловые с прослоями сваренных витрокластических, а в верхней части разреза — порфирокластических игнимбритов, мощность 75—80 м. 4-я единица охлаждения: игнимбриты слабо сваренные, порфирокластические, с обломками диабазовых порфиритов и с фиазме из зеленого стекла. Цвет игнимбритов меняется от зеленовато-серого до пестро-серого. В верхней части разреза степень сваренности материала увеличивается, мощность до 132 м. 5-я единица охлаждения: игнимбриты и игнимбритовые брекчии с линзами порфирокластических игнимбритов. Обломки пород стекла и пемзы слабо ориентированы по потоку. Характерна пестрая окраска пород, мощность 80 м. Игнимбриты порфирокластические сваренные, по составу аналогичные нижележащему слою, мощность 20 м. Общая мощность разреза покровных образований комплекса на описанном участке составляет около 1300 м.

Аналогичный разрез наблюдается в восточной части депрессии, в верховьях р. Новая Грибная. В других местах депрессии — менее полные разрезы, индивидуальные особенности строения которых определяются близостью того или иного вулканического центра вулкана, кальдеры оседания или полигенных экструзий.

Внутри Монастырской депрессии расположены различные вулканические центры кислого состава. Так, один из них — вулкан Горбатый — находится на правом берегу р. Монастырка. Другой — ясно выраженный в рельефе вулкан Маяк (отм. 489,0 м) — расположен в самой южной части депрессии. Еще далее к западу от него цепь вулканических сооружений замыкает вулкан Ларинский.

Пространство между вулканами заполнено покровами игнимбритов со сложными отношениями взаимного перехода. Так, в южной части депрессии от высоты 362,2 м на запад к выс. 489 м отмечается разрез игнимбритовых отложений

с характерным переслаиванием витрокластических, витрофировых, порфирокластических игнимбритов с лавами фельзитов, пепловыми и лапиллиевыми кислыми туфами, которые непосредственно у выс. 489 м переходят в породы околожерловой фации вулкана Маяк — вулканические брекчии, агломератовые туфы (встречаются линзы песчаника и алевролита).

Наблюдения над игнимбритами околожерловых частей вулканов позволили раскрыть одну закономерность в строении единиц охлаждения. Она заключается в том, что нижние части их разреза сложены витрокластическими игнимбритами (иногда почти несваренными), выше идут сваренные порфирокластические разности, а завершается разрез слабосваренными игнимбритами или просто туфами. Например, в околожерловой части вулкана Ларинского прямо на фундаменте залегают пепловые туфы (несваренные аналоги витрокластических игнимбритов), затем идут сваренные, а выше — сильно сваренные порфирокластические игнимбиты, на которых лежат агломератовые туфы околожерловой фации, переходящие в вулканические брекчии жерловой фации.

Среди игнимбритовых отложений реконструируются эродированные кальдеры оседания (Williams, 1941; Влодавец, 1947; Мархинин, 1964 и др.), известные также как кольцевые комплексы (Smith, a.o., 1961). Они являются наложенными на депрессии вулcano-тектоническими структурами и занимают около 2/5 площади всех вулканогенных образований. Одна такая кальдера, Светлая, расположена в юго-восточной части депрессии, между Центральным и Главным сбросами. Две другие — Горелая и Толстая Сопка — находятся соответственно в северной и северо-восточной частях депрессии. Кальдеры оседания сложены слабо стратифицированными игнимбритовыми отложениями, прорванными субвулканическими и гипабиссальными интрузиями липаритов и гранитов. Во вмещающих их игнимбритах нередко встречаются включения липаритов, из чего можно заключить, что извержения игнимбритов и формирование субвулканических интрузий было близко одновременным и происходило в одних и тех же каналах.

Наиболее крупные экструзии, названные нами из-за сложного строения полигенными, расположены главным образом по окраине депрессии. Так, в самой юго-западной части депрессии, в зоне Главного сброса, находится экструзия

Береговая. Далее в южной части Монастырской депрессии обнаруживается экструзия вулкана Маяк. Затем в районе руч. Болотного, также вдоль зоны Главного сброса, находится еще одна крупная трещинная экструзия липаритов. На восточной границе депрессии имеется несколько экструзий. Среди них одна из крупнейших полигенных экструзий — Овальная залегает в виде гигантской «дайки» в междуречье Монастырка — Новая Грибная. Аналогичной формы дайка фельзитов имеется в северо-западной части депрессии в районе пади Конненков Увал. Более мелкие экструзии в виде моногенных некков на территории депрессии встречаются довольно часто, особенно их много в районе вулканов, например, вулкана Маяк или на территории эродированных кальдер. Ряд мелких штоков субвулканических липаритов, гранитов и гранит-порфиров располагается вдоль зоны Главного сброса. Кроме них, на территории депрессии обнаружены дайки различного состава, наиболее поздние из которых имеют основной — средний составы.

Среди многочисленных разрывных элементов депрессии важное значение имеют разломы вулcano-тектонического происхождения: кольцевые разломы, обычно сбросы, по которым, по геологическим и геофизическим данным, породы ступенчато погружаются к центру депрессии, и компенсационные и радиальные трещины. Широко проявлены сквозные разломы, связанные с тектоническими движениями складчатого фундамента.

Серия дуговых разломов наблюдается с внешней стороны Главного сброса в юго-восточной части депрессии. Наиболее крупным здесь является, по данным В. П. Боровкова, кольцевой сброс Радужный, представляющий дугу длиной около 15 км с радиусом кривизны около 10 км. Разлом отчетливо фиксируется методом дипольного профилирования. В наиболее изученной части он представлен зоной (200—220 м) переломленных и окварцованных пород, а также сериями параллельных кислых даек. В бассейне р. Монастырки разлом имеет субмеридиональное простирание и представлен тектоническим швом с внедрившейся по нему дайкой позднепермских гранит-порфиров мощностью от 4 до 15 м. Параллельно дайке развивается система тонких трещин, по которым участками отмечается дробление. Аз. пад. дайки и тектонического шва 270° , угол — около 50° . Еще севернее, на водоразделе

руч. Сухого и Овражного, сброс представлен зоной дробления общей мощностью около 70 м. В зоне сброса наблюдаются дайки андезитовых порфиров и липаритов мощностью 2—3 м.

Кольцевые разломы, нередко кулисообразные, внутри депрессии ограничивают обычно кальдеры. Радиус кривизны их незначительный и составляет 3—5 км. Они слабо выражены по сравнению с внешними кольцевыми сбросами и представлены зонами дробления и трещиноватости, по которым в различной степени проявилось гидротермальное изменение пород. Один из них, Ново-Лозанский дуговой сброс (по данным О. Г. Старова), прослежен в бассейне р. Грибной и далее на запад и северо-запад на расстоянии около 8,5 км (восточная часть депрессии). Сброс представлен мощной, до 60 м зоной дробленных, лимонитизированных, пиротизированных, реже окварцованных пород. Наиболее хорошо он изучен в районе выс. 473,9 м. Здесь сброс проходит в андезитовых порфиритах корольковского комплекса и представлен серией зон дробления мощностью в среднем 3—4 м и падением на северо-запад под углом 60—70°. Гидротермальные изменения: окварцевание, хлоритизация и флюоритизация развиваются преимущественно в лежащем боку сброса.

Более мелкие кольцевые сбросы обнаружены в постройках отдельных вулканов. Наиболее изученными являются кольцевые сбросы вулкана Халкидон и в районе вулкана Маяк. Их общей характерной чертой, по данным В. А. Кретьева, является падение в сторону жерла. Несколько коротких искривленных сбросов и взбросов установлено в южной и северной частях депрессии. Они, как правило, развиваются системами параллельных и поперечных разломов, образующих мелкую мозаичную структуру. В южной части депрессии несколько таких разломов ограничивают блоки пород фундамента и корольковского комплекса.

Радиальные разрывы, сопряженные с кольцевыми разломами первого порядка (по отношению к депрессиям), наиболее отчетливо проявлены в южной и восточной частях депрессии. Они имеют различное простирание и разбивают пространство между Главным и Центральным сбросами на ряд сегментных блоков. В самой юго-западной части депрессии расположено три таких разлома субмеридионального простирания, проходящих параллельно на расстоянии примерно 1,5 км друг от друга. Наиболее крупный из них — Восточный разлом субмеридионального направления смещает на 1,2 км

к югу Главный сброс в западной части депрессии. Северный конец разлома проходит в 1,5 км западнее жерла вулкана Маяк и далее меняет простирание на северо-восточное. В. А. Кретов в 1967 г. отметил, что центральная часть вулкана Маяк по Восточному разлому приподнята на 1—1,5 км по сравнению с площадью западнее этого разлома. Другие радиальные разломы обычно приурочены к долинам рек и перекрыты четвертичными отложениями.

Сквозные разломы фундамента наиболее широко проявлены в юго-восточной и восточной частях депрессии. Большинство из них имеют широтное или северо-восточное простирание, параллельное зонам Широтного или Синегорского разломов. Среди разломов фундамента можно выделить разломы открытого и закрытого типа (Малеев, 1960). К открытому типу можно отнести сдвиг Овражный. Он прослежен на расстоянии более 7 км от верховьев руч. Овражного до верховьев руч. Порфиритового. Особенно отчетливо выражен восточный фрагмент сдвига, по которому южная половина депрессии, судя по породам корольковского комплекса, смещена влево относительно северной части депрессии на расстояние более 2 км. Сдвиг обнажается в правом борту руч. Пустого, где он представлен мощной, до 100 м зоной передробленных пород, в некоторых местах смятых до глинки, сильно окварцованных, лимонитизированных и серицитизированных. По данным О. Г. Старова, мощность передробленных пород в различных частях сброса колеблется от 30 до 150 м, а ширина отдельных тектонических швов достигает 1,5 м. Другой аналогичный по строению сдвиг проходит почти параллельно Овражному, в 5 км к северо-западу от него. Положение этого сдвига отчетливо фиксируется по смещению северо-западной части интрузии липаритов кальдеры Толстая Сопка. К закрытым разломам фундамента можно отнести Сайганский разлом. Его положение в структуре депрессии подчеркивается цепочкой интрузий гранитов и мелких экструзий и даек фельзитов.

Лозанская депрессия

Лозанская вулкано-тектоническая депрессия имеет в плане форму эллипса с размерами 11×16 км, развернутого длинной осью в субширотном направлении. Западный и отчасти северный края депрессии перекрыты четвертичными отложениями, а юго-западная ее часть соприкасается с Монастыр-

ской депрессией. Остальная, большая часть депрессии, ограничена системой разломов Внешнего сброса.

Наиболее отчетливо Внешний сброс можно проследить в южной и северной частях депрессии: на восточной ее окраине он изучен слабо, а на западе, по-видимому, перекрыт четвертичными отложениями. На всем своем протяжении Внешний сброс служит границей между позднепермскими вулканоогенными образованиями и породами кембрийского фундамента массива. Характер проявления сброса можно наблюдать на юге депрессии (рис. 11, 12), на гребне водораздела руч. Падь Королькова — р. Грибная, в 1,5 км от устья. Здесь сброс состоит из серии сближенных зон дробления на контакте пород фундамента и диабазовых порфиритов. Зоны мощностью 30—40 м выполнены красновато-коричневой глиной трения. В породы фундамента по трещине внедрилась дайка основного состава. Падение сброса к центру депрессии под углами от 40—50° до 70—80°.

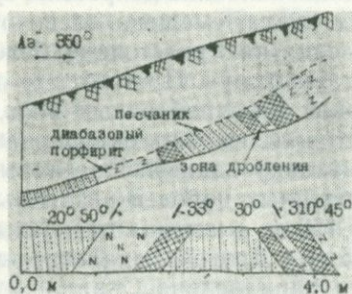


Рис. 11. Зоны дробления, представляющие систему Внешнего сброса Лозанской депрессии.

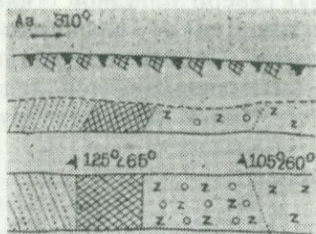


Рис. 12. Фрагмент Внешнего сброса в южной части Лозанской депрессии. Тектонический контакт между кембрийским фундаментом и корольковским комплексом, междуречье Грибная — Чертова Падь.

Северный отрезок сброса, частично перекрытый четвертичными отложениями, представлен Медвежинским разломом, отчетливо фиксирующимся по данным геофизики. Вскрытый

на поверхности восточный фланг сброса имеет почти вертикальное падение и представлен мощной зоной дробления и брекчирования диабазовых порфиритов на границе с породами фундамента.

Внутри депрессии проходит Внутренний кольцевой сброс, ограничивающий наиболее опущенную ее часть — Центральный провал размером 6×11 км. Он несколько смещен на юго-запад, что в целом придает депрессии асимметричный вид. Пространство между Внешним и Внутренним сбросами депрессии отличается по строению и составу вулканических продуктов от продуктов, заполняющих Центральный провал.

Это пространство погружено менее остальной части депрессии и сложено ранними продуктами вулканической деятельности — отложениями корольковского комплекса. Среди пород комплекса здесь преобладают покровы, в большинстве случаев имеющие падение к центру депрессии. В северной и северо-восточной частях, вблизи границы с фундаментом, покровы поставлены почти «на голову» и падают к центру депрессии под углом до 80° . В южной части залегание покровов также с падением к центру депрессии, но углы падения не превышают $50-60^\circ$, редко составляют 70° . В восточной части пологие углы падения пород комплекса, составляющие $15-20^\circ$ на восток, меняются (в верховьях р. Сидзиневки) в зависимости от морфологии вулкана Котляра. В северо-западной части породы комплекса имеют северо-западное, до субмеридионального, падение под углом $25-30^\circ$ или несколько круче.

В строении покровов корольковского комплекса можно выделить две толщи — нижнюю и верхнюю. Нижняя толща непрерывной полосой от 0,5 до 2,0 км прослеживается по краю депрессии. Лучше других изучен ее разрез по левому борту пади Королькова в южной части депрессии. В основании толщи здесь вскрыты среднезернистые кварцево-полевошпатовые серовато-зеленоватые песчаники, переслаивающиеся с двумя потоками диабазовых порфиритов мощностью 0,9 и 0,2 м. Контакты диабазовых порфиритов с песчаниками фундамента нарушены и представляют маломощные зоны дробления с красновато-бурой глиной трения. Выше залегают мелкозернистые грязно-зеленого цвета диабазовые порфириты с миндалекаменной текстурой. Толща довольно монотонная, общей мощностью до 250 м. В северо-западной части депрессии в районе с. Флегонтово мощность толщи увеличивается

до 400 м. Здесь среди однообразных диабазовых порфиритов прослежено несколько слоев шлаковых корок, являющихся, по-видимому, границами отдельных слившихся потоков.

Верхняя толща представлена лавами и туфами андезитовых порфиритов вулкана Котляра, сменяющимися выше переослаиванием серых, темно-серых лапиллиевых туфов среднего состава с редкими прослоями кислых туфов, а также линзами песчаников, туфопесчаников и туфоконгломератов и мощными потоками андезитовых порфиритов. Ее строение изучил Л. А. Изосов в северо-восточной части депрессии. Здесь, внизу разреза, залегают андезитовые порфириты, затем наблюдается чередование туфопесчаников с туфоалевролитами (мощность не менее 20 м), а выше идут: 1) туфоконгломераты серые, светло-серые с зеленоватым оттенком с обломками андезитовых порфиритов, туфоалевролитов, мощность 10 м; 2) туфопесчаники светло-серые с зеленоватым оттенком, среднезернистые, мощность 20 м; 3) туфоконгломераты светло-серые с зеленоватым оттенком, мощность 15 м; 4) туфопесчаники серые, светло-серые среднезернистые. В верхней части маломощные, прослойки кислых туфов, мощность 70 м; 5) туфоалевролиты серые, темно-серые слоистые, мощность 15 м; 6) чередование порфиритовых туфов среднего состава серо-зеленого цвета с обломками андезитовых порфиритов и фельзитов, с лавами андезитовых порфиритов, мощность 20 м; 7) чередование лапиллиевых туфов кислого состава темно-серого цвета с туфопесчаниками, туфоалевролитами, редкими линзами сланцев и фельзитов, мощность 250 м. Общая мощность покровов корольковского комплекса до 450 м.

Породы корольковского комплекса перекрываются отложениями светлояровского комплекса. Последние распространены главным образом на территории Центрального провала, где, благодаря неравномерному блоковому погружению, сохранились, с одной стороны, покровы, жерла и экструзии, а с другой — вскрытые эрозией субвулканические и гипабиссальные интрузии.

Покровные фации комплекса занимают около 50% площади Центрального провала. Структура покровов в одном случае подчиняется общей морфологии вулканов, с которыми они связаны, в другом — они имеют моноклиналиное, иногда близкое к горизонтальному залеганию. В бассейнах рек Черниговка и Грибная падение покровов к центру депрессии под углом от 15—20 до 30°. К северу на правом берегу р. Сидзи-

неевки падение их к центру сохраняется, но становится более пологим и составляет $5-10^\circ$. В связи с небольшими углами падения простирание покровов крайне непостоянно, часто образуются мелкие брахиформные складки. Самая крупная брахисинклинальная складка, обнаруженная в бассейнах рек Черниговки, Грибной и Сидзинеевки в центральной части провала, занимает наиболее пониженную часть рельефа депрессии. Ось складки имеет северо-восточное простирание. Юго-западная ее граница большей частью перекрыта четвертичными отложениями р. Черниговки, а восточная и северо-восточная отчетливо прослеживаются по серии кольцевых даек, падающих под углом $20-30^\circ$ параллельно крыльям складки.

Среди покровных фаций светлорвовского комплекса резко преобладают различные по типу и степени свариваемости кислые игнимбриты. По соотношению игнимбритов с другими продуктами разрез комплекса можно разделить на две толщи: нижнюю, сложенную преимущественно игнимбритами, и верхнюю, где помимо игнимбритов и туфов присутствует терригенный материал. Границы этих отложений с покровами корольковского комплекса обычно тектонические и лишь в восточной части провала установлено их залегание с угловым несогласием в 5° на андезитовых порфиритах.

Нижняя часть разреза наиболее полно представлена на водоразделе рек Грибная—Чертова Падь. Однако более интересным этот разрез выглядит на соседнем хребте к западу, по левому борту р. Грибной. Здесь можно выделить 2 потока игнимбритов (снизу вверх): 1-й поток. 1-я единица охлаждения: игнимбритовые брекчии сваренные с обломками (до 20 см) липаритов, фельзитов и измененных пород, возможно, диабазовых порфиритов, мощность 30 м. Игнимбриты сваренные порфирокластические серые, мощность 40 м. 2-я единица охлаждения: игнимбритовые брекчии с обломками тех же пород, что в слое 1, но размером не более 5 см, мощность 50 м. Игнимбриты слабо сваренные порфирокластические серые, до светло-серых, в верхней части — игнимбритовые брекчии, мощность 280 м. 3-я единица охлаждения: пепловые туфы темно-серые, мощность 30 м. Игнимбриты порфирокластические, преимущественно сваренные, светло-серые до серых, мощность не менее 70 м. Далее разрез прерывается экстррузией липаритов размером в поперечнике около 700 м. С другой ее стороны начинается 2-й поток, в составе кото-

рого игнимбриты с фиолетовым оттенком и многочисленными включениями обломков диабазовых и андезитовых порфиритов. 1-я единица охлаждения: игнимбриты сильно или слабо сваренные витрокластические с линзами порфирокластических, иногда фиааме из хлоритизированного стекла. Отмечаются многочисленные обломки (см. выше) пород, мощность не менее 200 м. 2-я единица охлаждения: игнимбриты порфирокластические серые, сменяющиеся выше по разрезу слабо сваренными разностями, с сиреневым оттенком, мощность 50 м. Завершается разрез кислыми лапиллиевыми туфами. Общая мощность разреза более 1000 м.

К востоку, в 2-х км от описанного разреза, по водоразделу рек Грибная—Чертова Падь нижняя толща представлена только потоком из сваренных порфирокластических игнимбритов сиреневого цвета с многочисленными обломками диабазовых и андезитовых порфиритов. В восточной части Центрального провала, в основании толщи, в районе р. Сидзинеевки прослеживается поток липаритов, залегающий на андезитовых порфиритах. Выше липариты сменяются порфирокластическими игнимбритами серого или сиреневого цвета, переслаивающиеся с кислыми туфами и лавами (общая мощность около 200 м).

Взаимоотношение верхней толщи с нижней можно наблюдать лишь в западной части провала в районе Пади Королькова. Здесь сохранилась линза переотложенных брекчий, согласно залегающих на игнимбритах нижней толщи. Полный разрез верхней толщи отмечается в междуречье Сидзинеевка—Черниговка (снизу вверх, рис. 13): туфы фельзитов белого или сиреневого цвета, мощность более 30 м. Туфоконгломераты серые, мощность 20 м. Туффиты зеленовато-серые, мощность 30 м. Туфы фельзитов светло-серые, фиолетовые, ритмично переслаивающиеся, мощность 70 м. Пепловые туфы серые, темно-серые с грязно-зеленым оттенком, мощность 20 м. Туфоконгломераты темно-серые с хорошо окатанной галькой до 5 см, мощность 15 м.

Дальше в разрезе появляются игнимбриты. Они слагают 4 единицы охлаждения, разделенные между собой прослоями туфов и туфоконгломератов. В каждой единице охлаждения удастся наметить несколько слоев. Вот как выглядит этот разрез (снизу вверх): 1-я единица охлаждения: игнимбриты слабо сваренные, порфирокластические с обломками фельзитов, мощность 12 м. Игнимбриты несваренные, аналогичные

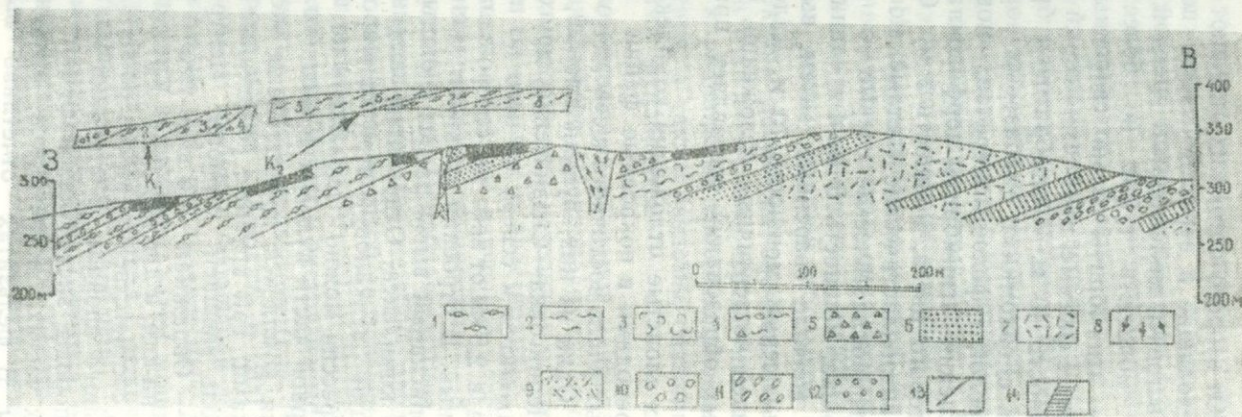


Рис. 13. Геологический разрез восточной части Центрального Провала.

1—3 — игнимбриты: 1 — сваренные; 2 — слабо сваренные; 3 — несваренные; 4 — игнимбритовые брекчии; 5 — лапиллиевые туфы; 6 — пепловые туфы; 7 — фельзиты; 8 — автомагматические брекчии; 9 — туфы фельзитов; 10 — туфоконгломераты; 11 — туффиты; 12 — песчаники; 13 — границы игнимбритовых потоков; 14 — граносени-ты; 15 — плагипорфириновые дайки; 16 — роговики.

Цифры в кружочках: 1 — песчаники; 2—8 — игним бриты: 2 — сваренные витрокластические с фиаамме; 3 — сильно сваренные порфирокластические; 4 — сваренные порфирокластические; 5 — слабо сваренные с фиаамме; 6 — слабо сваренные витрокластические; 7 — сильно сваренные витрофировые; 8 — слабо сваренные витрокластические.

слою 1, мощность 12 м. От второго потока их отделяют серые лапиллиевые туфы, переходящие в верхней части покрова в пепловые. Среди них встречен маломощный прослой туфоконгломератов. Общая мощность туфов не более 50 м. 2-я единица охлаждения: игнимбриты сильно сваренные витро- и порфирукластические с фиааме, цвет темно-серый с фиолетовым оттенком, мощность 40 м. Игнимбритовая брекчия сваренная, серого цвета, с обломками диабазовых порфириров, мощность 5 м. Прослой туфоконгломератов, мощность 5 м. 3-я единица охлаждения: игнимбриты порфирукластические сваренные, фиолетового цвета, мощность 3 м. Сильно сваренные игнимбриты витрукластические светлые, мощность 3 м. Игнимбриты порфирукластические серые с линзой среднезернистого песчаника, мощность 5 м. 4-я единица охлаждения: игнимбриты вначале сваренные, затем, выше по разрезу, слабо сваренные серые, мощность 70 м. Далее разрез перекрывается толщей четвертичных отложений. Общая мощность вулканогенных образований составляет примерно 390 м.

В некоторых случаях слоистые отложения комплекса связаны постепенными переходами в покровные фации кислых вулканов, расположенных вдоль восточного и северного бортов провала Центрального. Один из них, вулкан Еловый, расположен в междуречье Черниговка—Сидзинеевка, другой вулкан — Каменный — находится к северу от него по правому борту р. Сидзинеевки, а в 2,5 км от него на северо-запад расположен вулкан Западный. В строении вулканов лишь фрагментарно отражается описанный выше разрез слоистых отложений светляровского комплекса. Отношения взаимного перехода покровных фаций вулканов и стратифицированных кислых отложений депрессии можно наблюдать на примере юго-западной или северной части вулкана Каменного.

Рвущие образования комплекса представлены экструзиями, интрузиями и дайками. Три крупные полигенные экструзии располагаются вдоль внешней стороны Центрального провала. Одна из них — Овражная — в виде узкого трещинного тела расположена на юге, а две другие — Крутая и Медвежинская — находятся, соответственно, на северо-западе и северо-востоке Центрального провала. В строении полигенных экструзий участвуют породы экструзивной фации — фельзиты, реже, в краевых частях, встречаются вулканические брекчи и игнимбриты. В фельзитах отчетливо выражена

флюидалность, ориентированная вдоль контакта экструзии с вмещающими породами. В северо-западной части провала к Внутреннему сбросу примыкает субвулканическая интрузия липаритов. На юге она прорывает покровные образования светлоярковского комплекса, на востоке — граничит по разлому с отложениями вулкана Западного, а северная ее граница проходит по Внутреннему сбросу. Западная часть интрузии перекрыта четвертичными отложениями, и есть основания полагать, что она простирается далее в этом направлении и переходит на левый берег р. Черниговки. Более молодые интрузии известны в южной и восточной частях депрессии. Наиболее крупная юрская интрузия граносиенитов прорывает вулканогенные образования на юге депрессии. В верховьях р. Сидзинеевки, между вулканами Каменным и Еловым, вскрыт эрозией небольшой шток гранодиоритов.

Структура депрессии значительно усложнена многочисленными разломами. Среди них выделяются кольцевые сбросы и радиальные трещины, вулкано-тектонического происхождения, а также разломы, связанные с разрывными дислокациями фундамента.

Среди кольцевых разломов наиболее крупным является Внутренний сброс. Он проходит грубо параллельно Внешнему сбросу депрессии, а в отдельных случаях примыкает к нему. Падение сброса, как и простираание, меняется в широких пределах. В наиболее изученной восточной его части — это зона брекчирования мощностью 7—8 м с падением 30—35° к центру депрессии. Подобная картина наблюдается в южной части депрессии, где тот же сброс представлен зоной брекчирования, мощность которой на поверхности 5—7 м, а с глубиной увеличивается до 10—12 м. Вдоль сброса, отделяющего диабазовые порфириды и экструзивные фельзиты, картируются различные дайки фельзитов (рис. 14). Характер Внутреннего сброса можно наблюдать в 1200 м от устья руч. Падь Королькова по гребню в небольшой ложбине сразу за второй вершиной (рис. 15), где вначале идут диабазовые порфириды (за пределами зарисовки), затем мощная зона дробления, пространственно совпадающая с лежащим боком дайки фельзитов. Мощность зоны дробления около 5 м, наклонение внутреннее под углом 60°. Сложена она перетертым до состояния милонита материалом белого цвета со слабым желтоватым оттенком, в котором встречаются обломки фельзита.

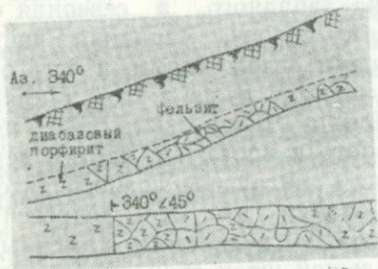


Рис. 14. Характер Внутреннего сброса в южной части Лазанской депрессии.

сы незначительной амплитуды перемещения. Несколько таких сбросов отмечается в пределах околожерловой части вулкана Каменного. Здесь сбросы представлены зонами дробления различной мощности, от 0,3 до 1,0 м, иногда сопровождаются глиной трения. Углы наклона к центру вулкана составляют 25—30°.

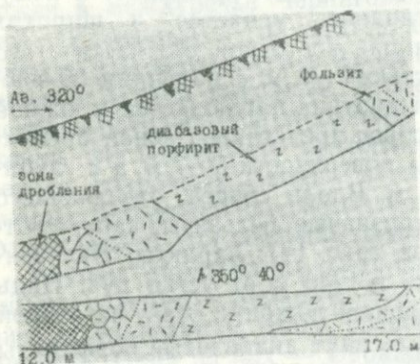


Рис. 15. Фрагмент Внутреннего сброса, заполненный дайкой фельзита. Движения вдоль сброса были и после внедрения дайки.

Радиальные трещины на территории депрессии проявлены слабо. По некоторым из них унаследованно развивалась речная сеть. Так, Ю. А. Федоровым в 1966 г. в долине р. Сидзиневки был выделен (по геофизическим данным) Сидзинеевский разлом. При изучении с поверхности оказалось, что это сдвиг

с небольшой амплитудой. Восточное окончание сдвига переходит, как показали исследования Л. А. Изосова, в дуговой разлом с радиусом около 2 км, огибающий с восточной стороны вулкан Каменный и экструзию Медвежинскую.

Среди разломов фундамента на территории депрессии наиболее крупными являются зона Синегорского разлома северо-восточного простираия (Громов, 1959) и Северо-Западный сдвиг (Игнатьев, Боровков, 1968). Оба разлома являются секущими по отношению к депрессии (закрытый тип, по Е. Ф. Малееву, 1960).

Синегорский региональный разлом, как уже упоминалось, отчетливо выражен в физических полях (магниторазведка, электроразведка и гравиразведка, данные Р. Г. Кулинича, В. Н. Карпушина). Он представляет зону концентрации разрывов и гидротермального изменения пород, в пределах которой разрывы отчетливо картируются как тектонические швы. Например, один из них длиной около 5 км проходит восточнее жерла вулкана Каменного и представляет собой зону мощностью до 50 м передробленных и трещиноватых пород с участками выполненными глинкой трения. Северо-Западный сдвиг представляет зону трещиноватых и рассланцованных пород, вдоль которой также расположены вулканы, интрузии и серии даек (особенно их много на юго-восточном склоне вулкана Еловый). Простираие Северо-Западного сдвига совпадает с направлением структур фундамента.

Из других разломов фундамента отчетливо проявлена система субмеридиональных трещин, пересекающая депрессию с севера на юг—от р. Медведицы до р. Черниговки. Особенно хорошо эта система изучена в районе вулкана Западного. Здесь она представлена тремя сближенными тектоническими швами и серией параллельных им даек граносиенит-порфиоров. Один из них, центральный шов, выполнен рыхлой раздробленной и перетертой массой пород или милонитами. Мощность до 0,5—1,0 м. Швы соединяются в зону шириной до 500 м, в пределах которой породы сильно окварцованы, гематизированы и хлоритизированы. Широкие разломы на территории депрессии проявлены слабо. Лучше других изучен Сидзинеевский разлом, прослеживающийся на северном склоне вулкана Елового (примерно на расстоянии 1 км от его жерла) и далее за пределами Центрального провала в районе вулкана Котляра.

В описанных Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий намечаются некоторые общие черты строения. Так, в структуре депрессий, характеризующейся разнообразием разрывных элементов и сложным внутриблоковым строением, намечается некоторое сходство. Среди разрывных элементов определяющими являются дуговые разломы (обычно сбросы) и сопряженные с ними радиальные трещины. Ко второму типу разрывных нарушений депрессий можно отнести сквозные разломы, связанные не с вулcano-тектоникой (в отличие от первых двух), а с процессами позднепермской и позднемеловой тектонической активизации фундамента. Разломы обоих генетических типов, с одной стороны, придают депрессиям структуру типа «конка» (в понимании В. И. Влодавца, 1954), а с другой — внутриблоковое мозаичное строение.

Структура «конка» в депрессиях обусловлена комбинацией двойных провалов — большого и малого, ограниченных, как правило, кольцевыми сбросами. Например, в пределах Лозанской депрессии Внутренний сброс ограничивает Центральный провал. В результате в краевых частях депрессий располагаются более ранние продукты вулканической деятельности, а в центре сохранились от эрозии более поздние продукты вулканизма. Внутриблоковая тектоника создает сложное раздробленное строение фундамента с уступчатым перемещением дна депрессий, что усложняет структуру «конка». Так, в северо-западной части Лозанской депрессии находится блок фундамента, сложенный алевролитами с девонской флорой. В северной части Монастырской депрессии выступает два блока пород кембрийского фундамента. Внутриблоковое строение определяет неравномерное погружение дна депрессий — от первых десятков метров до 0,5—1,5 км. Наиболее погруженными являются центральные зоны депрессий, а краевые их части менее погружены и амплитуда смещения колеблется в пределах первых сотен метров (по данным геологических съемок и геофизических исследований).

Позднепермские вулканические образования, заполняющие депрессии, расчленены на два комплекса: ранний — корольковский и поздний — светлоярский.

Породы корольковского комплекса пользуются незначительным распространением и встречаются главным образом по периферии Монастырской и Лозанской депрессий, где неглубокое погружение фундамента. Наибольшим распространением пользуются покровные фации. Для Лозанской депрессии более характерны монотонные лавовые потоки диабазовых порфиритов с редкими прослоями терригенного материала, сменяющиеся вверх по разрезу андезитовыми порфиритами. В пределах же Монастырской депрессии в покровах диабазовых порфиритов, особенно в нижней части их разреза, значительно распространены алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты. Здесь же отмечается и более контрастный состав пород (до туфов дацитов и липаритов), резкая фациальная изменчивость и колебания мощности от 70 до 850 м. Жерловые и околожерловые фации, как и экструзивные, представленные вулканическими брекчиями и лавобрекчиями дацитов, более широко распространены в пределах Монастырской депрессии. Здесь же известны и субвулканические фации комплекса — диабазовые порфириты, некки и дайки которых мы рассматриваем как корни вулканов.

Морфология светлоярковского комплекса более сложная по сравнению с корольковским, хотя его морфологические черты как в пределах Монастырской, так и Лозанской депрессий близки между собой. Так, покровные фации комплекса представлены почти исключительно игнимбритовыми отложениями. Нижние части их разреза имеют приблизительно одно и то же строение. Верхняя же часть, где широко развиты агломератовые туфы и игнимбритовые брекчии, сохранилась лишь в пределах Монастырской депрессии. Экструзивные и субвулканические фации, в составе которых преобладают фельзиты и липариты, также более распространены в пределах Монастырской депрессии. Здесь же имеются и гипабиссальные фации — гранит-порфиры. Однако среди экструзивных фаций лишь на территории Лозанской депрессии отмечены автомагматические брекчии. Наиболее поздними образованиями и той и другой депрессий являются дайки и штоки габбро, диоритовых и диабазовых порфиритов.

Структурно-фациальный анализ позволяет реконструировать древние вулканические формы обеих депрессий, систематика которых представлена в табл. 1.

Типы вулканических форм

Эродированные формы	Реконструированные формы
I-я группа	
Дайки и штоки основного состава (корни вулканов, реликты покровов и потоки)	Лавовые потоки, покровы, щитовые вулканы
II группа	
Руины стратовулканов, реликты потоков, покровов, некки	Стратовулканы, туфовые конусы, реже потоки, покровы
III группа	
Эродированные жерла центрального и трещинного типа, реликты покровов и потоков, некки, экструзии, дайки, эродированные кальдеры, субвулканические массивы.	Купольные вулканы, мощные покровы и потоки игнимбритов, экструзии ареальные, терминальные и латеральные, кальдеры оседания.

Глава II

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ
ВУЛКАНИЗМА ДЕПРЕССИЙ

В основу систематики палеовулканов автором положены генетические и геологические факторы, предложенные И. В. Лучицким (1971), Г. М. Фремдом (1969, 1971). В главе дается подробное описание типичных структурных форм депрессий: эродированных кальдер оседания, полигенных экструзий, центральных палеовулканов, интрузий и даек. Многие из них были ранее кратко охарактеризованы в «Каталоге палеовулканов южной части хребта Синего», а некоторые описаны более детально (Игнатъев, 1968б, 1970а).

ЭРОДИРОВАННЫЕ КАЛЬДЕРЫ ОСЕДАНИЯ

Эродированные кальдеры оседания, известные в литературе под названием кольцевых комплексов (Smihrt a.o., 1961; Lued-

ке, Burbank, 1965), образовались в результате погружения кровли в периферический очаг (Мархинин, 1964; Фремд, 1969). Они являются наложенными структурами депрессий и в общем случае представляют собой комбинацию провала с центральным штоком. Наиболее изученными являются кальдеры Светлая и Горелая.

Кальдера Светлая

Кальдера оседания Светлая расположена в юго-восточной части Монастырской депрессии в междуречье р. Монастырки и ключа Садового, занимая площадь около 30 км². Основными элементами структуры кальдеры (рис. 16) являются два полукольцевых сброса, один из которых (внутренний) включает субвулканическую интрузию, а другой (внешний) ограничивает площадь развития игнимбритов. Внутренний кольцевой сброс проявился в виде маломощных зон дробления (0,5—0,6 м), иногда породы перетерты до глинки. Падение плоскости сброса центриклинальное под углом 75°. Опущенный блок заполнен игнимбритами. В зоне сброса широко проявились окварцевание, серицитизация и гематизация пород. Дробление и трещиноватость постепенно затухают по мере удаления от сброса.

Внешний сброс удален от внутреннего примерно на 1,0 км и по характеру проявления аналогичен первому. Падение плоскости сместителя центриклинальное под углом 65—70°. Этот сброс можно наблюдать в игнимбритах, обнаженных по правому борту р. Монастырки в 700 м на северо-восток от ст. Светлоярровка. Здесь вскрыта зона дробления и смятия мощностью около 2 м, игнимбриты около зоны в интервале 1 м сильно трещиноваты. Азимут падения сброса в этом месте 320°, угол 60°.

В строении кальдеры основную роль играют кислые игнимбриты, заполняющие пространство между внутренним и внешним сбросами. Слои игнимбритов падают к центру субвулканического массива, причем в краевой части они залегают круто (углы 40—50°), а ближе к массиву углы становятся более пологими — 15—30°. В строении игнимбритовой толщи намечается определенная зональность: к внешнему сбросу примыкают игнимбриты порфирокластические и витрокластические, характеризующиеся более высокой степенью сварив-

ваемости материала, по сравнению с игнимбритами в центре кальдеры.

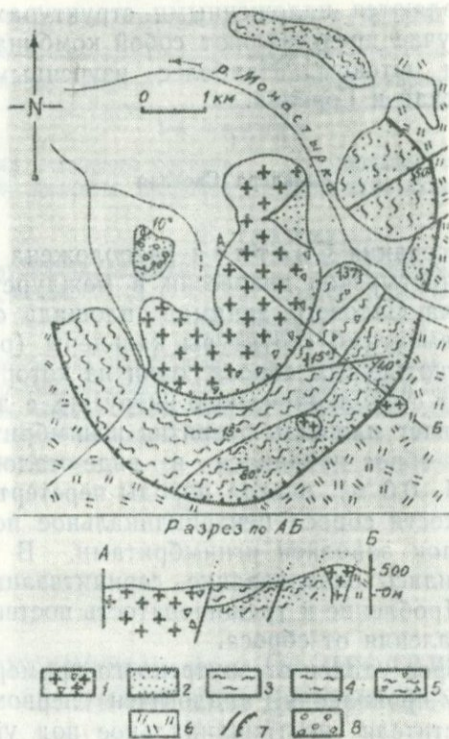


Рис. 16. Схема строения кальдеры оседания Светлой.

- 1 — субвулканические липариты с участками брекчирования;
- 2 — пепловые туфы, игнимбриты;
- 3 — игнимбриты;
- 4 — игнимбриты с прослоями лапиллиевых туфов;
- 5 — игнимбритовые брекчии с фиамме;
- 6 — преимущественно кислые обломочные туфы;
- 7 — разломы и сбросы;
- 8 — кальдерно-озерные отложения.

Ближе к внутреннему сбросу преобладают игнимбритовые брекчии и несваренные игнимбриты. По встречающимся слоям агломератовых и пепловых туфов в игнимбритах внешней зоны можно наметить несколько единиц охлаждения общей мощностью около 300 м. Игнимбриты светло-серые или серые с сиреневым оттенком, с ясно выраженной порфирукластической структурой: обломков кристаллов (обычно это кварц или

калишпат размером до 2 мм) до 20 и более процентов от всей массы породы. В составе игнимбритовых брекчий преобладают обломки диабазовых порфиритов, липаритов и фельзитов, часто присутствуют многочисленные слабо сплюснутые обломки зеленого стекла — фиамме размером 2—5 см.

С южной стороны к массиву липаритов вдоль внутреннего сброса примыкают в виде узкой полосы пепловые туфы, а в северной части массива они прямо по разлому врезаются в липариты в виде небольшого клина. Контакт туфов с липаритами резкий, приваренный, аналогичен их взаимоотношению в пределах кальдеры Толстая Сопка (рис. 17), где он специально изучался О. Г. Старовым.

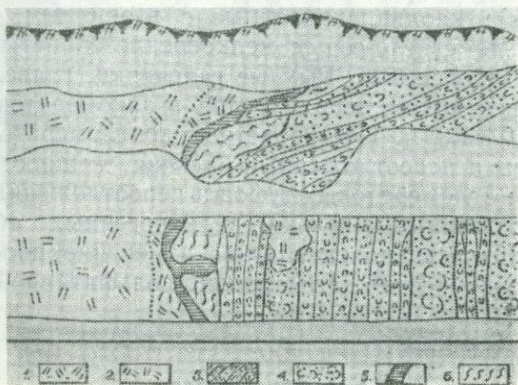


Рис. 17. Контакт субвулканических липаритов с пепловыми туфами, кальдера оседания Толстая Сопка (по О. Г. Старову, 1968).

Контакт четкий, неровный. Вблизи контакта количество вкрапленников в липаритах уменьшается от 30 до 5—10 проц. (1 и 2). Затем маломощная зона закалки (5), липариты окварцованы, обелены. Далее идут пепловые туфы, вначале деформированные (6), а в удалении от контакта — полосчатые (3) и далее массивные (4).

Массив субвулканических липаритов слагает ядро кальдеры, занимая в центральной ее части площадь примерно в 5 км². На местности он выделяется пониженным равнинным рельефом. Это связано, вероятно, с характером выветривания, типичным для интрузии. По внешнему облику липариты — массивные породы характерной розовато-серой окраски. Структура порфировидная, обусловленная выделением фенокри-

сталлов кварца и микроклина. Количество вкрапленников и степень раскристаллизации основной массы закономерно изменяются, обуславливая определенную зональность в строении массива. Так, в краевых его частях количество вкрапленников составляет 40—50%, а иногда и меньше. Ближе к центру происходит (неравномерно) их увеличение до 80—90%. Степень раскристаллизации основной массы также увеличивается к центру массива, но все же по структуре остается фельзитовой.

На небольшой вершине в 500 м к северо-западу от массива, между ключом Садовым и железной дорогой, вскрыты кальдеро-озерные отложения, имеющие следующий разрез (снизу вверх): каолинизированные с вторичным окварцеванием белые до светло-серых мелкосреднезернистые песчаники, мощность более 5 м. Рыхлые галечники, гравелиты с постепенным переходом вверх слоя в агломератовые туфы, мощность 1,0—1,3 м. Пестроцветные конгломераты, агломератовые туфы и переотложенные брекчии, мощность 0,7 м.

В составе агломератовых туфов и переотложенных брекчий встречаются обломки и галька вулканогенных образований кальдеры. Значительное вторичное изменение пород свидетельствует о процессах фумарольно-сульфатарной деятельности.

Кальдера Горелая

Другая кальдера оседания — Горелая — расположена в северной части депрессии и на местности выглядит самостоятельным горным массивом. В плане ее форма почти изометричная, а площадь составляет не менее 45 км² (рис. 18). Структура кальдеры обусловлена комбинацией дуговых сбросов и радиальных трещин, меньшую роль играют более молодые сквозные разломы. Направление падения плоскостей сместителей разломов почти вертикальное или слабо наклонное к центру кальдеры. Отсутствие в дуговых разломах какого-либо значительного брекчирования или дробления пород указывает на сколовый их характер в условиях отсутствия разрядки напряжений.

На территории кальдеры широко развиты различные экструзии, интрузии и покровы игнимбритов. Наиболее крупной (5 км²) экструзией является Центральная. Она ограниче-

на разломами, образующими в плане форму неправильного пятиугольника и сложена преимущественно липаритами, массивными, реже флюидалными и сферолитовыми фельзитами.

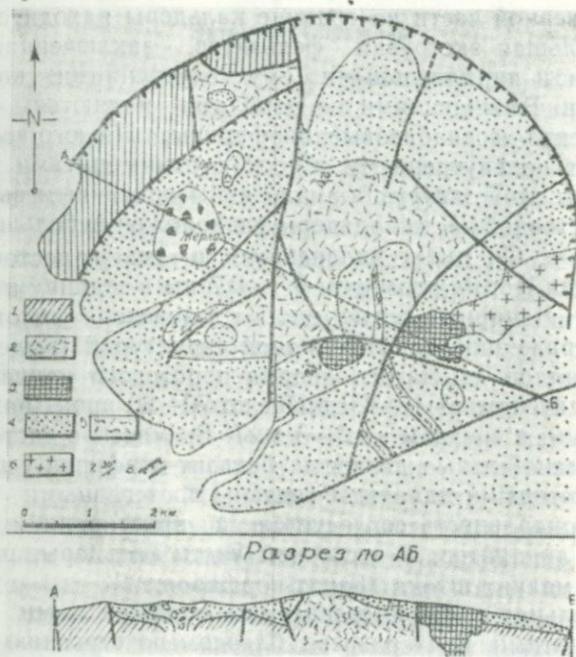


Рис. 18. Схема строения кальдеры оседания Горелой.

1 — породы кембрийского фундамента; 2 — фельзиты; 3 — субвулканические липариты; 4 — игнимбриты; 5 — флюидалные фельзиты; 6 — гранит-порфиры; 7 — элементы залегания; 8 — разломы: а) кольцевые сбросы; б) радиальные и наложенные трещины и разломы.

Последние встречаются обычно в краевых ее частях. В юго-западной части экструзии в приконтактной зоне фельзиты сильно брекчированы, тут же присутствуют лавобрекчии и вулканические брекчии, в составе обломков которых флюидалные фельзиты, темное стекло, а сами брекчии пронизаны газовыми пустотами. Ближе к центру экструзии встречаются участки, сложенные туфами или игнимбритами. Структура пород микрофельзитовая или порфировидная. В порфировых выделениях оплавленные кристаллы кварца, размер зерен до 1,5 мм. Среди фельзитов встречаются стекловатые разно-

сти, напоминающие сильно сваренный витрокластический игнимбрит. Основная масса в этих породах состоит из двух стекол различной степени раскристаллизации.

В северной части на границе кальдеры находится еще одна небольшая экструзия фельзитов, заключенная между внешним и параллельными ему внутренними кольцевыми сбросами. Вмещающими ее породами являются песчаники фундамента и диабазовые порфириды. На юго-востоке она граничит по внутреннему сбросу с игнимбридами кальдеры. Фельзиты этой экструзии аналогичны описанным выше.

В восточной части кальдеры расположен небольшой массив липаритов. Он имеет удлиненную в северо-восточном направлении форму размером 0,5—0,7 км в ширину и до 2,0 км в длину. Липариты серые, иногда с зеленоватым оттенком, с ясно выраженной порфиroidной структурой (выделения фенокристаллов дымчатого кварца и розового калиевого шпата в количестве от 10—20 проц. до 70—80 проц., размером от 1 до 5 мм, в среднем — 2—3 мм). В массиве часто встречаются флюидалные разности фельзит-порфиридов и фельзитов, с которыми липариты связаны постепенными переходами. Флюидалность согласуется с простираем массива. Южнее липаритов, в восточной части кальдеры, расположены два мелких штока гранит-порфиридов.

Остальная часть кальдеры заполнена кислыми туфами и игнимбридами. В их разрезе, близком по строению к кальдере Светлой, преобладают витрокластические и порфирокластические сваренные разности. В западной части кальдеры на безымянной вершине отмечаются агломератовые туфы, слагающие, по всей видимости, диатрему изометричной формы с диаметром около 1 км. Цвет агломератовых туфов грязно-зеленый, обломки пород размером до 5 см представлены липаритами, фельзитами, игнимбридами и диабазовыми порфиридами.

ПОЛИГЕННЫЕ ЭКСТРУЗИИ

Полигенные экструзии приурочены к крупным сбросам, ограничивающим внутренние части депрессий. По классификации Г. М. Фремда (1969) их можно рассматривать как глубоко эродированные трещинные вулканы липаритового состава. В строении полигенных экструзий обращают на се-

бя внимание сложные границы и разнообразный состав продуктов. Наиболее типичными в этом отношении являются экструзии Овражная, Овальная.

Экструзия Овражная

Экструзия Овражная расположена в южной части Лозанской депрессии. В плане — это резко удлиненное в широтном направлении и одновременно изогнутое к северу тело с размерами 6,0×1,0 км. Два поперечных разлома, проходящих по долинам рек Грибная и Чертова Падь, разделяют экструзию примерно на три равные части. В разрезе экструзия представляет асимметричное грибообразное тело с рвущими, тектонически осложненными границами (рис. 19, 20). Особенно сложной выглядит южная граница экструзии с диабазовыми порфиритами корольковского комплекса, совпадающая с Внутренним сбросом депрессии. Так, на водоразделе по правому борту р. Чертова Падь, примерно в 1,5 км на юг от дороги сел Грибное—Черниговка, вскрыта между диабазовыми порфиритами и экструзией зона дробления мощностью 1,1—1,3 м (рис. 21). Она представлена сильно перетертыми породами, преимущественно фельзитами, которые вблизи этой зоны на расстоянии до 3,3 м передроблены. Тектонический контакт экструзии с вмещающими породами и развитие по нему дайки плагиопорфиритов свидетельствуют о возобновлении после внедрения фельзитов движений вдоль Внутреннего сброса.

Часто в зоне контакта экструзии с диабазовыми порфиритами наблюдаются дайки фельзитов, реже игнимбритов (рис. 22). Такие дайки мощностью от 20.0 и более сантиметров пронизывают зону экзоконтакта. Более протяженные дайки фельзитов как бы отслаивают небольшие блоки диабазовых порфиритов, которые оказываются ксенолитами в теле экструзии (рис. 20). Захват ксенолитов основных пород наблюдается и в других экструзиях, например, экструзии № 18 (рис. 23). Аналогичные случаи описаны М. А. Фаворской (1956) в Восточном Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (рис. 24) и, по-видимому, в целом это явление можно рассматривать как одну из особенностей развития полигенных экструзий.

Интересно рассмотреть северную границу экструзии с вмещающими игнимбритами. Один из ее фрагментов показан

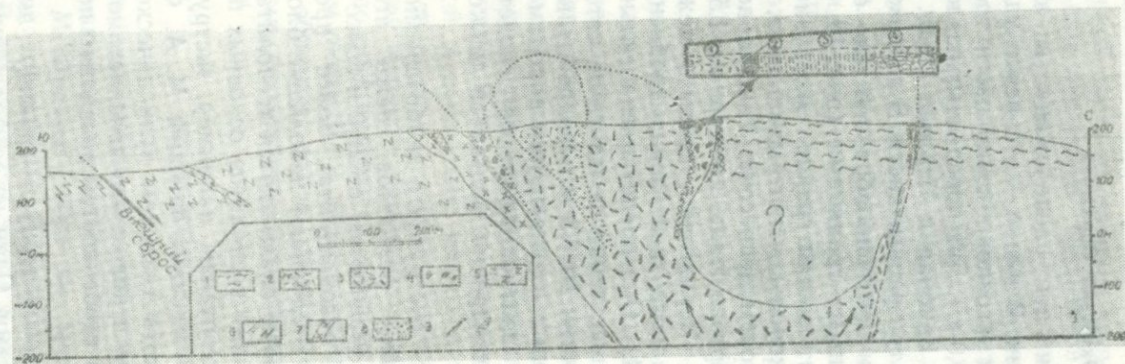


Рис. 19. Разрез южной части Лозанской вулканно-тектонической депрессии, междуречье Грибная — Чертова Падь. В центре —экструзия Овражная.

1 — игнимбриты; 2 — лавобрекчии фельзитов; 3 — фельзиты; 4 — вулканические брекчии; 5 — диабазовые порфириты; 6 — кембрийский фундамент; 7 — дайки плагно порфиритов; 8 — участки фумарольно-сульфатарной деятельности; 9 — разломы; 10 — брекчирование пород.

Цифры в кружочках: 1 — массивные фельзиты со слабым брекчированием; 2 — лавобрекчии флюидалных фельзитов; 3 — флюидалные фельзиты; 4 — передробленные игнимбриты, на контакте с ними (справа) округлые обломки диабазовых порфиритов.

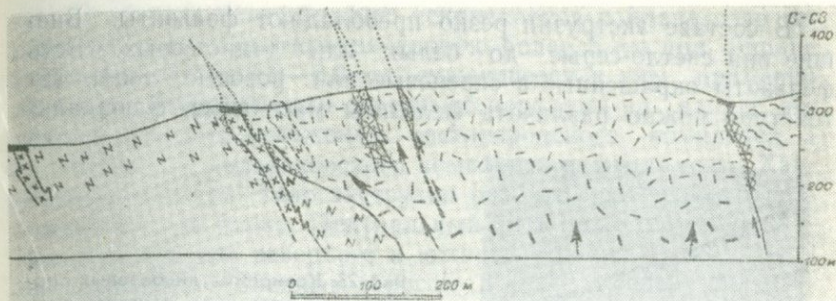


Рис. 20. Разрез эквзии Овражной в юго-западной части Лозанской депрессии (условные обозначения см. выше).

на рис. 19. Здесь флюидальные фельзиты (3) прорывают основное тело эквзии фельзитов (1) и вмещающие эквзию породы — игнимбриты (4). Игнимбриты примерно в интервале 5 м в зоне экзоконтакта интенсивно передроблены, а у самого контакта в них обнаружена галька диабазовых порфиритов аналогичных тем, что находятся на южной границе эквзии. Во флюидальных фельзитах вдоль границы с массивными разностями наблюдается полоса лавобрекчий мощностью до 1 м. Граница лавобрекчий с массивными фельзитами проходит по тектонической зоне истирания пород белого цвета мощностью 5—7 см. В других случаях в краевой части эквзии встречаются вулканические брекчии. Их можно наблюдать в южной части эквзии. Немногочисленные обломки пород фундамента (алевролиты сиреневого цвета, диабазовые порфириты) сцементированы вначале лавовым, а в зоне экзоконтакта пирокластическим материалом.

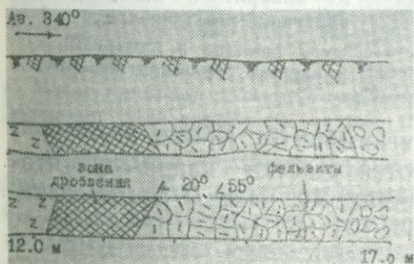


Рис. 21. Тектонический контакт эквзии Овражной с диабазовыми порфиритами корольковского комплекса.

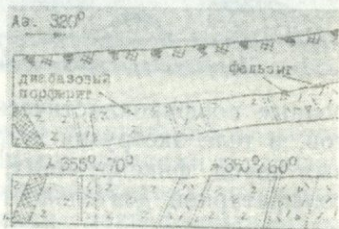


Рис. 22. Тектонический контакт эквзии Овражной, усложненный дайковыми телами фельзитов.

В составе экструзии резко преобладают фельзиты. Внешне они светло-серые до белых или темно-серых. Есть фельзиты окрашенные в сиреневые или розовые тона. По текстуре можно различать фельзиты массивные, флюидаль-

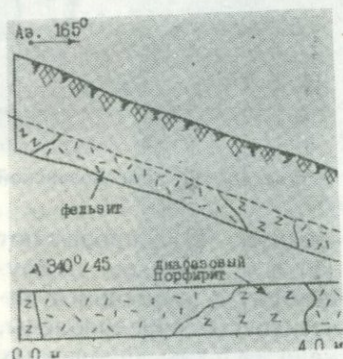


Рис. 23. Ксенолиты диабазовых порфиритов на восточном контакте экструзии № 18.

ные или брекчиевидные. Иногда среди фельзитов встречаются игнимбриты. Так, например, в 200 м от северной границы экструзии (правый борт р. Грибной) в виде небольшого удлиненного тела обнажаются темно-серые сильно сва-

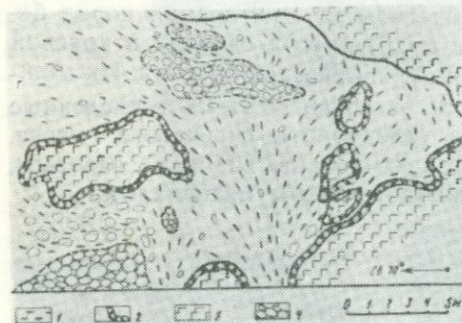


Рис. 24. Липаритовый некк в порфирите. Зарисовка вертикальной стенки (по М. А. Фаворской, 1956, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс).

1 — липарит с линзовидными включениями порфирита; 2 — зоны закалки в липарите; 3 — порфирит; 4 — конгломерат.

ренные порфирокластические игнимбриты. Кроме игнимбритов, в теле экструзии встречаются участки кварц-серицитовых пород, фиксирующих, по-видимому, центры фумарольно-сольфатарной деятельности.

Экструзия Овальная

Экструзия Овальная представляет гигантскую по-лукольцевую «дайку», огибающую с севера и востока вул-

кан Горбатый. Она образует искривленное в плане тело северо-западного простирания длиной более 5 км при ширине в северной части 1,5—2,0 км, сужающееся к югу примерно до 0,5 км. Вмещающими экструзию породами на западе являются слоистые отложения светлояровского комплекса, а на востоке — корольковского комплекса и фундамента Ханкайского массива. Тело экструзии разбито поперечными разломами на три блока. Центральный блок является приподнятым относительно северного и южного. Южная часть экструзии смыкается с Главным сбросом, а далее к северу она разбивается, по-видимому, по одному из оперяющих этот сброс разломов. Геофизические исследования, проведенные в этом районе, ясно показывают аномалии силы тяжести в пределах экструзии. По ВЭЗам были получены данные о вертикальном положении канала в южной части экструзии. Падение трещин и зон дробления в теле экструзии совпадает с направлением погружения канала.

Экструзия имеет сложное внутреннее строение. В ее составе, помимо грубо флюидалных и массивных фельзитов различных оттенков, реже липаритов, часто встречаются в краевых частях прослои и линзы игнимбритов и кислых туфов (рис. 25).

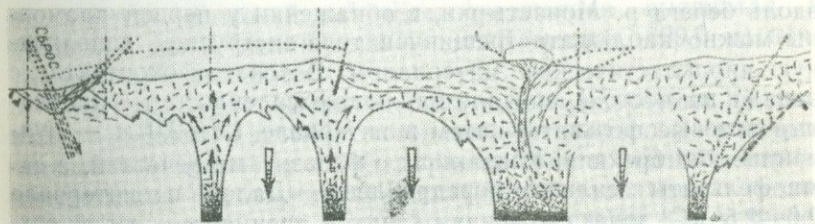


Рис. 25. Строение северной части экструзии Овальной (правый борт р. Новая Грибная) с элементами гипотетического представления (условные обозначения см. на рис. 19).

В северной части экструзии отмечаются игнимбриты, которые, судя по их контакту с вмещающими породами и условиям залегания, вероятно, эруптировали из канала, заполненного впоследствии более поздним неким тонкофлюидалными фельзитами. Некк прорывает слои игнимбритов и на местности слагает хорошо отпрепарированную небольшую вершину. В связи с этим можно сделать вывод, что остаточные расплавы, проникающие в тело экструзии и обладающие

тем же химическим составом (данные химического анализа пород), в заключительный этап формирования экструзии сохранили свою подвижность. Аналогичный случай мы наблюдали в экструзии Овражной. По-видимому, происходило некоторое обогащение новых порций магмы летучими компонентами и растворенной водой, что привело к извержению игнимбритов, а затем к внедрению подвижных флюидальных фельзитов.

Более простое строение экструзии наблюдается в ее центральной части, восточнее вулкана Горбатого. Здесь она представлена монолитным экструзивным телом темно-серых массивных, реже флюидальных фельзитов, прорывающих игнимбриты. Последние на контакте с экструзией, как и в северной части, передроблены. Строение южной части экструзии можно наблюдать в коренных выходах на водоразделе ручьев Правого и Левого Холодного и между их устьями по правому борту р. Монастырки. Местность здесь сильно расчленена эрозионными долинами, отчего экструзия слабо выражена в рельефе. В ее пределах проходит Главный сброс и несколько секущих экструзию искривленных разломов, в связи с чем фельзиты интенсивно брекчированы и почти повсеместно передроблены. Выше устья ручья Левого Холодного, вдоль берега р. Монастырки, в обнажении у первой промоины можно наблюдать трещину в теле экструзии, заполненную пирокластическим материалом. В зоне экзоконтакта (с запада на восток) вначале наблюдаются сильно трещиноватые розовые фельзиты, затем в интервале 1,0—2,0 м — вулканические брекчии. Контакт их с фельзитами нечеткий, а сами фельзиты сильно передроблены. Далее в интервале 2,0—2,5 м — зона, сложенная глиной трения, в которой сохранились обломки брекчий. За этой зоной идут пестроокрашенные агломератовые туфы, а затем снова фельзиты.

Приведенный пример, как ряд наблюдавшихся подобных случаев, свидетельствует, что рост экструзий сопровождался эксплозивной деятельностью. Возможно, что на ранней стадии своего развития в зоне разлома существовало несколько сближенных эксплозивных каналов, которые позднее в приповерхностных условиях сформировали слившуюся на поверхности экструзию фельзитов. Такие полигенные многожерловые экструзии были описаны нами на территории Каменушинской депрессии на Буреинском массиве (Игнатьев и др.,

1968). Интересно, что вблизи подводящих каналов флюидальность в лавах носит веерообразный характер: с падением к центру под углом до 70° , а в удалении на периферии купола — $40-50^\circ$.

ПАЛЕОВУЛКАНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

В эту группу объединены слабо эродированные кислые полигенные вулканы и андезитовые стратовулканы. Они хорошо выражены в рельефе, хотя большая часть конуса размыта. Сохранившиеся породы околожерловой фации и внутренние части конуса имеют падение в сторону жерла. Такое строение особенно типично для кислых вулканов рассматриваемых депрессий, в то время как в руинах стратовулканов сохранились слои с периклинальным залеганием лав и туфов. Ниже мы остановимся на морфологии вулканов Каменного, Западного, Маяк, Ларинского, Горбатого, Халкидон и Радужного.

Вулкан Каменный

Вулкан **К а м е н н ы й** расположен в северо-восточной части Центрального провала Лозанской депрессии и занимает площадь около 7 км^2 . Его сглаженная вытянутая в широтном направлении вершина (г. Каменная, $699,0 \text{ м}$) почти совпадает с жерлом.

Структура вулкана может быть интерпретирована по данным глубинного изучения методами вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), гравиметрии и магнитометрии, заверенными буровыми скважинами и увязанными с геологическими данными по поверхности (материалы Ю. А. Федорова, В. Н. Карпушина). В разрезе—это грибообразное тело, имеющее с запада на восток несколько асимметричное строение из-за неравномерного погружения пород в сторону жерла (рис. 26, 27). Асимметрия усиливается слабым наклоном постройки вулкана к центру депрессии. Околожерловая часть намечается по системе кольцевых разломов и даек. Южнее жерла они смещены на несколько десятков метров сквозным сдвигом северо-восточного простирания. Он выражен зоной интенсивного дробления и брекчирования пород вплоть до образования милонитов. Мощность его составляет первые метры (до 10 м), падение крутое около 70° в сторону жерла.

Непосредственно близ вулкана прослежены три небольших разрывных нарушения, почти параллельных сквозному разлому и, возможно, являющихся оперяющими по отношению к нему. Они отличаются гораздо меньшей степенью тектонической проработки, чем названный разлом (дробление и трещиноватость пород).

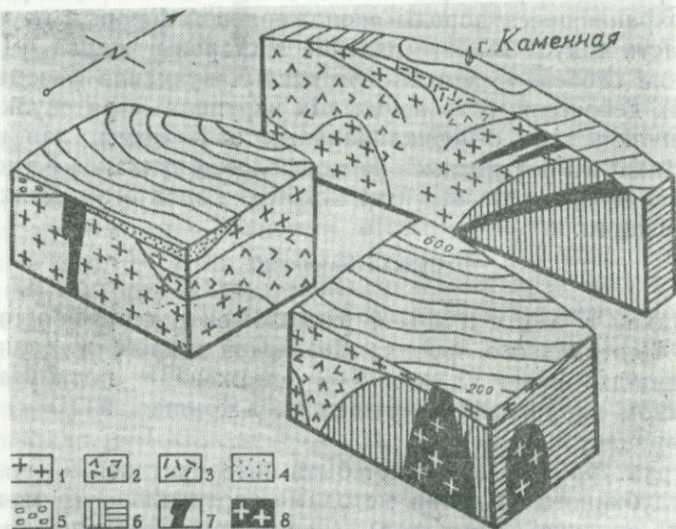


Рис. 26. Блок-диаграмма вулкана Каменного (построена с учетом геофизических данных (ВЭЗов и РАДИОКИП) Ю. А. Федорова, 1966)

1 — липариты; 2 — игнимбриты, автомагматические брекчии; 3 — фельзиты; 4 — лапиллиевые туфы; 5 — переотложенные брекчии; 6 — андезитовые порфириты; 7 — дайки плагиопорфиритов; 8 — гранодиориты.

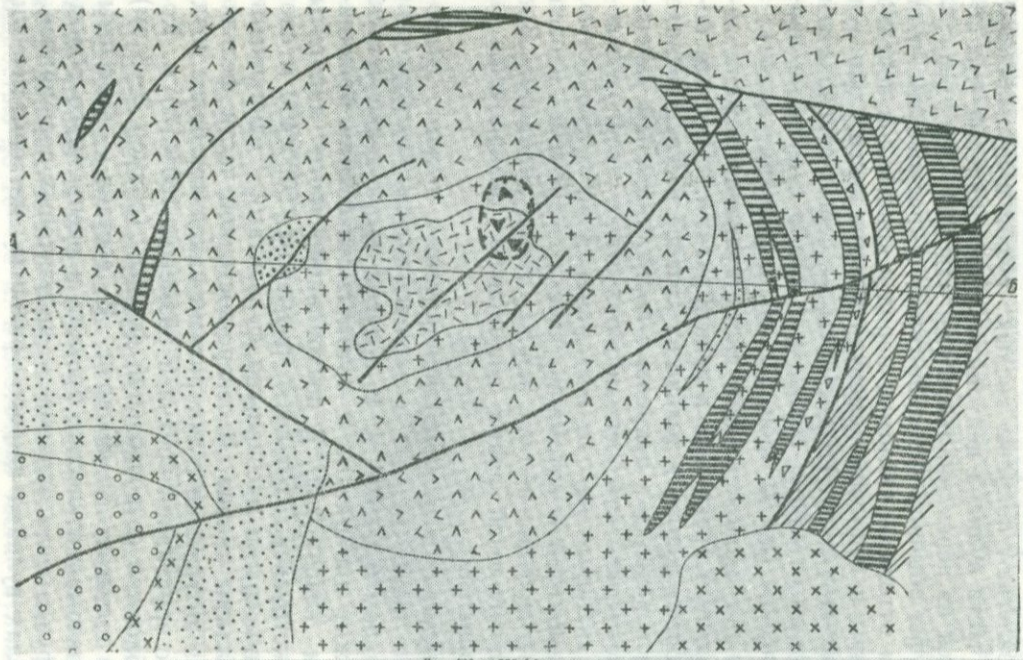
Вулкан сложен покровными, жерловыми, околожерловыми и экструзивными фациями. В основании разреза покровных фаций, прямо на фундаменте вулкана — андезитовых порфиритах корольковского комплекса залегает поток липаритов мощностью до 10—15 м. В восточной части вулкана в основании потока отмечается горизонт мощностью до 1 м мантийных брекчий. Обломочный материал (до 60 проц.) пред-

ставлен остроугольными, размером от 1—2 до 10 см, обломками андезитовых порфиритов. Вверх по разрезу в удалении от контакта с андезитовыми порфиритами количество обломков в липаритах резко уменьшается, границы их становятся расплывчатыми, а размер почти постоянным — 3—5 см. На липаритах залегают покровы кислых туфов и игнимбригов. В западной части вулкана центриклинальное падение этих пород сменяется на переклиналиное (аз. пад. 290—340°, угол — 20—30°). Туфы обычно пепельно-серые с красноватым или зеленоватым оттенком. Обломки пород и кристаллов нередко ориентированы в пепловой цементирующей массе, образуя эвтакситовую структуру. Игнимбриги — серые с розоватым или фиолетовым оттенком, сильно или слабо сваренные порфирокластические (до 60 проц. обломков фенокристаллов).

Центральная околожерловая часть вулкана сложена автомагматическими брекчиями и игнимбригами. Падение пород — в сторону жерла, и только на севере и северо-западе игнимбриги переходят в покровы с периклиналиным залеганием. Автомагматические брекчии образуют на северном склоне вулкана скальные выходы с матрацевидной отдельностью. Среди игнимбригов и автомагматических брекчий иногда встречаются, особенно вблизи жерла, линзы липаритов. Все породы околожерловой фации интенсивно окварцованы и серицитизированы.

Жерло вулкана выполнено липаритовым нечком, имеющим в плане вытянутую в северо-восточном направлении форму размером 600×300 м. В краевой части нечка четкую границу между липаритами и автомагматическими брекчиями провести невозможно. В центральной части липариты прорваны экструзией. Этот нечок размером 200×400 м сложен пепельно-серыми массивными фельзитами с единичными фенокристаллами кварца. В северо-восточной части фельзитового нечка на границе с липаритами находится более поздний канал с эруптивной брекчией размером 100×150 м. Количество обломков остроугольной формы (размер 2—3 см) в брекчиях достигает 70—80 проц. В составе — фельзиты, липариты, автомагматические брекчии и очень много обломков пород фундамента вулкана — андезитовых порфиритов.

В пределах вулкана широко развиты метасоматически измененные породы, связанные с процессами фумарольно-сульфатарной деятельности. Среди фельзитов и липаритов



- 1. +
- 2. △
- 3. ○
- 4. /
- 5. △
- 6. ●
- 7. /
- 8. x
- 9. ▽
- 10. ▽
- 11. /
- 12. 30°

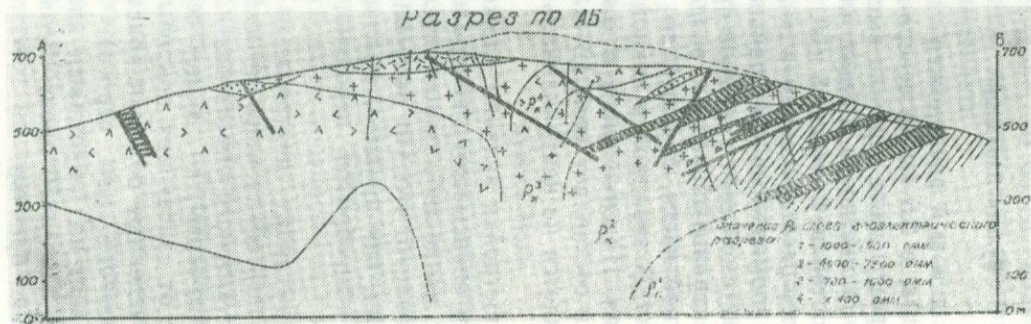


Рис. 27. Строение вулкана Каменного.

1 — липариты; 2 — фельзиты; 3 — туфоконгломераты и вулканические брекчи; 4 — дайки плагиопорфиритов; 5 — игнимбриты и автомагматические брекчи; 6 — лапиллиевые туфы; 7 — андезитовые порфириты; 8 — гранодиориты; 9 — эруптивные брекчи; 10 — кластолавы липаритов; 11 — скважины; 12 — элементы залегания пород.

часто встречаются участки (особенно близ жерла) измененных пропилитизированных пород, соответствующих стадиям низкотемпературных изменений.

Вулкан Западный

Вулкан Западный расположен в северной части Центрального провала, в 2,5 км на северо-запад от вулкана Каменного. Его остроконечная вершина высотой около 400 м хорошо выделяется на местности. Общая площадь постройки вулкана в плане составляет около 5 км². Структура вулкана определяется его расположением в зоне Меридионального разлома. Как упоминалось уже раньше, этот разлом представлен здесь системой трех разрывов субмеридионального направления. Центральный разлом разделяет вулкан на две части. В восточной части, большей по размерам, находится жерло вулкана. В западной и южной частях развиты покровные отложения. Падение слоев в южной части вулкана переклиналинное и составляет угол 12—13°. Ближе к центру их залегание меняется на центриклиналинное с углом падения до 60°.

Большая часть постройки вулкана сложена игнимбритами, которые кольцом опоясывают центральную его часть. Выделить среди них какие-либо самостоятельные потоки не удастся, хотя установлено, что это покровные образования. К центру вулкана они, как правило, выклиниваются. Максимальная мощность игнимбритов, вероятно, составляет не более 150 м.

Более сложной выглядит центральная часть вулкана. Благодаря эрозии, здесь обнажились игнимбриты более ранних извержений, аналогичные описанным на вулкане Каменном. Цвет их розовато-серый, но чаще серый с сиреневым оттенком. В отличие от слагающих покровы, эти игнимбриты содержат многочисленные обломки кристаллов кварца и полевого шпата (розового или серого), причем полевой шпат резко преобладает над обломками кварца. Общее их количество достигает иногда 70 проц. Возможно, среди них есть автомагматические брекчии.

Предполагаемое жерло вулкана смещено в плане к юго-востоку относительно вершины с отг. 400,3 м. С внешней стороны его окаймляют вулканические брекчии, содержащие крупные угловатые обломки, средний размер которых со-

ставляет 2—4 см. Среди вулканических брекчий встречаются игнимбриты, которые, по-видимому, заполняют внутреннюю зону жерла. Игнимбриты аналогичны описываемым в центральной части вулкана, но более подвержены метасоматическим изменениям, в частности, окварцованы, гематизированы, серицитизированы.

Кроме описанных пород, в строении вулкана широкое участие принимают экструзивные и дайковые образования. Как правило, это — экструзивные тела, занимающие в плане небольшую площадь и тяготеющие к центральной части вулкана. Наиболее изученной является экструзия, расположенная к югу от жерла. В плане она имеет удлиненную в северо-восточном направлении форму с размерами 100×500 м и сложена массивными серыми фельзитами, фельзит-порфирами. Дайки плагиопорфиров обычно субмеридионального простирания, имеют мощность от 1—2 до 10, реже 15 м. Самая крупная из них проходит вдоль восточной части вулкана, затем искривляется и как бы огибает жерло с северо-западной стороны.

Вулкан Маяк

В пределах Монастырской вулcano-тектонической депрессии наиболее изученным является вулкан Маяк. Это сложное вулканическое сооружение площадью более 30 км² с центральным жерлом, морфологически совпадающим со скалистой вершиной выс. 479,6 м. От нее отходят гребни, разделенные глубокими эрозионными долинами. Одна из них в южной части вулкана имеет циркообразную форму и является наиболее глубокой, в результате чего породы фундамента обнажаются почти рядом с жерлом. В современном рельефе достаточно четко обособляется лишь центральная часть палеовулкана.

В строении вулкана принимают участие покровные, околожерловые и жерловые, экструзивные и субвулканические фации. Среди покровных фаций более широко распространены игнимбриты различной степени свариваемости, чем туфы. Игнимбриты залегают центриклинально и слагают большую часть постройки вулкана. В юго-восточной его части их мощность составляет более 500 м. В этой толще выделяется около 5 потоков, однако точные границы между ними из-за плохой обнаженности установить не удалось. По другую

сторону жерла сохранился лишь один поток игнимбритов мощностью 90—95 м, имеющий зональное строение: нижняя его часть состоит из слабо сваренных игнимбритов (30 м), переходящих в сильно сваренные игнимбриты (20—25 м), а верхняя часть несваренные игнимбритовые брекчии (40 м).

Центральная околожерловая часть вулкана сложена вулканическими, частично переотложенными брекчиями. Среди них обломки различной формы, состоящие из липаритов, фельзитов, кислых туфов, игнимбритов, гранитов, диабазовых порфиритов, алевролитов и не диагностируемых очень измененных пород фундамента. Размер обломков, сцементированных тонким пирокластическим материалом, колеблется от 3—5 см до 30 см, в среднем составляя 15—17 см. Непосредственно в районе жерла цементирующая масса становится сваренной, а порода отвечает по составу игнимбритовой брекчии. В удалении от жерла среди брекчий встречаются прослои и линзы песчаников или лапиллиевых туфов. Переслаивание этих пород было отмечено В. А. Кретовым на одном из юго-восточных отрогов вулкана. В северо-западной околожерловой части отмечается горизонт лапиллиевых туфов мощностью 50 м. Все породы околожерловой части залегают центриклинально под углом 30—60°.

На склонах вулкана, в удалении от жерла, эрозией отпрепарировано несколько некков субвулканических интрузий. Так, вдоль северного отрога вулкана эшелонированно располагается несколько экструзивных некков фельзитов и липаритов. В северо-западной части, в 3,5 км от жерла, у подножия вулкана обнажается субвулканическая интрузия липаритов. Несколько мелких ареальных экструзий липаритов и фельзитов расположено в юго-восточном секторе вулкана.

Среди них самая большая — экструзия вулкана Маяк. Она приурочена к приподнятому блоку пород фундамента и занимает один из южных отрогов вулкана. Характерная для экструзии блоковая структура обусловлена серией дуговых и линейных разрывов, места пересечения которых как ослабленные зоны, по-видимому, явились благоприятными для внедрения магмы и роста экструзии. Некоторые операционные трещины далеко заходят в глубь тела экструзии, подчеркивая ее мозаичное строение.

В составе экструзии основную роль играют фельзиты и липариты, часто с флюидальной или сферолитовой текстурой. Это серые, пепельно-серые, иногда с зеленоватым оттен-

ком лавы с фельзитовой основной массой. Среди липаритов встречаются разности, в которых содержится до 80 проц. вкрапленников кварца, полевого шпата и, в меньшей мере, пластинок биотита. Подобные липариты почти ничем не отличаются от описанных нами ранее субвулканических разностей. Основной особенностью лав является присутствие (чаще во флюидалных разностях) сферолитов различных размеров, вплоть до шаровых обособлений в 50—60 см, в среднем 15—20 см. Часто сферолиты содержат флюорит. Такие образования детально описаны М. Г. Руб (1969). Как подчеркивает этот исследователь, формирование шаровых лав, а следовательно, и всей экструзии связано с магмой, очень богатой летучими, в частности фтором.

Вулкан Ларинский

Вулкан Ларинский расположен в юго-западной части Монастырской депрессии. Конус вулкана полностью размыт, благодаря этому в карьере, расположенном на правом берегу р. Илистая, можно наблюдать разрез фундамента в северо-западной части вулкана, включая жерло (рис. 28). Поро-

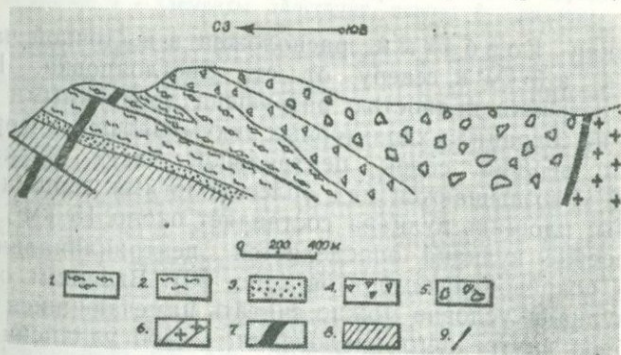


Рис. 28. Схема строения вулкана Ларинского.

Составил Н. К. Ненашев, дополнения автора.

Игнимбриты: 1 — сильно сваренные; 2 — слабо сваренные; 3 — пепловые туфы; 4 — лапиллиевые туфы; 5 — агломератовые брекчии; 6 — гранит-порфиры; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — кембрийский фундамент; 9 — разломы.

ды, слагающие вулкан, граничат с кембрийскими песчаниками фундамента по сравнительно пологому сбросу (угол

25°, амплитуда 10—15 м), представляющему зону дробления и перетиранья пород мощностью 10—12 см. Сохранившаяся краевая часть вулкана имеет следующее строение (снизу вверх): 1) пепловые туфы, мощность 4 м; 2) игнимбриты, мощность 16 м; 3) игнимбриты сильно сваренные с линзой слабо сваренных, мощность 24 м; 4) лапиллиевые туфы, мощность 18 м; 5) вулканические брекчии.

Вулканические брекчии, среди которых отмечаются и агломератовые туфы, слагают жерло вулкана. Обломки пород, которые встречаются в брекчиях, разнообразны: известняки, фельзиты и игнимбриты. Цемент представляет, вероятно, сваренный порфирокластический игнимбрит, так что вулканическая брекчия может быть названа игнимбритовой брекчией. Помимо вулканогенных образований, в строении вулкана наблюдаются дайки и штоки гранит-порфиров и диабазовых порфиритов. Так, юго-восточная часть жерла прорвана штоком гранит-порфиров, вдоль контакта которых с вулканическими брекчиями позднее внедрилась маломощная дайка диабазовых порфиритов.

Вулкан Горбатый

Вулкан Горбатый расположен в восточной части депрессии, в 3 км к северу от ст. Светлаяровка. Верхняя часть постройки полностью разрушена эрозионными процессами и не сохранила характерных аккумулятивных форм, хотя отметки вершин сопки центральной части вулкана на 50—100 м возвышаются над более пологими вершинами его окраины; площадь вулкана составляет около 15 км².

Строение вулкана определяется центриклинальным падением покровов игнимбритов (рис. 29). Внешним обрамлением вулкана условно можно считать намечающийся кольцевой сброс внутреннего наклона. Слабо удлиненное жерло приурочено к одной из вершин сопки. Углы падения пород в пределах вулкана меняются от 10—40° на периферии до 60—90° в пределах жерла. Западная околожерловая часть вулкана вдоль двух сбросов опущена относительно восточной.

Наиболее полный разрез вулкана можно наблюдать в западной части, где выделяются 3 единицы охлаждения (снизу вверх): 1-я единица охлаждения: игнимбриты несваренные порфирокластические, цвет серый, мощность 55 м; игним-

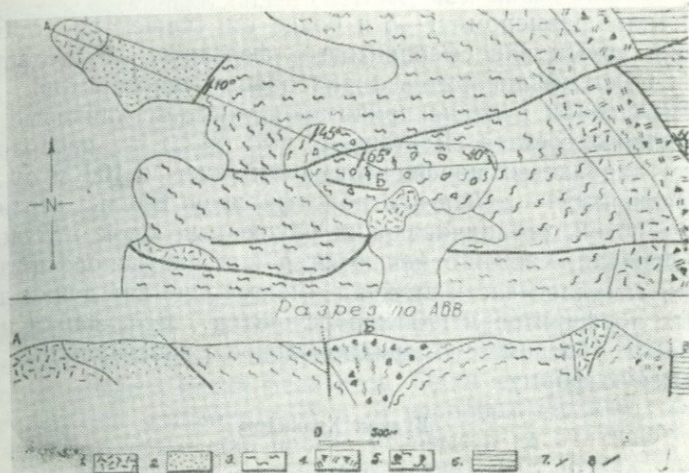


Рис. 29. Схематический план и разрез вулкана Горбатого.

1 — фельзиты; 2 — лапиллиевые туфы; 3 — игнимбри-
 4 — лавобрекчии липаритов и их туфы; 5 — игнимбри-
 6 — породы фунда-
 7 — элементы залегания пород; 8 — разломы.

бриты сваренные витрокластические и порфирокластические желтовато-серого цвета, мощность 150 м; игнимбри-
 2-я единица охлаждения: туф лапиллиевый светло-серый, мощность 48 м; игнимбри-
 3-я единица охлаждения: игнимбри-
 4-я единица охлаждения: игнимбри-
 5-я единица охлаждения: игнимбри-
 6-я единица охлаждения: игнимбри-
 7-я единица охлаждения: игнимбри-
 8-я единица охлаждения: игнимбри-

Жерло вулкана выполнено игнимбри-
 2-я единица охлаждения: туф лапиллиевый светло-серый, мощность 48 м; игнимбри-
 3-я единица охлаждения: игнимбри-
 4-я единица охлаждения: игнимбри-
 5-я единица охлаждения: игнимбри-
 6-я единица охлаждения: игнимбри-
 7-я единица охлаждения: игнимбри-
 8-я единица охлаждения: игнимбри-

Обломки размером 1—5 и более см чаще представлены флюидалным или сферолитовым фельзитом. Реже встречаются обломки липаритов и диабазовых порфиритов.

В строении вулкана принимают участие дайковые тела различного состава. Восточнее выс. 217,3 м расположена дайка диабазовых порфиритов, а западнее, в 100 м от этой же вершины, — дайка плагиопорфиритов. Вдоль вертикальных сбросов, ограничивающих опущенный блок вулканических брекчий, также отмечаются дайки плагиопорфиритов, в самой западной части вулкана имеется еще две дайки диабазовых порфиритов и плагиопорфиритов. Все дайки имеют главным образом субмеридиональное простирание, реже кольцевую форму.

Вулкан Халкидон

Вулкан Халкидон расположен на северо-западной окраине Монастырской депрессии. В плане основание вулкана размером 750×700 м слабо вытянуто в северо-западном направлении. Юго-западная часть вулкана омывается р. Илстой, а остальная часть конуса ограничена кулисообразными разломами, отделяющими породы вулкана от фундамента, сложенного миндалекаменными диабазовыми порфиритами. Внешняя форма конуса создает впечатление сохранившегося вулкана, и, вероятно, поэтому В. А. Кретов в 1967 г. описал его как экструзивный купол. Однако дальнейшее изучение этой постройки (установление различных туфов среди андезитовых порфиритов, условия залегания пород и др.) позволило установить, что постройка представляет собой эродированный стратовулкан. Наиболее ранними образованиями вулкана являются агломератовые туфы и вулканические брекчий, окружающие его с севера и запада. Мощность их незначительна и составляет, вероятно, не более 15—20 м. Выше по разрезу идут андезитовые порфириты и их туфы. Последние развиты в основном в южной и восточной частях вулкана, там, где агломератовые туфы отсутствуют. Андезитовые порфириты обычно темно-серые с редкими зеленоватыми вкрапленниками полевого шпата, иногда содержат многочисленные миндалины, заполненные эпидотом. В северной части вулкана на контакте с агломератовыми туфами отмечается поток крупновкрапленниковых андезитовых порфиритов мощностью в несколько метров. Туфы андезитовых

порфиритов несколько более светлые, чем лавы, внешне почти от них не отличаются. Мощность этих эффузивно-пирокластических отложений вулкана 330 м. Завершают разрез темно-серые, почти черные, андезитовые порфириты. Они отличаются от нижележащих своих аналогов более крутым, местами достигающим 50° , центриклинальным залеганием, что сближает их с экструзивными образованиями.

В центральной части вулкана находится некк дацитов диаметром около 50 м. Характерен неоднородный состав пород некка от дацитов до фельзо-дацитов или андезито-дацитов. Это хорошо выражено на скальных выходах некка в нескольких метрах к северо-западу от вершины.

Самыми молодыми образованиями вулкана Халкидон являются дайки и некки фельзитов. Один из них расположен на юго-западном склоне в 36 м от вершины. По цвету фельзиты светло-розовые или просто розовые и не отличаются от фельзо-дацитов ранее описанного некка. Два других некка фельзитов вскрыты в северной части: один у подножия склона вулкана, другой — чуть выше по его склону. С последним связано небольшое поле фумарольно-сульфатарных изменений во вмещающих породах. Сами фельзиты некка также сильно аргиллизированы. С южной стороны подножия вулкана канавой 517 вскрыта дайка фельзитов, заполнившая, по всей вероятности, полость кольцевого сброса, проходящего вдоль границы вулкана с вмещающими породами.

Вулкан Радужный

Вулкан Радужный расположен в юго-восточной части Монастырской депрессии. Руины его конуса составляют невысокую двуглавую вершину. Западный склон довольно крутой и обрывается у руч. Радужного. Вообще же, конус вулкана слабо выражен на местности. Площадь основания конуса около 3 км². Наиболее ранними образованиями являются дациты, фельзо-дациты, окружающие широкой каймой центральную часть вулкана (рис. 30). После увязки геологических наблюдений по поверхности с данными глубокого бурения и геофизики (ВЭЗ) выяснилось, что это околожерловая часть вулкана, где, кроме дацитов, были выделены их лавобрекчии и фельзо-дациты. В плане выходы этих пород образуют сравнительно изометричное тело с диаметром около 400—500 м. В геологическом разрезе юго-западная граница околожерловой части проходит по дайке фельзитов, имеющей

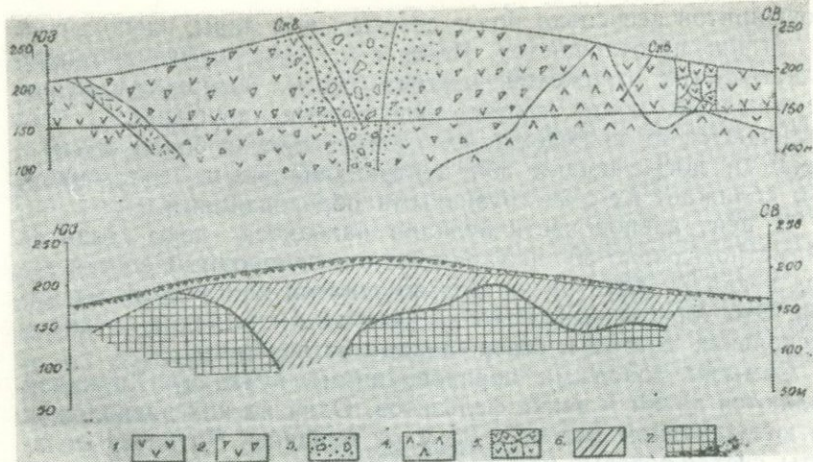


Рис. 30. Строение вулкана Радужного по геологическим (вверху) и геофизическим (внизу) данным.

Составлено В. П. Боровковым и В. А. Торопановым с изменением и дополнением автора.

1 — дациты, фельзо-дациты; 2 — лавобрекчии дацитов; 3 — вулканические брекчии; с фумарольно-сульфатарными изменениями; 4 — андезитовые порфириды; 5 — брекчированные фельзо-дациты; 6 и 7 — границы разделов поверхностей по данным ВЭЗ.

центриклинальное падение 40° , а северо-восточная граница совпадает с контактом штока андезитовых порфиридов, падение которого к центру вулкана и составляет примерно 50° . Более наглядную картину строения вулкана можно наблюдать на геофизическом разрезе, проходящем параллельно в 50 м к юго-востоку от геологического разреза. Здесь плоскости раздела пород и фаций, по данным ВЭЗ, отчетливо выражены разностью потенциалов. Граница между ними, определенная на различных горизонтах, позволяет уверенно реконструировать околожерловую часть вулкана и отходящий от нее в северо-восточном направлении поток дацитов. Нижняя часть жерла, примерно от горизонта 50 м и до горизонта 150 м, является симметричной с внутренним углом наклона $50-60^\circ$. С северо-восточной стороны этот угол на горизонте 150 м становится более пологим (20°), а в том месте, где лавы переходят в поток, угол почти исчезает (всего $3-4^\circ$). Еще далее, в 100 м от центра, за небольшим выступом в фундаменте его залегание становится периклинальным.

Жерло вулкана смещено относительно вершины сопки на северо-запад и сложено агломератовыми туфами и вулканической брекчией, в составе которой присутствуют многочисленные обломки дацитов, андезитовых порфиритов и других пород, сцементированных более кислым материалом. Определение состава этих пород затруднено, так как они подвергались в различной степени метасоматическим изменениям (окварцевание, аргиллизация и др.) в процессе фумарольно-сульфатарной деятельности вулкана.

ИНТРУЗИИ И ДАЙКИ

На территории Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий отмечаются дайки и штоки андезитовых и диабазовых порфиритов, а также плагиопорфиритов. Они являются самыми поздними магматическими образованиями и обычно приурочены к отдельным вулканам или краевым частям разломов, ограничивающих депрессий.

Несколько мелких штоков андезитовых порфиритов наблюдается в районе вулкана Ларинского и северо-восточнее с. Орехово. Тела имеют грубо изометричную форму с диаметром около 50 м. Штоки расположены в зоне разлома и имеют тектонические контакты с крутым падением — угол $70-80^\circ$. В. А. Кретов описывает крупную дайку андезитовых порфиритов на юго-западе вулкана Ветрового. Она имеет форму вытянутого тела длиной до 1,5 км при ширине более 50—120 м (азимут падения 110° , угол 30°) и прорывает игнимбриты.

Другое тело андезитовых порфиритов расположено в районе вулкана Вассиановского в верховьях кл. Колесникова. Этот шток, в поперечнике около 600—700 м, приурочен к зоне Главного сброса. С юго-восточной стороны штока в небольшом карьере вскрыт рвущий контакт андезитовых порфиритов с липаритами светлояровского комплекса. Видны многочисленные инъекции андезитовых порфиритов в липарите, а сами липариты на контакте образуют зону закалки шириною не более 1—2 см. На территории депрессии имеется несколько незначительных по размерам даек андезитовых порфиритов, занимающих различное структурное положение.

Например, канава 4393 вскрывает в районе стратовулкана Вассиановского тектонический контакт между кислыми туфами и штоками гранит-порфиров, вдоль которого позднее внедрилась дайка андезитовых порфиритов (рис. 31).

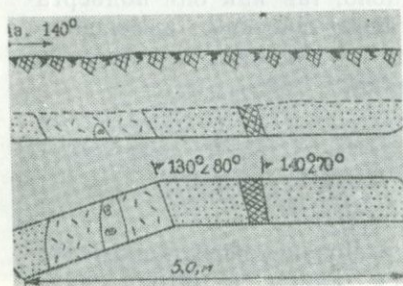


Рис. 31. Андезитовые порфириты прорывают дайку фельзитов. Монастырская вулcano-тектоническая депрессия.

Андезитовые порфириты обычно в различной степени выветрелые, светло- или темно-серые с зеленоватым оттенком породы с порфиroidной структурой и массивной текстурой. Отмечается большое количество фенокристаллов плагиоклаза (андезин с углом погасания в симметричной зоне 24°), составляющего до 50 проц. от всей массы породы; размер их колеблется от 0,5 до 2,0 мм, в среднем — 1,0 мм; форма коротко призматическая или таблитчатая. Плагиоклаз замещен различными вторичными минералами главным образом серицитом, хлоритом, эпидотом. Эти же минералы совместно с кварцем образуют базис, в который погружены микролиты плагиоклаза. Из аксессуарных минералов известны циркон, апатит, флюорит, магнетит и ильменит.

Диабазовые порфириты встречаются исключительно в виде даек в районе вулкана Ларинского и кальдере оседания Толстая Сопка. О. Г. Старов считает их завершающими позднепермский магматизм. Ранее подобный вывод был сделан В. П. Боровковым в 1967 г. при изучении северо-восточной части Монастырской депрессии. Простираение даек обычно северо-восточное, совпадающее с общим простиранием зоны вулканизма, мощность колеблется в широких пределах — от 5 до 20 м или даже 100 м; по простиранию они прослеживаются на 500—1000 и более метров.

Диабазовые порфириты внешне полнокристаллические, темные с зеленоватым оттенком породы, мелкозернистые или среднезернистые, измененные, текстура обычно массивная.

но встречаются пористые разности. Характерна диабазовая структура, представленная мелкими лейстами плагиоклаза (лабрадор-битовнит, угол симметричного погасания $40-43^\circ$), сосюртитизирован, размеры их $0,5-1,0$ мм. Редкие, более крупные вкрапленники обнаруживают полисинтетическое двойникование. Кроме плагиоклаза, выделяется пироксен в виде коротких призм размером $0,02-0,1$ мм с хорошо заметной спайностью.

В восточной части Монастырской депрессии в верховьях р. Грибной вскрыта дайка фельзитов в песчаниках фундамента (рис. 32). В свою очередь, фельзиты прорваны дайкой

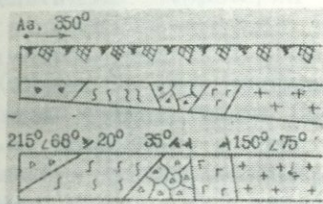


Рис. 32. Дайка андезитовых порфиритов, внедрившаяся в зону контакта кислых туфов с гранит-порфирами. Район с. Абражеевки, к югу в 2-х км от границы Монастырской депрессии.

диабазовых порфиритов, заключающей в себе обломки измененного фельзита. Диабазовые порфириты обычно темно-серые с зеленоватым оттенком, а измененные разности буровато-зеленые. Структура пород порфировая или афировая, текстура массивная, редкоминдалекаменная. Порфировые выделения представлены удлиненными табличками плагиоклаза и подчиненного ему пироксена, составляющих в сумме не более $10-15$ проц. от всей массы породы. Плагиоклаз представлен лабрадором (угол погасания в симметричной зоне $36-38^\circ$) или плагиоклазом-андезитом (угол погасания в симметричной зоне 23°). По нему интенсивно развивается серицит, хлорит или эпидот. Основная масса, гиалопилитовая или пилотакситовая, состоит из удлиненных призмочек плагиоклаза, часто полностью замещенных хлоритом и погруженных в криптокристаллическую массу, состоящую из хлорита, серицита, эпидота, кварца с буро-красными пятнами гидроокислов железа. Из аксессуарных минералов в них встречен апатит и рудный.

Плагиопорфириты распространены менее, чем андезитовые порфириты. Они образуют единичные дайки в Монастырской депрессии: на юге вулкана Маяк — в районе

Главного сброса на севере депрессии — в районе этого же сброса, на юге кальдеры оседания Горелой и на правобережье верхнего течения р. Светлаяровка по обоим берегам руч. Холодного, а также в Лозанской депрессии, в районе вулканов Каменного, Елового, Котляра и др. Все дайки маломощные, наиболее крупная из них прослежена более чем на 2 км при средней мощности 50—100 м.

Как и андезитовые порфириты, плагиопорфириты прорывают изверженные породы корольковского и светлаяровского комплексов. В. А. Кретов наблюдал в районе кальдеры Горелой ксенолиты фельзитов в дайке плагиопорфиритов. По составу и времени образования они близки к дайкам андезитовых порфиритов.

Глава III

ТИПЫ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ДЕПРЕССИЙ

В строении палеовулканов Монастырской и Лозанской депрессий выделяются две ассоциации, каждая из которых включает разнообразные породы. Наиболее распространенная ассоциация — липаритовая — состоит из игнимбритов, различных туфов и брекчий (покровная, жерловая и околожерловая), фельзитов (экструзивная фация), липаритов и гранитов (субвулканическая и гипабиссальная фации). Во второй ассоциации (дацит-андезит-базальтового состава) — дациты, андезитовые и диабазовые порфириты и их туфы. Фациальный состав второй ассоциации более однообразный, главным образом покровные фации. Они незначительно распространены на территории депрессий (соотношение их с породами липаритовой группы примерно 2:5). Поэтому, принимая порядок петрографического описания в последовательности, изложенной выше, мы в большей мере уделим внимание породам липаритовой ассоциации.

Игнимбриты

Игнимбриты являются главными продуктами деятельности кислых вулканов. Автор придерживается точки зрения большинства исследователей, вкладывающих в термин «игнимбрит» две качественные характеристики породы: структурную, обусловленную вертикальной зональностью игнимбрита в потоке (степень свариваемости), и петрогенетическую, учитывающую состав, структуру и текстуру этих пород. На материале многолетних личных наблюдений, автору удалось выделить на территории депрессий витрофировые, витрокластические и порфирокластические игнимбриты (фото 1, 2, 3, см. стр. 157; табл. 2, 3, 4).

Каждая из петрографических разновидностей характеризуется степенью свариваемости (несваренные, слабо сваренные и сильно сваренные) и текстурой (массивные, псевдофлюидальные и брекчированные). Указанные признаки обнаруживают между собой определенную зависимость, которая и была положена нами в основу классификации игнимбритов депрессий.

Таблица 2

Состав и содержание основных компонентов
витрофировых игнимбритов

Компонент	Содержание в %
Цементирующая масса	95—90
Обломки:	
стекла и пемзы	2—6
порфирокластов	2—3
ксенолитов, пород	1—1

В большинстве игнимбритов Монастырской и Лозанской депрессий незаметны макроскопически обычные для них сплюснутые обломки стекла и пемзы — фиамме. Такие породы светло-серого (до темно-серого) цвета с сиреневым, розовым или зеленым оттенком, внешне сходны с липаритами, автомагматическими брекчиями, фельзитами или вулканическими стеклами. Поэтому для характеристики игнимбритов

автором использованы такие признаки, как деформация кристаллов, преобразование обломков стекла и пемзы под влиянием сдавливания, сваривания и раскристаллизации, кристаллизация, переработка ксенолитов и разнообразие типов фиаамме, идиоморфизм фенокристаллов и их корродированность.

Таблица 3

**Состав и содержание основных компонентов
витрокластических игнимбритов**

Компонент	Содержание в %
Цементирующая масса	80—40
Обломки:	
стекла и пемзы	14—45
порфирокластов	5—12
ксенолитов пород	1—3

Таблица 4

**Состав и содержание основных компонентов
порфирокластических игнимбритов**

Компонент	Содержание в %
Цементирующая масса	60—40
Обломки:	
стекла и пемзы	10—15
кварца	15—20
калиевого полевого шпата	7—10
плагиоклаза	5—7
биотита	1—3
ксенолитов, пород	2—5

Деформация кристаллов отмечается во всех игнимбритах. Наиболее характерны следующие виды деформации кристаллов: дробление, дробление со сдвигом, сдавливание, дробление и растаскивание (фото 4, 5). Равномерное дробление кристаллов встречается довольно редко; обычно ему сопутствуют другие виды деформации (фото 6—9). Дробление со сдвигом чаще наблюдается в покровах игнимбритов, удаленных от жерловых частей вулканов. Сдавливание — довольно распространенный вид деформации фенокристаллов, особенно кварца. Дробление и растаскивание

обломков фенокристаллов встречаются реже и более характерны для игнимбригов жерловых частей вулканов.

Преобразование обломков стекла и пемзы происходит в процессе сдавливания, сваривания и раскристаллизации. Обломки стекла или пемзы в игнимбригах имеют различную форму (фото 10—15). В зоне сдавливания и сваривания вначале наблюдается сплющивание или раскалывание первоначально остроугольных обломков (фото 11бв). Затем фиксируются качественные изменения обломков пемзы, связанные с появлением черного обсидианового стекла, как, например, в игнимбригах вулкана Ветрового.

Причины таких преобразований, как полагают Р. Л. Смит и К. С. Росс (1963), обусловлены сильным свариванием. Одновременно наблюдается и резкое изменение формы обломков, в частности уменьшение отношения толщины к длине (степень удлиненности) от 1:2—5 до 1:20. Дальнейшие изменения в обломках стекла и пемзы происходят при раскристаллизации и расстекловании (фото 11г, 12—15).

Кристаллизацию обломков стекла или пемзы можно наблюдать на фото 16. В одном случае края сплющенного обломка стекла замещаются фельзитом (фото 16а, 17). Иногда края пемзы остаются стекловатыми, а центральная часть раскристаллизована (фото 18). В другом случае, как, например, в игнимбригах вулкана Горбатого, фельзитовый агрегат в виде отдельных участков-пятен распространяется по сплюсненному обломку пемзы (фото 16б). Более сложный зональный тип раскристаллизации обломков стекла и пемзы встречается в игнимбригах кальдеры Горелой или вулкана Маяк (фото 16в): сплюсненный обломок стекла имеет тонкую внешнюю стекловатую оболочку (черное), далее идет участок слабого расстеклования (показано штриховкой), а в центральной части — кварцево-полевошпатовый фельзитовый материал, среди которого нередко можно наблюдать зернистые выделения кварца. Восточнее вулкана Маяк, ближе к кальдере Светлой, наблюдается другая зональность в обломках пемзы, обусловленная прорастанием кристобалита и полевого шпата (фото 16г, 21). При индивидуализации пустот с последующей раскристаллизацией образуются сферолиты или литофизы зонального строения размером до 1 мм. В игнимбригах вулкана Елового сферолиты сложены неопределимо кислым веществом (фото 20а). Вокруг — узкая кайма из фельзитового материала, а внутри — удлиненные кристал-

лики пирамидальной формы, по-видимому, тридимита.

Многочисленные литофизы с минералами газовой фазы кристаллизации встречаются в игнимбритах вулкана Маяк (фото 20б, 22). В них также ясно выражено зональное строение: внешняя зона сложена фельзитом, ближе к центру штрихами показано прораствание кристобалита и полевого шпата, а внутри на фоне стекловатой массы видны выделения кварца или сферолитовые обособления полевого шпата.

Захват и переработку ксенолитов можно наблюдать почти во всех игнимбритах. Ксенолиты представлены диабазовыми порфиритами, липаритами, фельзитами, кислыми туфами, стеклом и игнимбритами. Среди них обломки базальтового состава пользуются постоянным распространением. В этом смысле их можно сравнивать с игнимбритами других районов мира, например, США, где, как отмечает К. С. Росс и Р. Л. Смит (1963), отсутствие обломков пород андезитового состава в игнимбритах расценивается как редкое исключение, а обилие их включений объясняют тем, что андезитовые извержения обычно предшествуют игнимбритовым эксплозиям. Подобная же ситуация наблюдается и в описываемых нами депрессиях, где образованию игнимбритов светляровского комплекса предшествовало формирование диабазовых и андезитовых порфиритов корольковского комплекса.

Форму и контакты захваченных обломков диабазовых порфиритов можно наблюдать на фото 23—26. Ксенолиты других пород встречаются реже и подвержены тем же изменениям. Часто, например, в крупных обломках можно видеть следы сдавливания (фото 25). Характерно, что обломки цементирующей массы и ксенолита испытывают взаимную ориентировку, образуя структуры «течения» (фото 26).

Фиамме. Огромное разнообразие линзовидных включений в игнимбритах, т. н. фиамме, можно классифицировать по признакам, предложенным Г. М. Фремдом (1961) и В. С. Шеймовичем (1969). Выделяются три типа фиамме (табл. 5).

Первый тип фиамме из обломков стекла и пемзы наиболее распространен в игнимбритах депрессий (фото 27, 28). Они как бы сливаются с витрокластической массой, образуя своеобразные реликты — «тени» (фото 29, 30). В отличие от них, фиамме из сваренных, сдавленных и раскристаллизованных обломков стекла и пемзы имеют другую форму и более

Типы фиааме игнимбритов
Монастырской и Лозанской депрессий

Состав фиааме	I тип	2 тип	3 тип
	Характер изменения фиааме	Обломки из пемзы и стекла	Ксенолиты чуж- дых пород
Слабое изменение	x x x x		
Сваренные, сдавленные	x x x x	x x x x	
Сдавленные раскристаллизо- ванные	x x x x	x x x x	x x x x

четкие границы (фото 31). Второй тип фиааме из сдавленных ксенолитов чуждых пород встречается довольно редко и отличается небольшими размерами (первые сантиметры) и малым удлинением. Характер их изменения аналогичен процессам переработки ксенолитов, описанным выше. Случаев расплавления базальтового фиааме-ксенолита, подобно тому, как это описано Б. И. Пийпом (1961) для кроноцких игнимбритов, здесь не наблюдается. Фиааме третьего типа представляют собой сплюснутые литофизы (степень удлинения от $5 \div 7$ до $10 \div 20$) с минералами газовой фазы кристаллизации и внешне сходны с раскристаллизованными фиааме из обломков стекла или пемзы. Критерием их различия могут служить признаки, указанные К. С. Россом и Р. Л. Смитом (1963).

Высокий идиоморфизм фенокристаллов кварца и полевого шпата Монастырской и Лозанской депрессий затушевывают пирокластическую природу игнимбритов. Резко идиоморфны обычно кристаллы калиевого полевого шпата и кварца. Калиевый полевой шпат образует удлиненно-призматические идиоморфные фенокристаллы, но сильная трещиноватость и интенсивные вторичные изменения, глав-

ным образом, пелитизация и сосюритизация, равномерно охватывающие фенокристалл, сильно видоизменяют его, так что в пепловой массе заметны лишь его «тени». Кристаллы кварца в большинстве также трещиноваты и корродированы с образованием глубоких заливов, оплавленных углов и граней округлых проплавленных отверстий в самом кристалле (фото 32—34).

Пепловые туфы

Пепловые туфы распространены незначительно и встречаются в виде линз в верхних частях игнимбритовых потоков или среди других пирокластических отложений светлоровского комплекса. В двух случаях (кальдерах Светлой и Толстая Сопка) они граничат непосредственно с субвулканическими липаритами.

Туфы плотные, массивные с афонитовым сложением, часто слоистые. Цвет пород серый с зеленоватыми, розовыми или сиреневыми тонами. Они состоят из тонкообломочной пепловой массы с резко подчиненным количеством более крупных осколков кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Обломки имеют угловатую форму и размером 0,01—0,04 мм. В породе распределены равномерно, обнаруживая как бы постепенные переходы с пепловой массой. Обломки плагиоклаза (олигоклаз) встречаются в виде тонких полисинтетических двойников. Крайне редко присутствует биотит в виде узких ленточек, еще реже апатит и рудный минерал.

В пепловом цементе наблюдаются процессы перекристаллизации. Границы между пепловыми частицами в таких породах расплывчатые, при большом увеличении — неровные. По всей породе широко развиты процессы серицитизации, реже хлоритизации и эпидотизации. По трещинкам в пепловой массе развивается кварц, серицит и гематит. Последний иногда вместе с рудным минералом распылен в виде полос по пепловой массе, подчеркивая слоистую текстуру туфа.

Лапиллиевые туфы

К лапиллиевым туфам нами отнесена группа пирокластических образований с размером обломков от 0,1 мм до 3 см. В пределах вулканов они встречаются совместно с игнимбри-

тами, реже образуют линзовидные пласты или самостоятельные тела. Границы с другими породами обычно четкие. Туфы имеют мелкоглыбовую отдельность, внешне это массивные, реже пористые породы с зернистым строением, обусловленным присутствием похожих на целые фенокристаллы осколков кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и др. (см. табл. 6).

Таблица 6

Среднее содержание и размер основных компонентов лапиллиевых туфов

Компонент	Содержание в %	Средний размер, мм
Цементирующая пепловая масса	20—80	2,0—2,5
Обломки:		
кварца	30—10	2,0
калиевых полевых шпатов	20—3	2,0—2,5
плагиоклазов	15—2	0,8—1,5
биотитов	3—1	0,5—2,0
акцессорных минералов	1—1	0,5—0,1
рудных минералов	1—1	
обломки стекла, пород	10—2	10,0—20,0

Размеры обломков, как и распределение их в цементирующей массе, неравномерные. Туфы с крупными обломками чуждых пород (фельзита, липарита, игнимбрита, вулканического стекла и диабазового порфирита) часто тяготеют к породам околожерловой фации. Форма минеральных обломков обычно неправильная, угловатая, квадратная, ромбическая или округлая. Многие обломки с раковистым изломом, а у обломков кварца оплавленные грани с «заливами» — следы коррозии. Цементирующая масса представлена тонким пепловым материалом, среди которого выделяются мельчайшие обломки кварца и калиевого полевого шпата и, по-видимому, стекла.

В туфах широко развиты вторичные продукты замещения первичных минералов. Так, можно наблюдать альбитизацию по спайности калиевого полевого шпата, почти полное замещение альбитом обломков плагиоклаза. Однако, как видно по серицитовым каймам, вокруг замещаемого альбита процесс альбитизации был прерван. Кроме того, полевошпатовая составляющая туфов подверглась интенсивной пелитизации, охватившей как центральные, так и краевые части обломков кристаллов. Наряду с серицитизацией в меньшей мере отме-

чаются хлоритизация и эпидотизация. Следует также упомянуть о развитии карбонатов, замещающих частично или полностью осколки калиевого полевого шпата. Появление свободного кальция в породе может быть связано с освобождением анортитовой молекулы при альбитизации плагиоклаза. Хлорит совместно с серицитом полностью замещает биотит. Акцессорные минералы в туфах: апатит и монацит. Рудные минералы — магнетит и гематит почти целиком разложены и образуют ореолы красновато-бурых гидроокислов железа.

Агломератовые туфы

Агломератовые туфы играют важную роль как один из диагностирующих признаков при выделении центров вулканической деятельности. Они образуют в краевых частях экструзий или околожерловой части вулканов линзы, которые часто по простиранию замещаются лапиллиевыми туфами или вулканическими брекчиями.

Характерно, что в пестроокрашенных агломератовых туфах отсутствует какая-либо сортировка угловатых обломков пород размером от 3,0 до 20—30 см (фото 35, 36). Угловатая форма часто нарушена оплавлением или просто деформацией острых выступов. В составе обломков резко преобладают фельзиты, липариты, лапиллиевые туфы, в меньшей мере — игнимбриты и еще меньшей — диабазовые порфириты и песчаники. Цементирующая масса в агломератовых туфах настолько переработана, что вместо первичного ее состава мы наблюдаем кварц-хлорит-серицитовый агрегат, часто окрашенный бурыми гидроокислами железа. Среди обломков минералов в цементирующей массе встречаются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, редко — биотит. По составу, форме и размерам они аналогичны описанным выше в пирокластических породах. Из акцессорных минералов циркон.

Вулканические брекчии

Вулканические брекчии обычно слагают жерловые фации, где залегают в виде крутопадающих линз с характерными раздувами и резким выклиниванием. По простиранию замещаются агломератовыми или лапиллиевыми туфами и четких границ с этими породами не обнаруживают.

Цвет вулканических брекчий различный — от серовато-зеленого до буроватого, еще чаще они имеют пеструю окраску, обусловленную присутствием различных по цвету обломков пород. Среднее содержание и размер основных компонентов вулканических брекчий показаны в табл. 7 (фото 37, 38).

Таблица 7

Среднее содержание и размер
основных компонентов вулканических брекчий

Компонент	Содержание в %	Размер, мм
Цементирующая масса	40—30	
Обломки: пород фундамента,	0—5	
липаритов, фельзитов	20—10	$0,3 \times 1,0$ —2000
игнимбритов	0—15	$50,0 \times 300,0$
лапиллиевых туфов	0—5	$10,0 \times 200,0$
стекловых обломков,		
пепловых туфов	10—30	$0,5 \times 2,0$ —5,0
кристаллического компонента		
кварц, полевой шпат, биотит	25—5	$0,05 \times 0,5$ —2,0

Форма, размер и состав обломков в брекчиях крайне непостоянны. Обломки одной и той же породы могут иметь в одном штуде разную форму и размер. Помимо остроугольных или с неровными, «рваными» краями обломков, встречаются обломки и с характерной округлой формой. В литературе породы с такими обломками известны под названием «переотложенных вулканических брекчий» (Кебезинская, 1969). На территории депрессий вулканические брекчии с преобладанием округлых обломков отмечаются в жерлах вулканов Елового, Западного. Как отмечает Е. К. Мархинин (1973), такую форму обломки могут приобретать при незначительном переотложении. Аналогичных взглядов на образование округлых обломков в пределах жерл, придерживается и А. Ритман (1964).

Продукты вулканического распыления и разбрызгивания, обычные при извержении туфов, представлены в брекчиях главным образом, пеплом и кристаллами минералов, форма и размеры которых аналогичны таковым в лапиллиевых туфах. В цементирующей массе обломки пород расположены беспорядочно. Заключенные в ней обломки стекла и минералов подвержены различным вторичным изменениям. Так, среди неизменных обломков стекла встречаются девитрофицированные осколки, замещенные фельзитовым агрегатом: трещи-

ны в стекле нередко серицитизированы. Характерно, что среди обломков минералов в цементирующей массе почти не встречаются аксессуарные. Из других минеральных образований наблюдается мелкочешуйчатый хлорит, развивающийся по трещинам и гидроокислы железа буроватого цвета, которыми «пропитана» цементирующая масса породы.

Игнимбритовые брекчии

Игнимбритовые брекчии встречаются в игнимбритовых потоках, в жерловых и околожерловых частях вулканов. В составе ксенолитов — игнимбриты, туфы, фельзиты (в том числе и флюидалные разности, автомагматические брекчии, субвулканические липариты, граниты, диабазовые порфириды и обломки пород фундамента — песчаники и сланцы (фото 39). Обломки пород размером от нескольких сантиметров до одного метра отличаются беспорядочным расположением.

Некоторые из них, особенно обломки диабазовых порфиритов в кальдере оседания Светлой, подвержены механической деформации.

В ксенолитах игнимбритовых брекчий наблюдаются не только температурные изменения, но и другие характерные для игнимбритов признаки, в частности, раскристаллизация и деформация обломков пород и кристаллов. Например, в игнимбритовых брекчиях вблизи экструзии Овальной крупные обломки липарита и фельзита, сцементированные сваренным порфинокластическим игнимбритом, частично деформированы, а мелкие — раскристаллизованы. Очень редко в брекчиях можно встретить обломки округлой формы (бомбы?) из игнимбрита, как это наблюдается в Каменушинской депрессии на Буреинском массиве (фото 40). Часто в игнимбритовых брекчиях видны «фиамме» из зеленого стекла. Особенно их много в брекчиях кальдеры оседания Светлой. Форма фиамме размером 2—3 см крайне неправильная, края рваные неровные, расположены они беспорядочно. Создается впечатление, что стекло попало в игнимбритовую брекчию в полупластическом состоянии и не подвергалось изменению.

Фельзиты

Термин «фельзит» нами применен для кислых лавовых пород с содержанием кристаллов менее 20 проц. На террито-

рии Монастырской и Лозанской депрессий фельзиты слагают разнообразные по типу экструзии, некки и дайки с четкими рвущими контактами. Цвет их серый, пепельно-серый до темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком. По структурно-текстурным признакам можно выделить следующие основные разновидности: массивные и флюидалные фельзиты, их лавобрекчии и сферолитовые фельзиты.

Массивные фельзиты обычно слагают ядра экструзий. Они характеризуются микрофельзитовой с переходом к фельзитовой или микропойкилитовой, реже микропорфировой или порфировой структурами (фото 41). Порфировая структура обусловлена присутствием вкрапленников (от 2—3 до 10—20 проц.) плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Фенокристаллы плагиоклаза (альбит — олигоклаз) призматические с оплавленными гранями. Размер их различный, в среднем $0,5 \times 1,5$ мм. Калиевый полевой шпат образует удлиненно-призматические фенокристаллы — от 0,8 до 2,5 мм. Кварц в виде единичных зерен размером менее 0,5 мм встречается редко. Еще реже можно наблюдать роговую обманку и биотит, средний размер которых менее 0,1 мм. Из аксессуарных минералов присутствует монацит, циркон и апатит.

Почти все фенокристаллы подвержены вторичным изменениям. Фенокристаллы плагиоклаза интенсивно серицитизированы. Серицит иногда совместно с эпидотом обильно развивается вдоль плоскостей двойникования. В некоторых фенокристаллах отмечается альбитизация. Калиевый шпат подвержен пелитизации. Темноцветные минералы полностью изменены, роговая обманка опацитизирована, биотит замещен хлоритом.

Некоторые кристаллы деформированы, в частности, в крайних частях экструзий фенокристаллы кварца нередко обладают волнистым или спектральным угасанием.

В основной массе фельзитов отмечаются скопления порфиробластического кварца, развивающегося по перлитовым отдельностям (фото 42), или в виде гнездообразных скоплений, напоминающих сферолиты (фото 43а). Особенно отчетливо видны сферолиты в виде отдельных «розеток» в полустекловатой основной массе (фото 43б).

Флюидалные фельзиты — широко распространенная разновидность экструзивных фельзитов (фото 44, 45). Обычно

они приурочены к краевым частям экструзий, реже — к жерловым частям вулканов. Различаются грубофлюидалные и тонкофлюидалные фельзиты. Структуры грубофлюидалных фельзитов (фото 46а) образуют полосы шириной более 5 мм с причудливым сочетанием микропойкилитовых и сферолитовых стяжений или поперечноволоконистых прорастаний кварца с полевым шпатом. Структура тонкофлюидалных фельзитов обусловлена полосками из кварцево-полевошпатового агрегата с микропойкилитовой структурой (фото 46б).

Вторичные изменения во флюидалных фельзитах развиты как по вкрапленникам, так и по основной массе. Наиболее характерные из них — серицитизация и пелитизация. В некоторых тонкофлюидалных фельзитах, например, в экструзии вулкана Маяк, широко проявлены процессы аргиллизации. Иногда в фельзитах наблюдаются прожилки темно-фиолетового флюорита и кварца, ориентированных по флюидалности, как это видно было на рис. 45.

Лавобрекчии фельзитов связаны с возникновением структур катаклаза или брекчирования в краевых частях, вдоль трещин или в кровле экструзивных тел (фото 47). Цвет пород серый, светло-серый, иногда зеленоватый, в измененных зонах — кирпично-красный.

Количество остроугольных обломков составляет 20—50 проц. а в отдельных случаях до 80—90 проц. Они сцементированы более кислым стекловатым расплавом.

Сферолитовые фельзиты тесно связаны с флюидалными фельзитами и чаще появляются в краевых частях экструзии (фото 48—52). Встречаются они обычно в виде полусферы или караваобразной формы с гладкой, почти полированной или бугорчатой поверхностью, обусловленной налипанием на крупные сферы мелких сферолитовых выделений. В случае сильного разрастания сферолитов второй, третьей и последующих генераций, образуются разнообразные сочетания, напоминающие по форме в одних случаях гроздь винограда (фото 49б), в других случаях они образуют колонии вокруг сферолитов первой генерации (фото 51). Размер сферолитовых образований колеблется в широких пределах — от первых миллиметров вплоть до шаровых обособлений в 50 см.

Петрографический состав сферолитовых фельзитов мало отличается от описанных массивных и флюидалных разновидностей. Наиболее распространенными являются плагиоклаз,

калиевый полевой шпат, кварц, реже биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и рудными. Вторичные изменения выражаются в развитии серицита, альбита, хлорита, карбонатов и гидроокислов железа. По структурно-текстурным признакам можно выделить два типа сферолитов.

К первому типу относятся сферолиты, сложенные радиально-лучистыми агрегатами из волокнистых кварцево-полевошпатовых сростков и аксиолитовыми выделениями кварца. Взаимоотношения между подобными образованиями сложные, последовательность их разрастания бывает трудно установить. Крупные сферолиты (фото 53), в отличие от мелких, внутри обычно полые.

Пространство между внешней частью сферы и внутренней полностью заполнено сноповидным кварцево-полевошпатовым агрегатом с секториальным строением (фото 54). В основании у них расположены сростки халцедоновидного кварца. Характерно развитие процессов вторичной перекристаллизации, приводящей в ряде случаев к образованию микропойкилитовой структуры.

Второй тип сферолитов — концентрически зональный, характеризуется беспорядочным расположением неоднородных структурных признаков. Среди них наиболее часто встречается комбинация микропойкилитовой и сферолитовой и микропойкилитовой с участками порфиробластовой, доходящей до гранофировой, структур. Сочетание последних наиболее характерно для экструзии вулкана Маяк (фото 55). Микропойкилитовая структура состоит из крупнозернистых неправильной формы зерен кварца размером до 2—4 мм. Края их неровные, с зазубринами. Полевой шпат образует мелкие аксиолитовые сростки размером до 3 мм.

Среди фельзитов встречаются липариты с невадитовой структурой (фото 56). Форма залегания таких липаритов близка к экструзивной. Обычно это сиреневые, реже — серые лавового облика породы с порфиroidной структурой, обусловленной наличием вкрапленников и обломков калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза в количестве 50—80 проц. и основной массы, обладающей витрофировой (фото 57а), редко участками, микрогранитной (фото 57б) структурами. Калиевый полевой шпат образует призматические идиоморфные фенокристаллы, большинство из которых разрушено по плоскостям спайности, особенно хорошо

заметным благодаря развивающемуся по ним серициту. Кварц более подвержен деформации, поэтому мы почти не встречаем его целых фенокристаллов. Осколки наблюдаются не только около кристалла, но и растащены по основной массе.

Многие фенокристаллы подвержены коррозии в форме «залитов», где сохраняются реликты зерна кварца. Фенокристаллы и обломки плагиоклаза (альбит-олигоклаз, № 10—20—Ап, $2V=81-83^\circ$, сдвойникован по альбитовому и манебахскому законам) размером 1—2 мм встречаются в 2-х генерациях (фото 57а) примерно равной контрастности, но, возможно, что плагиоклаз 2-й генерации — более кислый. Плагиоклаз подвержен соссюритизации.

Часто в экструзивных липаритах встречаются сростки минералов, напоминающие гомеогенные включения по В. И. Пийпу (1956).

Субвулканические липариты

Они слагают интрузии в пределах эродированных кальдер, а также ряд мелких штоков по периферии депрессий. Внешне породы серые, зеленовато-серые, а чаще розовые или розовато-серые с афонитовой основной массой и вкрапленниками водяно-прозрачного кварца и полевых шпатов. Структура пород порфировая. Текстура преимущественно массивная, редко наблюдается тонко- или грубофлюидальная. Еще реже, обычно в краевых частях, встречается сферолитовая текстура, обусловленная радиально-лучистыми прорастаниями кварца и полевого шпата.

Таблица 8
Состав и содержание основных компонентов
субвулканических липаритов

Компонент	Содержание в %	Размер, мм
Основная масса	60—5	
Фенокристаллы:		
кварц	15—35	0,3—2,0
калиевый полевой шпат	20—30	0,3—2,0
плагиоклаз	5—25	1,0—1,5
биотит	0—5	0,03—2,0

Обращает на себя внимание резкое колебание соотношения вкрапленников и основной массы (табл. 8), что, несомненно, связано со специфическими условиями формирования субвулканических липаритов, глубина образования которых и степень раскристаллизации были, по-видимому, непостоянными.

Кварц представлен фенокристаллами с деформированными и оплавленными гранями, округлой или изометричной формы. Большинство фенокристаллов корродированы (фото 58), иногда отдельные их части обладают волнистым или мозаичным погасанием. Калиевый полевой шпат характеризуется идиоморфными таблитчатыми формами. Вдоль спайности фенокристалла развивается пертит. Нередко по пертит-калиевому полевому шпату образуется альбит, иногда полностью замещающий кристалл. Плаггиоклаз (андезин-олигоклаз, $2V=83^{\circ}-85^{\circ}$) образует короткопризматические фенокристаллы с тонкими двойниками (альбитовый закон). Биотит в виде тонких лейст (удлинение 1:3, 1:6) часто присутствует в субвулканических липаритах и обладает зеленовато-коричневым или зеленовато-бурым слабым плеохроизмом.

Основная масса субвулканических липаритов тонкозернистая, нередко в ней можно наблюдать сферолитовые участки, представленные секториальными прорастаниями кварца и калиевого полевого шпата. Иногда в ней наблюдается слабая перекристаллизация, выражающаяся или в волнистом погасании сферолитов, или же в индивидуализации волокна кварца и полевого шпата. Встречающиеся перлитовые отдельности в основной массе липаритов характеризуются интенсивной перекристаллизацией. Вторичные минералы развиваются равномерно по всей породе. Наиболее характерные из них, серицит и мусковит, отмечаются по фенокристаллам кварца, плаггиоклазу, биотиту и основной массе. Серицит образует мельчайшие чешуйки и более распространен, чем мусковит. В биотите, иногда полностью его замещая, встречаются хлорит и эпидот, реже эпидот развивается по плаггиоклазу.

Изучением аксессуарных минералов в субвулканических липаритах занимался Ю. И. Мельниченко. По результатам его анализов, в липаритах отмечаются апатит, циркон, сфен, ортит, флюорит, магнетит и пирит. Апатит встречается в виде бесцветных или молочно-белых бесформенных разностей, иногда окрашенных в бурый цвет из-за окислов железа. В шлифах образует мелкие призмы или тонкие листочки раз-

мером до 0,3 мм. Единичные знаки циркона отмечаются в форме циртолита (активный циркон) дипирамидально-призматического облика или его осколков копьевидной формы. Цвет розовато-бледный. Сфен также довольно редок, встречается в единичных знаках, цвет зерен медово-желтый. Ортит представлен обломками различной формы, от темно-коричневого до черного цвета. Флюорит образует бесформенные обломки от бледно-розовой до фиолетовой окраски, реже серый или темно-серый, прозрачных зерен мало. Магнетит встречается в виде октаэдрических зерен серого цвета, реже встречаются бесформенные обломки. Пирит образует единичные зерна в виде бесформенных обломков.

Граниты и гранит-порфиры

Штоки гранитов и гранит-порфиров (гипабиссальная фация) отмечены в районе вулкана Ларинского, экструзии Береговой, в центральной части кальдеры оседания Горелой. Форма штоков в основном изометрическая, хотя встречаются и несколько удлиненные тела площадью не более 10 км². Внешне породы массивные кристаллические, розовато-серые с крупными выделениями белого или розового полевого шпата и прозрачного кварца. Состав и содержание основных компонентов и их размеры приведены в табл. 9.

Таблица 9

Состав и содержание основных компонентов
гранитов и гранит-порфиров

Компонент	Содержание в %	Размер, мм
Основная масса	25—5	
Фенокристаллы:		
кварц	30—35	0,5—1,5 до 5,0
калиевый полевой шпат	20—25	1,2—2,5 до 8,0
плаггиоклаз	20—25	0,8—1,5 до 2,5
биотит	5—10	0,2—0,5

Фенокристаллы кварца идиоморфные или ксеноморфные округлой или несколько неправильной формы с оплавленными краями. В большинстве случаев он катаклазирован. Раздробленные участки кристалла обладают волнистым угасанием. Вдоль трещин нередко развивается мелкозернистый

кварца. Взаимоотношение фенокристаллов кварца с основной массой сложное. Часто можно наблюдать, как микрогранитная основная масса как бы врастает в края кристаллов кварца.

Сам фенокристалл нередко содержит включения мелких кристалликов калиевого полевого шпата или же образует с ним аксиолитовые сростки. Калиевые полевые шпаты представлены пертитом (микропертитом), образующим слабо удлиненные таблитчатые фенокристаллы. Среди них многие интенсивно деформированы, а некоторые полностью раздроблены. Плагноклаз (олигоклаз) с углом угасания в симметричной зоне $12-14^\circ$ образует слабо выраженные призматические или просто таблитчатые финокристаллы. Полисинтетические двойники встречаются редко. Биотит буровато-зеленый, со слабым плеохроизмом.

Основная масса гранитов и гранит-порфиров гранофировая, микрогранитовая или микропегматитовая. Последняя представлена микропегматитовыми сростками кварца и полевого шпата. Иногда эти два минерала образуют сферолитовую структуру (фото 59).

Вторичные минералы развиваются как по фенокристаллам, так и по основной массе. Наиболее широко распространен серицит. Больше других подвержен серицитизации плагноклаз. Калиевые полевые шпаты обычно в той или иной степени пелитизированы, а биотит подвержен хлоритизации и эпидотизации. Карбонаты встречаются редко, обычно по плагноклазу. Основная масса также подвержена всем перечисленным изменениям, однако чаще по ней развивается серицит.

Акцессорные минералы гранитов и гранит-порфиров представлены цирконом, апатитом, монацитом, флюоритом, лейкоксом, якобитом и рудным. Циркон полупрозрачный или бледно-розовый, реже прозрачный, призматической формы в виде мелких кристалликов размером $0,2-0,005$ мм. Флюорит содержится в весовых количествах, образуя обычно обломки неправильной формы, иногда форма его октаэдрическая. Цвет бледный или серый, реже бледно-фиолетовый. Диаметр зерен $0,6$ мм. Лейкоксен самостоятельно встречается редко, обычно развивается по магнетиту. Якобит образует бесформенные обломки черного цвета (определен рентгеноструктурным анализом).

Дациты

Это плотные серые, до темно-серых, породы с порфировыми выделениями полевых шпатов (до 20—25 проц.) и афировой основной массой. Порфировая структура обусловлена присутствием вкрапленников плагиоклаза, реже встречаются темноцветные минералы или выделения кварца. Плагиоклаз (олигоклаз) представлен короткопризматическими, со слабым удлинением, кристаллами размером от 0,5 до 2 мм. Двойниковые — по альбитовому закону. Кристаллы подвержены сильным вторичным изменениям, особенно серицитизации. Это затрудняет измерение угла симметричного погасания, который колеблется от 15 до 23°. О. Г. Старов считает, что, помимо прочего, плагиоклаз подвержен деанортизации и что первоначальный его состав был более основным. Кварц встречается главным образом в основной массе в виде мелких (0,05 мм) выделений неправильной формы. Из темноцветных минералов — биотит в виде удлиненных чешуек до 2 мм с характерными опацитовыми каймами. Иногда листочки биотита нацело замещаются хлоритом. Основная масса имеет кварцево-полевошпатовый состав с включениями мельчайших обломков плагиоклаза. Структура ее аллотриоморфная или фельзитовая, реже сферолитовая. По ней в виде мельчайших чешуек и агрегатов равномерно развит эпидот и серицит. Акцессорные минералы представлены мелкими призматическими кристалликами апатита и лучистыми розетками турмалина с хорошим плеохроизмом. Рудный минерал (магнетит) равномерно распылен по всей массе породы.

Андезитовые порфириды

Андезитовые порфириды — зеленовато-серые, зеленовато-бурые или грязно-зеленые с разнообразными структурно-текстурными свойствами основной массы и постоянным составом вкрапленников. Для них характерна порфировая структура, обусловленная присутствием одного или двух главных породообразующих минералов, по названию которых можно выделить и две разновидности пород — плагиоклазовые и, более редкие, плагиоклаз-пироксеновые (фото 60). Текстура пород массивная, мелкокристаллическая, иногда миндалекаменная (миндалины до 2 мм, выполнены хлоритом, эпидотом).

Фенокристаллы плагиоклаза имеют форму удлиненных призм размером от 0,5 до 2—3 мм с характерными полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Зерна пироксена — удлиненной формы, почти всегда замещены хлоритом и карбонатами.

Основная масса состоит из мелких лейст плагиоклаза, разложенного стекла с небольшим количеством рудного минерала и апатита. Структура ее микролитовая, пилотаситовая или диабазовая, призматически зернистая. Рудные минералы, составляющие 1—2 проц. от общего объема породы, представлены спорадической вкрапленностью мелких хорошо ограненных зерен магнетита и морфологически неограниченных выделений гематита, по краям которого развивается лимонит. Наиболее распространенными вторичными минералами являются хлорит, образующий по плагиоклазу, темноцветным и стеклу радиально-лучистые агрегаты. Часто он встречается в ассоциации с эпидотом, карбонатом и кварцем. Эпидот развивается по плагиоклазу как продукт деанортитизации или в миндалинах в виде мелкозернистых агрегатов совместно с кварцем и хлоритом. Карбонаты наблюдаются как продукты замещения по другим минералам, но образуют и самостоятельные скопления.

Диабазовые порфириды

К диабазовым порфиридам относятся лавы с офитовой или порфировой структурой, слагающие реликты покровов по периферии депрессий. Внешне это серые, до темно-серых, с зеленоватым до бурого оттенком породы с массивной мелкокристаллической структурой и, обычно, миндалекаменной текстурой (фото 61). Миндалины имеют неправильную, реже — овальную форму размером от 1,0 мм до 1,5 см (фото 62). Распределение их по породе неравномерное и увеличивается к нижним частям потока. Заполнены они чаще кальцитом (фото 62а), реже халцедоновидным кварцем (фото 62б). Нередко миндалины имеют зональное строение, обусловленное неравномерной раскристаллизацией расплава от центра к периферии миндалин (фото 62г). Выветрелые миндалины часто образуют «ноздреватую» поверхность. Иногда в диабазовых порфиридах встречаются шлаковые корки.

Диабазовые порфириды характеризуются постоянным присутствием фенокристаллов лабрадора, моноклинного пироксе-

на и продуктов разложения оливина. Из вторичных минералов широко развит хлорит, реже встречаются карбонаты, эпидот, серицит и идингсит, кварц и гидроокислы железа, а среди аксессуарных минералов присутствуют апатит и магнетит. Структура пород офитовая и порфирировая. Первые разности представляют собой породы, главная масса которых сложена удлиненными лейстами плагиоклаза (до 60 проц. от всего объема породы), образующего полисинтетические двойники, между которыми расположены ксеноморфные кристаллы пироксена.

Часто наблюдается просто стекловатый базис, представленный продуктами разложения — хлоритом и рудным. Структура основной массы микродиабазовая или пилотакситовая (фото 63).

В порфирированных диабазовых порфиритах среди офитовой или пилотакситовой основной массы появляются более крупные фенокристаллы лабрадора, пироксена или продуктов разложения оливина (последние встречаются крайне редко). Они равномерно распределены по породе, немногочисленны, размер их редко достигает 2—3 мм. Порфирированная структура затушевана из-за повсеместного развития вторичных минералов как по основной массе породы, так и по фенокристаллам, большинство из которых полностью замещено. Так, тонкочешуйчатый хлорит развивается и по пироксену, и по лабрадору, часто совместно с карбонатом и тонкими отсрочками из кварца. Зерна оливина полностью замещены идингситом и хлоритом или агрегатом из хлорита кварца и магнетита. Карбонаты нередко образуют вместе с хлоритом псевдоморфозы по различным кристаллам.

О ФОРМАЦИОННОМ СОСТАВЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Как видно из изложенного, в составе Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий наблюдаются сложные ассоциации пород, образование которых зависело от глубины и состава магматических очагов, питающих вулканы депрессий. С учетом этой генетической связи, отмеченной еще Г. Д. Афанасьевым (1960), вулканические образования депрессий, как уже отмечалось выше, можно отнести к двум типам формаций: базальт-андезитовой и липаритовой (игнимбритовой, по И. М. Сперац-

Формационная принадлежность вулканогенных пород
Монастырской депрессии

Наименование породы	Коллич. химич. анализ.	Na+K Al—Ca	Na ₂ O K ₂ O	Сумма щелочей	О к с л ы, %					Формационная принадлежность
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	
Диабазовые порфириты	6	138 < 208	>	5,12	50,15	1,87	16,41	3,39	6,37	базальт - андезитовая
Андезитовые порфириты	4	90 < 203	<	3,50	54,88	1,31	15,94	5,18	6,05	
Дациты	4	164 < 316	<<	6,85	65,07	0,40	16,82	0,98	0,80	липаритовая
Игнимбриты	20	174 < 247	<<<	7,28	74,96	0,17	13,33	0,14	0,71	
Фельзиты	12	162 < 269	<<<	6,45	74,25	0,52	14,24	0,41	0,54	»
Липариты	8	114 < 243	<<	4,70	76,39	0,16	12,92	0,33	0,45	»

Таблица 11

Формационная принадлежность пород Лозанской депрессии

Наименование породы	Коллич. химич. анализ.	Na+K Al—Ca	Na ₂ O K ₂ O	Сумма щелочей	О к с л ы, %					Формационная принадлежность
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	
Диабазовые порфириты	4	156 < 284	>	5,06	45,48	1,37	19,54	3,99	5,54	базальт-андезитовая
Андезитовые порфириты	1	224 < 251	<	8,54	58,5	0,81	14,85	0,28	2,27	
Дациты	3	206 < 364	>>	7,46	66,71	0,60	14,57	0,21	0,95	липаритовая
Игнимбриты	24	140 < 229	<<<	5,27	76,89	0,24	12,11	0,32	0,49	
Фельзиты	12	170 < 250	<<<	6,45	75,22	0,41	12,85	0,15	0,10	»
Липариты	7	128 < 258	<<<	5,25	75,86	0,26	13,33	0,15	0,09	»

ской, 1967). Выделение указанных двух формационных типов пород подтверждается и методикой, предложенной Г. Л. Добрецовым в 1972 г. (табл. 10, 11).

Базальт-андезитовая формация представлена дифференцированным рядом пород — от диабазовых и андезитовых порфиритов до дацитов, фельзито-дацитов и кислых туфов со слабой щелочной тенденцией. Игнимбритовая формация, в составе которой различные типы игнимбритов, туфы, экструзии и субвулканические интрузии, связана с гранитной магмой. Внешняя форма проявления двух типов формаций в пределах вулканотектонических депрессий выразилась прежде всего в присутствии контрастных по составу и различных по генезису пород: диабазовых порфиритов и игнимбритов.

Одновременное присутствие базальтов и кислых игнимбритов отмечается в вулканотектонических депрессиях Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Фремд, Рыбалко, 1968), Буреинского массива (Котляр и др., 1970; Ван Ван-Е и др., 1970), Охотско-Чукотского вулканического пояса (Сперанская, 1967 и др.), в кальдерных депрессиях провинции Квинсленд и др. Причем в наиболее эродированных из них, например, комплексе массива Марубе на Африканском щите (Сох. а. о., 1965) смешения расплавов на глубине не обнаруживается. Совместное нахождение базальтов и риолитов в пределах изолированных вулканотектонических впадин объясняется, по-видимому, сменой во времени базальтовых излияний из глубинного магматического очага риолитовыми извержениями кислых «коровых» очагов.

Глава IV

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И СТАНОВЛЕНИЕ ДЕПРЕССИИ

ХИМИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Наиболее ранние продукты вулканизма породы корольковского комплекса относятся к известково-щелочной

серии (индекс Пиккока—53). Однако, по А. Ритману, показатель родства колеблется в широких пределах от 1 до 6, из чего можно заключить, что начальные продукты вулканизма корольковского комплекса относятся к атлантическому (тихоокеанско-атлантическому) типу, а поздние, в составе которых кислые породы, — к тихоокеанской серии. Другая группа, с которой связано формирование пород светлоярского комплекса, относится, по А. Ритману, к сильно тихоокеанскому — предельно тихоокеанскому типу с показателем родства 1,8—0,5.

Петрохимические особенности пород корольковского комплекса детально изучены как для покровов, так и для руин стратовулканов по данным петрохимических анализов образцов из коллекции автора и Е. А. Кириллова. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 33) рои векторов образуют на плоскости ASB две хорошо выраженные выпуклые полосы, протягивающиеся в диагональном направлении от левого нижнего угла к правому верхнему. Наклонное положение вариационных линий 1 и 2 отчетливо указывает на повышение щелочности с увеличением кислотности. Длина и направление векторов пород комплекса в различных частях плоскости не остаются постоянными. В нижней части они наиболее длинные и круто или слабо наклонные вправо, что связано с высоким содержанием железа, магния и меньше калия. Выше появляется слабый наклон векторов влево. Одновременно они становятся короче, а некоторые из них отчетливо повернуты влево. Это объясняется появлением кислых пород, в составе которых отмечается уменьшение фемической составляющей и появление относительной перенасыщенности глиноземом.

Характерно, что в кислых продуктах корольковского комплекса фемическая составляющая преобладает над магnezальной. Для левой части диаграммы (плоскость CSB) пород комплекса характерно некоторое преобладание щелочных алюмосиликатов над кальциевыми, о чем свидетельствует близость векторов поля к оси SB по сравнению с положением векторов на плоскости ASB. Интересно поведение щелочей. Длина векторов на CSB свидетельствует о присутствии натрия, а различный их наклон говорит о равном или меньшем его содержании по сравнению с калием. С увеличением кислотности содержание калия увеличивается, что минералогически выражается появлением калиевых полевых шпатов.

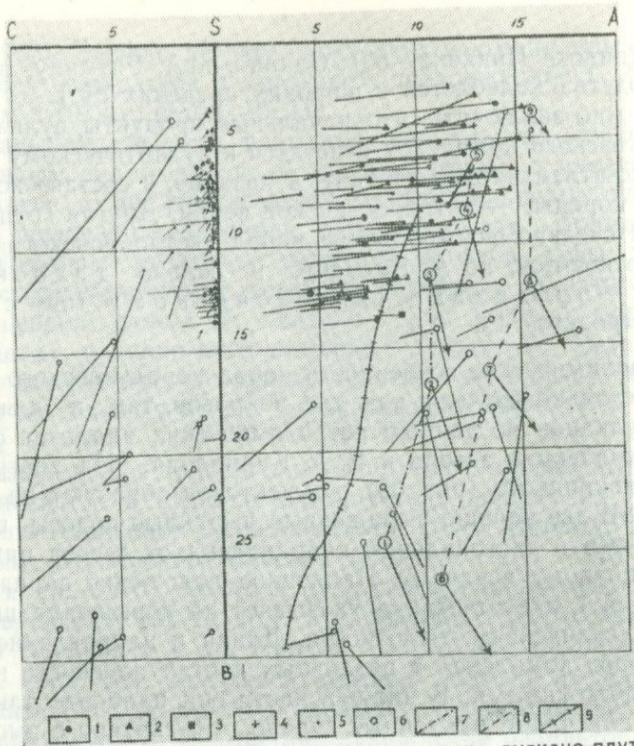


Рис. 33. Диаграмма А. Н. Заварицкого для вулкано-плутонических пород депрессий.

1—5— породы светляровского комплекса: 1—игнимбриты; 2—фельзиты; 3—липариты; 4—граниты; 5—пирокластические породы; 6—породы корольковского комплекса; 7—8—средние типы интрузивных пород по Р. Дэли: 7—нормальных; 8—субщелочных; 9—тип Пеле. Цифры в кружочках: 1—габбро; 2—диориты; 3—кварцевые диориты; 4—гранодиориты; 5—граниты; 6—эссекитовые габбро; 7—монциты; 8—щелочные граниты; 9—щелочные граниты.

Для вулканических пород комплекса характерна эволюция состава в сторону увеличения общей железистости и кислотности. При этом наблюдается закономерное изменение других окислов, что видно на треугольной диаграмме (рис. 34) и диаграмме Харкера (рис. 35). Большинство из них (за исключением окисей алюминия и калия) близки по своей форме к лавам Лассе-Пик (Боуэн, 1934). Плавное изменение вариационных кривых свидетельствует о нормальном ходе дифференциации расплавов основного состава и связано с повышением роли летучих компонентов и увеличе-

нием кремнезема в их составе. Это ясно выражено в интеграции вулканических форм и изменении коэффициента эксплозивности (E) от наиболее ранних излияний диабазовых порфиритов (E=0—10%) до формирования стратовулканов (E=30—50%).

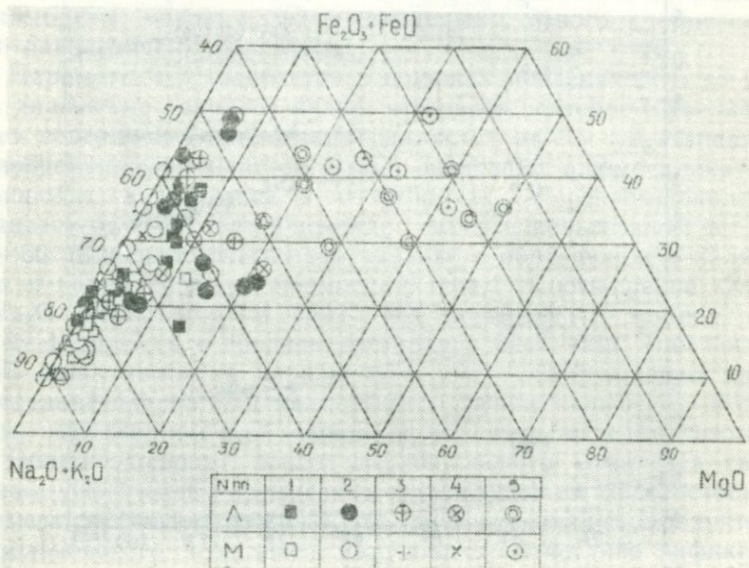


Рис. 34. Треугольная диаграмма для пород корольковского и светлоярковского комплексов.

Важным признаком в эволюции магматического расплава при формировании пород корольковского комплекса является постоянная сумма $alkal$, колеблющаяся от 31 до 28. Это позволяет сделать вывод о преобладании фракционной кристаллизации в процессе формирования пород комплекса без заметной аккумуляции кристаллической фазы. Для последней, как было установлено А. Стейнером (Steiner, 1958), постоянство $alkal$ не наблюдается. По-видимому, происходила фракционная кристаллизация известково-щелочной базальтовой магмы преимущественно на пути ее продвижения из глубинного очага по разломам, т. е. в условиях магматической колонны. Возможно, что процесс фракционной кристаллизации протекал и в промежуточном очаге, формирование которого начиналось в верхней части коры под депрессиями. Дифференциация в условиях магматической колонны

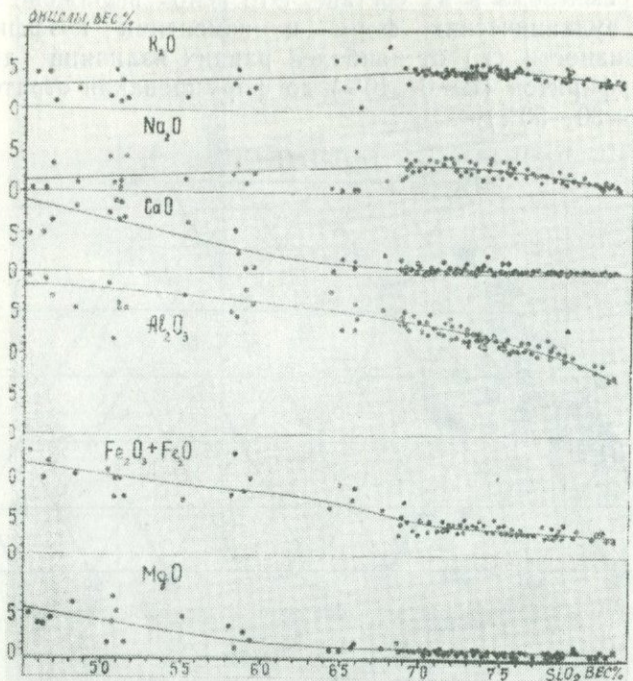


Рис. 35. Вариационная диаграмма Харкера для главных породообразующих окислов корольковского и светлаяровского комплексов.

в промежуточном очаге была длительной и имела прогрессирующее направление. Отсутствие повышенной магнезиальности в породах корольковского комплекса, как это видно на треугольной диаграмме (рис. 34), свидетельствует, очевидно, о том, что поступлений новых порций магмы в глубинный очаг не происходило.

В продуктах светлаяровского комплекса отмечается некоторая преобладание в изменении главных породообразующих окислов по отношению к корольковскому комплексу. Однако сами петрохимические характеристики приобретают ярко выраженное индивидуальное значение и должны рассматриваться самостоятельно. Так, для светлаяровского комплекса в целом характерно повышенное содержание кремнезема и глинозема при пониженном содержании железа и почти полном отсутствии магния и кальция. На плоскости ASB большинство векторов расположено вблизи верши-

ны «В», что позволяет отнести породы комплекса к классу сильно перенасыщенных кремнеземом. Минералогически это выражается появлением в большинстве пород комплекса свободного кварца. В этом смысле многие из них, например, игнимбриты, можно назвать кварцевыми. Много кремнезема и в лавобрекчиях фельзитов.

Параметр «а» колеблется в широких пределах от 5 до 15. На диаграмме (рис. 33) видно, что часть векторов с увеличением содержания кремнезема удаляется от оси SB. Значит, одновременно повышается и роль щелочных алюмосиликатов в породах, в частности, в игнимбритах. Перенасыщенность глиноземом выражается прежде всего в повышенном a' до 50—60. Минералогически это связано с образованием калиевых и калинатровых алюмосиликатов. Соотношение K_2O и Na_2O непостоянно, в связи с чем параметр p изменяется от 2—1 до 17, а в среднем составляет 3—7. На плоскости CSB лишь немногие породы комплекса обнаруживают преобладание натрия над калием. Эти случаи являются, в общем, исключением и объясняются, вероятно, метасоматозом.

Общая эволюция пород светлоярковского комплекса связана с увеличением кремнезема и уменьшением железистости. Момент, когда нормальный ход дифференциации продуктов корольковского комплекса нарушается, отчетливо зафиксирован на плавных вариационных кривых диаграмм Харкера (рис. 35), образующих в этом месте, по меткому выражению Э. Н. Эрлиха, своеобразные «колена», за которыми уже выделяются производные кислой магмы — ассоциации пород светлоярковского комплекса. Для пород комплекса характерно непостоянство $alkal$ (от 20—22 до 32), что свидетельствует о внутрикоровом характере дифференциации, по-видимому, с участием процессов гибридизации и ассимиляции. Вероятно, значительного привноса магнезиально-железистых минералов с глубин не происходило, т. е. дифференциация протекала в промежуточном очаге.

Промежуточный очаг в данном случае может рассматриваться как полузакрытая система (в отличие от закрытой в условиях магматической колонны). Дифференциация протекала в нем в присутствии процессов газового переноса щелочей и кремнезема с нижних горизонтов магматического расплава, которые, в отличие от магния, алюминия и кальция, хорошо растворяются в перегретом водяном паре (Мори, 1952; Кеннеди, 1957 и др.).

Накопление кремнезема и щелочей в расплаве в процессе дифференциации может быть обеспечено, по мнению Осборна (Осборн, 1966), за счет высокого давления кислорода в расплаве. При развитии промежуточного очага повышение порционного давления кислорода могло возникнуть в нем за счет увеличения трещиноватости в кровле. С другой стороны, его источником могли служить пары воды, входящие в состав летучих. Распределение летучих в промежуточном очаге, по-видимому, было неравномерным. Аккумуляция летучих воды, кремнезема и щелочей происходила в местах пониженного давления.

В кровле промежуточного очага возникали конусы газового выплавления или раздувы, преобразующиеся в дальнейшем в периферические магматические очаги с автономным развитием расплава, т. е. в открытой системе. Магма этих очагов была более насыщена кремнеземом и щелочами, чем в промежуточном очаге.

Рассматривая процессы дифференциации в промежуточном и периферическом очагах, следует упомянуть о роли кристаллизации. Присутствие в продуктах светлоярского комплекса высокотемпературных минералов — ксенолитов, в частности биотита, а также интрателлурических вкрапленников кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза свидетельствует о далеко зашедших процессах кристаллизации. При перемещении такого расплава в более верхние горизонты коры за счет падения давления и увеличения роли летучих, кремнезема и, как было выяснено, коэффициента фракционирования, вероятно, происходило местное повышение температуры, сопровождающееся коррозией фенокристаллов и увеличением кварцево-полевошпатового метастазиса не только в игнимбритах, но и субвулканических липаритах и в экструзивных фельзитах.

Различие в эволюции продуктов корольковского и светлоярского комплексов видно на изменении содержания щелочей в зависимости от кремнезема (рис. 35). Если в базальтовом расплаве эта зависимость была прямо пропорциональной, то в кислой магме наблюдается прогрессивно убывающая тенденция в изменении вначале натрия, а позднее и калия. Вероятно, не будет ошибкой, если сказать, что в конце вулканизма депрессий наблюдается смена слабо щелочного состава вулканогенных пород кислым в результате кислотного метасоматоза. Эта черта характерна для завершающих эта-

пов кислого вулканизма и отмечалась в 1967 г. Г. М. Власовым, а теоретически обоснована расчетами Д. С. Коржинского (1961). Как было показано, наиболее кислые продукты светлоярковского комплекса связываются с экструзиями фельзитов, часто заполняющими жерла вулканов, например, Каменного. Именно в таких случаях и характерно проявление кислотного метасоматоза.

СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕПРЕССИИ

Тектонические процессы и глубинные вулканические явления, обусловившие формирование Монастырской и Лозанской вулкано-тектонических депрессий, хорошо сопоставляются с эволюцией вулканизма. В зависимости от типа и интенсивности вулканизма, а также характера преобразования структуры можно выделить три стадии (рис. 36, 37). Вулкано-генные образования 1 и 2-й стадий, охватывающие интервал времени образования пород корольковского комплекса, связаны с излиянием лав основного состава и формированием стратовулканов, а 3-й стадии — с кислым игнимбритовым вулканизмом, продукты которого отнесены к светлоярковскому комплексу (табл. 12).

Излияние лав основного состава и формирование стратовулканов

На первой стадии отдельные блоки Черниговского синклинория начинают погружаться, заполняясь продуктами вулканической деятельности, в то время как Спасский и Вознесенский антиклинории продолжают размываться. Вулканическая деятельность началась с излияния лав основного состава в западной и южной частях Монастырской депрессии. По разломам фундамента известково-щелочная магма устремляется из глубинного очага к поверхности, где формируются отложения корольковского комплекса. Присутствие в нижних частях разреза комплекса терригенных образований свидетельствует о том, что погружение блоков фундамента предшествовало вулканической деятельности.

Сохранившиеся до нашего времени реликты древних покровов, особенно в южной части Монастырской депрессии, как было показано, фациально изменчивы, терригенный материал, представленный алевритами, песчаниками и конгломерата-

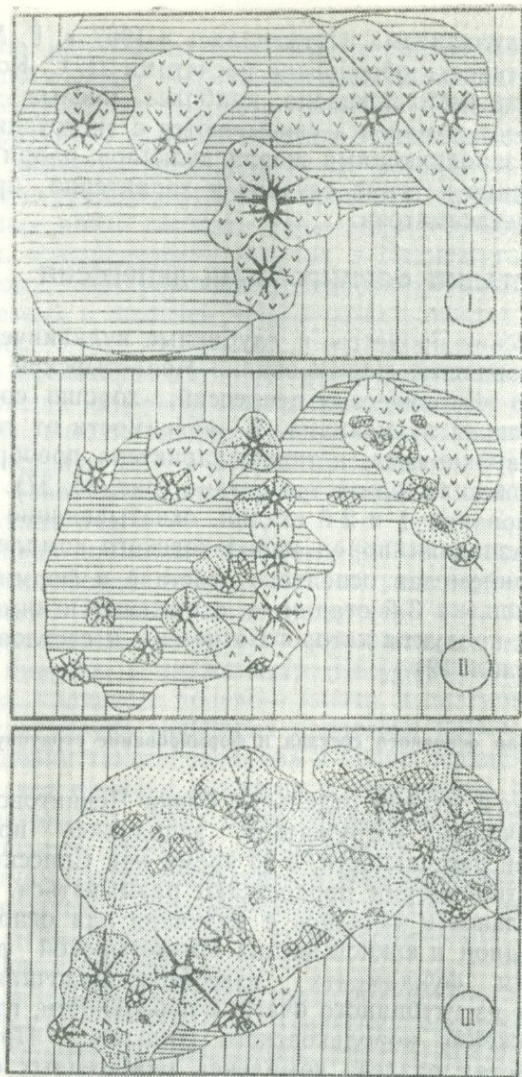


Рис. 36. Схема эволюции вулканической деятельности Монастырской и Лозанской депрессий.
 1 — конец первой и начало второй стадий вулканизма; 2 — конец второй и начало третьей стадии вулканизма; 3 — третья стадия вулканизма. Современное состояние депрессий и условные обозначения см. на рис. 36 (продолжение).

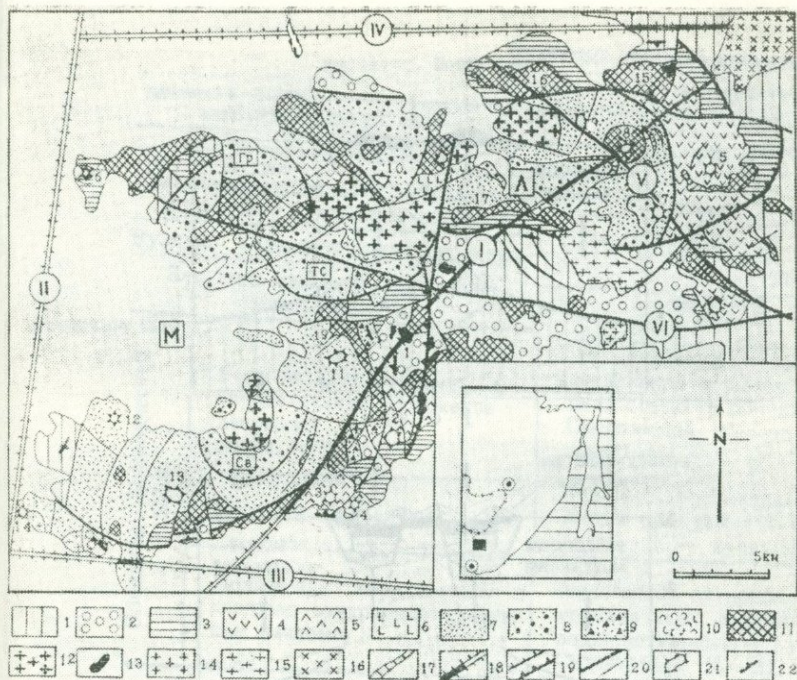
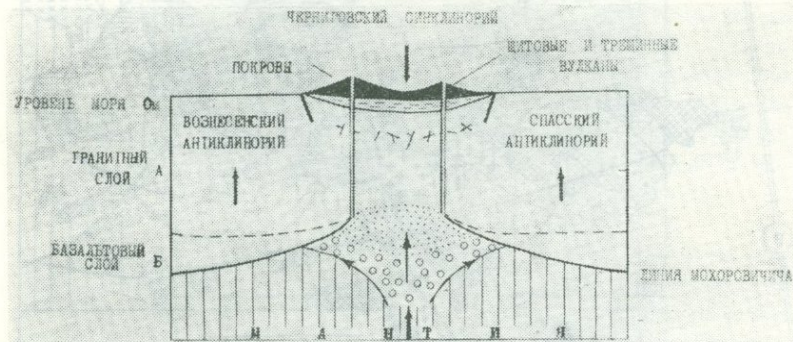
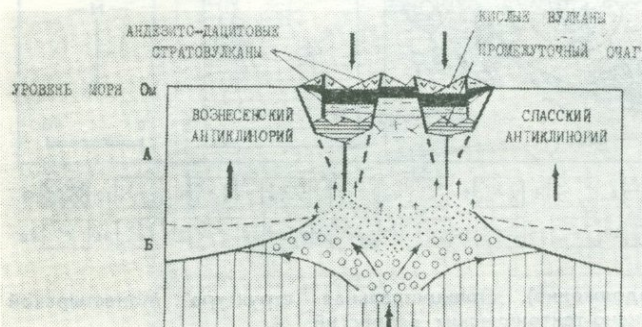


Рис. 36. (продолжение). Принципиальная структура Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий.

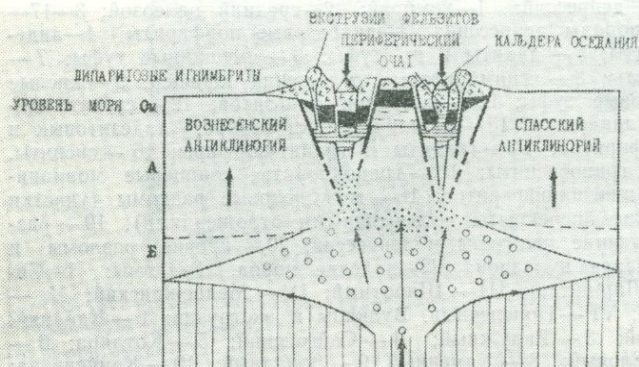
1—2—фундамент депрессий: 1—кембрий; 2—средний палеозой; 3—17—позднепермские породы депрессий; 3—диабазовые порфириды; 4—андезитовые порфириды; 5—дациты и их туфы; 6—смешанные туфы; 7—кислые игнимбриты; 8—игнимбритовые отложения кальдер; 9—кислые туфы; 10—пепловые туфы; 11—экструзии фельзитов; 12—субвулканические интрузии липаритов; 13—дайки и штоки габбро, андезитовых и диабазовых порфиритов; 14—граниты и гранит-порфиры; 15—сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты; 16—гранодиориты, кварцевые монцитониты; 17—дайки плагиопорфиритов; 18—межблоковые разломы (участки разлома — светлые, перекрыты четвертичными отложениями); 19—разломы, ограничивающие кальдеры и депрессии; 20—прочие разломы и разрывы; 21—жерла вулканов; 22—падение пород. Разломы: I—Синегорский; II—Ларинский; III—Широтный; IV—Медвежинский; V—Северо-Западный; VI—Поперечный. Вулканы и экструзии: 1—Кабаний; 2—Васиановский; 3—Радужный; 4—Сайганский; 5—Котляра; 6—Халкидон; 7—Еловый; 8—Каменный 9—Западный; 10—Конненкова; 11—Горбатый; 12—Ветровой; 13—Маяк; 14—Ларинский; 15—Медвежья; 16—Крутая; 17—Овражная; 18—Восточная; 19—Овальная. Кальдеры оседания: Св—Светлая, Гор—Горелая, ТС—Толстая Сопка.



1 стадия



2 стадия



3 стадия

Рис. 37. Схема формирования Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий.

Общая характеристика вулканических форм депрессий

Признаки	Вулканические формы		
	1 группа	2 группа	3 группа
Особенности структурного положения внутри депрессии	Расположены во внешней зоне депрессий		Концентрируются во внутренней зоне депрессий
Преобладающие вулканические формы	Покровы	Руины стратовулканов	Корни вулканов, экструзии, эродированные кальдеры
Абсолютное (и отч.) превышение в м	Около 200 м (менее 50 м)	До 300 м (около 150 м)	От 300 до 800 м (от 200 до 600 м)
Состав пород	Диабазовые и андезитовые порфириты, спилиты, алевролиты, песчаники, конгломераты	Диабазовые и андезитовые порфириты, дациты, фельзодациты и их туфы, песчаники, туфопесчаники	Кислые игнимбриты, агломератовые, обломочные и пепловые туфы, вулканические брекчии, фельзиты, липариты, граниты и кальдерно-озерные отложения
Фации	Покровные, субвулканические	Покровные, жерловые, экструзивные	Покровные, жерловые, экструзивные, субвулканические и гипабиссальные
Вулкано - плутонические комплексы	Корольковский		Светлоярский
Формации	Базальт-андезитовая		Липаритовая
Вулканическая деятельность	Гавайский тип извержения (Е — не более 5%, частично подводные извержения)	Стромболианский тип извержения (Е — до 45%)	Игнимбритовый вулканизм, возможно, пелейские извержения (Е — до 95%), а также экструзии
Примеры	Реликты древних покровов	Руины стратовулканов Халкидон, Радужный, Котляра, Вассиановского и др.	Корни кислых вулканов Ларинского, Маяка, Горбатого, Каменного, Елового и др., полигенные экструзии Овальная, Овражная и др., эродированные кальдеры Светлая, Горелая и др.

Основные тектоно-магматические элементы, определяющие позицию эндогенного оруденения в Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессиях

		Западно-Сихотэ-Алинский	
		Синегорская	
		Позднепермский	
Вулканический пояс			
Вулканическая зона			
Кульминационный момент вулканизма			
Фундамент вулканической зоны		Метаморфические и терригенно-осадочные нижнепалеозойские толщи юго-восточной части Ханкайского массива	
Вулcano - тектонические структуры		Лозанская	Монастырская
Ведущие элементы эндогенной минерализации		Pb, Zn, Mo, F, TR и др.	Mo, Pb, Zn, Cu, As, F, TR и др.
Элементы вулканической зоны	Региональные разломы, определяющие положение депрессий	Региональные разломы, согласные с общим простираением вулканической зоны, а также поперечные разломы, создающие в целом блоковое строение фундамента, благоприятное для формирования вулcano-тектонических структур обрушения Синегорский, Северо-Западный, Широ́тный, Медве- Синегорский, Ларинский, Сайганский, Широ́тный жинский.	
	Характер вулканизма	Мощные проявления вулканизма трещинного и центрального типов в пределах структур обрушения. Эволюция продуктов вулканизма от основного до кислого состава. Развитие вулканизма по схеме: покровы — экстррузии — субвулканические интрузии.	
	Положение оруденения и главные рудоконцентрирующие разломы	Эндогенное оруденение тяготеет к наиболее проницаемым полостям региональных разломов, пространственно совпадающих с вулcano-тектоническими депрессиями обрушения, в пределах которых совмещены магмоподводящие каналы и рудоконцентрирующие узлы. Синегорский (С—В), Северо-Западный (С—З) Синегорский (С—В)	
Элементы вулcano-тектонических структур	Тип и главные элементы вулcano-тектонической структуры	Вулcano-тектонические депрессии с центральным опущенным блоком (структура «конка»). Внутриблоковое строение депрессий определяется полукольцевыми и линейными разломами. Отмечаются небольшие по размерам эродированные кальдеры оседания (кольцевые комплексы), а также аппараты центрального типа и экстррузии различных типов.	
	Игнимбритовый вулканизм	На заключительной стадии развития депрессий широко проявился игнимбритовый вулканизм с последующим внедрением мелких штоков субвулканических липаритов и гранит-порфиров, а позднее внедрением даек основного и среднего составов. Вулканизм сопровождался формированием кальдер оседания, куполовидных вулканов, полигенных (трещинных) экстррузий, моногенных некков, даек и штоков.	
	Положение оруденения	Оруденение тяготеет к центральной наиболее опущенной части (блоку) депрессии, где развиты мелкие штокообразные экстррузии и аппараты центрального типа.	Оруденение располагается в опущенной внешней части Главного кольцевого сброса, в умеренно кислых экстррузиях линейной и изометричной формы.
Элементы вулканических аппаратов	Расположение вулканических аппаратов	Вулканические аппараты центрального и трещинного типа занимают двойственную позицию: с одной стороны, контролируются крупными наложенными разломами, с другой — кольцевыми и радиальными разломами.	
	Фации, благоприятные для локализации оруденения	Экзо- и эндоконтактовые части экстррузий (чаще фельзитов и липаритов), даек и штоков.	
	Рудовмещающие тектонические элементы	Поствулканические наложенные разломы зоны брекчирования, расланцевания, структуры типа «конский хвост».	

ми, часто на коротком расстоянии выклинивается, замещаясь в восточной части Монастырской и на всей площади Лозанской депрессий существенно лавовыми продуктами.

В целом для этой стадии вулканизма были характерны ареальные излияния лавы основного состава с образованием однотипных вулканических форм — покровов, связанных с деятельностью трещинных или, возможно, щитовых вулканов (рис. 38—1) с низким коэффициентом эксплозивности (Е — около 5 проц.). Общий объем изверженных продуктов на этой стадии оценивается в 290—310 км³.

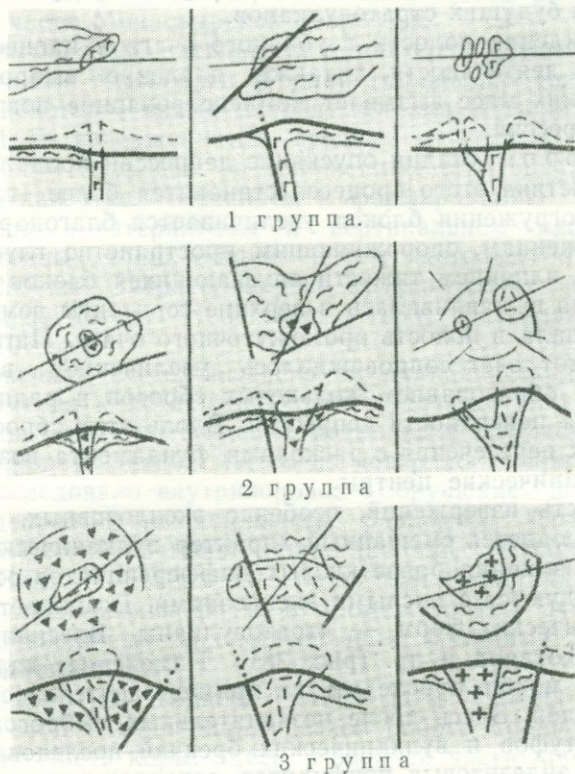


Рис. 38. План и разрез главных типов вулканических форм Монастырской и Лозанской депрессий.

1 группа — реликты древних покровов и корни их излияния; 2 группа — руины стратовулканов и некки, заполняющие жерла стратовулканов; 3 группа — корни кислых вулканов, полигенные экструзии и кальдеры оседания.

К концу этой стадии трещины в верхней части коры, образовавшиеся еще при начальном погружении краевой части массива, приоткрывались, заполняясь встречным потоком слабо дифференцированного в условиях магматической колонны базальтового расплава. В верхней части коры образуется промежуточный очаг, где происходит дальнейшая дифференциация магмы, обогащение ее кремнеземом, щелочами и летучими. При извержении этой магмы по дополнительным путям, связанным с разрывами более высокого порядка, роль эксплозий увеличивается. Возникают ареально расположенные центры будущих стратовулканов.

Освобождение полости глубинного очага в процессе вулканической деятельности, а также давление выброшенных вулканических масс вызывает компенсированное погружение блоков депрессий.

На второй стадии опускание депрессий продолжается, однако кинетика этого процесса становится более сложной. Скорость погружения блоков увеличивается благодаря мощным извержениям, опорожняющим пространство глубинного очага. Под влиянием тяжести опускающихся блоков фундамента магма выдавливалась в верхние горизонты земной коры и поступала в полость промежуточного очага. Нагнетание магмы в этот очаг сопровождалось увеличением верхнего давления и образованием кольцевых сбросов и радиальных разломов на поверхности депрессий. Вдоль этих сбросов или в местах их пересечения с расколами фундамента возникают новые вулканические центры.

Активность извержений, особенно эксплозивных, возрастает. Наблюдается смешанный характер вулканической деятельности: излияния более кислых дифференциатов основной магмы чередуются с кислыми эксплозиями. Возникает новый тип вулканических форм — стратовулканы Вассиановский, Халкидон, Котляра и др. (рис. 38). Изменение характера извержений можно проследить на примере деятельности вулкана Халкидон. Здесь после незначительных выбросов агломератовых туфов и вулканических брекчий последовало излияние лав андезитовых порфиритов, сопровождающееся выбросами пирокластического материала. Затем вулканическая активность резко упала и в жерле вулкана стал формироваться дацитовый купол. Более поздние извержения на этой стадии начинались сразу с выброса кислых туфов и излияния дацитов (например, вулкан Радужный). В целом коэффи-

цент эксплозивности извержения стратовулканов составлял, по-видимому, 30—50 проц.

В удалении от возникших вулканических центров формировались контрастные по составу покровы, в строении которых роль лавовых излияний диабазовых порфиритов резко уменьшилась. Особенно отчетливо это заметно в покровах восточной части Монастырской депрессии. Иногда выбросы кислых продуктов предшествовали излияниям лав основного состава. В результате в строении таких покровов наблюдается обратная последовательность извержения (от кислых к основным). Это, в частности, отмечалось в покровах юго-восточной части Монастырской депрессии.

Таким образом, смешанный характер вулканической деятельности был обусловлен, с одной стороны, продолжающимися еще некоторое время излияниями лав основного состава, с другой, — извержениями средних — кислых продуктов деятельности ареально расположенных стратовулканов. Это привело, как уже отмечалось, к формированию фациально изменчивых в латеральном и вертикальном направлениях вулканогенных толщ, общий объем которых оценивается в 200—250 км³. Затраты энергии вулканических извержений (расчеты по методу Hedervaaгу, 1963) составляют примерно $1,4 \times 10^{13}$ эрг.

В конечном счете, интенсивная вулканическая деятельность привела к истощению промежуточного очага, так как отсутствие новых поступлений расплава с глубины не могло компенсировать расход магмы на поверхности при извержениях. Последовало внутрикоровое обрушение центральных частей депрессий по кольцевым разломам. Опустившиеся блоки депрессий временно приостановили эрупции кислой магмы. Пока на поверхности происходило частичное разрушение вулканических форм, в промежуточном очаге накапливалась кислая магма, обогащенная летучими, кремнеземом и щелочами.

Указанные изменения в составе магм способствовали ее механической и гидродинамической работе по продвижению в верхнюю часть коры. Здесь, в верхней части кровли очага, происходило отслаивание блоков и погружение их в промежуточный очаг. Образующийся при этом естественный вакуум быстро заполнялся газонасыщенной кислой магмой — продуктами крайней дифференциации. Происходил как бы обмен местом, что обеспечивало поступательное движение

расплава к поверхности. Дальнейший более автономный ход дифференциации связан со следующей стадией развития.

Игнимбритовый вулканизм и его связь с кальдерами

На третьей стадии, после того, как магма продвинулась близко к поверхности, начинается мощный игнимбритовый вулканизм, сопровождающий окончательное становление структуры депрессий. Вулканическая деятельность этой стадии характеризуется: а) извержением существенно кислых продуктов, б) резким преобладанием среди них игнимбритов и в) тесной связью игнимбритов с кальдерами оседания.

Извержения игнимбритов, которым предшествовали незначительные (около 5 км³) выбросы пирокластики или излияния липаритов (например, вулкана Каменного) были связаны с деятельностью трещинных и центральных каналов (рис. 38—3). Обычно трещинные каналы представлены крупными сбросами, по которым синхронно с извержением происходило углубление пространства депрессий или образование местных прогибов. К таким каналам можно отнести участок Внутреннего сброса Лозанской депрессии, заполненный сейчас экструзией Овражной, или серию сближенных трещин Главного сброса в районе экструзии Овальной. Синхронно с трещинными извержениями, а чаще в пределах опущенного пространства депрессий, например, в Центральном провале, возникали вулканы центрального типа (вулканы Каменный, Еловый, Западный, Маяк, Горбатый и др.). В результате интенсивных игнимбритовых извержений происходило проседание внутренних частей вулканов, так что сейчас, после длительного периода эрозии, мы наблюдаем, как породы околожерловой фации, а иногда и прилегающих частей конуса наклонены внутрь, к центру жерла. Подобное строение является, по-видимому, характерной чертой структуры кислых корней вулканов депрессии. Близкое к ним строение имеет Караирекский туфоигнимбритовый вулканический аппарат, описанный в Казахстане (Кошкин, 1964).

Кинематика извержения игнимбритового материала (пирокластические обломки стекла и пемзы, кристаллов и пород в газонасыщенном кислом расплаве) запечатлена в неоднородном строении игнимбритовых толщ, в присутствии среди них линз и прослоев обычного прикластического материала, в неравномерном распределении обломочного компонента в

игнимбритах, а также в постепенных переходах игнимбри-тов из вертикального залегания в покровные фации. Все это позволяет присоединиться к мнению Б. И. Пий-па и др. о взрывовывудном характере их извержения подоб-но истечению эмульсионной смеси из сопла. Общий объем игнимбри-тов составляет 600—700 км³.

Для рассмотрения энергетической стороны игнимбри-тово вулканизма сравним баланс тепла и компенсацию его де-фицита к моменту сваривания игнимбри-тов. Грейтон (Greiton 1956) дал температуру в игнимбри-товом очаге прибли-зительно равной 900°C (1200°C — температура плавления маг-мы, минус 314°C — понижение температуры за счет адиаба-тического расширения в камере). Дальнейшие расчеты А. Эварта на примере игнимбри-тов Вакамару (Новая Зелан-дия) показали, что начальная температура извержения иг-нимбри-тов составляет 720—740°C, а затем, в процессе пере-отложения материал понижается на 200° и должна быть на 80—60° меньше температуры, необходимой для спекания. Однако этого не происходит. По подсчетам Бойда (1963), температура игнимбри-тов в момент сваривания равна почти 850°C (по другим авторам — несколько меньше). Тогда ряд исследователей предположил, что теплота для сваривания может поступать дополнительно за счет экзотермических реакций (Энлоус, 1963; Малеев, 1969), а также, вероятно, за счет теплоты раскристаллизации. Эти исследователи счита-ют, что приток тепла может быть достаточен, чтобы поддер-живать температуру сваривания. Эллис (Ellis, 1962), в частности, полагает, что теоретический подъем температу-ры только за счет адиабатических процессов в потоке при раскристаллизации составит около 185°C. Следовательно, по-тери тепла, рассчитанные А. Эвартом, практически компен-сируются. Учитывая это, примем для подсчета энергии из-вержения игнимбри-тов температуру 900°. Общая энергия из-вержения игнимбри-тов и связанных с ними продуктов соста-вит 1.9×10^{13} эрг.

Извержение кислых игнимбри-тов не было причиной пер-воначального погружения дна рассматриваемых депрессий. Игнимбри-товый вулканизм был связан с заключительной стадией развития депрессий и сыграл важную роль в их уг-лублении. Ранее Джонсон (Johnson, 1969), например, отме-тил, что образование структур обрушения Маунт Сусва и

Мененгаи в Кении произошло до игнимбритовых извержений, как, например, впадины Сан-хуан (Luedke, Burbank, 1965). Аналогичные случаи установлены на Буреинском массиве (Каменушинская депрессия, Хингано-Олонойский грабен и др.). Широко известная связь игнимбритов с кальдерами (Устиев, 1961; Баддингтон, 1963; Westerweld, 1963 и др.) наблюдается лишь для эродированных кальдер Светлой, Горелой и Толстой Сопки, проседание которых в периферический очаг происходило синхронно с игнимбритовым вулканизмом.

Тесная сопряженность игнимбритовых извержений с экструзивным вулканизмом и субвулканическими и гипабиссальными интрузиями отражает широко известную связь игнимбритового вулканизма с плутонизмом, в частности, с периферическими магматическими очагами и кальдерами (Устиев, 1961, 1964; Мархинин, 1964; Сперанская, 1967; Фремд, 1969 и др.). Поэтому наиболее полно характер вулканической деятельности на этой стадии можно проследить, рассматривая механизм кальдерного оседания. Для наглядности мы воспользуемся природной моделью периферических очагов, связанных с кальдерами Светлой, Горелой и Толстая Сопка. При составлении такой модели применялся принцип неполного и приближенного подобия с равными комбинациями величин (Розовский, 1969). Выбор величин был обусловлен присутствием почти в каждой из них фаций от покровных игнимбритов, экструзий, фельзитов до субвулканических липаритов и гипабиссальных гранит-порфиров, генетически взаимосвязанных между собой и с установленной очередностью извержения (внедрения) в процессе развития кальдер. Это было взято за критерии подобия при построении природной модели, где последовательное поступление продуктов вулканизма на поверхность рассматривалось как зеркальное отражение слоистого строения периферического очага.

Периферический очаг в близповерхностных условиях до извержения рассматривается в бесконечно малый промежуток времени как закрытая, но не изолированная система, слоистое строение которой могло возникнуть под влиянием таких факторов, как неравномерное распределение температуры, наличие ликвации, разной степени раскristаллизации, насыщенности газами и пр. Учитывая эти и другие признаки,

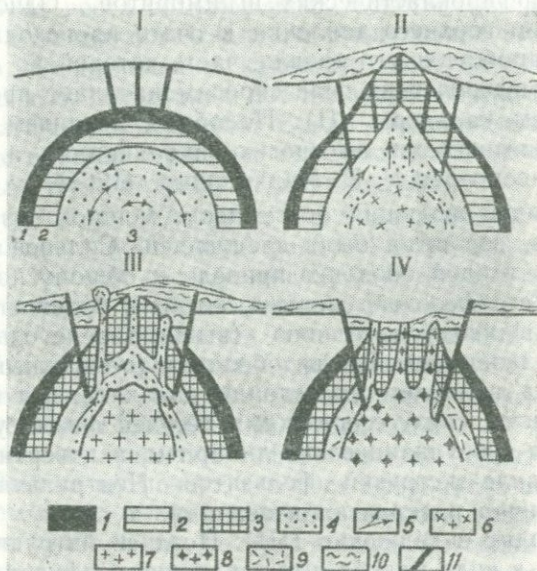


Рис. 39. Модель периферического магматического очага, демонстрирующая связь игнимбритового вулканизма с кальдерообразованием.

1 — тонкая затвердевшая стекловатая оболочка; 2 — липаритовая (частично раскристаллизованная) оболочка; 3 — липариты; 4 — кислый расплав, обогащенный летучими; 5 — пути движения магмы; 6 — обособление центральной части ядра; 7 — частичная раскристаллизация в глубинных условиях; 8 — гранит-порфиры; 9 — фельзиты; 10 — игнимбриты; 11 — разломы.

Эволюция природной модели периферического очага начинается с появления разломов в кровле, что приводит к резкому падению давления и нарушению равновесия системы. В результате часть летучих переходит в жидкость, что сильно увеличивает подвижность магмы, устремляющейся вверх (1).

В это время, по-видимому, происходят и подземные взрывы, в результате которых смесь из обломков стекла, пемзы, пород и фенокристаллов, сильно флюидизированная за счет газообразных продуктов, быстро перемещается из периферического очага в виде пирокластического потока на поверхность. Образуются покровы вначале витрокластических, а потом и порфирокластических игнимбритов. Одновременно под влиянием верхнего давления в очаге происходит дальнейшее раздробление его кровли, часть которой по ограничивающим периферический очаг сбросам начинает проседать с образованием кальдеры (II). Подобный механизм кальдерного оседания известен во многих публикациях, а наиболее подробно рассмотрен Е. К. Мархининым (1964).

Дальнейшая эволюция очага после мощного извержения игнимбритов, вероятно, была следующей. Сильное падение давления во второй оболочке привело к общему нарушению равновесия его фазовой системы, которая будет стремиться снова к устойчивому состоянию (выжимание с одновременной кристаллизацией). Третья оболочка (подвижный кислый расплав) под влиянием проседания дна кальдеры сверху и давления магмы снизу с остатками летучей фазы устремится, прорывая субвулканические липариты, к поверхности, где появится в виде экструзий фельзитов. Центральная часть очага, частично раскристаллизованная к этому времени, также приходит в движение (III). Позднее интродуцирует вещество ядра в виде мелких штоков гранит-порфиров или гранитов. Очаг затвердевает, и проседание кальдеры прекращается (IV). В период длительной эрозии кальдеры теряют свои морфологические черты и на поверхности обнажаются фациальные разности пород, которые мы наблюдаем в кальдерах оседаний Светлой, Горелой и Толстая Сопка.

После извержения игнимбритов эксплозивная активность большинства вулканов сохранялась, но ее характер резко менялся: происходили выбросы агломератовых туфов, вулканических и игнимбритовых брекчий. Эта грубая пирокластика сохранилась в жерлах вулканов Горбатого, Ларинского, Маяка и др. Жерло вулкана Елового, вероятно, напоминало гигантский маар (Кутыев, 1968), где формировались переотложенные вулканические брекчи.

Вслед за прекращением эксплозий дегазированная магма поступала на поверхность в виде многочисленных экструзий

фельзитов или липаритов, имеющих полигенное или моногенное строение. Объем этих лавовых образований составляет около 10—15 км³. Сложное строение полигенных экструзий и приуроченность к линейным и дуговым разломам позволяет их рассматривать в качестве длительно действующих трещинных вулканов. Формирование полигенных экструзий отличалось от роста обыкновенных моногенных куполов. Например, в экструзии Овальной происходило неоднократное, вероятно, по нескольким каналам, поступление расплава. Почти во всех экструзиях наблюдаются прорывы флюидалных остаточных расплавов. Среди моногенных экструзий, имеющих простое строение, отмечаются различные типы — ареальные, терминальные и латеральные.

По мере роста экструзий, под влиянием падения внутреннего давления происходило разделение расплава с обособлением его газовой составляющей, способствующей возникновению ликвации и образованию сферолитов. О существовании летучих компонентов, в частности, фтора, свидетельствует присутствие флюорита в сферолитах (Руб, 1969). Подобные взгляды о важной роли летучих в процессе ликвации были высказаны ранее И. З. Бурьяновой и М. А. Фаворской (1961) при исследовании сферолитовых образований Приморья. Вполне возможно, что рост сферолитов находится под контролем определенной вязкости кислого расплава (Фремд, Игнатъев, 1968). В то же время почти постоянная ассоциация сферолитов с флюидалными фельзитами свидетельствует о концентрации газовой составляющей вдоль плоскостей течения, т. е. сферолиты тяготеют к тектонически подвижным частям экструзий.

ПОЛОЖЕНИЕ И МЕХАНИЗМ ПИТАНИЯ ВУЛКАНОВ ДЕПРЕССИИ

В размещении вулканов в процессе развития депрессий можно наметить следующие закономерности (рис. 4). На первой стадии лавовые потоки, покровы, щитовые вулканы были расположены вдоль расколов фундамента. Например, корни вулкана Кабаньего приурочены к зоне Синегорского разлома. Таким образом, тектонические условия определяли вулканическую деятельность. Наличие в низах вулканогенного

разреза терригенных образований свидетельствует о том, что погружение фундамента предшествовало вулканизму.

На второй стадии стратовулканы, туфовые конусы и покровы, сложенные преимущественно средними и кислыми продуктами корольковского комплекса, занимают двойственную позицию. С одной стороны, они приурочены к региональным разломам фундамента. Например, в зоне Синегорского разлома находятся стратовулканы Вассиановский, туфовый конус Радужный и др. С другой стороны, они находятся на периферии депрессий, там, где Синегорский разлом совпадает с ограничением Монастырской депрессии. К региональным разломам фундамента — Синегорскому, Ларинскому и Широкому, совпадающим с обрамлением депрессий, приурочены и вулканы Кабаний, Халкидон, покровы на севере Лозанской депрессии. Такая ситуация свидетельствует о тесной генетической связи вулканизма с тектоникой в период формирования депрессий.

Размещение на третьей стадии вулканов центрального типа в одних случаях контролировалось разломами фундамента, секущими или ограничивающими депрессии. Так, вулканы Каменный, Еловый и Западный (провал Лозанской депрессии) располагаются вдоль Северо-Западного сдвига, а вулкан Ларинский — в зоне Главного сброса. В других случаях положение вулканов контролировалось разломами вулканотектонического происхождения, в частности, радиальными трещинами. Такова позиция, по-видимому, вулканов Маяка и Горбатого. Особенно показательна в этом отношении Лозанская депрессия. Здесь кислые экструзии расположены в местах пересечения Внутреннего сброса с региональными разломами фундамента северо-западного и северо-восточного направлений. Однако вытянутая форма экструзий определяется кольцевыми сбросами, которые приоткрывались при погружении депрессий, предоставляя магме более широкий доступ в полость разломов. Ситуация, когда размещение очагов находилось под двойным контролем, возникла вполне закономерно и отражает процесс увеличения верхнего давления кислой магмы, под влиянием которого в кровле возникали кольцевые и радиальные разломы и связанные с ними вулканические центры. Положение кальдер в структуре депрессий более сложное. Так, к Центральному сбросу примыкает кальдера Светлая, а к Главному — кальдера

Толстая Сопка. Между сбросами располагается кальдера Горелая. Кроме того, кальдеры Светлая и Толстая Сопка находятся в зоне Синегорского разлома, а Горелая расположена в зоне Поперечного разлома, к которому примыкает и кальдера оседания Толстая Сопка. В локализации кальдер оседания Горелой и Светлой, по-видимому, какую-то роль играли и радиальные разломы. Создается впечатление, что такие крупные вулканические центры, как кальдеры оседания возникали только в зонах максимального тектонического ослабления депрессий. Тот факт, что они не всегда связаны с кольцевыми разломами депрессий, свидетельствует о начале их вулканической деятельности, возможно, еще до общего обрушения депрессий во время извержения игнимбригов. Положение мелких вулканических форм внутри кальдер оседания определяется местными разрывами и трещинами.

Как видно, главными магмоконтролирующими разломами, питающими вулканы депрессий, являлись региональные ограничивающие блок разломы северо-восточного, северо-западного простирания, а также субширотные разломы, связанные с древней поперечной системой разломов, выделенной на территории Приморья (Изох, 1966). В данном случае Монастырская и Лозанская вулкано-тектонические депрессии локализуются в пределах восточного фланга Широтной системы разломов, выделенной М. А. Фаворской и И. Н. Томсоном (1968). Возникновение дополнительных магмоконтролирующих структур было связано с усилиями поднимающейся кислой (игнимбритовой) магмы из промежуточного очага. Высокое верхнее давление в промежуточном очаге и связанных с ним периферических камерах обусловило образование генетически взаимосвязанных дуговых (кольцевых) и радиальных разломов, играющих важную роль в размещении вулканических центров. Однако и здесь подъем магмы осуществлялся не в любом месте, например, кольцевого разлома, а чаще на пересечении его с одним из сквозных региональных разломов в зоне остаточных деформаций депрессий. Эти зоны характеризуются интенсивным развитием разрывных структур различного генезиса, контролирующих кислые вулканы. К ним можно отнести краевые части депрессий, где сосредоточены вулканы трещинного типа (полигенные экструзии), и внутренние, где расположены вулканы центрального типа (Каменный и др.). Основными магмоконтролирующими

ми структурами, определяющими пути продвижения магмы к поверхности, были следующие: а) глубинные расколы фундамента или разломы, являющиеся их отражением; б) собственно вулcano-тектонические разломы — кольцевые или радиальные; в) места сопряжения или пересечения выше перечисленных тектонических элементов.

Таким образом, система глубинных разломов и разрывов вулcano-тектонического происхождения на территории исследуемых депрессий позволяла осуществлять продвижение магматических расплавов из разноглубинных очагов.

Глава V

РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СТРУКТУРЕ ДЕПРЕССИЙ

Прежде чем рассматривать рудную минерализацию, выясним характер поствулканических изменений пород Монастырской и Лозанской депрессий, нередко выступающих в роли информативных признаков при поисково-оценочных исследованиях.

ХАРАКТЕР ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Поствулканические изменения вулканогенных образований Монастырской и Лозанской депрессий носят региональный и локальный характер.

К числу региональных можно отнести процессы кислотного метасоматоза, альбитизации, аргиллизации и др. С кислотным метасоматозом связано образование пропилитов и кварц-серицитовых пород, по составу близких к вторичным кварцитам. Внешне это белые с серебристым оттенком породы, массивные, скрытокристаллические с бластовой или лепидобластовой структурой. Наиболее широко они распространены в юго-восточной части Монастырской деп-

рессии, на территории Вассиановского вулкана. Здесь поля кварц-серицитовых пород имеют изометричную (диаметром около 500 м) или удлиненную (до 1,0—1,5 км) форму и приурочены к околожерловой части вулкана или к разломам северо-восточного направления. Образование кварц-серицитовых пород происходило по андезитовым порфирирам, дацитам и кислым туфам корольковского комплекса. В их составе отмечаются, главным образом кварц и серицит (гидрослюда), присутствуют также магнетит, циркон, турмалин (?).

По-видимому, поствулканическими являются и процессы альбитизации, хотя некоторые исследователи считают их синвулканическими. Процессы альбитизации затрагивают вулканогенные образования обоих комплексов и связаны с развитием в лавах основного состава альбитизированного плагиоклаза, а в кислых породах, особенно в липаритах и порфирокластических игнимбритах Лозанской депрессии, альбит развивается по калиевому полевому шпату, образуя микропертитовые прорастания. Наряду с образованием альбита, развиваются и другие метасоматические процессы, в частности, серицитизация, биотитизация, хлоритизация, а по лавам основного — среднего составов — карбонатизация, эпидотизация и окварцевание. Распределение их в структурном плане депрессий крайне неоднородно, определенной связи с вулканическими жерлами, экструзиями и разломами они не обнаруживают.

В меньшей мере на территории депрессий развиты процессы аргиллизации. Они развиваются в пределах экструзий или вулканических построек (вулканы Маяк, Халкидон и др.). Характерная черта регионального метасоматоза — его очевидная связь с глубинным источником. Образование типов метасоматитов происходит независимо от состава пород. Пути движения газо-гидротерм часто не совпадают с вулканическими каналами.

Локальные поствулканические изменения выразились в гематитизации, лимонитизации, окварцевания, а также хлоритизации, эпидотизации и серицитизации вулканогенных пород депрессий. Компоненты, которые вызвали локальные изменения, в одном случае имели непосредственно контактовое воздействие на вмещающие породы, в других — они мигрировали по ослабленным краевым частям субвулканических интрузий или двигались по разделу лавовых горизонтов, а

иногда локализовались вдоль более поздней наложенной разрывной тектоники, связанной непосредственно с предрудным и рудным процессами.

ТИПЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ДЕПРЕССИИ

Известную на территории Монастырской и Лозанской депрессий рудную минерализацию молибдена, свинца, цинка, мышьяка, меди, флюорита и др. можно сгруппировать, выделив с учетом геологической позиции и структуры, следующие рудные поля:

Первый тип. Рудные поля внутренней зоны депрессий:

1. Сложные жерла, выполненные фельзитовым некком, с которым сопряжены каналы с эруптивной брекчией.
2. Кальдеры оседания или наиболее опущенные участки депрессий, заполненные игнимбритами.

Второй тип. Рудные поля внешней зоны депрессий:

1. Жерла центрального типа, сопряженные с кальдерами и субвулканическими интрузиями и дайками.
2. Экструзивные тела в зоне главных ограничивающих депрессии сбросов.

Рудные поля внутренней зоны депрессий

Одно из рудных полей первого типа расположено в пределах Лозанской депрессии. Большая часть известной рудной минерализации здесь сосредоточена на территории Центрального провала. Оруденение приурочено к различным структурам, в которых, в зависимости от типа, морфологии и эродированности, можно наметить два подтипа рудных полей.

Рудные поля первого подтипа связаны с центральными аппаратами. Среди них наиболее изученным является рудное поле вулкана Каменного. Фундаментом вулкана служит покров андезитовых порфиритов. Конус вулкана эродирован, оставшаяся его часть сложена липаритами и игнимбритами. Жерло заполнено фельзитовым некком, к северо-западу от которого находится еще один канал с эруптивной брекчией. С околожерловой частью вулкана сопряжены послонные метасоматические дайки плагиопорфиритов. Структурная позиция рудного поля определяется пересечением Синегорского

и Северо-Западного разломов, где и расположен этот вулкан. Оруденение контролируется серией мелких трещин, которые возникли в зоне пересечения разломов, а также послойными нарушениями, связанными с кольцевыми разломами. Рудовмещающими породами являются в одних случаях липариты околожерловой, в других — фельзиты жерловой фаций. Породы, как правило, затронуты процессами пропилитизации, в них развиваются серицит, кварц, реже — хлорит. К наиболее поздней стадии изменений относится гематитизация, развивающаяся по тонким прожилкам мощностью 0,5—1,0 мм.

Выделяются различные по форме рудные тела: гнезда, разноориентированные прожилки или рассеянная вкрапленность. Чаще встречаются гнезда с прожилково-тонковкрапленниковой минерализацией. Контуры таких рудных тел нечеткие. Сульфидно-рудная минерализация неравномерно пронизывает основную массу породы, образуя рассеянную вкрапленность, мелкие гнездовые скопления и разноориентированные прожилки мощностью до 1,0 мм. Связь с определенными структурами отсутствует, хотя намечается общая приуроченность оруденения к северо-западным разломам. Из рудных минералов наиболее часто встречается галенит, пирит, халькопирит и др. Рудные минералы окружены каймой из агрегатов чешуек биотита, к которым иногда примешиваются мелкие зерна темно-фиолетового флюорита.

Структура рудных полей второго подтипа определяется пересечением разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений, представленных в виде поясов региональной трещиноватости, а также положением некков фельзитов. Рудовмещающими породами являются игнимбриты, переотложенные вулканические брекчии покровной фации светлояровского комплекса, переслаивающиеся с частично переотложенным вулканогенным материалом. Переотложенные вулканические брекчии состоят из изометричной формы обломков размером 1—3 см (30—40 проц.) и цемента. Обломки представлены липаритом с порфировой структурой (вкрапленники кварца и калишпата) с фельзитовой аллотриоморфной или сферолитовой основной массой. Цемент в брекчиях базальный. Он состоит из обломков размером 0,5—4 мм, угловатой или изометричной формы, представленных липаритом, фельзитом, кварцем и т. д. Рудная минерализация наблюдается в виде тонких корочек и порошокватых налетов по трещинам и пустотам в породе,

а чаще вокруг округлых обломков в виде вкрапленностей и мелких скоплений. В таких местах отмечается максимальное содержание рудной минерализации. Рудная минерализация развивается совместно с кварцем, хлоритом, серицитом, гидроксидами железа, пиритом, арсенопиритом.

Рудные поля внешней зоны депрессий

Рудные поля второго типа более характерны для Монастырской депрессии. Здесь также можно наметить два подтипа рудных полей. Первый подтип наиболее изучен и приурочен к кальдере Вассиановского стратовулкана, расположенного в зоне Главного сброса. Несмотря на глубокий эрозионный срез и блоковую тектонику, здесь, помимо кальдерной зоны диаметром около 4 км, заполненной андезитовыми порфиритами, туфами и лавами дацитов, выделены жерловая и околожерловая зоны с развитием вокруг них многочисленных даек андезитовых и диабазовых порфиритов, нередко сопряженных с ними даек гранит-порфириров и фельзитов, а также штоки липаритов. Как указывает Е. А. Кириллов (1972), редкометальная минерализация, сопровождающаяся окварцеванием, гематитизацией и хлоритизацией вмещающих пород, развивается вдоль сложной системы разноориентированных трещин, образовавшихся на границе субвулканической интрузии липаритов с покровом андезитовых порфиритов (рис. 40). При этом наиболее интенсивная минерализация приурочена к изгибам и пологим участкам контакта, образующим своеобразные экраны и структурные ловушки. Здесь минерализованные трещины переходят в своеобразные раздувы, где образуются штокверковые залежи изометричной или линейной формы. Рудная минерализация представлена мелкорассеянным молибденитом и др. Установлены также повышенные содержания меди, цинка, мышьяка и др.

Рудные поля второго подтипа приурочены к трещинным полигенным экструзиям. Их структурная позиция определяется положением в зоне сочленения полукольцевых ограничивающих депрессию сбросов с радиальными трещинами. В целом они изучены слабо, так как экструзии были выделены недавно, а до этого рудовмещающие породы — фельзиты и липариты — рассматривались как покровные фа-

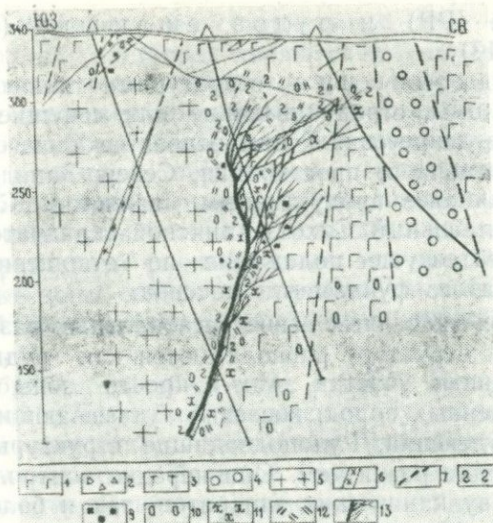


Рис. 40. Геологический разрез молибденового оруденения (по Е. А. Кириллову, 1972).

1 — андезиты, 2 — кластолавы, 3 — туфиты, 4 — серицитовые кварциты, 5 — кварцевые порфиры, 6 — дайка гранодiorит-порфиров, 7 — тектонические нарушения, 8 — гематитизация, 9 — сульфидизация, 10 — окварцевание, 11 — хлоритизация, 12 — серицитизация, 13 — минерализованные трещинные зоны.

дни. Поэтому, будет вернее, если этот подтип рассматривать пока как потенциально рудоносный. Участки с повышенным содержанием рудных компонентов, до 0,1 проц., приурочены к краевым частям экструзий. Вмещающими являются часто сферолитовые лавы. Центральные части сферолитов состоят, по данным М. Г. Руб (1969) и Е. А. Кириллова (1971), из флюорита, летучих и рудных элементов.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Анализ особенностей локализации эндогенного оруденения в пределах Монастырской и Лозанской депрессий позволил наметить наиболее характерные тектонические или вулканотектонические элементы и вулканические формы, определяющие пути движения и отложения рудных растворов. Выделяются рудоподводящие (РП), рудораспре-

деляющие (РР) и рудовмещающие (РВ) структуры (табл. 13).

Рудоподводящими структурами являются региональные разломы, ограничивающие или секущие вулканотектонические депрессии. К ним относится Синегорский разлом северо-восточного простирания, Северо-Западный сдвиг. Вероятно, наиболее продуктивным является Синегорский разлом, параллельный Сихотэ-Алинской складчатой области и занимающий секущее положение по отношению к структурам складчатого фундамента массива.

В пределах указанных выше региональных разломов (рудоподводящих структур) располагаются как рудные поля и минерализованные участки, так и просто зоны гидротермально измененных пород, косвенно указывающих на возможность оруденения. Рудоподводящие структуры отличаются длительным развитием. Они нередко контролируют положение как вулканических аппаратов, так и более поздних магматических образований, в частности, пострудных дайковых комплексов.

Рудораспределяющими структурами являются крутопадающие (редко — пологопадающие) зоны трещиноватости (трещины отрыва или скола) и брекчирования, развивающиеся в определенных частях депрессий. Так, в Лозанской депрессии они располагаются в пределах Центрального, наиболее опущенного блока, где сосредоточены мелкие неки фельзитов и аппараты центрального типа (вулканы Каменный, Западный и др.), в Монастырской депрессии рудораспределяющие структуры совпадают с внешней зоной ограничивающих разломов. Здесь они развиваются в умеренно кислых экструзиях линейной или изометричной формы, а также в краевых частях (экзоконтактах) субвулканических интрузий гранит-порфиров (кальдера стратовулкана Вассиановского, вулкан Радужный и др.). Общей особенностью рудораспределяющих структур является их приуроченность к наиболее погруженным или мобильным блокам депрессий, где обычно сосредоточены вулканические аппараты с промышленной концентрацией минерализации (Боровков, Игнатьев, 1970). При этом рудораспределяющие структуры развиваются в одних случаях унаследованно по вулканическим каналам, в других — являются опережающими разломами по отношению к региональным разрывам.

Рудовмещающими структурами, где происходила разгрузка рудных растворов, являются краевые, реже — внутренние части экстрезий фельзитов или липаритов, а также жерловые и околожерловые фации. Рудоотложение обычно происходило в своеобразных «структурных ловушках», возникающих в местах пересечения рудораспределяющих структур с более пологими зонами расланцевания или брекчирования, флюидалности или повышенной микротрещиноватости. Характерной формой рудных тел являются сложные штокверковые зоны, жилы, подэкранные залежи, залежи типа «конский хвост», (рис. 40), а также прожилково-вкрапленные руды.

Таким образом, распределение рудной минерализации в Монастырской и Лозанской депрессиях обусловлено главным образом, тектоническими элементами. Вулкано-тектонические элементы и вулканизм в большой мере оказывают влияние на распределение эндогенного оруденения в пределах рудных полей депрессий, а также морфологию рудных тел. Следовательно, вулкано-тектонические депрессии следует рассматривать не только как благоприятную геологическую структуру, вмещающую эндогенное оруденение, но и как структуру, оказывающую активное влияние на условия локализации. Подтверждением этого можно считать: 1. Пространственное совмещение рудоподводящих структур с вулкано-тектоническими депрессиями. 2. Развитие рудораспределяющих структур на участках депрессий с длительным дифференцированным развитием. 3. Связь рудовмещающих структур с благоприятной для отложения вмещающей средой и структурами-ловушками. В этом заключается пространственная и парагенетическая связь эндогенного оруденения с вулкано-тектоническими депрессиями.

Рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие структуры можно рассматривать как главные элементы рудогенерирующей системы исследованных депрессий. Отличительными чертами такой системы следует считать глубину, мобильность и наличие благоприятной для рудоотложения вмещающей среды. Исследование рудогенерирующей системы предполагает анализ внутреннего строения ее элементов и определение их функциональных связей (Игнатъев, 1971 в; Игнатъев и др., 1973). Полученные характеристики системы можно использовать для

распознавания других рудоносных депрессий Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Глава VI

О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ

НЕКОТОРЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИССЛЕДОВАНИИ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ

Изучение структуры, вулканизма и механизма становления вулкано-тектонических депрессий представляет одну из важных сторон «кальдерной» проблемы. Как известно, исследование кальдерообразных провалов как самостоятельной проблемы началось в начале девятнадцатого века. Сейчас уже почти забыта острая полемика тридцатых годов о генетическом значении термина «кальдера» и определении основных черт различия между кальдерой и кратером. Только в результате длительной дискуссии были разработаны различные классификации кальдер, куда были включены и вулкано-тектонические депрессии (Дели, 1936; Williams, 1941; Влодавец, 1944; 1947; Ван Беммелен, 1957; Branch, 1963; Мархинин, 1962, 1964 и др.).

Если понятие «кальдера оседания» с самого начала воспринималось большинством исследователей как пространство, образовавшееся в результате погружения части конуса вулкана (кровли) в периферический очаг (причины назывались разные), то в отношении применения термина «вулкано-тектоническая депрессия» не было столь единого мнения. Танакодате в 1927 году (ссылка у Дели, 1936) одним из первых использовал этот термин для кальдер со сложным очертанием границ, отражающих контуры, крупных батолитов. Х. Вильямс (см. выше), развивая прогрессивные для того времени представления об эруптивной фазе батолита, выделил в своей классификации, главные вулкано-тектонические

депрессии, связанные с площадными извержениями чаще из трещин, чем из центральных каналов.

Однако не все исследователи проводили аналогию между механизмом оседания кальдер и образованием депрессий, а некоторые из них вообще высказывали сомнения в реальности погружения крупных блоков земной коры в периферический очаг. Так, А. Баддингтон (1963), оценивая гипотезу обрушения, писал, что «механизм оседания блоков может быть реализован в обстановке небольших глубин и при образовании относительно небольших кальдерных интрузивов, но совершенно неприменим для плутонов батолитового типа, поперечные размеры которых нередко соизмеримы с мощностью осадочно-гранитной коры, а часто и превышают ее». Ю. А. Кузнецов (1966) также считает, что механизм обрушения основан на общих соображениях и производит впечатление старого „*deus ex machina*“.

Важным моментом в решении проблемы было установление связи игнимбритовых извержений с кальдерообразованием. Впервые эта связь была обнаружена еще в 1935 г. Маршалом при изучении вулcano-тектонической депрессии (грабена) Роторуа-Таупо. Позднее эта ассоциация была подчеркнута японскими, новозеландскими и американскими вулканологами и в дальнейшем, уже как закономерность, подробно рассмотрена в работах Р. Смита (1961), Е. К. Устиева (1961, 1964), Вестервельда (Westerweld, 1963), Бренча (Branch, 1966). Е. К. Устиев (1961) одним из первых установил тесную пространственную связь игнимбритов с кольцевыми структурами и интрузиями, отметив такие ассоциации в Азии, Америке, Африке. Позднее была установлена связь кальдер оседания с вулcano-плутоническими формациями (а последних с тектоникой), что позволило другим исследователям обратить внимание на тектоническую природу некоторых типов кальдер оседания (вулcano-тектонических депрессий). С этих пор их исследование становится более целенаправленным.

Первые попытки выяснить роль тектоники в связи с вулканизмом и кальдерообразованием были предприняты еще Вильямсом. Он отметил приуроченность вулканизма к трогу (Центральная Америка), который образовался при обрушении гребня крупной антиклинали. Ван Беммелен (1957) полагал, что проседание может сопровождаться такими текто-

ническими явлениями, как растяжение в сводах, подкоровое перемещение вещества или сокращение магматического ядра антиклинали.

Открытие «возрожденных» кальдер в Нью-Мексико, Колорадо, Монтане заставило пересмотреть многие вопросы о соотношении некоторых типов кальдер оседания с кольцевыми интрузивными комплексами и в некоторых случаях отказаться от классической трактовки их развития, а «кальдерная проблема», как отмечает А. Бейли (Veily, 1963), занимает одно из первых мест среди исследований американских палеовулканологов. В дальнейшем Муром (Moore, 1965) были описаны котлообразные опускания в Эфиопии, сопряженные с тектоническими разрывами, Людке и Бурбанк (Luedke, Burbank, 1965) детализировали развитие впадины Сан-Хуан, показав, что под влиянием тектонических процессов вначале произошло проседание впадины, а последующий вулканизм концентрировался в ее пределах. Гудвин и Шкланка (Goddwin, Sklanka, 1965) описали архейские вулкано-тектонические бассейны с характерным опусканием фундамента (Канадский щит), к трещинам которого был приурочен вулканизм. В обобщающей работе Робсона и Барра (1972) уже однозначно говорится о зависимости образования вулкано-тектонических структур от региональной тектонической напряженности.

В Советском Союзе проводятся многочисленные исследования по выяснению роли тектоники в развитии вулкано-тектонических депрессий. Среди этих работ можно выделить представления Е. Е. Милановского (1969, 1970), рассматривающего связь кальдер и депрессий с рифтовыми структурами и региональной тектоникой, И. Н. Томсона (1968, 1969), выделяющего магмоконтролирующие наложенные впадины, развитие которых подчинено тектоническому прогибанию, Г. М. Фремда (1969), связывающего формирование вулкано-тектонических депрессий с процессами тектонической активизации глубинных разломов и блоковых движений фундамента в определенные этапы развития свода.

Расширение круга вопросов в исследовании проблемы вулкано-тектонических структур как в Советском Союзе, так и за рубежом повлекло за собой их комплексное изучение, в котором приняли участие тектонисты, магматисты и геофизики (Косыгин, Лучицкий, Красный, Кузнецов, Бренч, Смит,

Малахов и др.). Комплексные исследования позволили заметить определенные связи между отдельными вулcano-тектоническими структурами, образующими вулcano-тектонические системы (Косыгин, Фремд и др., 1973). Вулcano-тектоническая система — это естественная (независимо от размерности) организация взаимосвязанных вулканических и тектонических элементов, подчиняющихся закономерностям на данном уровне исследования. Изучение вулcano-тектонических систем позволяет вскрыть более глубокие связи на метатеоретическом уровне, что открывает дополнительные возможности в выяснении закономерностей строения и развития вулcano-тектонических депрессий.

В настоящее время проблема вулcano-тектонических депрессий охватывает широкий круг вопросов, решение которых имеет как теоретическое, так и практическое значение. Во-первых, вулcano-тектонические депрессии связаны с деятельностью отдельных разноглубинных магматических очагов, и изучение продуктов их деятельности, структурно-фациальное расчленение слагающих их вулcano-плутонических образований позволяют правильно подойти к формационному анализу и эволюции вулканизма как в отдельных звеньях, так и в рамках всего вулканического пояса. Во-вторых, возможность всестороннего исследования вскрытых эрозией вулканов, экструзий, кальдер оседания, субвулканических и гипабиссальных интрузий ставит вулcano-тектонические депрессии в ряд исключительно благоприятных объектов для изучения взаимосвязи тектонических процессов с глубинными вулканическими явлениями. Анализ распределения вулканических очагов в пределах вулcano-тектонических депрессий, а также взаимоотношений ограничивающих или секущих их разломов с региональной блоковой тектоникой пояса, позволяет определить характер связей вулcano-тектонических депрессий с более общими тектоническими процессами. В-третьих, металлогения вулканического пояса в значительной степени определяется рудоносностью отдельных вулcano-тектонических депрессий. Распределение эндогенной минерализации внутри этих депрессий подчинено, с одной стороны, тектоническим элементам, а с другой — обуславливается формами проявления вулканизма, оказывающими влияние на распределение рудной минерализации, а также на

морфологию рудных тел. Следовательно, вулcano-тектонические депрессии можно рассматривать не только как благоприятную среду, вмещающую оруденение, но и как структуры, активно влияющие на условия его локализации.

Заканчивая краткий обзор современного состояния проблемы вулcano-тектонических депрессий, остановимся на определении установившегося понятия этого термина.

Под вулcano-тектоническими депрессиями мы понимаем опущенные кольцевые или грабенообразные блоки фундамента с вулканитами, погружение которых происходило на фоне вулканической деятельности при определяющей роли тектонических процессов.

Вулcano-тектонические депрессии рассматриваются Г. М. Фремдом как элементарные ячейки в структуре литосферы. Здесь происходила «разгрузка» больших масс силикатных магматических продуктов с образованием вулканических аппаратов, экструзивных, субвулканических тел и гипабиссальных интрузий, с последующим выносом гидротерм и летучих, приводящих к формированию месторождений полезных ископаемых.

Необходимо отметить, что изучение морфологических, а также некоторых генетических элементов вулcano-тектонических депрессий не всегда дает надежные критерии их отличия от кальдер оседания. Сходство последних с Монастырской или Лозанской вулcano-тектоническими депрессиями обусловлено общими одним или несколькими из следующих признаков: связью с региональными разломами и жесткими консолидированными структурами, характером ограничений, сложным внутриблоковым строением и глубиной погружения компенсационных провалов, ассоциацией базальтов с кислыми игнимбритами, эволюцией вулканизма и другими признаками. К числу таких структур, на краткой характеристике которых мы остановимся ниже, можно отнести:

Айленд-Парк — кальдера оседания (район Иелоустон Парка, плейстоцен) — 29×37 км.

Тоба — вулcano-тектоническая депрессия (о. Суматра, третичная) — диаметр около 70 км.

Сан-Хуан — вулканическая падина (Колорадо, США, плейстоцен) — 50×25 км.

Вэллис — вулcano-тектоническая депрессия (Нью-Мексико, США, — $22,5 \times 13,0$ км

Берум — кальдера (район грабена Осло, пермь) — 9×12 км.

Глен-Ко — вулcano-тектоническая впадина (район Ар-гиллипшир, Шотландия, девон) — 10×20 км.

Список отрицательных вулcano-тектонических структур, обладающих теми или иными общими свойствами, затрудняющими диагностику депрессий, можно было бы продолжить. В связи с этим, нам представляется, что различие между ними, в частности, между депрессиями и кальдерами, необходимо искать не среди элементов (часто морфологически они не различимы), а отношений между этими элементами, связанными с определенными тектоническими условиями возникновения и особенностям строения и развития вулcano-тектонических депрессий.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ДЕПРЕССИИ

Формирование в позднепермское время Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий связано с мощной палеозойской эпохой тектонических движений, охвативших широкие пространства Азии: Сихотэ-Алинь, «орогенез Акиоси» в Японии, Малый Хинган, районы Маньчжурии, Нижнего Приамурья, некоторые районы Сахалина, Забайкалья и огромные пространства Китая (Беляевский, Громов, 1962). Активизация тектонической деятельности сопровождалась, по мнению этих же и других (Нагибина, 1963) исследователей, взламыванием краевых частей платформы и средних массивов, что, с одной стороны, приводило к заложению краевых прогибов (Власов, 1969), с другой — к развитию блоковой тектоники и подъему магмы с образованием вулcano-тектонических впадин (Фремд, 1969).

Позднепермская вулканическая деятельность Западно-Сихотэ-Алинского пояса совпала с изменением существовавшего тектонического режима в соседней Сихотэ-Алинской геосинклинальной области (рис. 41). В результате поднятия в западной ее части и заложения Центрально-Сихотэ-Алинского шва, сформировался Главный антиклинорий. В это время часть территории, по-видимому, испытывает компенсационное прогибание на фоне воздымающихся: с запада — Хан-

кайского массива, в том числе и Черниговского синклинория, а с востока — Главного антиклинория (Берсенов, 1969). В результате развития краевого прогиба возобновляются тектонические движения и вулканическая активность вдоль Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва. При этом активизируются старые и возникают новые разнонаправленные разломы, раскалывающие Ханкайский массив на отдельные блоки. В условиях растяжения земной коры в пределах Черниговского синклинория часть блоков фундамента на фоне вулканической деятельности опускается с образованием вулканотектонических депрессий (Игнатьев, 1970 в). Вероятно, аналогичными были условия развития депрессий, описанные Т. О. Федоровым (1965) в северной части девонского краевого вулканического пояса (Центральный Казахстан), и образование вулканотектонических депрессий в южной части Хингано-Охотского вулканического пояса на Буреинском массиве (Федчин, 1964; Ван-Ван-Е и др., 1970), а также в Средней Азии (Лаверов и др., 1972 г.).

Как и в перечисленных примерах, в развитии Монастырской и Лозанской депрессиях, можно заметить и другую особенность — их приуроченность к сравнительно жестким

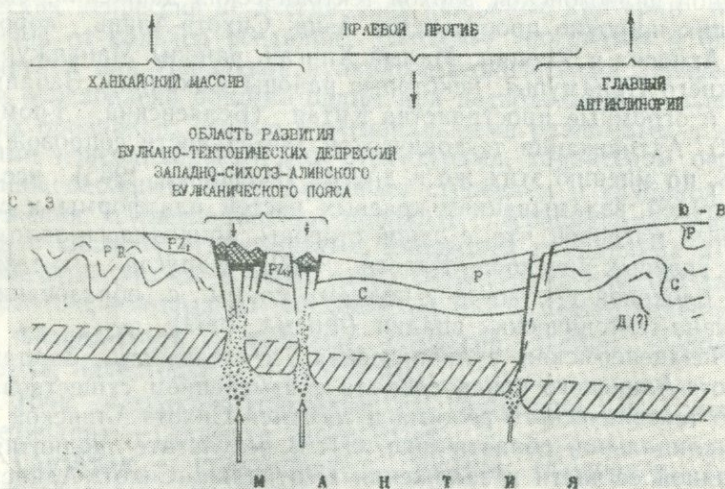


Рис. 41. Геологический разрез, иллюстрирующий область развития Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий в структуре Южного Приморья.

структурам, в частности, к Ханкайскому массиву. Возникновение депрессий на жестком фундаменте — довольно распространенное явление и наблюдается на Буреинском массиве (см. выше), Алданском щите (Сох. а. о., 1965), Канадском щите (см. выше), Балтийском щите (Офтедаль, 1963). Повидимому, образование вулкано-тектонических впадин на консолидированном фундаменте — закономерная реакция жесткой коры при взаимодействии тектоники и магматизма и одна из распространенных форм связи депрессий с этими процессами.

Активизация Ханкайского массива заключалась в перестройке структурного плана и раздробления фундамента, сопровождающихся магматизмом. Так, если в период становления юго-восточной части Ханкайского массива на территории Черниговского синклинория поперечные напряжения резко преобладали над продольными усилиями (рис. 42), то в период формирования депрессий здесь в условиях растяжения земной коры продольные напряжения преобладали над поперечными. Монастырская и Лозанская депрессии возникли в зоне разрядки продольных и поперечных напряжений (разломы северо-восточного и северо-западного направлений). Одновременно деформации происходили и по субширотным и субмеридиональным разломам. Таким образом, возникновение исследуемых депрессий было обусловлено всем ходом тектонического развития региона. При этом зона сопряжения разноориентированных разломов повышенной глубинности (Синегорского, Северо-Западного и др.) рассматривается нами как аномальный тектонический режим, вызвавший появление и подъем базальтовых магм по расколам фундамента как подводящим каналам (в понимании Е. Н. Люстиха, 1961 и В. В. Белоусова, 1966).

Анализ размещения вулканических очагов в гравиметрическом поле депрессий показывает, что существовала зависимость между региональным стрессом и стрессом, связанным с внедрением магмы. Так, вулканические очаги приурочены к зоне растяжения северо-восточного направления. Активизированные при этом разломы фундамента, вероятно, играли роль структурной рамы, в пределах которой автономно развивались депрессии. Концентрация вулканических очагов вдоль гравитационных ступеней внутри структурной рамы подчеркивает тесную

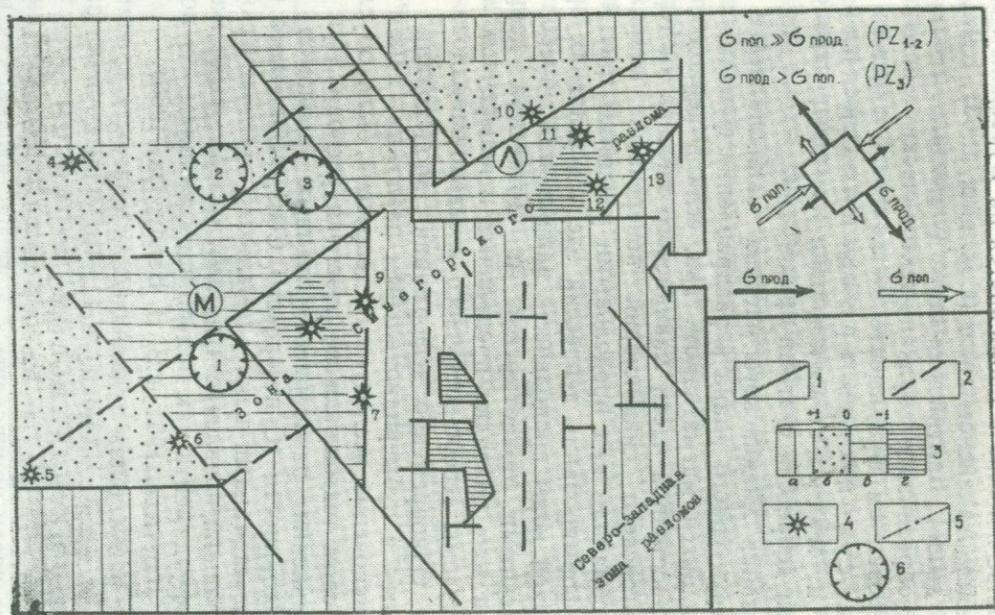


Рис. 42. Глубинная структура Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий (по анализу данных гравиметрических исследований).

связь внутриблоковых перемещений с вулканизмом в период развития депрессий.

Позднепермский магматизм в пределах Черниговского синклинория можно считать как «телеорогенный магматизм» (по Ю. Я. Кузнецову и А. Л. Яншину, 1969), располагающийся вне Сихотэ-Алинской геосинклинали и связанный с глыбово-складчатыми движениями.

В этом смысле Монастырская и Лозанская депрессии находятся в одном ряду с другими наложенными впадинами, развивающимися по схеме: возникновение растягивающих усилий в своде, погружение и вулканизм. К таким впадинам можно отнести впадины восточно-азиатского типа (Нагибина, 1966), некоторые вулканические грабены и депрессии Камчатки (Святловский, Эрлих, 1964; Эрлих, 1966) и рифтовые структуры (Милановский, 1969, 1970). Сходство между ними намечается по характеру ограничений, составу заполняющих вулканогенных образований, наличию трещинных извержений, отрицательных гравитационных аномалий и общей эволюции вулканизма, связанной с формированием контрастной ассоциации пород порфировой формации (по другим авторам — липаритовой, Лаверов и др., 1972).

Как отмечает М. А. Фаворская (Favorskaja, 1967), отложения, соответствующие порфировой формации, весьма характерны для активизированных участков более ранней консолидации, где образуются синхронно с различными геостадиями развития геосинклинальных прогибов. Позднепермская порфировая формация Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Соловьев, 1966) характерна для краевого прогиба (Мишин, 1968), охватившего часть Черниговского син-

1 — линейные структуры (предположительно разломы), выраженные в гравиметрических полях зонами градиентов; 2 — линейные структуры (предположительно разломы), выраженные в гравиметрических полях преобладающим направлением изоаномал; 3 — гравиметрическое поле: а) положительные аномалии (фундамент), б) относительно погруженные участки фундамента (депрессий) от 0 до первых сотен метров, в) отрицательные аномалии (погружение фундамента депрессий до 1,0 км), г) участки максимального погружения фундамента депрессий (до 1,5 км); 4 — вулканы; 5 — границы депрессий; 6 — кальдеры оседания. Вулкано-тектонические депрессии: М — Монастырская, Л — Лозанская; кальдеры оседания; 1 — Светлая, 2 — Горелая, 3 — Толстая Сопка; Вулканы: 4 — Халкидон, 5 — Ларинский, 6 — Маяк, 7 — Вассиановский, 8 — Горбатый, 9 — Кабаний, 10 — Западный, 11 — Каменный, 12 — Еловый, 13 — Котляра.

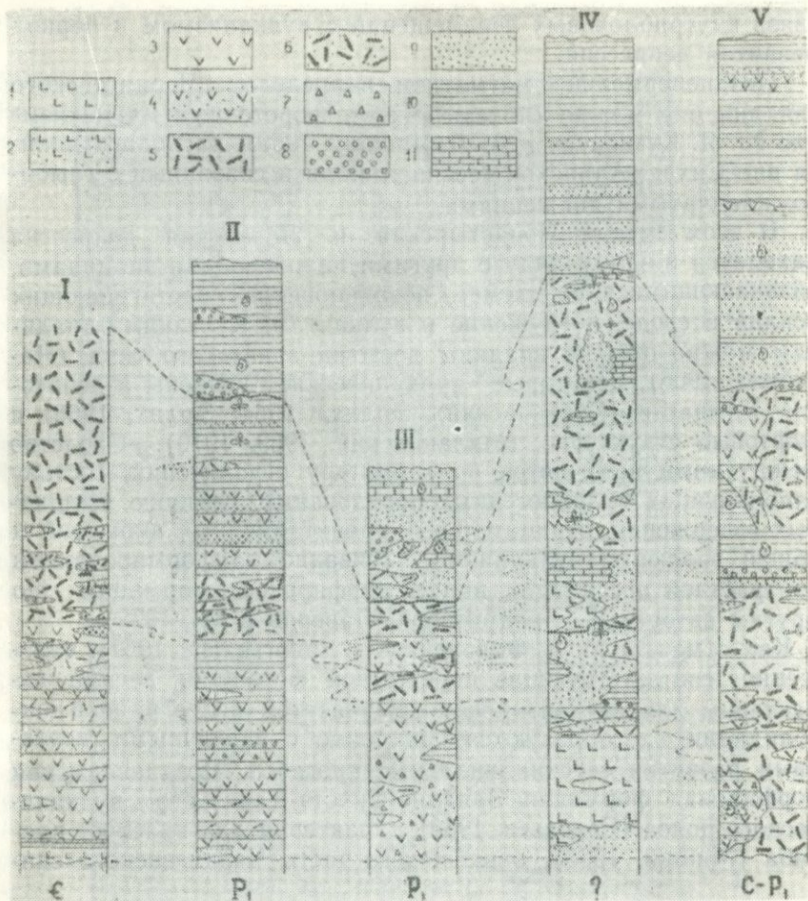


Рис. 43. Положение позднепермской порфировой формации в структуре Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (по Тащи С. М., Рыбалко В. И., Чернышу Б. Я., Чмыреву В. М. и Бажанову В. А. с добавлениями А. Б. Игнатьева).

I — Монастырская и Лозанская вулканотектонические депрессии; II — краевой прогиб (бассейн р. Крыловки); III и IV — Южно-Приморская зона (п-ов Муравьева-Амурского и бассейн Пади Широкой); V — юго-западная часть Ханкайского массива (бассейн р. Студеная).

1 — лавы и 2 — туфы основного состава; 3 — лавы и 4 — туфы среднего состава; 5 — лавы и 6 — туфы кислого состава; 7 — туфобрекчии; 8 — конгломераты; 9 — песчаники; 10 — алевриты, аргиллиты, углесто-глинистые сланцы и 11 — известняки.

клинория, где формировались депрессии с той же порфировой формацией. На тесную связь порфировой формации вул-

канических поясов с развитием краевых прогибов указывает Г. М. Власов (1969).

Таким образом, для Монастырской и Лозанской вулканотектоническим депрессиям, как и для всего Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, характерны отложения позднепермской порфириевой формации. Особенности тектонического положения, а также соотношение нижних (основных—средних) и верхних (кислых) членов формации в различных частях рассматриваемых тектонических структур показаны на рис. 43. По-видимому, вулканизм депрессий определялся тектоническими причинами, обуславливающими синхронное развитие Западно-Сихотэ-Алинского пояса и краевого прогиба.

На фоне этих общих тектонических изменений происходило формирование структуры вулканотектонических депрессий. Механизм этого процесса отражен прежде всего в характере ограничений и внутриблоковой структуре депрессий, особенностях расположения вулканических очагов, характере компенсационных проседаний, развитии инъективных дислокаций и др.

Особенности ограничений Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий являются важным фактором для понимания их генезиса. Представление о крутом, а в ряде случаев вертикальном падении ограничивающих Монастырскую и Лозанскую депрессий разломов перекликается с выводами В. Таубенка (Таубенек, 1967) о вертикальном

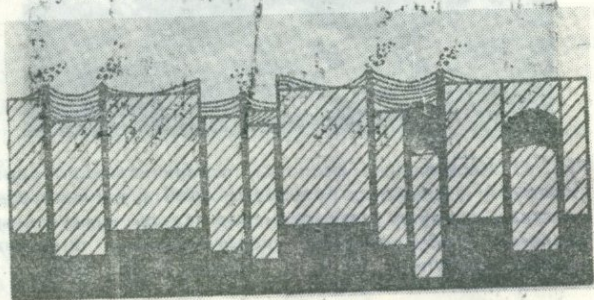


Рис. 44. Диаграмма, иллюстрирующая различные типы оседания цилиндров земной коры («котлов») в сопровождении экструзий лав на поверхность или без него (по Клоф, Моф и Бейли, из Дэли, 1936).

Диагональная штриховка — земная кора, сплошное черное — субстрат и интрузии.

или внутринаклонном характере сбросов провала Глен-Ко. Аналогию можно провести и дальше, если вспомнить, что еще А. Тиррель (1933), а позднее и Р. Дэли (1936) связывали механизм формирования Глен-Ко с опущенными блоками земной коры (рис. 44). Дальнейшее развитие этих представлений можно найти в работах Г. М. Фремда (1969, 1970, 1972), где подчеркивается генетическая связь погруженных блоков фундамента с региональными разломами, возникающими в пределах «жестких», активизированных участков земной коры (областей завершенной складчатости, платформ или вулканических поясов). Это согласуется с нашими представлениями о погружении блоков фундамента в пределах Монастырской и Лозанской депрессий. Описываемые нами депрессии по характеру ограничений могут быть также сравнимы с вулкано-тектонической депрессией оз. Тоба на Суматре или с провалами из района грабена Осло.

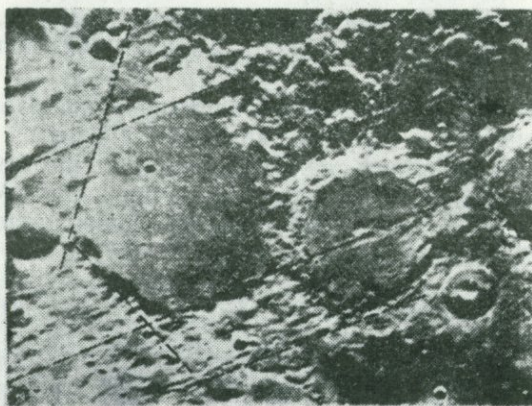


Рис. 45. Касательные разломы, ограничивающие цирки Птоломей и Альфонс. Кольцевые хребты на некоторых участках следуют прямолинейно вдоль касательных разломов, обуславливая полигональные очертания цирков (по Куперу, из И. Н. Томсона и др., 1968).

Следует подчеркнуть, что региональные разломы, играющие роль структурной рамы, не только ограничивают депрессии и определяют контуры связанных с ними магматических очагов, но и обуславливают автономный характер развития структуры. Ведущая роль ограничивающих

разломов — одна из главных особенностей развития не только рассматриваемых депрессий. Как считает Купер (Kuper, 1960, а также И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, 1968), ограничения региональными разломами наблюдается и в некоторых лунных цирках. В частности, цирки Птоломей и Альфонс имеют полигональные очертания, так как границы их совпадают с региональными касательными разломами (рис. 45).

Сходный характер наклона ограничивающих сбросов, объединяющих Монастырскую и Лозанскую депрессий с другими провальными структурами, по-видимому, отражает связь таких структур с магматическими очагами, глубина которых может быть зафиксирована при продолжении плоскостей сбросов до их пересечения (Ganeda, 1961). Плоскости падения Главного и Внешнего сбросов описываемых депрессий пересекаются в нижней части коры, имеющей мощность 30 км (Кулинич, 1969), что свидетельствует о подкоровом размещении глубинного очага, куда погружались блоки фундамента депрессий.

В то же время присутствие внутринаклонных сбросов с пологими углами падения сближает Лозанскую и Монастырскую депрессии с некоторыми кальдерами Шотландии, например, Бен-Невинскими (Richy, 1936) или кальдерой Вэллис, описанной так же, как вулcano-тектоническая депрессия (Смит, 1963). Этот исследователь связывает внутринаклонный характер главных ограничивающих разломов кальдер с куполообразованием. Доказательством этого, по мнению Р. Л. Смита, служит проявление в кальдерах систем кольцевых и радиальных разломов, а также риолитовых экструзивных куполов вдоль ограничений, особенно хорошо проявленных в депрессии Вэллис.

Аналогичная картина наблюдается и в описанных нами депрессиях. Мы склонны рассматривать внутрипогруженные кольцевые разломы в ассоциации с кольцевыми экструзиями, а в кальдерах оседания (Светлой, Горелой и Толстая Сопка) — с субвулканическими липаритами, как результат верхнего давления магмы, обусловленного направленными усилиями поднимающегося при извержении игнимбригов магматического расплава. Высокое давление поддерживалось, вероятно, благодаря компенсационному погружению блоков депрессий в глубинный очаг. Следует также добавить, что зарождение разломов, ограничивающих провалы, происходило в результате активного воздействия магма-

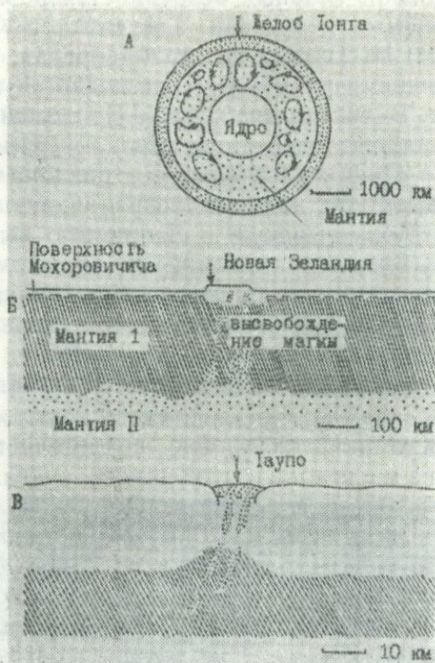


Рис. 46. Схема развития вулcano-тектонического грабена Роторуа-Таупо (район желоба Тонга, по Дж. Элдеру, 1972).

тического очага на кровлю. На механизм образования таких разломов указывал еще Р. Дэли (1936).

Таким образом, сочетание вертикальных и наклонных к центру ограничивающих депрессии сбросов связано, с одной стороны, с погружением блоков земной коры в глубинный магматический очаг, с другой — с существованием верхнего давления магмы, что сближает развитие депрессий с кальдерами. Подобная ситуация возникла, по-видимому, в результате «вертикальной миграции» магматических очагов к поверхности, как это было предложено для вулcano-тектонического грабена желоба Тонго (грабен Роторуа-Таупо (рис. 46).

Развитие блоковой структуры депрессий со ступенчатым погружением к центру также весьма характерно для различных вулcano-тектонических впадин. Подобное

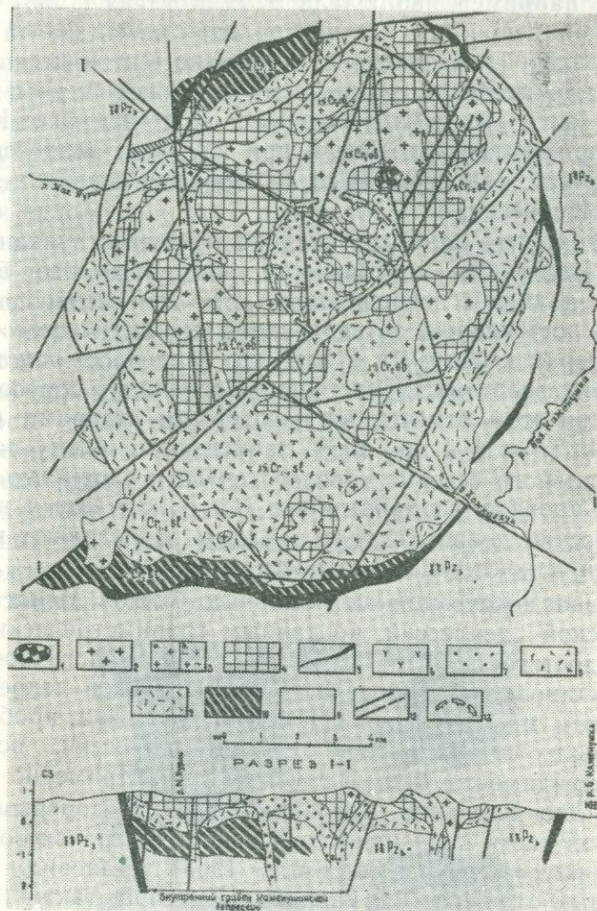


Рис. 47. Схема строения Камеушинской вулканотектонической депрессии (по А. П. Ван Ван-Е, 1970).

1—снениит-порфиры; 2—гранит порфиры; 3—экструзии липаритов: а — фации ядра; б — краевые фации липаритовых игнимбритов, кластолав и вулканических стекол; 4 — фельзиты; 5 — дайки фельзо-липаритов, гранит-порфиров; 6 — дациты и трахидациты солонечного комплекса; 7 — сферолоидные и ленточные лавы фельзитов и липаритов солонечного комплекса; 8 — липариты солонечного комплекса; 9 — вулканокластические породы солонечного комплекса; 10 — андезитовые порфириты и их туфы станолирского комплекса; 11 — главнейшие разрывные нарушения; 13 — главная кратерная область Камеушинской депрессии.

строение, например, наблюдала В. В. Коптева (1966) в Чубарайгырской депрессии, где центральная часть занята провалом (кальдерой). Появление в вулcano-тектонических депрессиях или грабенах ступенчатых погружений рассматривается как крупное повторное обрушение. К этому выводу пришли исследователи при изучении депрессии Тоба (на Суматре), кальдеры Крид (Колорадо) и района грабена Осло (в Норвегии).

Тот факт, что наиболее поздние продукты вулканической (и магматической) деятельности сосредоточены ближе к центру в наиболее погруженной части депрессий, свидетельствует о постепенном затвердевании магматического очага от периферии к центру и о том, что в процессе опустошения очага при извержениях постоянно происходят сбросовые явления. При этом отмеченная некоторыми авторами (Мархинин, 1964; Томсон и др., 1969) зависимость между размером горизонтального сечения корового очага и площадью образующегося провала не характерна для описываемых вулcano-тектонических депрессий, где разломы определяют и форму депрессий и контуры магматических очагов.

Глубина погружения центральных блоков Монастырской и Лозанской депрессий, по данным гравиметрических построений, достигает 900—1700 м (рис. 42). Аналогичное погружение установлено в пределах Каменушинской депрессии на Буренском массиве (рис. 47). Здесь скважина, пробуренная в нескольких сотнях метров от края депрессии, встретила породы фундамента уже на глубине 1 км. Примерно на 2 км опущено дно депрессий, описанных Т. О. Федоровым (1965) в северной части вулканического пояса Центрального Казахстана. Иякояма (Якояма, 1965) установил глубину кальдерных отложений в кальдере Кутцаро, также равную 2000 м. Приведенные примеры свидетельствуют, вероятно, не о приповерхностном обрушении кровли в периферический очаг, а о более глубинном перемещении блоков фундамента в процессе развития депрессий.

В целом следует отметить, что неоднородное строение депрессий является следствием раздробленности их фундамента, возникшей в связи со ступенчатыми компенсационными опусканиями земной коры (структура «конка») и неравномерным погружением (или воздыманием) отдельных ее блоков. Вероятно, цоколь депрессий под давлением магмы снизу

испытывал после погружения повторные (резургентные, по Р. Л. Смиуту) поднятия.

Вулканическая деятельность протекла на фоне компенсации погружения депрессий с заполнением вулканогенным материалом. При этом наблюдаются два вида компенсации (по Ю. А. Косыгиным, 1969): а) за счет выноса магматического (вулканического) материала из недр и заполнения им с поверхности образующейся впадины и б) за счет подъема магматического материала и заполнения им подземных камер (в данном случае промежуточных и периферических очагов), возникающих в процессе растяжения и погружения осадочных толщ (подземное или глубинное компенсирование). С первым видом компенсации связано образование различных вулканических форм на поверхности депрессий, описанных выше. Со вторым типом компенсации связано образование как мелких, ориентированных вдоль разломов, так и крупных тел даек, некков, экструзий или штоков гранит-порфиров вдоль главных ограничивших депрессии сбросов. Наиболее простой частный случай подобного компенсации можно наблюдать на примере центральных интрузий Эронго и Брандберг (рис. 48).



Рис. 48. Строение центральных интрузий Эронго и Брандберг (по Г. Мартину, М. Матиас и Е. Симсону, из Ю. А. Кузнецова, 1964).

1 — лавы Карру; 2 — осадки Карру; 3 — породы основания; 4 — граниты Карру; 5 — гранодиориты Карру; 6 — дайки.

Вторжение магмы в пространство обрушающегося провала обычно обнаруживается после длительной эрозии и вскры-

тия интрузий и кольцевых даек, как это видно на одном из тридцати кольцевых комплексов Африканского щита (Сох а. о., 1965, рис. 49). Однако наиболее типичные примеры замкнутых кольцевых экструзий, или как их еще называют «кольцевые дайки», известны на о-ве Мул в Шотландии и в районе гор Оссини в Нью-Гэмпшире (рис. 50, 51). Обычно наблюдаются отдельные фрагменты кольцевых даек, к числу таких «фрагментов» можно отнести и экструзию вулкана Маяк, экструзию Овальную, крупную дайку на севере Монастырской депрессии и экструзии Овражную, Крутую, Медвежью и др. на территории Лозанской депрессии.

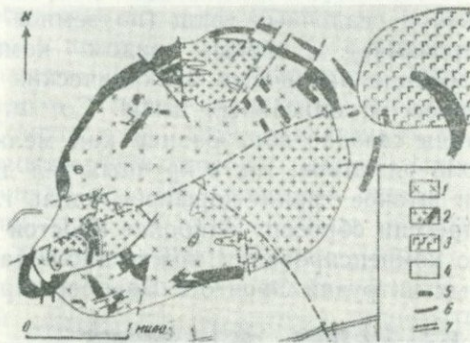


Рис. 49. Комплекс массива Марумбе (провинция Нузетси, Родезия, Сох а. о., 1965).

1 — нордмаркиты; 2 — граниты; 3 — габбро; 4 — базальты; 5 — основные дайки; 6 — ксенолиты; 7 — дайки микрогранитов.

Таким образом, среди известных способов заполнения пространства интрузивными магмами (представления Е. Андерсона, А. Баддингтона, М. Биллингса, Р. Дели, Г. Клооса, Ю. А. Кузнецова) для депрессий можно отметить следующие: а) пассивное замещение (образование кальдер Светлой и др.) и б) активное внедрение путем раздвигания стенок вмещающих пород.

При компенсационном погружении под влиянием движения магмы вверх развивались инъективные дислокации (в понимании Ю. А. Косыгина, 1969, 1973), обусловившие высокое боковое давление и вызвавшие деформацию вмещающих пород фундамента — их переориентировку и повторное смятие (см. выше, рис. 5). Возможно, этот

механизм напоминал образование горизонтального плутона в мезозоне путем оседания блоков, раздвигания в стороны и смятия вмещающих пород (Баддингтон, 1963). Однако при этом не отмечается каких-либо следов движения магмы в латеральном направлении между приподнятыми слоями фундамента. Это обстоятельство можно объяснить, с точки зрения Ю. А. Косыгина (1969), возможным изменением свойств магмы при незначительном отклонении от питающего канала, потерей ее способности продвигаться по латерали. Логично также предположить, что ограничивающие депрессии сбросы могли играть роль «экранирующих плоскостей» на пути движения магмы.

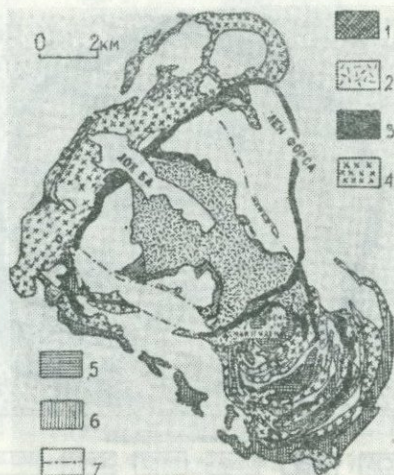


Рис. 50. Карта кольцевых даек на о-ве Мул, Шотландия (из Р. Дэли, 1936).

1 — фельзиты Глен-Кеппел; 2 — гранофиры Глен-Кеппел; 3 — фельзиты; 4 — гранофир; 5 — кварцевый долерит; 6 — кварцевое габбро; 7 — сброс.

Характерно, что продукты деятельности различных по типу вулканов оставались главным образом внутри Монастырской и Лозанской депрессий. Концентрация вулканов и их продуктов замечена во многих структурах обрушения, развитие которых находилось под контролем тектонических факторов, как, например, при формировании вулканической впадины Сан-Хуан в Колорадо (Luedke, Virbank, 1965), рифтовой зоны Грегори (Милановский, 1970), в Карымско-Семячинском районе на Камчатке (рис. 52). В то же время для каль-

дер оседания, в формировании которых доминирующая роль принадлежит вулканическим процессам, такая закономерность не характерна. По-видимому, эти факты можно расценивать не только как подтверждение генетической связи депрессий с магматическими очагами, но и как свидетельство об опережающем вулканические извержения погружении дна депрессий. В целом это позволяет, как уже отмечалось выше, рассматривать исследуемые вулканотектонические депрессии как элементарные центры с автономным развитием вулканизма под контролем тектоники.

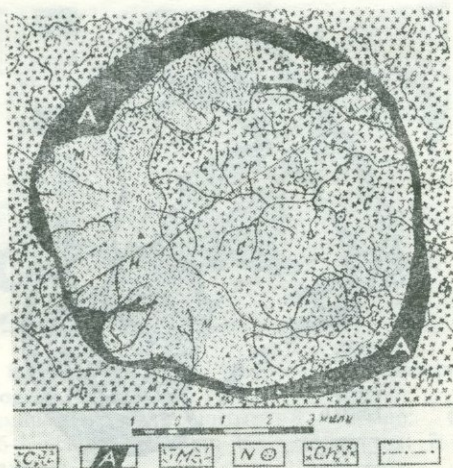


Рис. 51. Схема геологического строения участка гор Оссун в Нью-Гемпшире.

Черным цветом показана кольцевая дайка: 1 — биотитовые граниты Конвей; 2 — порфиоровые долериты Олбани; 3 — вулканические породы Моут; 4 — лекк; 5 — граниты Чатем; 6 — разлом.

Вынос огромного количества вулканических продуктов (более 1000 км³) сопровождался формированием положительного рельефа депрессий, сохранившегося до настоящего времени. Эти факты согласуются с представлениями Г. М. Фремда (1969) о депрессиях как элементарных ячейках, участвующих в формировании верхних горизонтов литосферы. Интенсивная вулканическая деятельность была связана с выбросом такого количества вулканических продуктов, которое пре-

вышает объем погруженного пространства депрессий. В результате на местности депрессии представляют вулканическое нагорье и по морфологии отличаются от общепринятого понятия «отрицательной» вулканической формы рельефа.

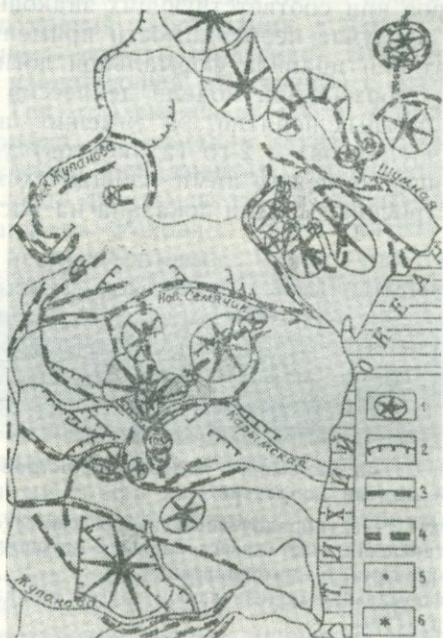


Рис. 52. Кольцевые структуры и вулканы Крымско-Семьячинского района (по Эрлиху, 1966).

1 — вулканы; 2 — разломы; 3 — сбросы, ограничивающие вулканотектонические депрессии; 4 — предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5 — кратеры; 6 — шлаковые конусы.

О ФОРМАЛЬНОЙ МОДЕЛИ И ПРИНЦИПАХ ОРГАНИЗАЦИИ ДЕПРЕССИИ

При описании Монастырской и Лозанской вулканотектонических депрессий было отмечено, что многие элементы и отношения исследуемых депрессий присущи и другим отрицательным вулканотектоническим структурам. В связи с этим возникает вопрос: какие же признаки отличают, или точнее, какие же элементы и отношения определяют вулканотектони-

ческие депрессии? Ответ на него можно получить, представив формальную модель вулcano-тектонических депрессий. Ниже мы остановимся на одном из вариантов построения такой модели. При этом под формальной моделью мы будем понимать такое уточнение объекта исследования (депрессий), которое при соответствующих знаковых выражениях позволило бы в случае необходимости применять математический аппарат или правила формальной логики.

Построение формальной модели депрессий (Д) включает введение формальных понятий, а именно аналогов абстракций 1-го (элементов) и 2-го (атрибутов) уровней и установление отношений между ними. Общая схема системного подхода к построению модели показана на рис. 53.

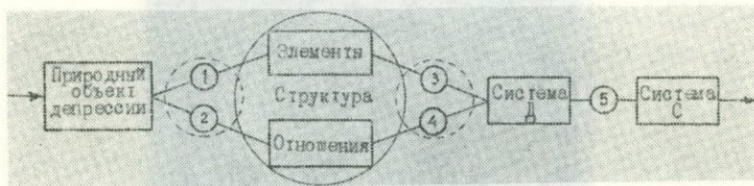


Рис. 53. Схема системного подхода к построению формальной модели депрессий.

Природный объект: 1—неупорядоченный набор элементов; 2—неупорядоченный набор отношений; системный анализ: 3—атрибуты; 4—логические связи между атрибутами; 5—интерпритация;

Система С — формальная модель любой другой отрицательной вулcano-тектонической структуры.

Для того, чтобы понять депрессии как сложный объект, необходимо расчленить его на элементарные части. Критерием элементарности мы будем считать, вслед за Н. В. Овчинниковым (1966), целостные свойства элементов, определяющие объект. Необходимыми условиями выделения элементов примем однородность, однотипность, но не тождественность и разнозначность.

Первичное описание депрессий и составление списка элементов было сделано интуитивно. Таких элементов было выделено чрезвычайно много: разломы фундамента — Синегорский, Широтный и др., руины стратовулканов Халкидон, Котляра и др., кислые корни вулканов Каменного и Маяка и др., кольцевые и радиальные разломы вулcano-тектонического происхождения, полигенные экструзии, эродированные каль-

деры, различные фации пород, комплексы, структура «конка», блоки и т. д. Отмеченные выше некоторые общие черты в строении вулcano-тектонических депрессий позволяют нам провести выбор элементов путем нахождения инвариантов. В этом случае под элементами мы будем понимать научные абстракции 1-го уровня (абстракции в узком смысле, основания абстракции — методологические). Эти элементы включают процессы изолирующей абстракции с частичной конструктивизацией. Так, отвлекаясь от всего многообразия фактического материала, мы выделим такие понятия, как структура «конка», «блоки фундамента», «вулcano-тектонические разломы», «разломы фундамента», «вулканы» и «комплексы вулканических пород». Условно будем считать эти понятия первичными и неопределимыми. Через них введем более сложные формальные понятия с установлением отношений между ними (аналоги абстракции 2-го уровня, основания абстракции — онтологические): Б — опущенные блоки фундамента, Р — разломы и В — вулканизм. Главным процессом абстракции является операция отождествления.

Элементы и отношения формальной модели депрессий изображены в виде простого неориентированного графа на рис. 54. Вершинами графа являются отмеченные выше элементы 1 и 2-го уровней абстракции, а ребрами — отношения, устанавливаемые между ними. Отношения между элементами 1-го уровня будем считать элементарными, а атрибутами 2-го уровня — базисными. Как видно, большинство ребер графа формальной модели депрессий представляют собой односторонние связи (или отношения, в данном случае мы их не различаем). Так, например, вулcano-тектонические разломы определяют строение «конка», а разломы фундамента — отдельные блоки и положение вулканов, в строении которых участвуют вулканические породы. В то же время между вулcano-тектоническими разломами и вулканами существуют рефлексивные связи, как и между структурой «конка» и «комплексами вулканических пород». Кроме того, между некоторыми элементами устанавливаются опосредствованные связи.

При определении базисных отношений мы будем исходить, как было показано раньше, из того, что разломы фундамента (Р), связанные с глыбово-блоковыми тектоническими движениями, контролируют положение блоков (Б) и вулканизм (В) депрессий. Такие логические связи являются односторонними,

причем элемент Р доминирует над элементами Б и В.

Выделенные элементы и их отношения составляют структуру формальной модели (системы Д). Она может рассматриваться как инвариантный аспект системы Д, позволяющий устанавливать признаки изоморфности или разнородности с другими системами (депрессиями, кальдерами и пр.). Для этой цели сравниваются категориальный состав и логические связи систем Д и С. В случае их изоморфности (закономерности, например, расположение вулканов или критерии распределения оруденения в депрессии) одной системы можно экстраполировать на другие системы С (отрицательные вулкано-тектонические структуры) без специальных исследований.

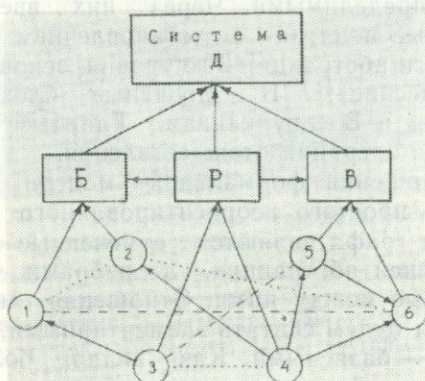


Рис. 54. Граф формальной модели депрессий (система Д).

1—6 — набор элементов депрессий (абстракции I уровня): 1 — строение «конка»; 2 — блоки внутри депрессий; 3 — разломы вулкано-тектонического происхождения; 4 — разломы фундамента; 5 — вулканы; 6 — вулканоплутонические комплексы. Б, Р и В — атрибуты депрессий как систем Д (абстракции 2 уровня). Связи: сплошные линии — односторонние; пунктирные линии — рефлексивные; линии точек — опосредствованные.

Изложенное далеко не исчерпывает возможности формального исследования депрессий и рассматривается как первый шаг в этом направлении. В частности, депрессии могут быть изучены как ретроспективные системы (в эволюционном аспекте). Большие возможности открывает формальное исследование с целью построения аксиоматической формальной

знаковой системы депрессий. Знаки, в силу своих особенностей, придают формализованной системе творческий характер, могут способствовать уточнению старых и образованию новых понятий, открытию новых элементов и отношений в вулcano-тектонических депрессиях.

Формальная модель депрессий (как систем) обладает не только внутренними (функциональными), но и внешними связями с другими вулcano-тектоническими структурами, подчиняющимся определенной организации в рамках вулканических поясов. Это позволяет рассматривать депрессии как элементы вулcano-тектонических систем (см. стр. 129), характеризующихся следующими свойствами:

а) иерархичностью слагающих системы элементов. Так, отношения соподчиненности устанавливаются между звеньями вулканических поясов, вулканическими зонами и группами вулcano-тектонических структур. В качестве таких элементов можно рассматривать вулканические рифты и прогибы, вулcano-тектонические депрессии, кальдеры оседания или интрузивно-вулканические своды, вулcano-тектонические горсты, вулcano-купольные поднятия и купола.

б) инвариантностью структурных отношений на данном уровне исследования (в определенных масштабах единицах).

в) сохранением инвариантных свойств и отношений на выбранном иерархическом уровне, т. е. закономерности геологического строения (структура, вещественный состав, история развития), присущие вулcano-тектонической системе, сохраняются только на уровне ее организации. Каждому уровню системы соответствуют свои пространственные параметры (ранжированные геоблоки), в пределах которых проявляются свойства и отношения системы, а также сохраняются ее элементы. Различные трансформации системы связаны с синхронным (статика) и диахронным (динамика) геологическими «срезами», определяющими структурный или генетический аспект исследования вулcano-тектонических систем.

При реконструкции вулканической деятельности можно отметить, что эволюция во времени — необратимое превращение систем. Она характеризуется двумя противоположными, но взаимосвязанными процессами — дифференциацией и гомогенизацией. По мере развития систем происходит их усложнение за счет образования (расчленения)

новых элементов — разломов, вулканов, вулканических фаций и др. В то же время система становится более полной, автономной, с определенными границами и приобретает (единство (выраженность) во внутренней структуре вулканического пояса.

В заключении следует заметить, что важное значение в изучении эволюции вулканических поясов имеет не только многоуровневый анализ, но и определение инвариантных состояний вулкано-тектонических систем и структур. Знание принципов их организации крайне необходимо при проведении районирования и прогнозно-металлогенических исследованиях вулканических поясов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное впервые детальное изучение позднепермских вулкано-тектонических депрессий Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса привело автора к заключению, что они представляют собой приразломные впадины с автономным развитием вулканизма и с присущей им рудной специализацией. Исследование позволило сделать основные выводы о строении и развитии депрессий.

1. Главными структурными элементами изученных Монастырской и Лозанской вулкано-тектонических депрессий являются палеовулканы центрального и трещинного типов. В современном эрозионном срезе трещинные вулканы сохранились в виде даек основного состава или кислых полигенных экструзий с прилегающими к ним покровами игнимбритов; вулканы центрального типа представлены штоками и покровами (реликты щитовых вулканов), руинами стратовулканов, эродированными кальдерами оседания и жерлами куполовидных вулканов с остатками игнимбритовых покровов, neckами и субвулканическими интрузиями.

Депрессии заполнены продуктами деятельности указанных выше вулканов. Среди них — породы покровной, жерловой и околожерловой, экструзивной, субвулканической и ги-

пабиссальной фаций, относящиеся к ранней базальт-андезитовой (диабазовые и андезитовые порфиры, дациты и их туфы) и поздней игнимбритовой (игнимбриты, туфы, фельзиты, липариты, гранит-порфиры) формациям.

2. Стадийность формирования вулcano-тектонических депрессий связана с последовательной сменой излияния трещинных и щитовых вулканов (I стадия) деятельностью стратовулканов (2 стадия), а затем — с мощными извержениями кислых игнимбритов с образованием кальдер оседания, формированием полигенных экструзий и внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий (3 стадия). Особенности этой последовательности заключались в увеличении кислотности и щелочности продуктов извержения с сохранением их перенасыщенности глиноземом и уменьшением содержания в них магния, железа и кальция. Начальный известково-щелочной базальтовый расплав, по мере подъема из глубинного магматического очага, изменялся благодаря процессам фракционной кристаллизации. Эволюция кислой магмы происходила в промежуточном и периферических очагах, сопровождаясь процессами газового переноса и аккумуляции кристаллической фазы.

3. Депрессии формировались в зоне разрядки главным образом продольных и поперечных направлений (зона сочленения северо-западных и северо-восточных разломов), возникших на периферии Ханкайского массива в период развития краевого прогиба. Отличительными чертами периода становления структуры депрессий было формирование блокового строения с характерным ступенчатым погружением дна депрессий к центру, развитие компенсационных проседаний с образованием резургентных кальдер оседания и инъективных дислокаций, сопровождающихся деформацией и смятием в складки вмещающих депрессии пород.

4. Промышленно интересное редкометальное оруденение пространственно тяготеет к зонам региональных разломов типа расколов фундамента, явившихся как магмоподводящими каналами, так и путями миграции рудных растворов. Оруденение группируется, главным образом, по крайевым частям вулcano-тектонических блоков разного порядка, находящихся вблизи региональных разломов. Наиболее благоприятными для рудоотложения явились крайевые части экструзивных и субвулканических тел.

5. В результате сравнения Монастырской и Лозанской вулcano-тектонических депрессий с другими аналогичными структурами выделен ряд определяющих депрессии типоморфных признаков: связь депрессий с региональными разломами, блоковым погружением фундамента и вулканизмом, создавшим контрастную ассоциацию пород.

Отмеченные положения совместно с другими признаками можно использовать для разработки классификации и построения единой теории вулcano-тектонических депрессий, главным разделяющим признаком которых является отношение к тектонике. Это позволит не только устанавливать принадлежность исследуемого объекта к классу «кальдер оседания» или «депрессий», но и откроет возможность в случае сходства двух объектов экстраполировать данные о рудоносности одной депрессии на другую и более целенаправленно проводить в их пределах поиск различной рудной минерализации, а также прогнозировать уже открытые месторождения на глубину.

Проведенное впервые детальное изучение вулcano-тектонической депрессии Монастырской (гора) в северных районах Хангайского массива позволило выявить ее структурную принадлежность к типу оседания. Отличительной чертой депрессии является ее связь с региональными разломами, блоковым погружением фундамента и вулканизмом, создавшим контрастную ассоциацию пород.

АТЛАС
ПОЗДНЕПЕРМСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
МОНАСТЫРСКОЙ И ЛОЗАНСКОЙ
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИИ

(Нумерация в атласе соответствует нумерации в тексте—главе III)

Фиг. 1. Монастырская депрессия. Вид с запада.
Фиг. 2. Лозанская депрессия. Вид с юго-запада.
Фиг. 3. Лозанская депрессия. Вид с юго-запада.
Фиг. 4. Лозанская депрессия. Вид с юго-запада.

Фотомикрофотография
область, где обломки
стекла хорошо
раскристаллизованы.

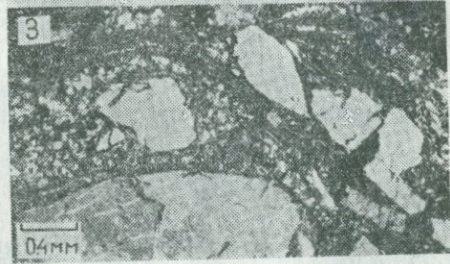


Фото 1. Игнимбрит сваренный порфирокластический вулкана Ветрового.

Фото 2. Игнимбрит сильно сваренный витрофирный, район нижнего течения р. Грибной. Цементирующая масса характеризуется полным исчезновением обломочной структуры, а обломки стекла хорошо раскристаллизованы. Внешне такая порода напоминает вулканическое стекло с псевдофиюидальной текстурой, $\times 30 +$.

Фото 3. Игнимбрит сваренный, порфирокластический, центральная часть Лозанской депрессии. За пределами микрофотографии в поле зрения шлифа присутствуют обломки пород. Обломочная структура под влиянием сильного сдавливания и спекания искажена, а обломки кристаллов растащены, $\times 30 +$.

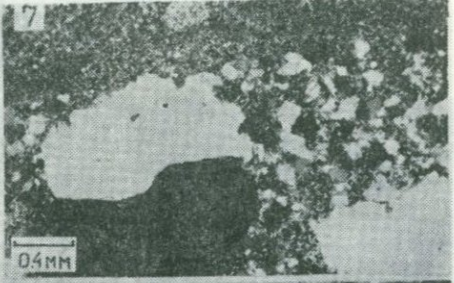
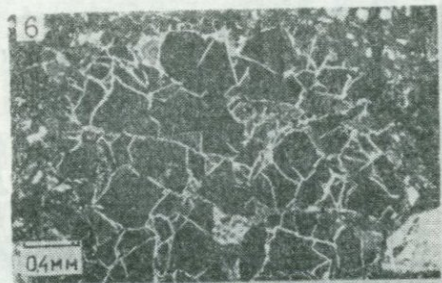


Фото 6. Равномерное разрушение фенокристалла кварца, $\times 60$, +.

Фото 7. Растаскивание пирокластического кварца в игнимбритах.

Фото 8. Деформация оплавленного фенокристалла кварца в игнимбритовом потоке вулкана Маяк, $\times 30$, +

Фото 9. Деформация фенокристалла калиевого полевого шпата по плоскостям спайности, $\times 30$, +.

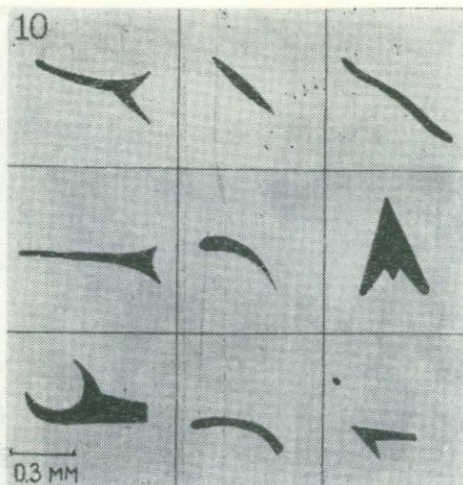


Фото 10. Наиболее часто встречаемые формы раскристаллизованных обломков стекла в игнимбритах Лозанской и Монастырской депрессий.

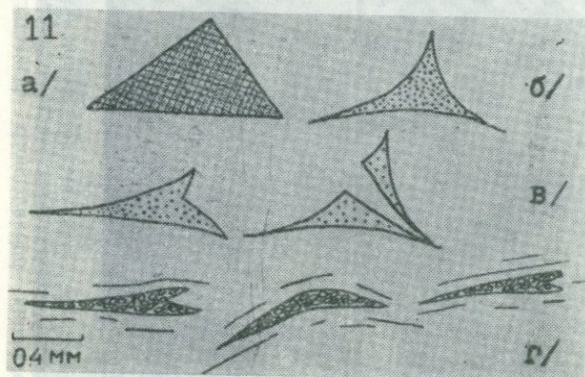


Фото 11. Преобразование обломка пемзы в процессе сваривания и расстеклования: а) первоначальная форма обломка пемзы; б) его деформация под влиянием давления и температуры; в) дальнейшее его сплющивание или раскалывание; г) расстеклование обломков пемзы в полностью сваренном игнимбрите.

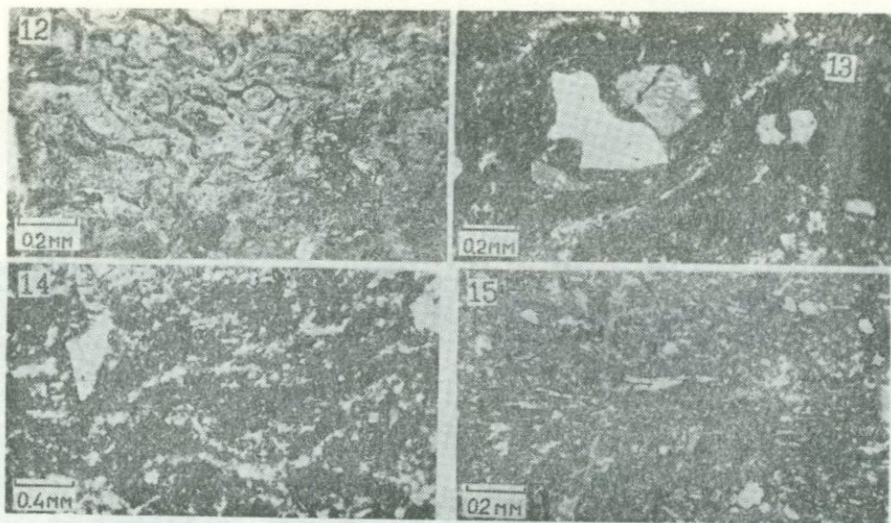


Фото 12. Игнимбрит слабо сваренный, витрокластический, район кальдеры Светлой. Характерна различная степень изогнутости осколков стекла, часть которых по краям начинает раскристаллизовываться, $\times 30$, +.

Фото 13. Игнимбрит сильно сваренный, взят в 100 м от жерла вулкана Маяк. Обломки стекла сильно сплюснуты и полностью раскристаллизованы, отчетливо выделяясь на фоне темной стекловатой цементирующей массы, $\times 30$, +.

Фото 14. Игнимбрит сильно сваренный, порфирокластический, взят в северо-западной части вулкана Маяк близ нека Южного (левый борт кл. Садового). Обломочная структура сильно изменена под влиянием сдвигания. Осколки стекла раскристаллизованы, цементирующая масса слабо расстеклована, $\times 30$, +.

Фото 15. Игнимбрит слабо сваренный, витрокластический, взят в южной части Центрального провала на левом берегу р. Грибной. Многочисленные осколки стекла сплюснуты и расстеклованы. Несмотря на это, обломочная структура в цементирующей массе все еще просматривается, $\times 30$, +.

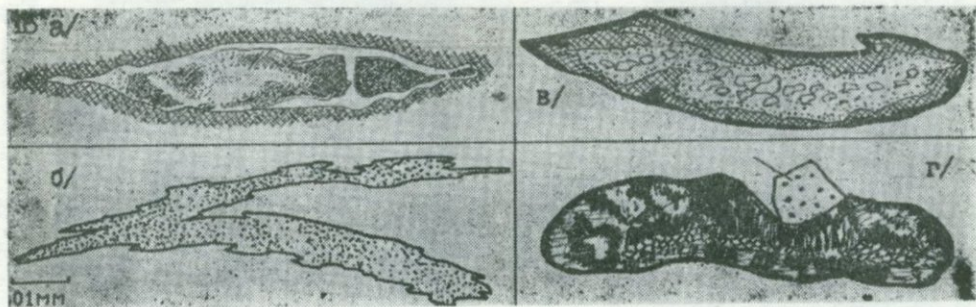


Фото 16. Различный характер расстеклования и раскристаллизации обломков стекла и пемзы (см. стр. 77).

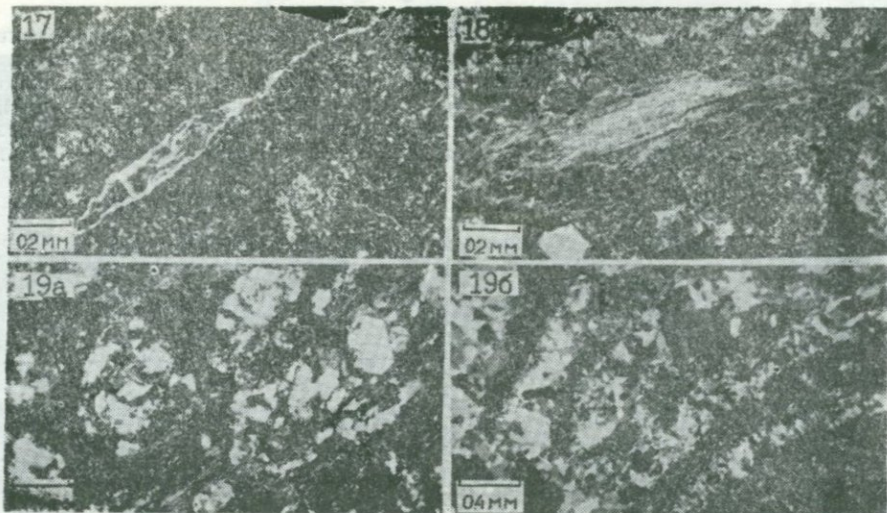


Фото 17. Игнимбрит сваренный, витрокластический, взят в междуречье Черниговки и Сидзиневки. Помимо сильной раскристаллизации краевой части осколка стекла, в цементирующей массе видны участки сферолитовых стяжений, $\times 30$, +.

Фото 18. Игнимбрит слабо сваренный, порфирокластический из восточной части кальдеры Светлой. Свариванию подверглись лишь краевые части крупного осколка пемзы. Цементирующая масса местами имеет отчетливо выраженную туфовую структуру, $\times 30$, +.

Фото 19. Раскристаллизация отдельных вclusions в игнимбритах вулкана Горбатого (а) и западной части вулкана Маяк (б), $\times 30$, +.

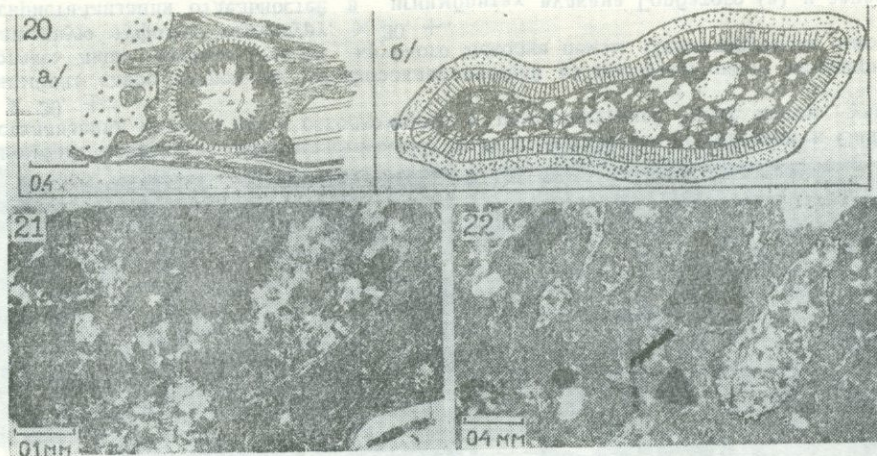


Фото 20. Кристаллизация минералов газовой фазы: а) сферолитовая форма, б) сплюснутая литофиза, $\times 40$, +.

Фото 21. Игнимбрит сваренный, порфирокластический, взят в 100 м восточнее жерла вулкана Маяк, Микрофотография наглядно иллюстрирует параллельное срастание полевого шпата и кристобалита по сплюснутому обломку пемзы. Мелкие обломки стекла в цементирующей массе также девитрифицированы, $\times 30$, +.

Фото 22. Игнимбрит сваренный, порфирокластический из восточной части вулкана Маяк. Цементирующая масса раскристаллизована лучше, чем на фото 21. Обломки кристаллов кварца оплавлены. Характерны литофизы с минералами газовой фазы кристаллизации, по форме похожие на фиамме, $\times 30$, +.

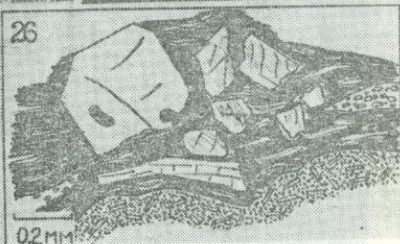
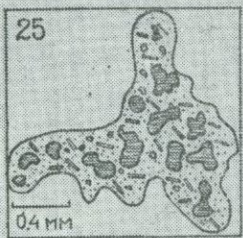
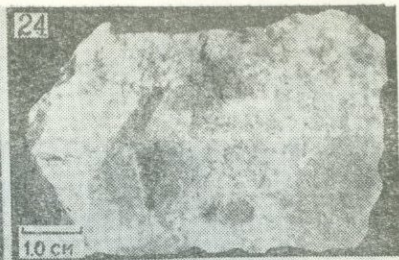


Фото 23. Ксенолит диабазового порфирита в слабо сваренном игнимбриге, северная часть Центрального провала Лозанской депрессии, $\times 30$, +.

Фото 24. Ксенолиты диабазового порфирита в сильно сваренном игнимбриге, южная часть Центрального провала Лозанской депрессии. Характерны нечеткие контакты ксенолитов с цементирующей массой.

Фото 25. Захваченный игнимбритовой магмой оплавленный и сдавленный ксенолит диабазового порфирита с деформированными внутри минералами.

Фото 26. Фрагмент крупного ксенолита диабазового порфирита (внизу), развернутого параллельно псевдофлюидалиности под влиянием внутреннего давления в игнимбритовом потоке.



Обломок пемзы-фиазме в слабо сваренном игнимбриге.



Подобный же обломок пемзы в сильно сваренном игнимбриге.

Фото 27. Комбинированные микрофотографии фиазме из обломков стекла и пемзы, $\times 10$, +.

составе и цвете. X 10 +
Фото 22. Сплюснутый микроструктурный фрагмент из агломерата
породы № 38, состоящий из слабо сваренной ильменитовой

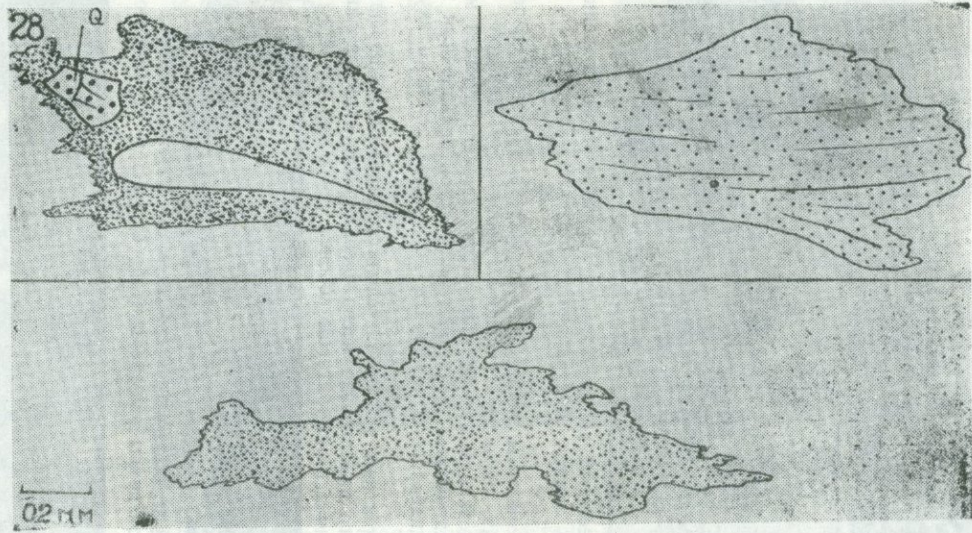


Фото 28. Обломки пемзы и стекла (справа) в слабо сваренных игнимбритах. В первом из них в результате сплющивания образовалась линза, заполненная газом, а сверху виден вдавленный обломок кварца.

ином вулк.
влия (всп.)
для пемз
и стеклян-
ных облом-
ков
Термостой-
ный иль-
менитовый
или ильменитовый

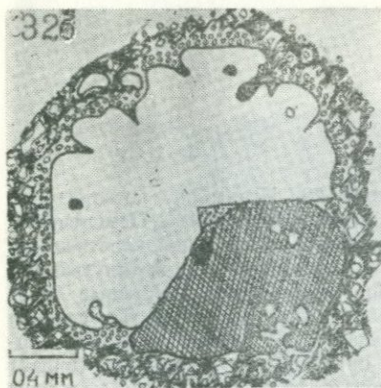


Фото 32. Характер сплавления феннокристалла кварца: отчетливо видно, что деформации предшествовало расплавление — зерно и обломки кварца в равной степени оплавлены. Внизу виден отколотый, а затем оплавленный обломок кристалла.

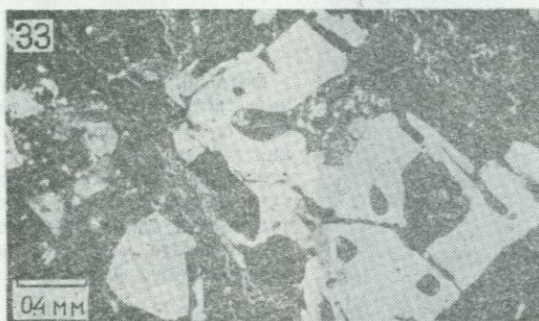


Фото 33. Интенсивная коррозия вкрапленников полевого шпата и кварца (фото 34) в сильно сваренных игнимбритах. Начинается коррозия кристаллов по трещинам, края которых оплавляются, образуя заливы в кристалле, в результате кристалл оказывается почти полностью уничтоженным, $\times 30$, +.

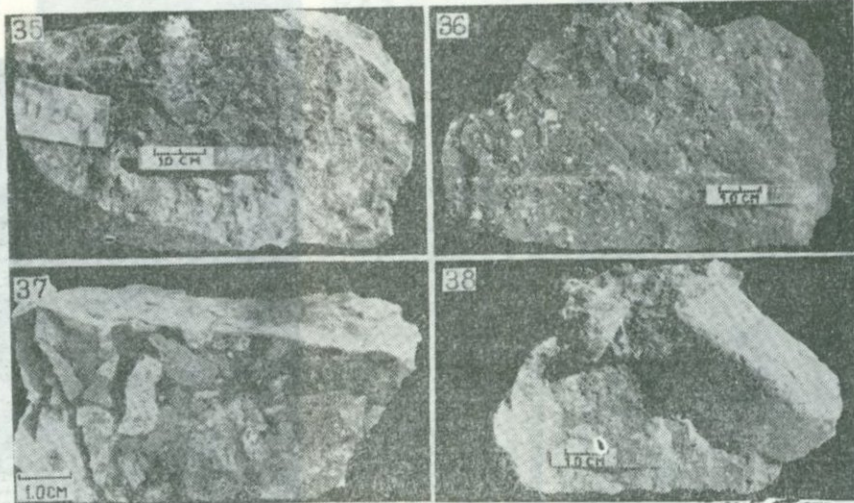


Фото 35. Агломератовый туф кальдеры Горелой. Виден крупный обломок липарита в цементе туфа.

Фото 36. Агломератовый туф северо-восточной части Монастырской депрессии.

Фото 37. Эруптивная брекчия из жерла вулкана Каменного.

Фото 38. Переотложенная вулканическая брекчия из района вулкана Елового.

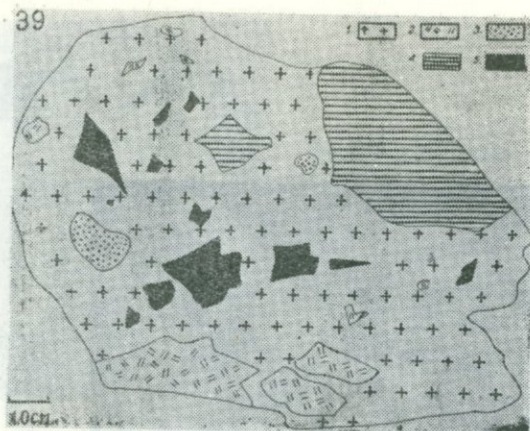


Фото 39. Игнимбритовая брекчия на цементе из сваренного порфирокластического игнимбрита, Монастырская депрессия:

- 1 — кислый порфирокластический сваренный игнимбрит;
 2 — липарит; 3 — кварцево-полевошпатовый песчаник;
 4 — сланец из нижнепалеозойского фундамента; 5 —
 диабазовый порфирит.

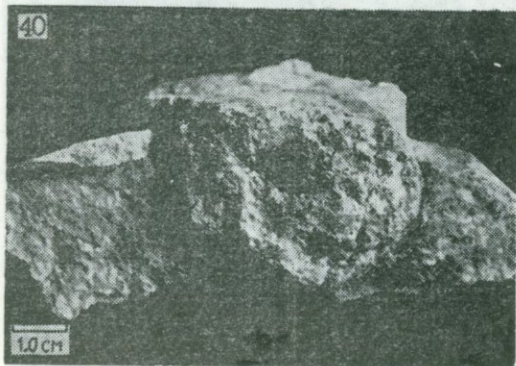


Фото 40. Бомба из сваренного порфирокластического игнимбрита в цементе аналогичного состава и структуры, Каменушинская вулcano-тектоническая депрессия, Буренинский массив.

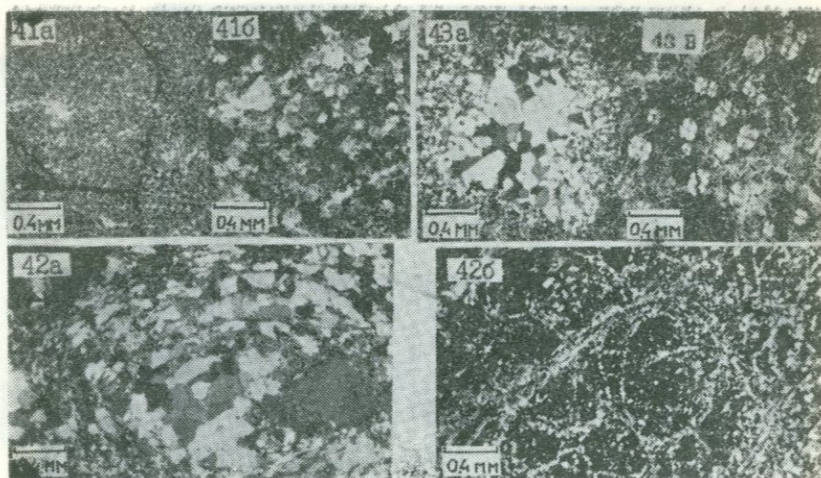


Фото 41. На микрофотографиях показана различная раскристаллизация основной массы фельзитов экструзии Овальной, $\times 30$, +.

Фото 42. Перлитовая отдельность в массивных фельзитах: раскристаллизованных (а) и стекловатых (б), район экструзии Овражной, $\times 40$, +.

Фото 43. Массивные фельзиты со сферолитовой основной массой: а) сферолит, выполненный халцедоновидным кварцем, по краям заметны прорастания кварца и полевого шпата; б) сферолиты «розетки», имеющие концентрически зональное строение и незначительное колебание размеров, $\times 30$, +.

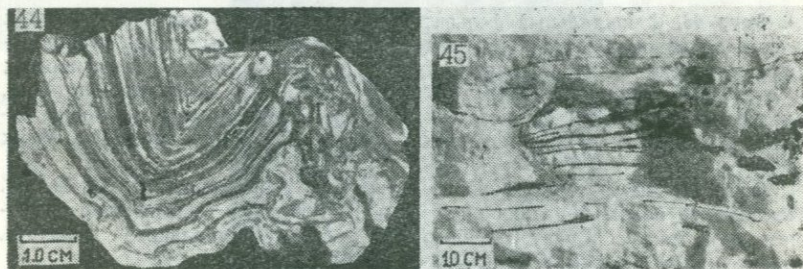


Фото 44. Флюидальный фельзит из краевой части экструзии Овражной. Чередование темных и светлых полос подчеркивает рисунок флексурной структуры. Темные полосы — почти не раскристаллизованное стекло, обогащенное гематитом. Справа сверху порода передроблена и смята.

Фото 45. Флюидальный фельзит экструзии вулкана Маяк. В отличие от вышеуказанного, все полосы в фельзите однородны и слабо аргиллизированы. Примечательным является присутствие между ними флюорита (темное).

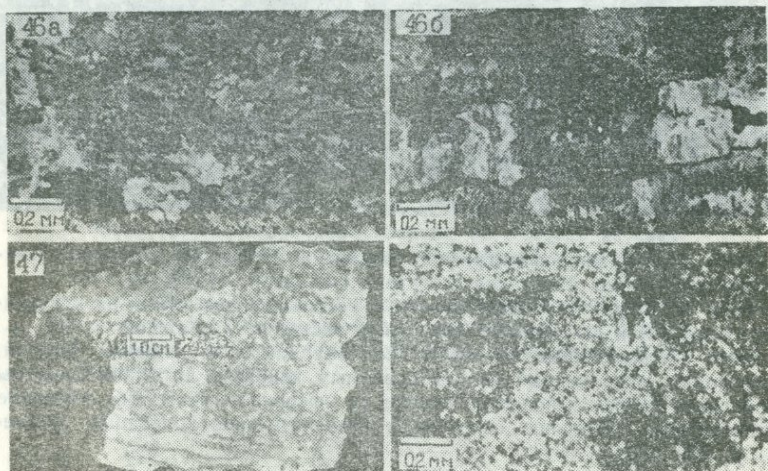


Фото 46. Флюидалный фельзит со сферолитовой основной массой: а) сrostки волокон кварца и полевого шпата вытянуты вдоль флюидалности и теряют свою первоначальную радиально-лучистую ориентировку; б) структура основной массы в афировом фельзите микросферолитовая, текстура-флюидалная (слоисто-такситовая). Сферолитовые стяжения отсутствуют, вместо них — зональные полосы. Район вулкана Маяк $\times 30$, +.

Фото 47. Штуф лавобрекчии фельзита и его микрофото, $\times 40$, +. Стекловатые обломки различной формы погружены в фельзитовую цементирующую массу. Внизу крупный обломок флюидалного фельзита. Характерно, что обломки почти не оплавлены.

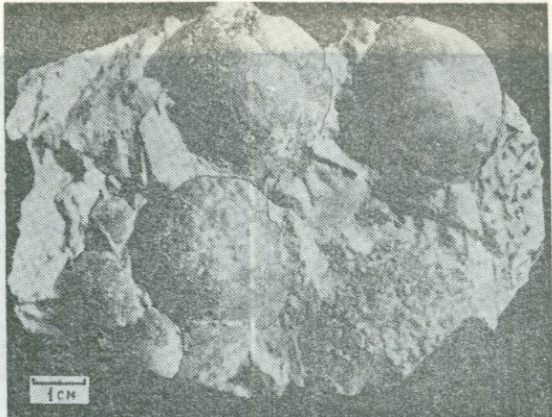


Фото 48. Сферолонды экструзии вулкана Маяк.

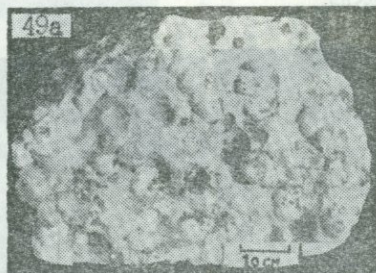


Фото 49. Сферолитовые фельзиты экструзии вулкана Восточного (юго-восточная часть Лозанской депрессии). На фото 49б сферолиты слились с основной массой, вытянувшись вдоль слабо намечающейся флюидалности.

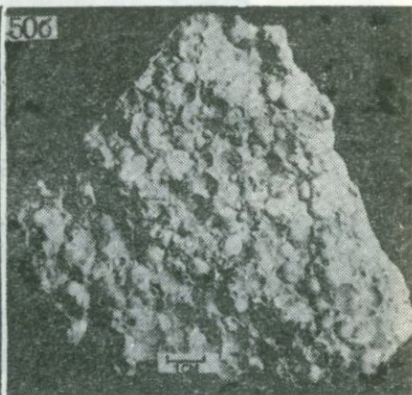
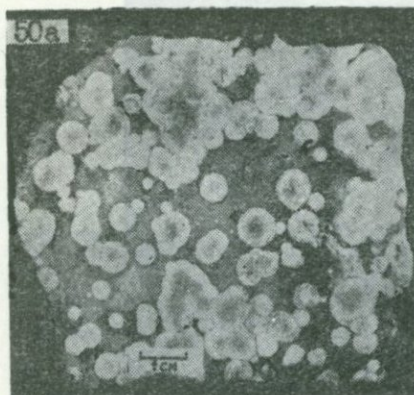


Фото 50. Сферолиты Каменушинской вулcano-тектонической депрессии, Буринский массив.



Фото 51. Сферолоид (экструзия вулкана Маяк) концентрически зонального строения. Малый сферолит в центре заключен в более крупный. Иногда такие сферолоиды достигают 50 см в диаметре.

Фото 52. Колония сферолоидов (район вулкана Маяк). В центре — более крупный сферолоид, по бокам которого выросли паразитические сферолоиды; все они имеют концентрически зональное строение. Побочные сферолоиды могли образоваться на выступах неровной поверхности главного сферолоида в процессе отложения вещества. По составу порода напоминает гейзерит.

Описание объектов...
 фото 53...
 фото 54...
 фото 55...

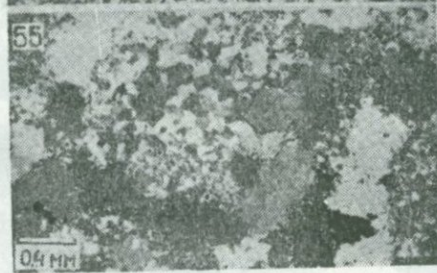
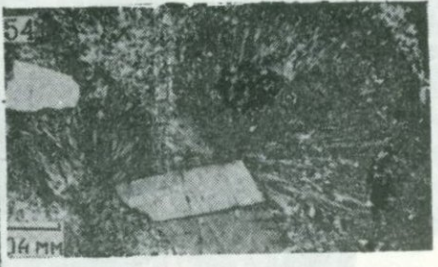


Фото 53. Концентрически зональный сферолит с полостью внутри. По краям полости развиваются натечные формы халцедоновидного кварца $\times 30$, +.

Фото 54. Липаритовый порфир экструзии Медвежинской. Центрами роста радиально-лучистых сферолитов являются кристаллы полевого шпата, $\times 30$, +.

Фото 55. Микрофиллитовая структура кварцево-полевошпатовых агрегатов с участком порфиробластового кварца. Экструзия вулкана Маяк, $\times 30$, +.

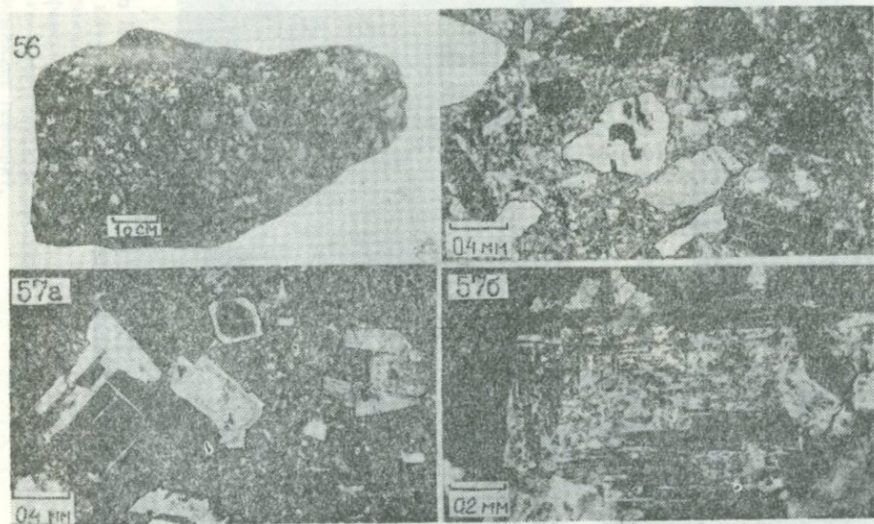


Фото 56. Общий вид экструзивных липаритов с невадитовой структурой. Многочисленные обломки кристаллов кварца и полевого шпата (см. микрофото справа) сцементированы фельзитовидным веществом. Для образования подобных пород необходимо было, как минимум, два условия: быстрая кристаллизация, сопровождающаяся деформацией. Вулкан Каменный, Лозанская депрессия.

Фото 57: а) фенокристалл плагиоклаза первой генерации (1) в плагиоклазах второй (2) и третьей генераций (3). Основная масса перекристаллизована, $\times 30$, +; б) участок микрогранитной структуры. Разрушенный ортоклаз (?). альбитизирован. Центральная часть Лозанской депрессии, $\times 40$, +.



Фото 58. Субвулканические липариты кальдеры оседания Светлой. Липарит (а) взят из краевой части массива, его кристаллы деформированы. Другой образец (б) из центральной части массива, раскристаллизация основной массы здесь лучше, а вкрапленники оплавлены больше, $\times 30$, +.

Фото 59. Гранит-порфир с участками сферолитовой структуры, район юго-западной части Монастырской депрессии, $\times 30$, +.

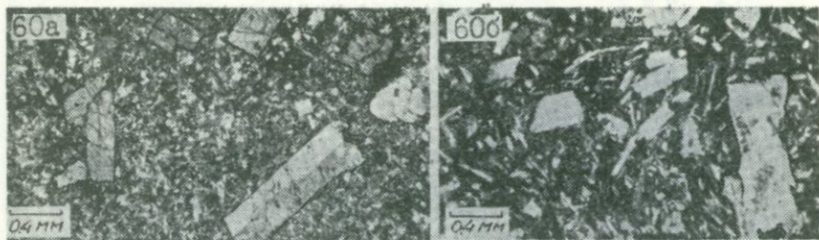


Фото 60 Плагноклаз — пироксеновый андезитовый порфирит (а) и плагноклазовый андезитовый порфирит (б). Структура пород порфировая, структура основной массы в первом случае микролитовая, в другом — пилотоксидовая, местами диабазовая. Породы взяты из района вулканов Халкидон (а) и Котляра (б), $\times 30$, +.

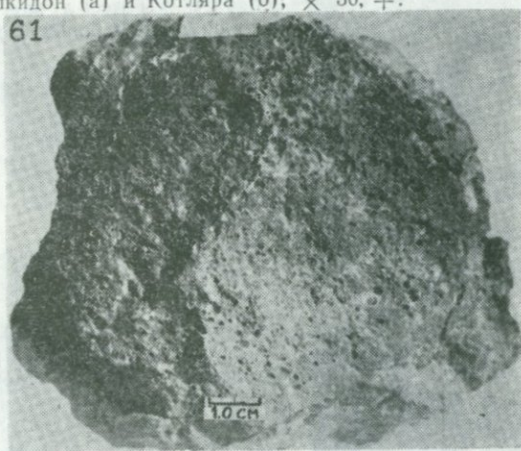


Фото 61. Миндалекаменный диабазовый порфирит северо-западной части Лозанской депрессии. Округлая форма может быть истолкована двояко—это галька, захваченная с древней размытой поверхности в процессе роста экструзии Крутой или брекчия качения, образованная непосредственно в период ее развития.

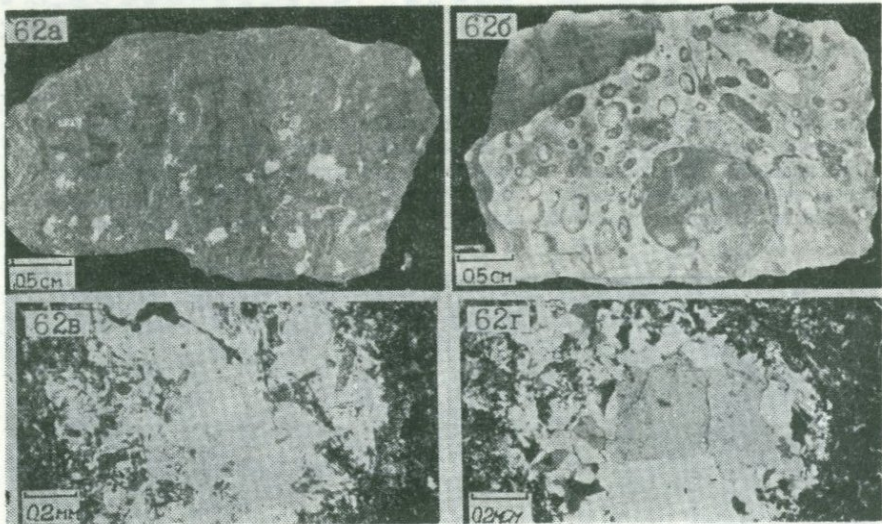


Фото 62. Миндалекаменные диабазовые порфиры из района вулкана Халкидон (а) и вулкана Радужного (б) и микрофото этих штуфов («в» и «г»), $\times 30$ и 45 , +.



Фото 63. Миндалекаменный диабазовый порфирит с района экстрезин Крутой. Структура основной массы микродиабазовая, обусловленная беспорядочным расположением лейст основного плагноклаза, пространством между которыми занимают продукты разложения стекловатого базиса-хлорит и рудный. Миндалины размером до 1—2 мм заполнены кальцитом, $\times 30$, +.

Л и т е р а т у р а

Афанасьев Г. Д., Коптев-Дворников В. С., Фаворская М. А. и др. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Забайкалья и Приморья. М., Госгеолиздат, 1960.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. Изд-во ИЛ, М., 1963.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. «Советская геология», 1962, № 7.

Берснев И. И. История тектонического развития. «Геология СССР», т. XXXII, Приморский край», «Недра», 1969.

Бойд Ф. Р. Спекшился туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. В сб.: «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.

Боровков В. П., Игнатьев А. Б. Роль глубинных разломов и блоковой тектоники в локализации эндогенного оруденения в вулcano-тектонических депрессиях. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ. Л., 1934.

Бурьянова И. З., Фаворская М. А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 12.

Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. ИЛ, М., 1957.

Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б., Сухов В. И. Хингано-Охотский вулканический пояс. В сб.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б. О типах вулcano-тектонических структур южной части Хингано-Охотского вулканического пояса. Тр. лаб. палеовулканологии ДВПИ, вып. 4. Владивосток, 1971.

Ветренников В. В. Геологическое строение и основные этапы развития южной и центральной частей Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Автореф. канд. диссерт. Владивосток, 1973.

Власов Г. М. Краевые прогибы и вулканизм. В сб.: «Вулканические фации Камчатки». М., «Наука», 1969.

Влодавец В. И. Классификация отрицательных форм рельефа. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 5.

Влодавец В. И. Отрицательные вулканические формы рельефа. Уч. зап. Моск. обл. пед. ин-та, 1947, т. 9, вып. 4.

Влодавец В. И. О вулканической тектонике. «Бюллетень вулканологических станций АН СССР», 1954, № 23

Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. М., Изд-во ИЛ, 1949.

Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского Срединного массива. «Советская геология», 1959, № 12.

Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.

Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций. «Геология и геофизика», 1972, № 12.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложении к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.

Игнатьев А. Б. О взаимосвязи вулканизма с тектоникой на примере строения и развития вулкано-тектонических депрессий. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968 а.

Игнатьев А. Б. Каталог палеовулканов южной части хребта Синего. В сб.: «Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края». Владивосток, 1968б.

Игнатьев А. В., Старов О. Г. Сравнительный анализ продуктов верхнепалеозойского вулканизма южной части хребта Синего. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.

Игнатьев А. В., Боровков В. П. О характере развития вулканизма в юго-восточной части Ханкайского массива. В кн.: «Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса». Владивосток, 1968.

Игнатьев А. Б., Боровков В. П., Чеканцев И. И., Попов В. В. Особенности кислого экструзивного вулканизма Каменушинской вулкано-тектонической депрессии. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.

Игнатьев А. Б. Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. В сб.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока». Владивосток, 1970 а.

Игнатьев А. Б. К вопросу о классификации отрицательных вулкано-тектонических структур. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970б.

Игнатьев А. Б. Вулканизм и тектоника Синегорской вулканической зоны. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Тр. XVIII науч. конф. ДВПИ, Владивосток, 1970в, т. I.

Игнатьев А. Б. Палеовулканизм и металлонность юго-пазачей части Хингано-Охотского вулканического пояса. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Игнатьев А. Б. Монастырская и Лозанская вулкано-тектонические депрессии центральной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: геология и генезис. В сб.: «Палеовулканы и вулкано-тектонические структуры». Тр. лаб. палеовулканол., ДВПИ. Владивосток, 1971а.

Игнатьев А. Б. Тектонические причины возникновения и развития вулкано-тектонических впадин Буреинского и Ханкайского срединного массивов. В сб.: «Геология и минеральное сырье Дальнего Востока», Хабаровск, 1971б, вып. I.

Игнатьев А. Б. Системный анализ условий локализации эндогенного оруденения в некоторых вулкано-тектонических впадинах Ханкайского и Буреинского массивов. В сб.: «Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и некоторых других районов СССР». Владивосток, 1971в.

Игнатьев А. Б., Кулындышев В. А., Подольный Г. И. К исследованию сложных геологических объектов как систем. В сб.: «Геология и минеральное сырье Дальнего Востока», М., 1973а, вып. 2.

Игнатьев А. Б., Кулындышев В. А., Подольный Г. И. К теоретическому обоснованию критериев локализации эндогенного оруденения в вулcano-тектонических депрессиях. В кн.: «Эволюция вулканизма в истории Земли», М., 1973б.

Изох Э. П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика». Изд-во «Наука», 1966, № 1.

Ицксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. В кн.: «Вопросы вулканизма». Ереван, 1959.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В сб.: «Земляная кора», М., ИЛ, 1957.

Кепенжинкас В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токраусского синклинория (Центральный Казахстан). М., «Наука», 1969.

Кириллов Е. А. Петрохимические и геохимические особенности флюоритоносных сферолондных лав. В сб.: «Геология и минеральное сырье Дальнего Востока». Хабаровск, 1971.

Кириллов Е. А. Об особенностях локализации молибденового оруденения в субвулканических фациях Вассиановского стратовулкана (Южное Приморье). В сб.: «Геология и минеральное сырье Дальнего Востока», М., 1972, вып. 2.

Коптева В. В. О роли рвущих вулканических образований в строении вулcano-тектонической депрессии гор. Чубарайгыр. «Бюлл. Московского об-ва испытателей природы». Отдел геол., 1966, № 6.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.

Котляр С. Г., Алексеев Л. М., Белов Е. М., Дитмар Г. М., Ицксон Н. И., Рудник Л. Н., Смирнова Г. П., Талова Г. Н. Основные закономерности размещения внутриконтинентальных цепей юга Дальнего Востока. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6.

Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Борукаев Ч. Б. Геологическое пространство как основа структурных построений. Статья 3. Описание геологических тел. «Геология и геофизика». 1965, № 11.

Косыгин Ю. А. Тектоника. «Наука», М., 1969.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. Изв. АН СССР, сер. геолог., 1969, № 6.

Косыгин Ю. А. К вопросу о выделении инъекционных дислокаций. В сб.: «Проблемы магматической геологии» «Наука», Новосибирск, 1973.

Косыгин Ю. А., Фремд Г. М., Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б. К проблеме сложных вулcano-тектонических систем. В кн.: «Эволюция вулканизма в истории Земли», М., 1973.

Кошкин В. Я. Строение Караирекского вулканического массива в северном Прибалхашье. В кн.: «Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов». Тр. лабор. палеовулкан., КазИМС, Алмата, 1964, вып. 3.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.

Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитовидных тел. «Геология и геофизика», 1966, № 6.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный вулканизм и тектоника. «Геология и геофизика», 1967, № 10.

Кутыев Ф. Ш. Критерии выделения пород околожерловой фации. В сб.: «Проблема геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.

Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В. Элементы тектоники Ханкайского массива и его обрамления. Восьмая конференция молодых ученых Дальнего Востока. Владивосток, 1969.

Лаверов Н. П., Левин В. Н., Мещерякова В. Б., Рыбалов В. Л., Сельцов Б. М., Толкунов А. Е. Некоторые особенности геологии палеовулканических образований липаритовой формации и ее рудоносность. В сб.: «Геология липаритовой формации Средней Азии и Казахстана». «Наука», М., 1972.

Лаверов Н. П., Максимова И. Г., Толкунов А. Е. Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность (Средняя Азия). В сб.: «Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана». «Наука», М., 1972.

Липкин Ю. С. Геология и развитие южной части Ханкайского массива. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, Владивосток, 1967.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., «Наука», 1971.

Лучицкий И. В., Фремд Г. М. Проблема палеовулканологических реконструкций. В кн.: «Палеовулканология и проблема вулканических формаций». Тр. лаб. палеовулкан., вып. 3., Алма-Ата, 1964.

Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. «Советская геология», 1961, № 6.

Малеев Е. Ф. О картировании разрывных нарушений в вулканических областях. «Советская геология», 1960, № 10.

Малеев Е. Ф. Семейчинские игнимбриты и проблема туфолав. В кн.: «Вулканические фации Камчатки». «Наука», М., 1969.

Мархинин Е. К. Об одной важной стороне проблемы кальдеры. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. В кн.: «Палеовулканические реконструкции, руды и лавы древних вулканов». Тр. лаб. палеовулканол., Алма-Ата, 1964, вып. 3.

Мархинин Е. К. Метод актуализма в палеовулканологических реконструкциях. Материалы 1-го палеовулкан. симпоз. по эвол. вулкан. Земли. М., 1973.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. Моск., ун-та, сер. геол. 1969, № 1.

Милановский Е. Е. О соотношениях вулканизма и тектоники в южной части рифтовой зоны Грегори (Восточная Африка). В кн.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1970.

Мишин В. П. Формационно-тектоническое районирование Южного Приморья и смежных территорий Китая и Кореи для позднего палеозоя. В кн.: «Геология и зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.

Мори Дж. Растворимость некоторых минералов в перегретом паре при высоких давлениях. В сб.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., Изд-во ИЛ, 1954.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., «Наука», 1968.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, 1967 г., № 4.

Овчинников Н. Ф. Принципы сохранения. «Наука», М., 1966.

Осборн Э. Ф. Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм. Изд-во ВСЕГЕИ. Нов. зарубеж., геолог., вып. 37, 1966.

Офтедадь Хр. Об игнимбритах и связанных с ними породах. В кн.: «Проблемы палеовулканизма», Изд-во ИЛ, 1963.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.

Пийп Б. И. Кронцокие игнимбриды на Камчатке. В сб.: «Туфолавы и игнимбриды». Изд-во АН СССР, 1961.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. «Мир», 1964.

Розовский Л. Б. Введение в теорию геологического подобия и моделирования.

Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока и их происхождение. Геологические отношения идентификация. В сб.: «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ИЛ, 1963.

Руб М. Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель летучих в магме. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 1.

Рыбалко В. И. Позднемеловые вулканы и вулканотектонические структуры южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Автореф. канд. диссер. Владивосток, 1972.

Салун С. А. Порфировая формация. Изв. АН СССР, сер. геол. 1957, № 7.

Святловский А. Е., Эрлих Э. Н. О закономерностях пространственного распределения четвертичного вулканизма Камчатки. В кн.: «Проблемы вулканизма». Матер. ко II Всесоюзн. вулканол. совещ., Петропавловск-Камчатский, 1964.

Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. Сб.: «Проблемы палеовулканизма». «Наука», 1963.

Соловьев В. О. Глубинные разломы Юго-Западного Приморья. АН СССР, сер. геол., 1965, № 6, т. 165.

Сперанская И. М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. Изв. АН СССР, сер. геол. 1967, № 3.

Тащи С. М., Рыбалко В. И., Черныш Б. Я., Чмырев В. М., Бажанов В. А. Некоторые черты строения и развития Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1970.

Тиррель Г. В. Вулканы. ОНТИ НКТП СССР. 1934.

Томсон Н. И., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В. Кольцевые структуры Земли и Луны. (Опыт сравнительного планетологического исследования). «Советская геология», 1968, № 8.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. «Советская геология», 1968, № 9.

Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 12.

Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 7.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. И. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.

Федоров Т. О. Вулкано-тектонические депрессии северной части донского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, № 3, 1965, т. 165.

Федчин Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. «Наука», М., 1964.

Фремд Г. М. Морфологические типы игнимбритов и туфолав Южного Казахстана. В сб.: «Туфолавы и игнимбриты». Тр. лаб. вулкан. АН СССР, 1961, вып. 20.

Фремд Г. М. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма. В сб.: «Проблемы палеовулканологии». Тр. лаб. палеовулкан. Казгосуниверситета, 1963, вып. 1.

Фремд Г. М., Игнатьев А. Б. Связь шаровых лав и игнимбритов с экструзивными и эксплозивными образованиями. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.

Фремд Г. М., Рыбалко В. И. Каталог Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В сб.: «Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и др. структурно-фациальные области Приморья». Владивосток, 1968.

Фремд Г. М. К вопросу о развитии посторогенных вулкано-тектонических структур. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканолог. совещанию. Львов, 1969.

Фремд Г. М., Игнатьев А. Б. Каталог вулканических поясов и зон южной части Дальнего Востока. В сб.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Фремд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Изд-во Томск. ун-та, 1972.

Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. «Недра», М., 1965.

Шеймович В. С. Типы фьяме в игнимбритах Камчатки и их происхождение. Вулканизм, гидротермы и глубины Земли (материалы к 3-му вулканологическому совещанию). АН СССР, Сиб. отд., Ин-т вулканологии. Дальневосточное книжное изд-во, Петропавловск-Камчатский, 1969.

Элдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий. В кн.: «Механизм интрузии магмы», Изд-во «Мир», М., 1972.

Энлоус Г. Е. Спекшиес туфы Национального заповедника Чирикауа, Аризона. В кн.: «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.

Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. «Геотектоника», № 1, 1965.

Эрлих Э. Н. Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. «Геотектоника», № 6, 1966.

Anderson C. A. The Tuscan formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. Univ. of Calif. Publ. Geol. Sci. 23, No 7, 1933.

Balley Roy A. Paleovolcanism. Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, 44, No 2.

Branch C. D. The source of eruption pyroclastic flows; cauldrons or calderas. Bull. volcan., 1967, 30.

Branch C. D. The emplacement of acid magma in the epizons, and the relationship with ignimbrites, in North Queensland, Australia, „Bull. volcanol”, vol. XXV, BY, 1963.

Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. I., Stillmen C. L., Vall I. R., Wood D. N. The geology of the Nuanetsi igneous province. Philos. Tran. Roy. Soc. London, Ser. A, No 1078, v. 257, 1965.

Ellis A. L. Hydrothermal System — The origin of the heat and water. Dominion Laboratory (N. Z.). Report 118 1 16, 1962.

Favorskaya M. A. On the problem of the origin acid magmas. Bull. volcan., 1967, 30.

Goodwin A. M., Shklanka R. Archean volcano-tectonic basins' form and pattern. Canad. J. Earth Sci., 1967, 4, No 5.

Hedervari P. On the energy and magnitude of volcanic eruptions. Bull. volcanol., t. XXXV, 1963.

Johnson R. W. Mechanisms of cauldron subsidence. Nature (Engl.) 1966, 210, No 5033.

Yokoyama Izumi, Nichida Yasunori. A note on drill cores from 1000 metres' depth in the middle of Kuttyare caldera, Japan. Internat. Assoc. Volcanol. Internat. Sympos. Volcanol., New Zealand, 1965. Abstracts. Willingon, 1965.

Luedke Robert G., Burbank Wilbur S. Volcanism in the western San Juan Mountains, Colorado. Internat. Assoc. Volcanol. Internat. Sympos. Volcanol., New Zealand, Abstracts. Wellington, 1965.

Luedke R. G., Burbank W. S. Volcanism in the Western San Juan Mountains, Colorado. Abstracts. Bull. volcan., 1966, 29.

Kuiper G. Photographie Lunar Atlas, Univ. Chicago press, 1960.

Matumoto T. Calderas of Kyusyu. Trans. of the Lunar Geol. Field Conference, Bend, Oregon, 1966.

Mccall G. J. H. The Menengal Caldera, Kenya, Colony. Vulcanologia del cenozoico. Cong. Geol. Internacional XX, Mexico, D. F. 1957, No 1.

Mccall G. J. H. Classification of calderas. Krakatau and Glen Co types: „Nature” (Engl.), 1963, 197, No 4863.

Monr P. A. Surface cauldron subsiding with associated faulting and fissure basalt eruption at Garinoldi — Pass, Shoa, Ethiopia. Bull. volcanol., 1962, 24.

Peacock M. A. Classification of igneous Rock Series. Jour. Geol. of Am. v. 68, 1931.

Smith R. L., Bayley R. A., Ross C. S. Calderas: aspects of their structural evolution and their relation to ring complexes. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, n. 12, Part 2, 1961.

Smith R. L., Balley R. A., 1968, Resurgent cauldrons. Geol. Soc. America Mem. 116.

Steiner A. Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand. — Geol. Survey, v. 68, 1960.

- Steven T. A., Ratte J. C.** Resurgent cauldrons in the Creed area, San Juan Mountains, Colorado. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1963, 44, No 1.
- Tanakodate H.** The problem of caldera in the Pacific region. *Proceedings of the Fourth Pacific Science Congress, Java, 1929.*
- Sadakatu Taneda.** Moving of the magma chamber of the Sakuro-Jima volcano. *The journal of the Geological Society of Japan*, Vol. LXVII, No 793, October, 1961.
- Willian H. Taubebeck.** Notes on the Glen. Coe Cauldron Subsidence, Argyllshire, Scotland. *Bull. Geol. Society of America*, v' 78, 1967.
- Westerveld J.** The tectonic causes of ignimgrite and pumic tuff deposition and subsequent basalto-andesitic volcanism. *Bull. volcanol*, Vol. XXV, B. Y. 1963.
- Williams H.** Calderas and their origin. *Bull. Calif. Univ. Dept. Geol. sci.*, Vol. 25, No 6, 1941.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Геологический очерк депрессий	9
Строение фундамента депрессий	9
Краткая геологическая характеристика депрессий	13
Некоторые общие черты строения депрессий	42
Глава II. Структурные формы проявления вулканизма депрессий	44
Эродированные кальдеры оседания	44
Полигенные экструзии	50
Палеовулканы центрального типа	57
Интрузии и дайки	71
Глава III. Типы ассоциаций вулканических пород депрессий	74
Липаритовая ассоциация	75
Дациит-андезит-базальтовая ассоциация	92
О формационном составе вулканических пород	94
Глава IV. Эволюция вулканизма и становление депрессий	96
Химизм вулканических пород и эволюция магматических расплавов	96
Стадии формирования депрессий	103
Положение и механизм питания вулканов депрессий	115
Глава V. Размещение рудной минерализации в структуре депрессий	118
Характер поствулканических изменений вулканических пород	118
Типы рудных полей депрессий	120
Условия локализации эндогенного оруденения	123
Глава VI. О теоретических аспектах строения и развития вулкано-тектонических депрессий	126
Некоторые направления в исследовании вулкано-тектонических депрессий	126
Тектонические условия возникновения и особенности строения и развития депрессий	131
О формальной модели и принципах организации депрессий	147
З а к л ю ч е н и е	152
Атлас позднепермских вулканических пород Монастырской и Лозанской вулкано-тектонических депрессий	155
Литература	181

Steven T. A., Baine J. C. Resurgent volcanism in the Kistat area, San Juan Mountains, Colorado, Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, 34, No. 1.
Tanakadate H. The problem of caldera in the Pacific region. Proc. 8th of the Fourth Pacific Science Congress, Japan, 1959.

Sadakatu Taneda. Moving of the main chamber of the Sakurajima volcano. The journal of the Geological Society of Japan, Vol. 67, 11, No. 703, Oct.-Nov. 1961.

William H. Tschuback. Notes on the Great Camp Caldera, Sublette County, Idaho, Scotland. Bull. Geol. Society of America, v. 76, 1965.

Westerfeld L. The tectonic causes of caldera formation and their relation to and subsequent basaltic-andesite volcanism. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 67, 1956.

Williams H. Calderas and their associated volcanic features. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 65, No. 3, 1954.

Введение
Глава I. Леодокский овраг
Строение фундамента
Литология
Геологическое строение
Структурные формы
Эрозийные каньоны
Подстилающие структуры
Палеовулканический ландшафт
Нитраты в лавах
Глава II. Вулканический овраг
Литология
Геологическое строение
Строение фундамента
Литология
Геологическое строение
Структурные формы
Эрозийные каньоны
Подстилающие структуры
Палеовулканический ландшафт
Нитраты в лавах
Глава III. Вулканический овраг
Литология
Геологическое строение
Строение фундамента
Литология
Геологическое строение
Структурные формы
Эрозийные каньоны
Подстилающие структуры
Палеовулканический ландшафт
Нитраты в лавах
Глава IV. Вулканический овраг
Литология
Геологическое строение
Строение фундамента
Литология
Геологическое строение
Структурные формы
Эрозийные каньоны
Подстилающие структуры
Палеовулканический ландшафт
Нитраты в лавах

Аркадий Борисович Игнатьев

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИИ

Редакторы Н. П. Рябов, С. А. Пшеничный

Технический редактор Н. Ф. Горошко

Корректор А. А. Голенко

ВЛ 16110. Сдано в набор 10.X-75 г. Подписано к печати 12.XII-75 г.

Формат 60×84¹/₁₆. Объем 12 п. л. Заказ 7764.

Тираж 1.000. Цена 95 коп.

Хабаровское книжное издательство, Серышева, 31.
Уссурийская типография № 3 Управления издательств полиграфии
и книжной торговли Приморского крайисполкома,
г. Уссурийск, ул. Тимирязева, 67.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
4	10 сверху	редкоментальной	редкометальной
9	5 снизу	фундаментов	фундамента
86	7 снизу	Фото 51	Фото 52
143	6 сверху	Ю. А. Косыгиным	Ю. А. Косыгину
148	8 снизу	разнозначность	равнозначность
149	4 сверху	инвариантов	инвариантов
151	2 снизу	гемогенизация	гомогенизация

Цена 95 коп.

1846

